UNIVERSIDAD DE GRANADA

FACULTAD DE CIENCIAS

Departamento de Estratigrafía y Paleontología

EVOLUCION GEOLOGICA ALPINA DEL CONTACTO ENTRE LAS ZONAS INTERNAS Y LAS ZONAS EXTERNAS DE LA CORDILLERA BETICA

VOL. I

(Capítulos 1 a 5)

AGUSTIN MARTIN ALGARRA

TESIS DOCTORAL

Granada, 1987

© Agustín Martín Algarra
I.S.B.N. 84-600-5143-9
Dep. Legal GR. 672-1987
Edita: Depto. Estratigrafía y Paleontología
Facultad de Ciencias, Universidad de Granada
18071 GRANADA (SPAIN)

Impreso: Servicio Reprografía, Fac. de Ciencias
Avda. Fuentenueva s/n 18071 GRANADA (SPAIN)

Tesis Doctoral dirigida por los Profesores Dres: D. Juan Antonio Vera Torres y D. Antonio Estévez Rubio.

Fué defendida el día 13 de Febrero de 1.987, ante el Tribunal formado por los Profesores Dres: D. José María Fontboté Mussolas, Catedrático de la Universidad Central de Barcelona, D. Michel Durand-Delga, Catedrático de la Universidad Paul Sabatier de Toulouse, D. José María González-Donoso, Catedrático de la Universidad de Málaga, D. Pascual Rivas Carrera, Catedrático de la Universidad de Granada y D. Luis Pomar Gomá, Titular de la Universidad de Palma de Mallorca obteniendo la calificación de Apto "Cum Laude".

EVOLUCION GEOLOGICA ALPINA DEL CONTACTO ENTRE LAS ZONAS INTERNAS Y LAS ZONAS EXTERNAS DE LA CORDILLERA BETICA

(SECTOR CENTRAL Y OCCIDENTAL).

Tesis Doctoral

Agustín Martín Algarra

Departamento de Estratigrafía y Paleontología
Facultad de Ciencias
Universidad de Granada

Hay que saber dudar donde es necesario, aseverar donde es necesario, someterse donde es necesario. Quien no lo hace no escucha la fuerza de la razón. Los hay que pecan contra estos principios, o bien aseverándolo todo como demostrativo por no entender de demostraciones, o bien dudando de todo por no saber donde hay que someterse, o bien sometiéndose a todo por no saber donde hay que juzgar.

Pascal, Pensamiento 268

A mi mujer, a mi hija y
a mis padres.

INDICE GENERAL

Capítulo 1: La Cordillera Bética: introducción..... 9

Capítulo 2: El Penibético 45

Capítulo 3: Las unidades subbéticas 221

Capítulo 4: El Complejo del Campo de Gibraltar 289

Capítulo 5: Los Rondaides y otras unidades situadas en el contacto entre las Zonas Internas y las Externas.. 405

Capítulo 6: Los Alpujárrides y Maláguides 625

Capítulo 7: Formaciones neógenas transgresivas 787

Capítulo 8: Tectónica 835

Capítulo 9: Síntesis geodinámica y paleogeográfica 941

Bibliografía 1.091

C A P I T U L O 1:

LA CORDILLERA BETICA: INTRODUCCION

CAPITULO 1. LA CORDILLERA BETICA. INTRODUCCION.

INDICE

1. EL OROGENO ALPINO DEL MEDITERRANEO OCCIDENTAL..... 13

2. RASGOS GEOLOGICOS GENERALES DE LA CORDILLERA BETICA..... 16
   2.1. Grandes conjuntos tectónicos y paleogeográficos..... 16
      2.1.1. Las Zonas Externas..... 18
      2.1.2. El Complejo del Campo de Gibraltar..... 20
      2.1.3. Las Zonas Internas..... 21
   2.2. Las relaciones entre la Cordillera Bética y otras cordilleras alpinas..... 22

3. OBJETIVOS, METODOS Y LIMITACIONES DE ESTE TRABAJO..... 24
   3.1. Objetivos..... 24
   3.2. Métodos..... 25
      3.2.1. A propósito del trabajo de campo..... 26
      3.2.2. Sobre los criterios de correlación y la metodología del análisis de cuencas..... 30
      3.2.3. Bioestratigrafía utilizada..... 31
   3.3. Limitaciones de este trabajo..... 40

4. PLANTEAMIENTO DE LA EXPOSICION..... 41

5. AGRADECIMIENTOS..... 44

CAPITULO. 1. LA CORDILLERA BETICA. INTRODUCCION

1. EL OROGENO ALPINO DEL MEDITERRANEO OCCIDENTAL.

La Cordillera Bética forma, junto con el Rif, la terminación occidental del Orógeno Alpino Perimediterráneo, que se extiende desde el Estrecho de Gibraltar hasta Asia Menor. Este orógeno está constituído por una sucesión de Cordilleras, preferentemente orientadas en dirección O-E, cuyo rasgo tectónico más característico es que presentan una estructura en mantos de corrimiento, principalmente originados durante el Cretácico y el Terciario. Dos grandes cordilleras, los Dinárides y los Apeninos, presentan una dirección NNO-SSE claramente perpendicular a la predominante, lo que permite diferenciar dos grandes porciones en el Orógeno Alpino Perimediterráneo, a gran escala dispuestas, respectivamente, alrededor del Mediterráneo oriental y el occidental, y cuya conexión longitudinal se efectúa a traves de los Alpes.

El **Orógeno Alpino del Mediterráneo Occidental** (Fig. 1) está formado por una alineación de cadenas, casi completamente cerrada, que presentan una estructura centrífuga con respecto al área ocupada por el mar, excepto en su porción septentrional.Dentro de él se pueden distinguir tres segmentos principales. El segmento meridional, el más largo, está constituído por las Cordilleras Norteafricanas del Rif y del Tell. A través de Sicilia, mediante el Arco Cálabro Peloritano, se produce la conexión con el Apenino, que constituye el segmento oriental. Por medio del Arco de Gibraltar, el Rif conecta con la Cordillera Bética, que, junto con las Baleares (excepto Menorca), forman el segmento noroccidental. Al E de Mallorca el Orógeno Alpino se interrumpe bruscamente y no reaparece hasta la Córcega Alpina, que es la continuación formal de los Alpes Occidentales hacia el S. Estos últimos, a la altura de Génova, contactan con el Apenino por medio de una compleja zona, que suele interpretarse como un accidente transcurrente de preexistencia paleogeográfica, y que constituye el cierre septentrional del Orógeno Alpino del Mediterráneo Occidental.

Otras Cordilleras Alpinas, vecinas a este orógeno pero que deben ser consideradas aparte son, del lado africano, las Cordilleras del Atlas (Alto Atlas, Atlas Medio, Atlas Sahariano, Atlas Tunecino), y, del lado europeo, por una parte la Cordillera Ibérica y los Catalánides y, por otra, el Pirineo y su prolongación oriental por las Cadenas Provenzales, cuyas directrices tectónicas interfieren hacia el E con las de los Alpes.

En un corte transversal al orógeno se pueden distinguir varias zonas estructurales (Aubouin, 1965):

a) Un antepaís o zona estable y no deformada, hacia la cual se han desplazado las unidades alóctonas del Orógeno. Está constituído por un zócalo paleozoico o más antiguo que, a veces, pero no siempre, está recubierto por una cobertera mesozoica y terciaria poco o nada plegada.

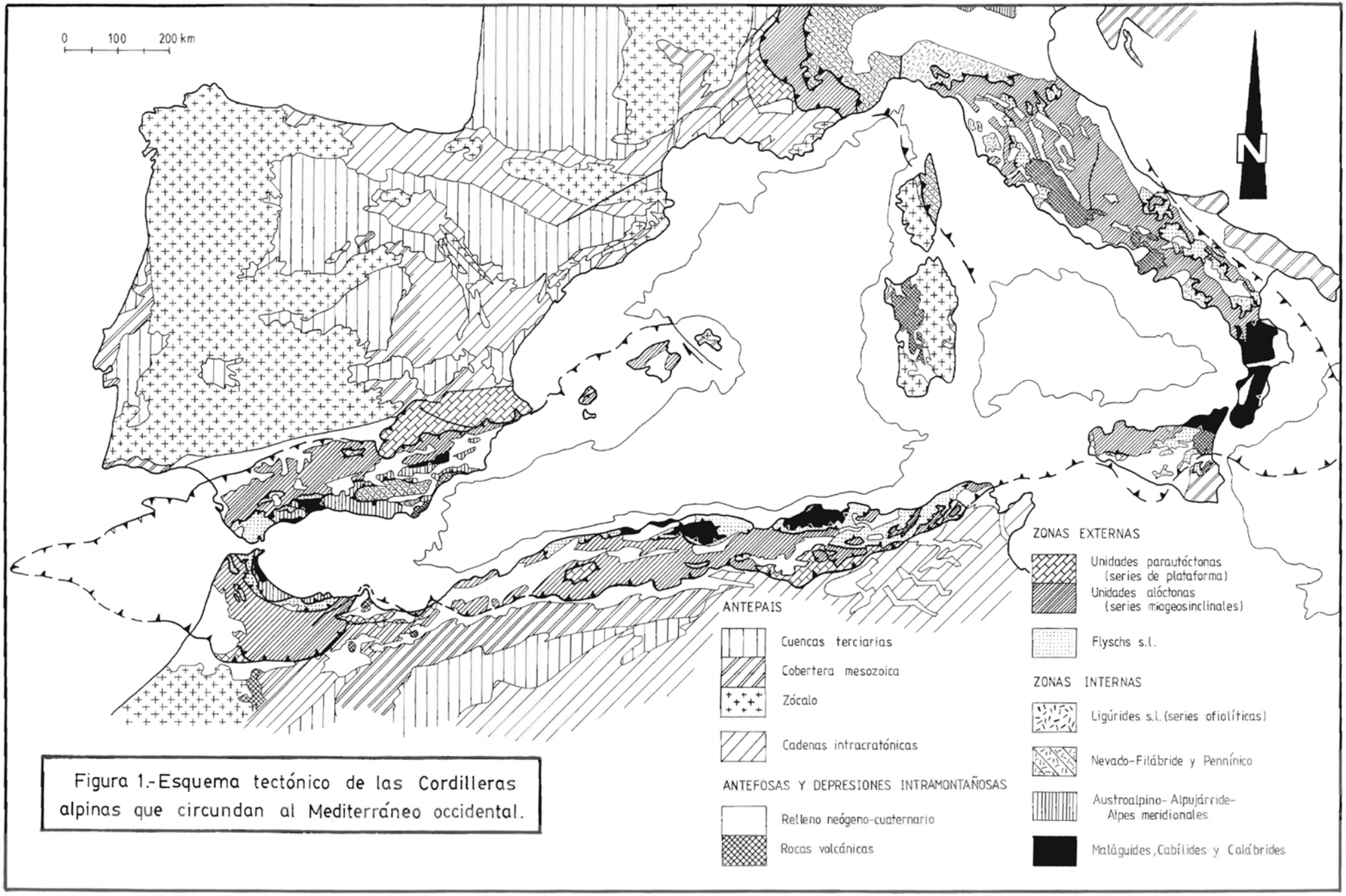


Figura 1.- Esquema tectónico de las Cordilleras alpinas que circundan al Mediterráneo occidental.

Entre el antepaís y el orógeno es frecuente que se intercale una **antefosa**, rellena por materiales neógenos poco o nada plegados, salvo en su margen más interno, en el cual, dentro de los sedimentos que constituyen el relleno de la antefosa, se intercalan grandes masas de materiales alóctonos provenientes del frente del orógeno. En otros casos la antefosa no existe y se pasa gradualmente del antepaís al orógeno a través de una zona, formada por terrenos de cobertera sobre todo, dentro de la cual se observa un incremento progresivo de la deformación: en las Cordilleras Norteafricanas esta zona suele designarse como "**antepaís plegado y escamado**".

b) El **orógeno** propiamente dicho, está constituído por dos grandes dominios estructurales:

- Las **Zonas Externas** son adyacentes al antepaís o a la antefosa y están predominantemente constituídas por materiales de cobertera (mesozoicos y terciarios) cuya estructura es autónoma con respecto al zócalo, que no aflora en la mayor parte de los puntos. La estructura se debe a una **tectónica de despegue** que da lugar a plegamientos y a mantos de corrimiento, a menudo emplazados por deslizamiento gravitacional. Las Zonas Externas suelen estar poco o nada afectadas por el metamorfismo alpino, representan la continuación paleogeográfica, hacia el interior de la cuenca, de la cobertera del antepaís y, por lo general, muestran una evolución estratigráfica y paleogeográfica de tipo miogeosinclinal o margen continental.

-Las **Zonas Internas** aparecen estructuradas en grandes mantos de corrimiento en los que participan conjuntamente el zócalo y la cobertera y, en muchos casos, han sido intensamente afectadas por el metamorfismo alpino. Una parte de las Zonas Internas puede estar constituída por terrenos ofiolíticos y por sedimentos pelágicos oceánicos de edad mesozoica y a veces terciaria, que muestran una evolución estratigráfica y paleogeográfica de tipo eugeosinclinal. Esto se observa sobre todo en los Alpes y Apeninos pero en las Cordilleras Bética y Norteafricanas prácticamente no existen ofiolitas y las Zonas Internas aparecen mayoritariamente constituídas por terrenos del zócalo, mientras que la cobertera mesozoica y terciaria suele aparecer bastante mal representada, sobre todo después del Trías.

c) Una serie de **depresiones intramontañosas** aparecen rellenas por potentes sucesiones de materiales neógenos y cuaternarios, que son posteriores a las deformaciones tectónicas principales y reposan en franca discordancia sobre los terrenos plegados del orógeno, pero que suelen haber sido afectados por deformaciones neotectócnicas, localmente muy intensas, principalmente a lo largo de zonas de fractura. Es frecuente que sobre las Zonas Internas se depositen los terrenos posteriores a sus grandes deformaciones internas bastante antes que en las Zonas Externas, de manera que ciertos sedimentos "postorogénicos" con respecto a las primeras sean "preorogénicos" con respecto a las segundas. Este hecho revela el retraso de la deformación orogénica y su pérdida gradual de intensidad hacia las Zonas Externas.

d) Una depresión en posición interna ocupada por el mar, que puede estar conectada con las depresiones intramontañosas. Su sustrato está predominantemente formado por una parte de las Zonas Internas que se han hundido a consecuencia de la distensión posterior a las deformaciones orogénicas principales.

Clásicamente se admite (Lemoine, 1978; Aubouin et al. 1980a,b) que el Orógeno Alpino Perimediterráneo se ha formado por colisión de dos grandes áreas continentales entre las cuales existió un extenso mar: el Tethys. Dentro del Tethys se originó una zona oceánica durante el Mesozoico, a consecuencia de la desintegración de una parte de la Pangea, el macrocontinente finipaleozoico (Laubscher y Bernoulli, 1977; Jenkyns, 1980 b; Aubouinet al. 1980a,b). Este fenómeno determinó:

- La inundación por el mar de extensas zonas de Europa y Africa que, durante el Paleozoico terminal y una parte considerable del Trías, habían constituído áreas continentales o costeras, sobre las cuales se depositaron potentes secuencias de sedimentos marinos que muestran una evolución estratigráfico-paleogeográfica análoga a la que se reconoce en los márgenes continentales pasivos (Bernoulli, 1972; Bernoulli y Jenkyns, 1974).

- La formación de una corteza oceánica durante el Jurásico y el Cretácico inferior que, más tarde, sería sometida a subducción (Trümpy, 1975; Dewey et al., 1973; Lemoine, 1978, etc.).

- La individualización de una serie de bloques continentales, tectónicamente móviles, en posición intermedia entre las dos grandes masas continentales mesozoicas de Laurasia y Gondwana (Dewey et al., 1973; Hsü, 1977).

Los sedimentos depositados tanto sobre el océano como sobre los márgenes continentales situados a uno y otro lado del mismo, así como una parte de sus sustratos continentales y oceánicos, fueron intensamente deformados a partir del Cretácico medio y superior junto con los bloques continentales intermedios, los cuales, en su mayor parte, han sido incorporados a las Zonas Internas del orógeno. Esta historia geológica común ha determinado el depósito de sedimentos con facies equivalentes en las diferentes cadenas del Mediterráneo Occidental y la adquisición de una estructura tectónica parecida. Por ello, sin menospreciar las diferencias existentes entre ellas, una visión general sobre su geología es necesaria para comprender la evolución paleogeográfica y tectónica de cada una de ellas.

2. RASGOS GEOLOGICOS GENERALES DE LA CORDILLERA BETICA.

2.1. Grandes conjuntos tectónicos y paleogeográficos.

Como en otras cordilleras alpinas. en la Cordillera

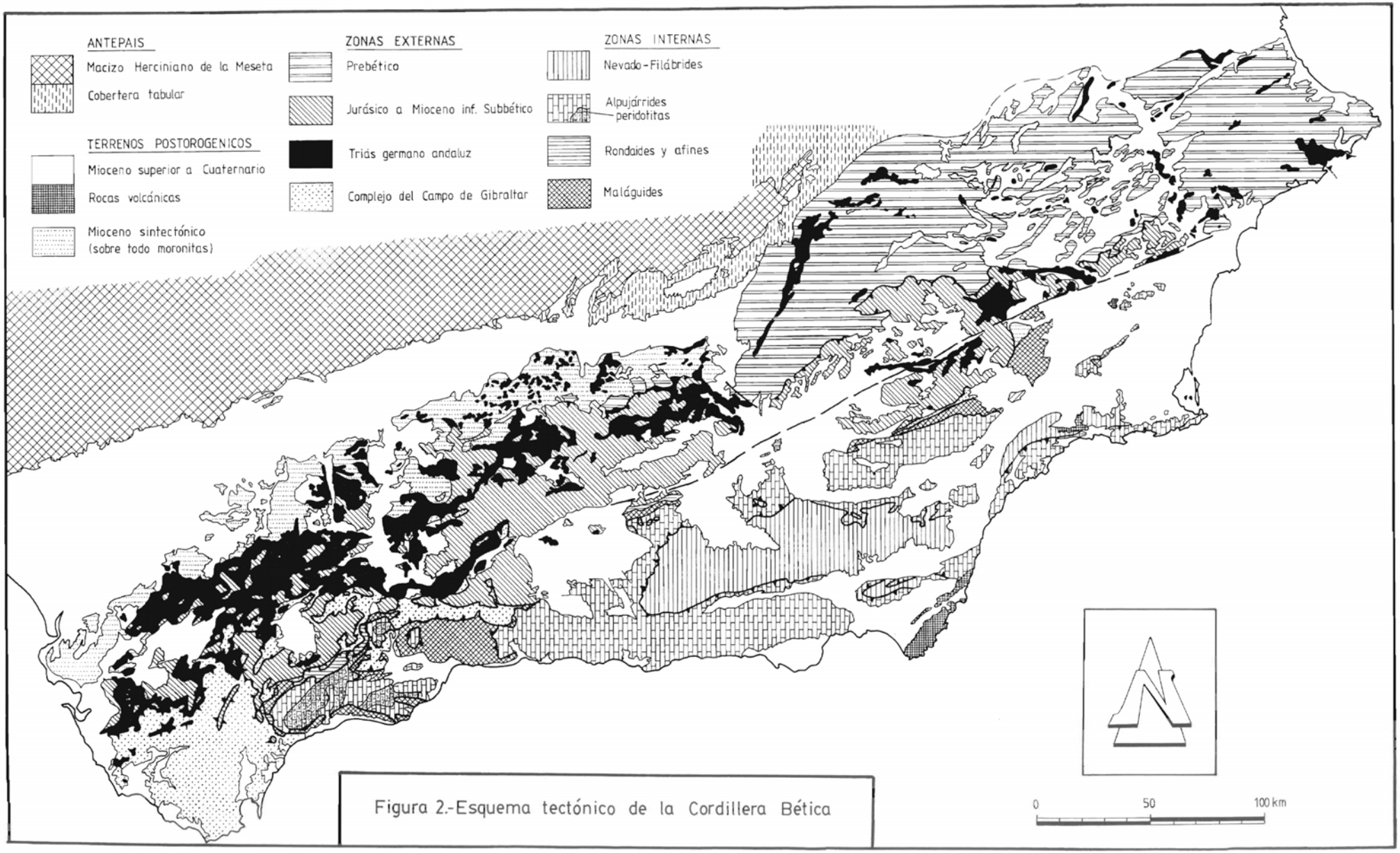


Figura 2.-Esquema tectónico de la Cordillera Bética

Bética (Fig. 2) se suelen distinguir unas Zonas Internas y unas Zonas Externas (**Fallot, 1948; Fontboté, 1970; Julivert et al., 1977**). Cada una de ellas está constituída por una serie de conjuntos tectonopaleogeográficos, es decir, por una serie de unidades tectónicas que se han formado a expensas de dominios paleogeográficos preexistentes, cuya diferenciación ha estado a menudo condicionada por una combinación de factores tectónicos y estratigráfico-sedimentológicos. Aparte de estas zonas, se distingue también una antefosa, la Depresión del Guadalquivir, una depresión interior que se corresponde esencialmente con el mar de Alborán, y una serie de depresiones intramontañosas que a menudo se instalan sobre el contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas, como es el caso de las depresiones de Granada y de Guadix-Baza.

Dentro de las **Zonas Externas** se diferencian dos grandes conjuntos tectonopaleogeográficos: el Prebético y el Subbético. Dentro de las **Zonas Internas** se diferencian, a su vez, cuatro grandes dominios tectonopaleogeográficos: el Nevado-Filabride, el Alpujárride, el Rondaide, y el Malaguide. Además hay que mencionar al Complejo del Campo de Gibraltar que ocupa una posición intermedia entre las Zonas Internas y las Externas, por lo que algunos autores lo incluyen en una denominada "Zona Media" (**Peyre,1969a,b**).

2.1.1. Las Zonas Externas.

El **Prebético (Blumenthal, 1927)** es el dominio tectonopaleogeográfico más externo y de estructura más simple, aunque ésta varía apreciablemente en sentido longitudinal. Sólo está representado en la mitad oriental de la cordillera y puede considerarse autóctono o parautóctono en sus sectores más externos, que son adyacentes al antepaís de la Meseta, con cuya Cobertera Tabular transicionan sin solución de continuidad tectónica ni paleogeográfica, como puede observarse en muchos puntos. Los sectores prebéticos más internos, por el contrario, han sido afectados por una tectónica de despegue que ha provocado acortamientos muy importantes que se han resuelto por plegamiento e imbricación de los terrenos de la cobertera. Además el Prebético aparece disectado por accidentes transcurrentes de gran longitud y, a veces, gran salto, que determinan cambios bruscos en las directrices tectónicas y paleogeográficas.

Durante la mayor parte de su historia geológica el Prebético constituyó un dominio de plataforma adyacente a un continente en el que predominantemente se depositaron sedimentos carbonatados. A esta plataforma también accedieron sedimentos terrígenos procedentes de la Meseta Ibérica, que en algunos momentos de la historia geológica, llegaron a expandirse por la mayor parte del dominio. Durante gran parte del Cretácico inferior los sectores más externos del Prebético fueron sometidos a emersión y erosión. Las potencias de las series aumen-

tan hacia los sectores más internos, lo que refleja un aumento de la velocidad de subsidencia contemporánea del depósito en el mismo sentido y determina la desaparición del zócalo en profundidad, que no vuelve a aparecer en ningún punto de las Zonas Externas. Los estudios de sísmica de reflexión revelan que el zócalo no se encuentra deformado bajo los sectores más externos de las Zonas Externas y que se sitúa entre 5 y 8 Km. de profundidad (**Azéma et al., 1979**).

El Subbético (**Bertrand y Kilian, 1889**) representó la continuación del Prebético hacia el interior de la cuenca, como lo demuestra la presencia de unas Unidades Intermedias entre ambos (**Foucault 1964; Ruiz-Ortiz, 1980**). A partir del Lías medio (**García-Hernández et al., 1976**) se produjo la individualización paleogeográfica de ambos dominios y el Subbético pasó a constituir una cuenca pelágica de morfología irregular, en la que se detecta una evolución estratigráfica y paleogeográfica equivalente a la de los márgenes continentales pasivos (**García-Hernández et al., 1980; Vera, 1981, 1984a**).

Tal vez el rasgo más evidente de la estructura general del Subbético sea la amplia autonomía que muestran los materiales triásicos con respecto a los postriásicos (**Fallot, 1945, 1948**). Además hay que destacar la ausencia de directrices tectónicas netamente definidas, excepto dentro de regiones o unidades determinadas (**Blumenthal, 1927, 1934a,b**). El estilo de la deformación es variado de unos puntos a otros, pero es de destacar la presencia de un intenso plegamiento e imbricación, que suele ser vergente hacia el exterior de la cordillera en la mitad más externa del Subbético y vergente hacia el interior de la misma en muchos puntos de la mitad más interna (**F. Jerez-Mir, 1979, 1980; Megías et al., 1983**).

Varios de los frentes de cabalgamiento determinan superposiciones tectónicas plurikilométricas, entre las cuales destaca la del Subbético sobre el Prebético (**Blumenthal, 1927; Fallot, 1945, 1948**) o la del Subbético sobre el Neógeno de la antefosa del Guadalquivir (**Perconig, 1960-62**). En este último caso, en particular, es tal vez impropio hablar de una superposición tectónica en el sentido más estricto, ya que, como han señalado **Martínez del Olmo et al., (1984)** el Subbético, junto con ciertos fragmentos prebéticos occidentales y con diversas formaciones sinorogénicas del Mioceno medio, puede ser también considerado como un material sedimentario formado a partir de grandes fragmentos de unidades alóctonas, que se había emplazado por acción de la gravedad en el borde meridional de la depresión. Es de destacar, por último y por lo que se refiere a su estructura, que el Subbético aparece disectado por accidentes transcurrentes de gran salto en dirección cuya importancia no ha sido puesta de manifiesto sino hasta tiempos bastante recientes (**Hermes, 1978a, 1985; De Smet, 1984b**), y que son en buena parte los responsables de la notable fragmentación y discontinuidad tectónica que muestran sus materiales.

Al producirse su individualización tectonopaleogeográfica durante el Lías medio, dentro del Subbético se diferenciaron áreas afectadas por una subsidencia diferencial, determinada por una fracturación que afectó a niveles profundos del zócalo, como lo demuestra la

existencia de un vulcanismo contemporáneo. Este fenómeno conllevó la aparición de cuatro grandes dominios paleogeográficos en los que se depositaron sucesiones principalmente pelágicas, pero de espesor y características litoestratigráficas y sedimentarias bastante diferentes entre sí. Estos dominios (**Azéma et al., 1979; García-Hernández et al., 1980**) son, de más externo a más interno, el de las Unidades Intermedias entre el Subbético y el Prebético, el Subbético externo, el Subbético medio y el Subbético interno. Cada uno de ellos presenta variaciones importantes en sentido longitudinal, que son especialmente manifiestas en el Subbético interno, cuya porción occidental se diferencia netamente del resto y es denominada, en este trabajo, Penibético (**cf. Martín-Algarra y Vera, 1982**). Sus rasgos sedimentarios, así como las diferencias estratigráfico-paleogeográficas entre ellos variaron a lo largo del tiempo, pero fueron especialmente manifiestas durante el Jurásico y el Cretácico inferior: las Unidades Intermedias y el Subbético medio constituyeron áreas de surco, esto es, cuencas profundas y subsidentes, en las que se acumularon notables espesores de sedimentos principalmente margosos y caligo-margosos; el Subbético externo e interno y el Penibético constituyeron áreas más reacias a la subsidencia, en las que persistió temporalmente el depósito de sedimentos de facies neríticas en bancos carbonatados aislados en el seno de la cuenca pelágica, en las que se produjo el depósito de facies pelágicas reducidas y condensadas y en las que se acumuló, finalmente, un menor espesor de sedimentos calizo-margosos.

2.1.2. El Complejo del Campo de Gibraltar.

En cierto modo el Complejo del Campo de Gibraltar (**Fallot, 1948**) podría considerarse como el conjunto de unidades tectónicas más internas de las Zonas Externas dado que está constituído por terrenos de cobertera y no está afectado por el metamorfismo alpino. Sin embargo, los rasgos estratigráfico-paleogeográficos de los sedimentos que lo componen indican que su depósito debió tener lugar en una cuenca profunda con características, en parte, propias de un eugeosindical, y por tanto, de un dominio que más bien constituiría más tarde, las Zonas Internas(**Aubouin, 1965**). Por su posición tectónica y su constitución litoestratigráfica, presenta, pues, características un tanto intermedias, de ahí que **Peyre (1969a,b)** lo atribuyera a una "Zona Media".

Este complejo presenta una posición tectónica muy diversa, aunque tiende a ser, por lo general, la superior, sobre todas las restantes unidades de la cordillera. No obstante, aparece profundamente enraizado entre las Zonas Internas y las Externas. Su estructura es extraordinariamente compleja aunque su aloctonía está fuera de toda duda. Está constituído por materiales cretácicos, paleógenos y, sobre todo, del Mioceno inferior, que muestran un desarrollo predominante de **facies flysch**.

2.1.3. Las Zonas Internas.

Dentro de las Zonas Internas, el **Nevado-Filábride** (**Brouwer, 1926; Egeler, 1963**) constituye la entidad tectónica más profunda. Está exclusivamente constituído por rocas metamórficas, dentro de las cuales se suele distinguir un zócalo paleozoico o más antiguo y una cobertera triásica y, tal vez, postriásica. Su significado paleogeográfico está muy mal conocido y presenta una estructura interna en mantos de corrimiento. A su vez está recubierto por otro complejo de mantos formado a partir de otros dominios tectonopaleogeográficos: el **Alpujárride (Brouwer, 1926; Van Bemmelen, 1927).**

Los Mantos Alpujárrides, desde un punto de vista litoestratigráfico, están formados por un zócalo pretriásico constituído por rocas metamórficas intensamente recristalizados durante la Orogenia Alpina, aunque es posible que hubieran sido afectadas por un metamorfismo prealpino, cuyas trazas apenas son conocidas. Es de destacar que forman parte del Alpujárride los extensos macizos de rocas ultrabásicas (peridotitas) del O de la Cordillera, que encajan en los terrenos del zócalo. La cobertera está predominantemente constituída por rocas carbonatadas más o menos recristalizadas durante el metamorfismo alpino según las unidades y regiones, de edad triásica y de facies alpina, que se depositaron en una extensa plataforma carbonatada somera.

La existencia de sedimentos postriásicos en los Mantos Alpujárrides no ha podido hasta ahora ser demostrada. Existen, sin embargo, una serie de elementos tectónicos que poseen un Trías alpino y una cobertera postriásica relativamente bien desarrollada que, en este trabajo, designaré como **Rondaides**, siguiendo a **Blumenthal (1927, 1928a)** Estos últimos ocupan una posición tectónica equivalente a la de los Alpujárrides, pero sus afloramientos se limitan exclusivamente a los sectores próximos o adyacentes al contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas.

Los **Rondaides (Blumenthal, 1928a, 1930)** están constituídos por un gran número de elementos tectónicos pequeños y lateralmente discontinuos, a menudo con una estructura interna en escamas. El elemento de mayores dimensiones, situado al SE de Ronda (la unidad de las Nieves) constituye un manto de corrimiento de características tectónicas y posición equivalente a la de ciertos mantos alpujárrides, y está afectado localmente, por un metamorfismo alpino de características alpujárrides.

Los sedimentos de facies de plataforma del Trías superior alpino de los Rondaides fueron reemplazados por sedimentos pelágicos a partir del Lías inferior. Su evolución estratigráfico-paleogeográfica fue también análoga a la que se reconoce en los márgenes continentales pero, a diferencia de lo que sucedió en el Subbético, la diversificación paleogeográfica fue menos importante y menos neta. En su conjunto, el dominio tectono paleogeográfico rondaide pasó a constituir una zona de talud continental, bastante compleja en su morfología de

detalle, probablemente adyacente a una cuenca profunda de características oceánicas, y que recibió muy pocos aportes sedimentarios después del Lías, razón por la cual el espesor de sus series estratigráficas postriásicas es extraordinariamente reducido y abundan las lagunas estratigráficas, aún a pesar de que los escasos sedimentos postriásicos que aparecen muestran facies profundas. En otras palabras, los Rondaides formaron parte de un margen subalimentado (starved margin) durante la mayor parte de su historia sedimentaria alpina.

El Maláguide (**Blumenthal, 1927; Durand-Delga, 1963, 1968**) constituye el conjunto superior de la pila de mantos de corrimiento de las Zonas Internas de la Cordillera Bética. Esta constituido por un zócalo paleozoico poco o nada metamorfizado sobre el que reposa, en discordancia, un Permotrías detrítico de color rojo y una delgada cobertera sedimentaria marina, esencialmente carbonatada, en la que se detectan influencias pelágicas a partir del Lías medio. En su conjunto, el Maláguide constituyó un dominio reacio a la subsidencia y poco profundo, que durante varias etapas de su historia fue incluso sometido a emersión.

Para ciertos autores, una parte de los materiales que, en este trabajo, atribuyo a la cobertera postpaleozoica del Maláguide debe ser agrupada junto con los Rondaides en una entidad paleogeográfica y estructural que **Durand-Delga y Foucault (1967)** denominaron "Dorsal Bética". Considero inadecuado este término para designar a una entidad tectonopaleogeográfica mayor, por una serie de razones que expondré a lo largo de este trabajo, por lo cual aquí no será empleado.

2.2. Las relaciones entre la Cordillera Bética y otras Cordilleras Alpinas.

La Cordillera Bética es la más occidental de las Cordilleras Alpinas Europeas (Fig. 1). A través de las Baleares y, más allá, de Córcega, conecta con los Alpes. Desde antiguo los geólogos han comparado la geología de la Cordillera Bética con la de los Alpes, e incluso, algunos autores como **Staub (1926, 1934)** llegaron a considerar que las unidades tectónicas béticas representaban la prolongación lateral de ciertos mantos, o mejor, conjuntos de mantos de corrimiento, definidos en los Alpes. En particular, han sido señaladas las semejanzas entre ciertas unidades pennínicas y nevado-filábrides: la ventana tectónica de Sierra Nevada ha sido equiparada a menudo con la ventana de los Altos del Tauern, en los Alpes Orientales. De igual forma, los Mantos Alpujárrides y los Rondaides han sido considerados equivalentes tectónicos y estratigráfico-paleogeográficos de los Mantos Austroalpinos de los Alpes.

Fallot (1954), sin negar las semejanzas entre la Cordillera Bética y los Alpes, advirtió que una correlación simplista no debía ser en forma alguna aceptada, sobre todo a causa de dos factores: la gran distancia que las separa y la ausencia de materiales postriásicos en los Alpujárrides. El progreso de las investigaciones ha confirmado, sin embargo, la existencia de numerosas afinidades litológicas, estratigráficas, tectónicas, paleogeográficas e incluso metamórficas, entre la Cordillera Bética y los Alpes

Las semejanzas entre la Cordillera Bética y el Rif, que es la más occidental de las cordilleras alpinas norteafricanas, fue especialmente remarcada por **Durand-Delga (1963, 1966)** quien constató incluso la presencia, en ambas cordilleras, de una serie de grandes unidades tectónicas comunes, que más tarde fueron descritas con mayor detalle por **Didon et al. (1973).**

Las Zonas Externas rifeñas y béticas muestran marcadas diferencias entre sí. El Subbético y el Prebético no aparecen representados al S del Estrecho de Gibraltar. Por el contrario un elemento bastante interno de las Zonas Externas rifeñas (la unidad intrarifeña de Tánger: **Durand-Delga et al., 1960-62**) sí aparece representado en el sector bético, donde forma parte de uno de los elementos tectónicos del Complejo del Campo de Gibraltar, la unidad de Almarchal. (*1)

Los restantes elementos tectónicos principales de este complejo también aparecen representados en el Rif. Por lo que se refiere a las Zonas Internas, todos los elementos tectónicos rifeños aparecen representados en la Cordillera Bética: los Ghomárides son equivalentes de los Maláguides, los Sébtides, de ciertos Mantos Alpujárrides; y los Tetuánides de los Rondaides, aunque estos dos últimos conjuntos, así como ciertos elementos de la cobertera maláguide, suelen ser designados como "Dorsal bético-rifeña").En el Rif no aparecen representados, sin embargo, ni el Nevado-Filábride ni los Mantos Alpujárrides más bajos.

Es evidente, por tanto, que la evolución geológica alpina de la Cordillera Bética occidental ha estado estrechamente relacionada con la de la porción occidental de las Cordilleras alpinas norteafricanas. La formación del Arco de Gibraltar **(Andrieux et al., 1971)** viene a ser la culminación de esta historia geológica en buena parte común. Sin embargo, no se puede olvidar que existen netas diferencias entre la Cordillera Bética y el Rif por lo que se refiere tanto a la totalidad de las Zonas Externas como a una parte muy importante de las Zonas Internas. Es necesario, por tanto, tener en cuenta la posición tectónica y paleogeográfica particular de la Cordillera Bética en la terminación occidental del segmento europeo del Orógeno Alpino para comprender y explicar sus peculiaridades geológicas con respecto a las Cordilleras Norteafricanas y a los Alpes.

(*1) **Nota del Autor (2022):**
La unidad bética de Almarchal s.l., que incluye también a la unidad de Facinas es estrictamente equivalente a la que Didon et al. (1973) denominaron Unidad de Tánger Interna, que aflora exclusivamente en ventanas tectónicas en la región de Tetuán. Como dichos autores señalaron, la unidad de Tánger Interna-Almarchal-Facinas deber ser considerada como una unidad Masílica (por tanto del Complejo de los Flyschs, y no como una unidad estrictamente perteneciente a las Zonas Externas Rifeñas.

3. OBJETIVOS, METODOS Y LIMITACIONES DE ESTE TRABAJO

3.1. Objetivos.

Entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética existen netas diferencias tectónicas y estratigráficas. Este hecho, por sí solo, revela que el contacto entre las Zonas Internas y las Externas constituye un accidente tectónico y paleogeográfico de importancia mayor, y que a lo largo de él se han debido efectuar movimientos de gran magnitud que han debido determinar, en última instancia, un acortamiento tectónico extraordinariamente importante. Precisamente por esta razón, así como por el hecho de que no existen o son muy escasos los elementos de características estratigráfico-paleogeográficas intermedias entre las de las Zonas Internas y las Externas, la geología y, sobre todo, la paleogeografía de la región donde se produce el contacto entre estos dos conjuntos tectonopaleogecgráficos mayores ha sido y es objeto de multitud de diferentes interpretaciones. Las discrepancias entre ellas han sido y son de tal índole que aún no hay un acuerdo sobre la procedencia paleogeográfica relativa entre las diferentes unidades alóctonas implicadas en el mismo ni, por consiguiente, en la dirección y sentido del desplazamiento de los mantos de corrimiento en las Zonas Internas. Sin embargo, los distintos modelos que han sido propuestos hasta la fecha no han abordado el problema en su total complejidad. Cada uno de ellos se basa en el estudio de tal o cual grupo de unidades tectónicas o en aspectos fundamentalmente tectónicos, lo que inevitablemente ha conducido a una aproximación sesgada y parcial a las cuestiones paleogeográficas. Por tanto, las conclusiones obtenidas en cada caso, aunque son aplicables a algunas unidades o a ciertos aspectos de la estructura, son completamente inadecuadas para explicar las características geológicas de otras unidades no menos importantes o bien para comprender las relaciones paleogeográficas entre ellas. A mi parecer, este trabajo, cuyo objetivo principal ha sido la **proposición de un modelo de reconstrucción paleogeográfica dinámico y coherente de las unidades implicadas en el contacto entre las Zonas Internas y las Externas de la Cordillera Bética**, preferentemente sobre la base de los datos recogidos en un sector central y occidental, es el primero en el que se aborda la paleogeografía de esta controvertida región en su total complejidad. En otras palabras, el objetivo principal de este trabajo ha sido efectuar un análisis de cuencas de la región del contacto entre las Zonas Internas y las Externas.

Como es evidente, para poder llegar a cubrir este objetivo principal han debido ser cubiertos, al menos parcialmente, una serie de objetivos secundarios de índole estratigráfica, tectónica y paleogeográfica. Parte de ellos habían sido ya llevados a cabo por diversos autores precedentes, como iré señalando a lo largo de este trabajo. Entre los objetivos tectónicos ha sido necesario proceder a una diferenciación neta, y catalogación y agrupación de los distintos

elementos implicados en el contacto entre las Zonas Internas y Externas, reconocer su estructura interna y sus relaciones tectónicas entre sí. Entre los objetivos estratigráficos ha sido necesario establecer con el máximo detalle posible la columna estratigráfica de los distintos elementos tectónicos y por tanto la datación paleontológica de los diversos niveles estratigráficos interesantes en ellas representados hasta ahora mal datados o no datados, al objeto de obtener referencias sólidas con las que efectuar una correlación. Por último, ha sido preciso proceder al análisis de las facies sedimentarias mesozoicas y terciarias a fin de caracterizar los distintos ambientes sedimentarios en que se depositaron las distintas unidades litoestratigráficas que constituyen cada una de las unidades tectónicas distinguidas, y de establecer las relaciones paleogeográficas de cada una de ellas con las adyacentes. El estudio del metamorfismo no constituía un objetivo de esta tesis, pero ha debido ser realizado en su caso para poder conocer la evolución tectónica de ciertas unidades alpujárrides. Este estudio ha sido principalmente efectuado por uno de los directores de este trabajo, el profesor A. Estévez, y completado por el autor.

Habida cuenta del departamento en el que se ha realizado este trabajo, de las líneas de investigación tradicionales del mismo, de que su objetivo central es la proposición de un modelo de reconstrucción paleogeográfica y también de las características estratigráficas de las unidades implicadas, he prestado una atención preferente al estudio estratigráfico y al análisis de las facies. Una especial dedicación han merecido las facies pelágicas, en particular las facies reducidas y/o condensadas y las discontinuidades estratigráficas (**Vera 1981, 1984a,b.**), por su significado paleogeográfico y paleotectónico particular y por su relación con las variaciones relativas del nivel del mar. Las facies turbidíticas, ampliamente representadas en el Complejo del Campo de Gibraltar, no han sido directamente estudiadas en este trabajo, salvo en algún caso concreto y de importancia menor, dado que un estudio detallado ha sido realizado ya por **Pendón (1978)**; no obstante, ha sido necesario reinterpretar algunos resultados obtenidos por este autor, a la luz de los avances recientes en el conocimiento de la geología regional y de las facies turbidíticas, a fin de poder integrar las características sedimentológicas y paleogeográficas de las unidades del Complejo del Campo de Gibraltar en un modelo más general. Como el lector podrá comprobar a lo largo de este trabajo, la revisión y, en su caso reinterpretación de datos previos para proceder a su integración en un modelo de evolución geológica general para la Cordillera Bética, ha constituído un objetivo fundamental de esta Tesis Doctoral.

3.2. Métodos

Como es usual en los trabajos de investigación geológica los métodos utilizados han sido de campo, de laboratorio y de gabinete. Especial atención ha debido prestarse, por la naturaleza del traba-

jo, a la correlación tectónica y estratigráfica, lo que ha hecho necesario efectuar una revisión crítica lo más exhaustiva que ha sido posible, de la bibliografía publicada hasta la fecha sobre las unidades implicadas en el contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas, dado que no todas las áreas han podido ser estudiadas de modo similar.

Los métodos de campo se pueden resumir en los siguientes puntos:

- Reconocimiento y exploración de la región del contacto entre las Zonas Internas y las Externas.

- Levantamiento del mapa geológico.

- Levantamiento de cortes geológicos y perfiles estratigráficos.

- Muestreo sistemático de ciertas áreas, formaciones o perfiles estratigráficos, al objeto de recoger macrofaunas fósiles, muestras levigables para proceder a su estudio micropaleontológico y muestras de rocas para tallar láminas delgadas o bien para realizar otros estudios de laboratorio. Estos muestreos han estado acompañados de un análisis de las facies sobre el terreno y, en algunos casos, de toma de fotos.

Los métodos de laboratorio han consistido esencialmente en el estudio de las láminas delgadas para su descripción petrográfica y el conocimiento de sus microfacies. En el caso de las rocas sedimentarias el estudio microscópico ha sido realizado por el autor; las rocas metamórficas han sido principalmente estudiadas por uno de los directores de este trabajo, el profesor A. Estévez. En contados casos se ha procedido a otros estudios de laboratorio (análisis químico, difracción de rayos X, etc.) que, al igual que las determinaciones macro y micropaleontológicas, han sido realizadas por especialistas que enumeraré más adelante (cf. 5) salvo en contados grupos que, en parte, han sido estudiados por el autor.

El trabajo de gabinete ha consistido en la elaboración de los datos obtenidos, la escritura y mecanografía de este trabajo y la elaboración de las figuras y fotos.

3.2.1. A propósito del trabajo de campo.

Un trabajo sintético como el que aquí se presenta requiere una gran experiencia previa -que no es el caso del autor, como es obvio- y/o un reconocimiento bastante completo y exhaustivo de una muy extensa región. Este reconocimiento no ha podido ser realizado en la medida que para mí hubiera sido deseable, lo que evidentemente resta solidez a las conclusiones de este trabajo, sobre todo si se tiene en cuenta la gran complejidad tectónica y la notable diversidad estratigráfico-paleogeográfica de los terrenos estudiados. Este defecto

en parte ha intentado ser paliado con una revisión lo más completa que ha sido posible de la bibliografía geológica regional disponible y de la bibliografía de otras regiones alpinas adyacentes, y también mediante un planteamiento un tanto particular del trabajo de campo, que ha resultado de la integración de dos formas diferentes de trabajar, de manera que un área previamente seleccionada ha sido estudiada con mayor atención, mientras que otra área mucho mayor ha sido revisada y estudiada en aspectos más concretos (Fig. 3). El objeto de la revisión bibliográfica ha sido tener en consideración todas las ideas y datos existentes acerca de la geología del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas, así como conocer su nacimiento, evolución y, en su caso, abandono y las razones que dieron lugar a ello. La selección de un área se realizó a fin de estudiar intensa y directamente en su total complejidad la geología de al menos una parte importante del contacto entre las Zonas Internas y las Externas. El reconocimiento de una amplia región ha sido efectuado para completar el conocimiento de las sucesiones estratigráficas, para efectuar correlaciones con las unidades estudiadas con mayor atención y para conocer el significado sedimentario de ciertos elementos tectónicos y/o formaciones problemáticas, y las variaciones paleogeográficas laterales entre los dominios principales reconocidos.

El área cartografiada ha sido una franja del contacto entre las Zonas Internas y las Externas, de entre 10 y 20 km de anchura y de unos 70 km. de longitud, que se alarga desde Alpandeire, al SSO de Ronda, hasta el Puerto de la Boca del Asno, al SSE de Antequera. A lo largo de esta región aflora un gran número de unidades tectónicas de características litológicas y estratigráficas bastante variadas entre sí y se reconocen variaciones progresivas en sentido longitudinal en la estructura del contacto. Todo ello convierte a esta región en un lugar apropiado para plantearse la cuestión de las relaciones paleogeográficas entre las Zonas Internas y las Zonas Externas, con toda su complejidad. Por otra parte, es una región en la que afloran en gran extensión ciertos elementos tectonopaleogeográficos característicos del contacto, como son el Complejo del Campo de Gibraltar y los Rondaides.

La cartografía ha sido realizada sobre foto aérea, a escala aproximada 1:33.000 (Vuelo Fotogramétrico Nacional) y completada a escala 1:18.000 en ciertos sectores. Más tarde ha sido pasada a los mapas topográficos de escala 1:50.000 publicados por el Servicio Geográfico del Ejército, hojas 14-45 (Cortes de la Frontera), 15-45 (Marbella), 15-44 (Ronda), 15-43 (Teba), 16-43 (Ardales), 16-44 (Alora) y 17-43 (Colmenar). Asímismo he realizado levantamientos cartográficos aislados en las hojas 14-46 (Jimena de la Frontera), 14-47 (Estepona), 18-43 (Zafarraya) que se incluyen en las distintas figuras de este trabajo, y en las hojas 19-43 (Dúrcal), 20-43 (Lanjarón) y 20-44 (Albuñol) en este caso en colaboración con A. Estévez, F. Delgado, J.M. Martín y C. Sanz de Galdeano, no reproducidas aquí.

En el área reconocida y no cartografiada he realizado observaciones parciales sobre ciertos aspectos de la estructura y, so-

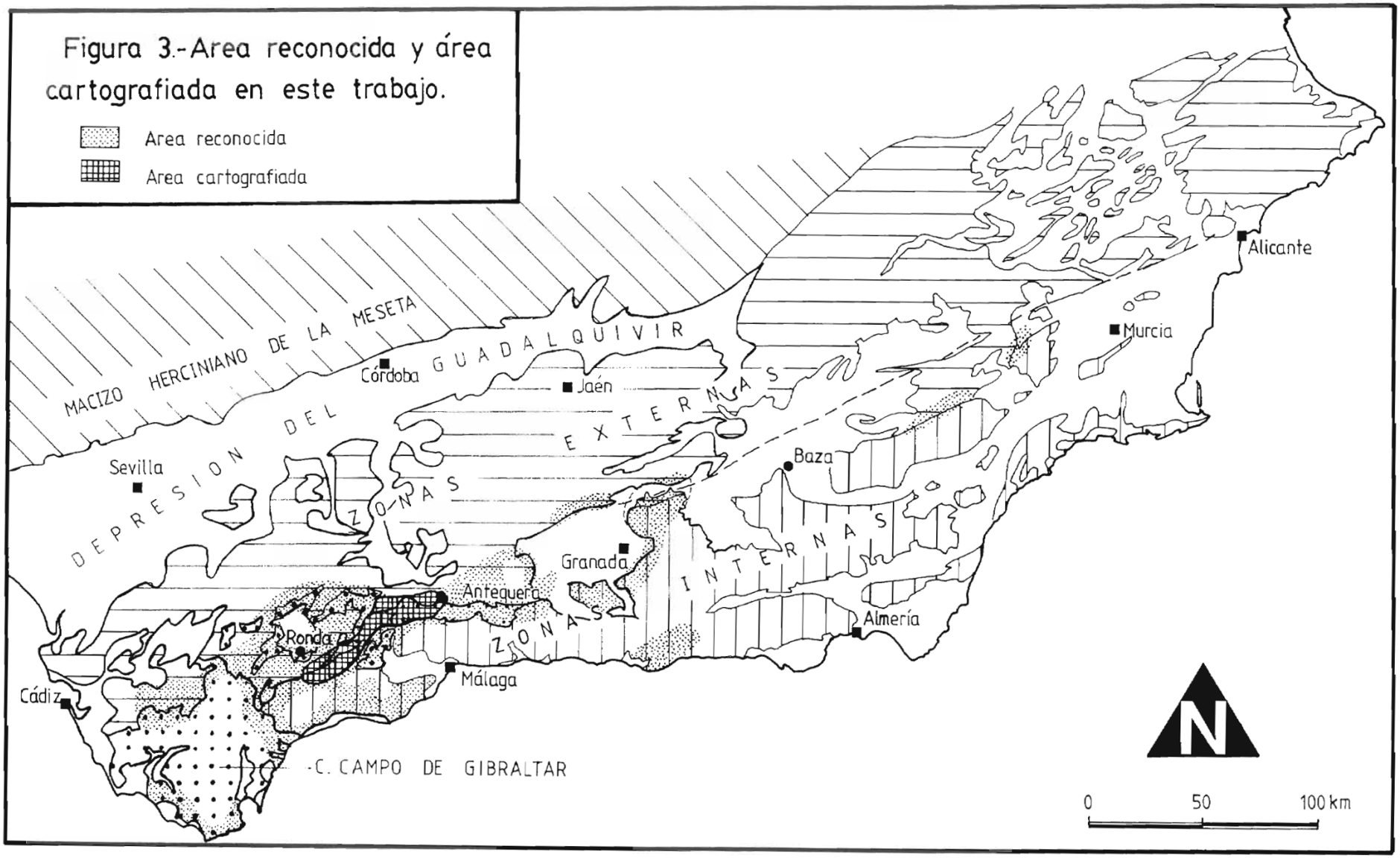


Figura 3.-Area reconocida y área cartografiada en este trabajo.
Area reconocida
Area cartografiada
MACIZO HERCINIANO DE LA MESETA
DEPRESION DEL GUADALQUIVIR
ZONAS EXTERNAS
ZONAS INTERNAS
Córdoba
Jaén
Sevilla
Granada
Baza
Antequera
Ronda
Málaga
Cádiz
Almería
Murcia
Alicante
C. CAMPO DE GIBRALTAR
N
0
50
100 km

bre todo un levantamiento de series estratigráficas y un reconocimiento de las facies sobre el terreno que ha sido completado con una recogida de muestras para el estudio en el laboratorio tanto de sus microfacies (o en su caso su petrografía) como de su contenido fósil. En parte, estos trabajos han sido realizados en colaboración con otros autores, lo que se ha plasmado en una serie de publicaciones conjuntas algunas de ellas aún en prensa o en preparación, y en las que quedan recogidos algunos aspectos parciales de esta tesis. Hay que señalar, además, que la labor de reconocimiento de muchas de estas áreas con vistas a la reconstrucción paleogeográfica general se ha visto facilitada por la existencia previa de importantes estudios realizados por autores de diferentes escuelas.

La labor de reconocimiento y muestreo realizada ha sido desigual. En muchos casos (N y NE de la Provincia de Cádiz, entre Alcalá de los Gazules y Algodonales; Campo de Gibraltar; región entre Campillos y Olvera) sólo he pretendido reconocer las características tectónicas principales y las sucesiones estratigráficas establecidas por otros autores, completadas por un reconocimiento de las facies y, en su caso, un muestreo poco apretado. En otros casos (Corredor del Boyar), alrededores de Ubrique, N de Sierra Arana, Penibético en general, región entre el Torcal de Antequera y Sierra Tejeda) he efectuado un reconocimiento más detallado de las series estratigráficas y de las facies, acompañado de un muestreo más apretado, sobre todo en ciertos niveles interesantes, para efectuar el análisis de las facies y la reconstrucción paleogeográfica (como, por ejemplo, las discontinuidades estratigráficas del Cretácico del Penibético: cf: **Martín-Algarra y Vera, 1982**, o **González-Donoso et al., 1983**), y para conocer su bioestratigrafía (como es el caso de las unidades con Lías inferior pelágico y con ammonites de región de Sierra Arana, los Baños de Alhama, o la prolongación occidental de la Serranía de Ronda: **Braga et al., 1984a,b, 1985**). En otras regiones (Corredor de Vélez-Rubio, depresión de río Pliego) me he limitado a efectuar muestreos para micropaleontología, al mismo tiempo que procedía a un reconocimiento rápido de las facies en el campo. Por último, diversos itinerarios, acompañados de cartografía, análisis de la estructura, levantamiento de series y análisis de las facies, han sido realizados en los materiales alpujárrides, fundamentalmente dentro de las formaciones carbonatadas triásicas de la transversal de Granada a Motril (**Delgado et al., 1981**; **Flügel et al., 1984**; **Estévez et al., 1985a**) y de la Cordillera Bética occidental (Sierra Blanca, Sierra de Mijas, Macizo de los Reales, río Guadaiza).

3.2.2. Sobre los criterios de correlación y la metodología del análisis de cuencas

En una región tectónicamente tan fragmentada como la del contacto entre las Zonas Internas y las Externas de la Cordillera Bética, el análisis de cuencas resulta ser particularmente difícil de realizar. Ello se debe a que faltan porciones extensas de la cuenca, que han desaparecido por causas tectónicas, a que las directrices estructurales no coinciden en el detalle con las paleogeográficas y a que elementos que originalmente eran adyacentes en la actualidad pueden encontrarse muy alejados y viceversa. Para realizar un análisis de cuencas metodológicamente correcto (**Miall, 1984**) deben irse cubriendo sucesivamente una serie de etapas entre las cuales hay que destacar:

- La delimitación precisa sobre un mapa geológico de las unidades tectónicas existentes.

- La correlación tectónica entre las unidades diferenciadas.

- El reconocimiento de su estructura interna y de la naturaleza e importancia de los contactos que las delimitan, así como la evaluación fidedigna (o al menos razonable) de los movimientos acaecidos a lo largo de ellos.

- El establecimiento de la sucesión estratigráfica completa de cada unidad y la datación de sus diferentes términos.

- La correlación estratigráfica entre las diferentes series estratigráficas reconocidas.

- El análisis de las facies sedimentarias y de su evolución espacial y temporal.

- El establecimiento de la posición relativa original de las diferentes unidades tectónicas y la estimación de la anchura de la porción de cuenca representada por cada una de ellas (reconstrucción palinspástica).

- La reconstrucción de la morfología de la cuenca y de los diferentes ambientes sedimentarios que de ella formaron parte, así como de su evolución a lo largo del tiempo.

- La integración del modelo resultante en un cuadro geotectónico y paleogeográfico (climático, oceanográfico, sedimentológico, etc.) más amplio habida cuenta del marco general que proporciona la Tectónica de Placas.

A causa de la complejidad tectónica y la diversidad paleogeográfica de las unidades implicadas en el contacto entre las zonas Internas y de las Zonas Externas de la Cordillera Bética, de la

existencia previa de numerosos trabajos sobre la región y el tema objeto de estudio, y de las discrepancias existentes entre ellos, así como del objetivo principal de esta Tesis Doctoral y de las trayectorias recientes de las investigaciones estratigráficas y paleogeográficas generales desde el momento en que este trabajo fue iniciado, la correlación adquiere una especial significación.

La correlación tectónica se ha de basar sobre todo en el reconocimiento de una posición tectónica equivalente en relación a otras unidades, y en las características de las sucesiones estratigráficas. La estructura interna, el metamorfismo y las variaciones de facies a veces pueden ayudar a establecer dicha correlación tectónica pero en otras ocasiones, por el contrario, la pueden dificultar.

La correlación estratigráfica ha sido realizada principalmente mediante los **fósiles**, pero a falta de éstos o en combinación con ellos, ha sido muy útil también realizar una "**estratigrafía de eventos**" de acuerdo con las tendencias más recientes de la Estratigrafía y la Paleogeografía. Esta metodología asume la premisa de que ciertos eventos o acontecimientos geológicos relativamente bruscos o incluso cíclicos, (climáticos, tectónicos, eustáticos, sedimentológicos, paleontológicos, evolutivos, etc.), han podido afectar a extensas regiones, a veces incluso a la totalidad del planeta. Entendida y aplicada con moderación, esta metodología viene a refinar un poco el Principio del Actualismo, dado que hay sucesos geológicos muy importantes y relativamente rápidos, o incluso catastróficos, esporádicos y discontinuos pero con gran trascendencia geológica que quedan impresos de muy diversa forma, dependiendo de las regiones, en las series estratigráficas. Expresión concreta de este "Neocatastrofismo Actualista" (Hsü, 1983) son las extinciones o relevos masivos de organismos (cf. Fischer y Arthur, 1977) y otras variaciones seculares, como por ejemplo los cambios eustáticos (Vail et al., 1977a,b,c; Hallam, 1984) o las discordancias, a veces debidas a pulsaciones tectónicas que afectan a extensas regiones (cf. Garrido- Megías, 1973, 1981; Megías, 1982a; Mitchum et al., 1977). He procurado, sin embargo, ser prudente a la hora de aplicar estas metodologías, cuyos excesos han sido recientemente objeto de duras críticas por parte de algunos autores (Hermes y Borradaile, 1985; Miall, 1986).

3.2.3. Bioestratigrafía utilizada.

Puesto que los fósiles constituyen la herramienta principal para efectuar la correlación estratigráfica y puesto que los criterios de correlación paleontológica pueden variar dependiendo de las edades, de las regiones y de los criterios de diferentes autores, considero necesario precisar cuál ha sido la escala bioestratigráfica utilizada. Siempre que ha sido posible he procurado utilizar la bioestratigrafía establecida por los paleontólogos para la Cordillera Bética. En otros casos, se han utilizado las escalas bioestratigráficas y/o las distribuciones de organismos propuestas por otros autores para otras regiones, si es que se han empleado fósiles cuya distribución no ha

FIGURA 4.
Distribución de algas y foraminíferos en el Trias de la Cordillera Bética.

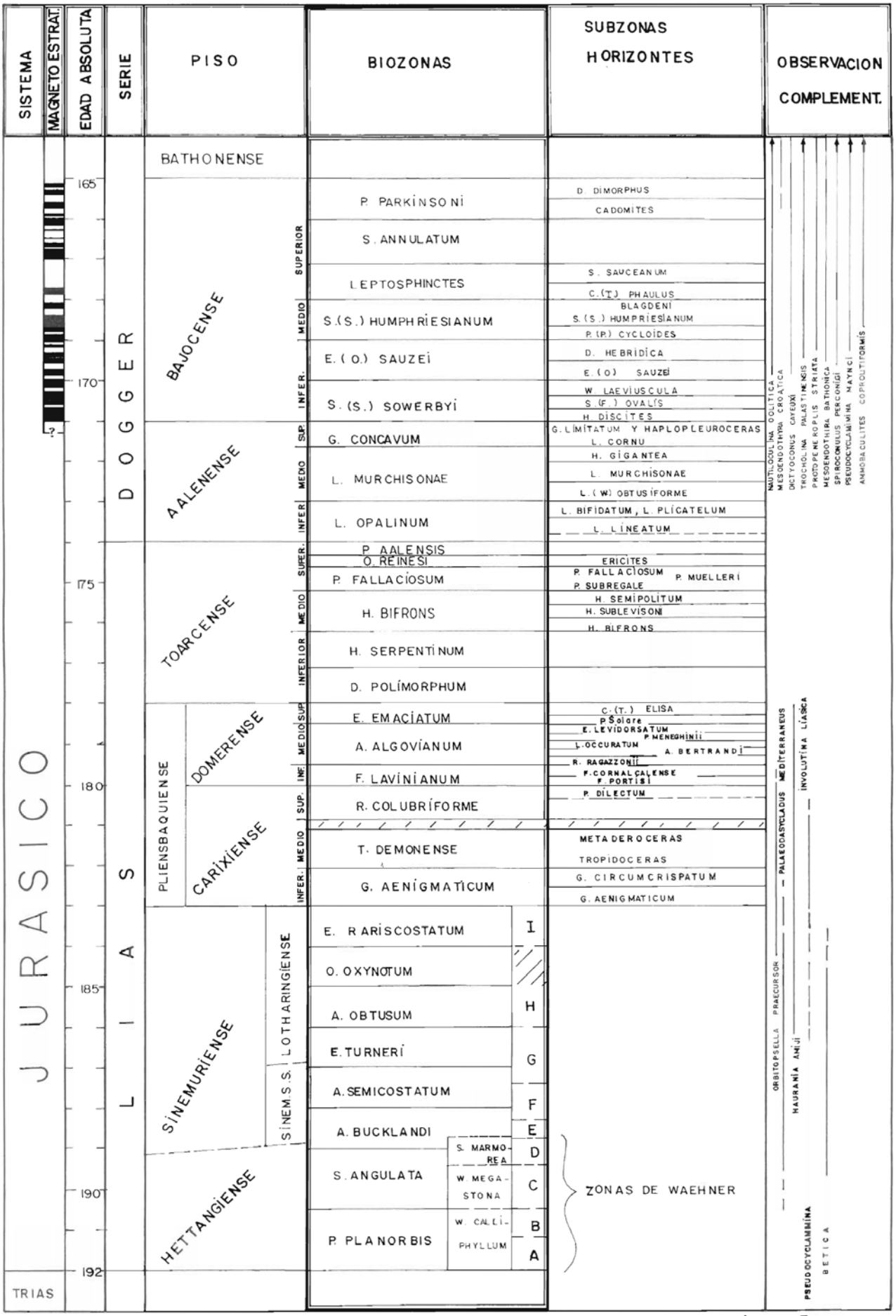

SISTEMA
MAGNETO ESTRAT.
EDAD ABSOLUTA
SERIE
PISO
BIOZONAS
SUBZONAS HORIZONTES
OBSERVACION COMPLEMENT.
JURASICO
TRIAS
DOGGER
LIAS
BATHONENSE
BAJOCENSE
AALENENSE
TOARCENSE
PLIENSBAQUIENSE
DOMERENSE
CARIXIENSE
SINEMURIENSE
HETTANGIENSE
LOTHARINGIENSE
SINEM. S.S.
SUPERIOR
MEDIO
INFER.
SUP.
MEDIO
INFER.
SUPER.
MEDIO
INFERIOR
MEDIO SUP.
INF.
SUP.
MEDIO
INFER.
P. PARKINSONI
S. ANNULATUM
LEPTOSPHINCTES
S.(S.) HUMPHRIESIANUM
E.(O.) SAUZEI
S.(S.) SOWERBYI
G. CONCAVUM
L. MURCHISONAE
L. OPALINUM
P. AALENSIS
O. REINESI
P. FALLACIOSUM
H. BIFRONS
H. SERPENTINUM
D. POLIMORPHUM
E. EMACIATUM
A. ALGOVIANUM
F. LAVINIANUM
R. COLUBRIFORME
T. DEMONENSE
G. AENIGMATICUM
E. RARISCOSTATUM
O. OXYNOTUM
A. OBTUSUM
E. TURNERI
A. SEMICOSTATUM
A. BUCKLANDI
S. ANGULATA
P. PLANORBIS
S. MARMOREA
W. MEGASTONA
W. CALLIPHYLLUM
I
H
G
F
E
D
C
B
A
D. DIMORPHUS
CADOMITES
S. SAUCEANUM
C.(T.) PHAULUS
BLAGDENI
S.(S.) HUMPHRIESIANUM
P.(P.) CYCLOIDES
D. HEBRIDICA
E.(O.) SAUZEI
W. LAEVIUSCULA
S.(F.) OVALIS
H. DISCITES
G. LIMITATUM Y HAPLOPLEUROCERAS
L. CORNU
H. GIGANTEA
L. MURCHISONAE
L.(W.) OBTUSIFORME
L. BIFIDATUM, L. PLICATELUM
L. LINEATUM
ERICITES
P. FALLACIOSUM
P. MUELLERI
P. SUBREGALE
H. SEMIPOLITUM
H. SUBLEVISONI
H. BIFRONS
C.(T.) ELISA
P. Solare
E. LEVIDORSATUM
P. MENEGHINII
L. OCCURATUM
A. BERTRANDI
R. RAGAZZONII
F. CORNALCALENSE
F. PORTISI
P. DILECTUM
METADEROCERAS
TROPIDOCERAS
G. CIRCUMCRISPATUM
G. AENIGMATICUM
ZONAS DE WAEHNER
NAUTILOCULINA OOLITICA
MESOENDOTHYRA CROATICA
DICTYOCONUS CAYEUXI
TROCHOLINA PALASTIMENSIS
PROTOPENEROPLIS STRIATA
MESOENDOTHIRA BATHONICA
SPIROCONULUS PERCONIGI
PSEUDOCYCLAMMINA MAYNCI
ANNOBACULITES COPROLITIFORMIS
ORBITOPSELLA PRAECURSOR
PALAEODASYCLADUS MEDITERRANEUS
INVOLUTINA LIASICA
HAURANIA ANIJI
PSEUDOCYCLAMMINA BETICA
165
170
175
180
185
190
192

Figura 5.

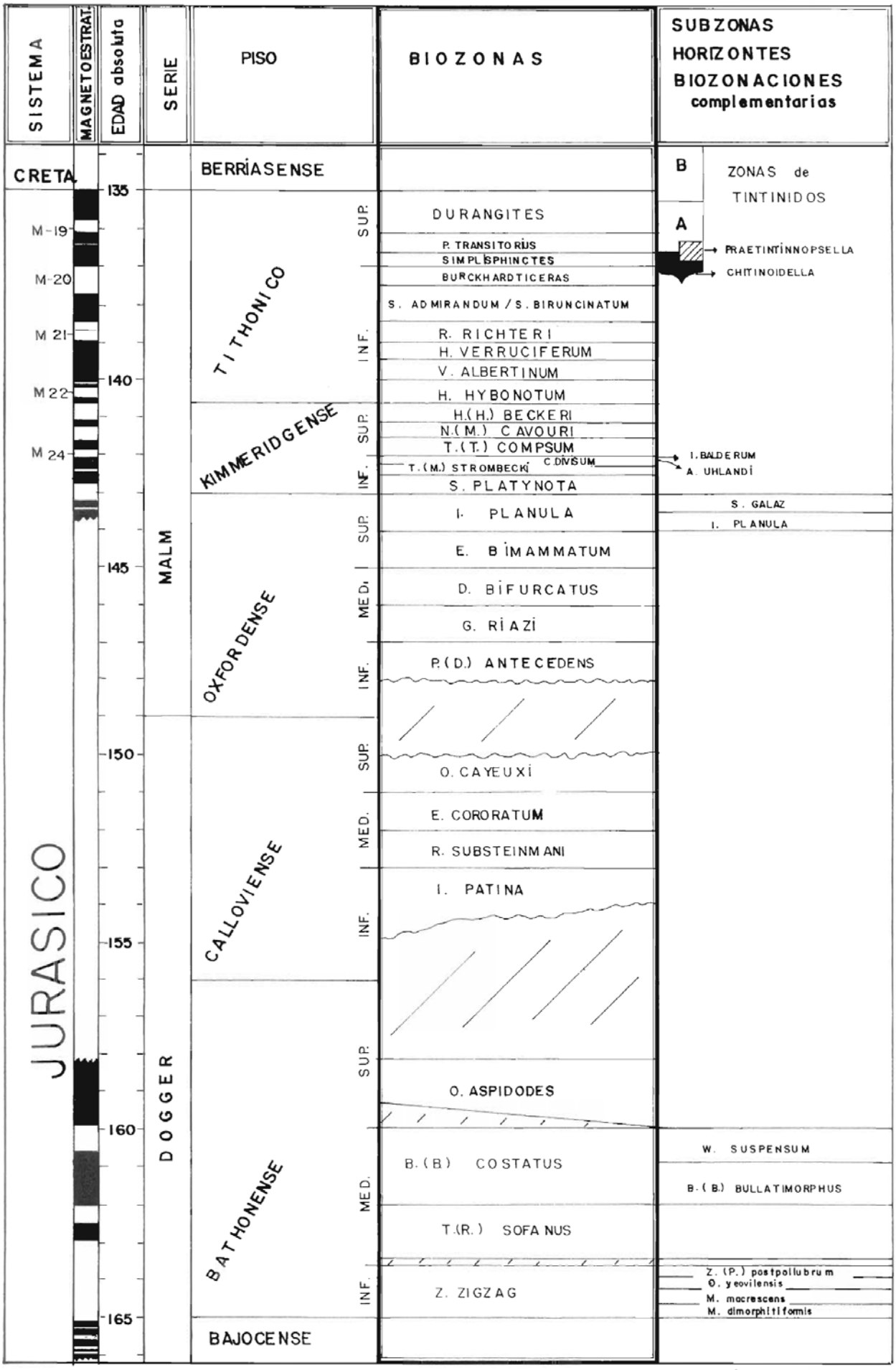

SISTEMA
MAGNETOESTRAT.
EDAD absoluta
SERIE
PISO
BIOZONAS
SUBZONAS
HORIZONTES
BIOZONACIONES
complementarias
CRETA
JURASICO
135
140
145
150
155
160
165
M-19
M-20
M 21
M 22
M 24
MALM
DOGGER
BERRIASENSE
TITHONICO
KIMMERIDGENSE
OXFORDENSE
CALLOVIENSE
BATHONENSE
BAJOCENSE
SUP.
INF.
MED.
DURANGITES
P. TRANSITORIUS
SIMPLISPHINCTES
BURCKHARDTICERAS
S. ADMIRANDUM / S. BIRUNCINATUM
R. RICHTERI
H. VERRUCIFERUM
V. ALBERTINUM
H. HYBONOTUM
H.(H.) BECKERI
N.(M.) CAVOURI
T.(T.) COMPSUM
T.(M.) STROMBECKI
C. DIVISUM
S. PLATYNOTA
I. PLANULA
E. BIMAMMATUM
D. BIFURCATUS
G. RIAZI
P.(D.) ANTECEDENS
O. CAYEUXI
E. CORORATUM
R. SUBSTEINMANI
I. PATINA
O. ASPIDODES
B.(B.) COSTATUS
T.(R.) SOFANUS
Z. ZIGZAG
B
A
ZONAS de TINTINIDOS
PRAETINTINNOPSELLA
CHITINOIDELLA
I. BALDERUM
A. UHLANDI
S. GALAZ
I. PLANULA
W. SUSPENSUM
B.(B.) BULLATIMORPHUS
Z. (P.) postpollubrum
O. yeovilensis
M. macrescens
M. dimorphitiformis

Figura 6.

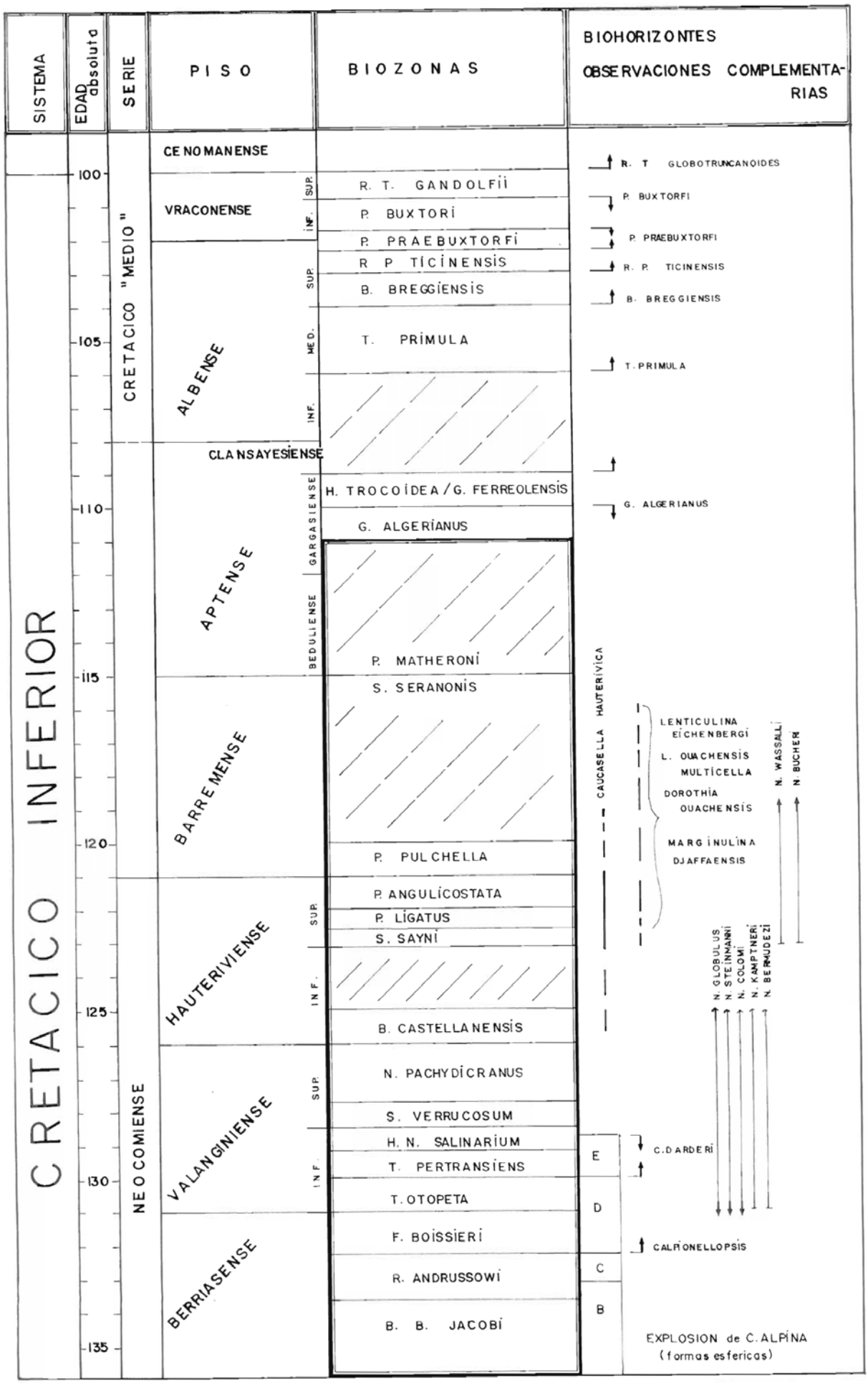

SISTEMA
EDAD absoluta
SERIE
PISO
BIOZONAS
BIOHORIZONTES
OBSERVACIONES COMPLEMENTARIAS
CRETACICO INFERIOR
CRETACICO "MEDIO"
NEOCOMIENSE
100
105
110
115
120
125
130
135
CENOMANENSE
VRACONENSE
SUP.
INF.
ALBENSE
SUP.
MED.
INF.
CLANSAYESIENSE
APTENSE
GARGASIENSE
BEDULIENSE
BARREMENSE
HAUTERIVIENSE
SUP.
INF.
VALANGINIENSE
SUP.
INF.
BERRIASENSE
R. T. GANDOLFII
P. BUXTORI
P. PRAEBUXTORFI
R P TICINENSIS
B. BREGGIENSIS
T. PRIMULA
H. TROCOIDEA / G. FERREOLENSIS
G. ALGERIANUS
P. MATHERONI
S. SERANONIS
P. PULCHELLA
P. ANGULICOSTATA
P. LIGATUS
S. SAYNI
B. CASTELLANENSIS
N. PACHYDICRANUS
S. VERRUCOSUM
H. N. SALINARIUM
T. PERTRANSIENS
T. OTOPETA
F. BOISSIERI
R. ANDRUSSOWI
B. B. JACOBI
R. T GLOBOTRUNCANOIDES
P. BUXTORFI
P. PRAEBUXTORFI
R. P. TICINENSIS
B. BREGGIENSIS
T. PRIMULA
G. ALGERIANUS
CAUCASELLA HAUTERIVICA
LENTICULINA EICHENBERGI
L. OUACHENSIS MULTICELLA
DOROTHIA OUACHENSIS
MARGINULINA DJAFFAENSIS
N. WASSALI
N. BUCHERI
N. GLOBULUS
N. STEINMANNI
N. COLOMI
N. KAMPTNERI
N. BERMUDEZI
C. DARDERI
CALPIONELLOPSIS
E
D
C
B
EXPLOSION de C. ALPINA
(formas esfericas)

Figura 7.

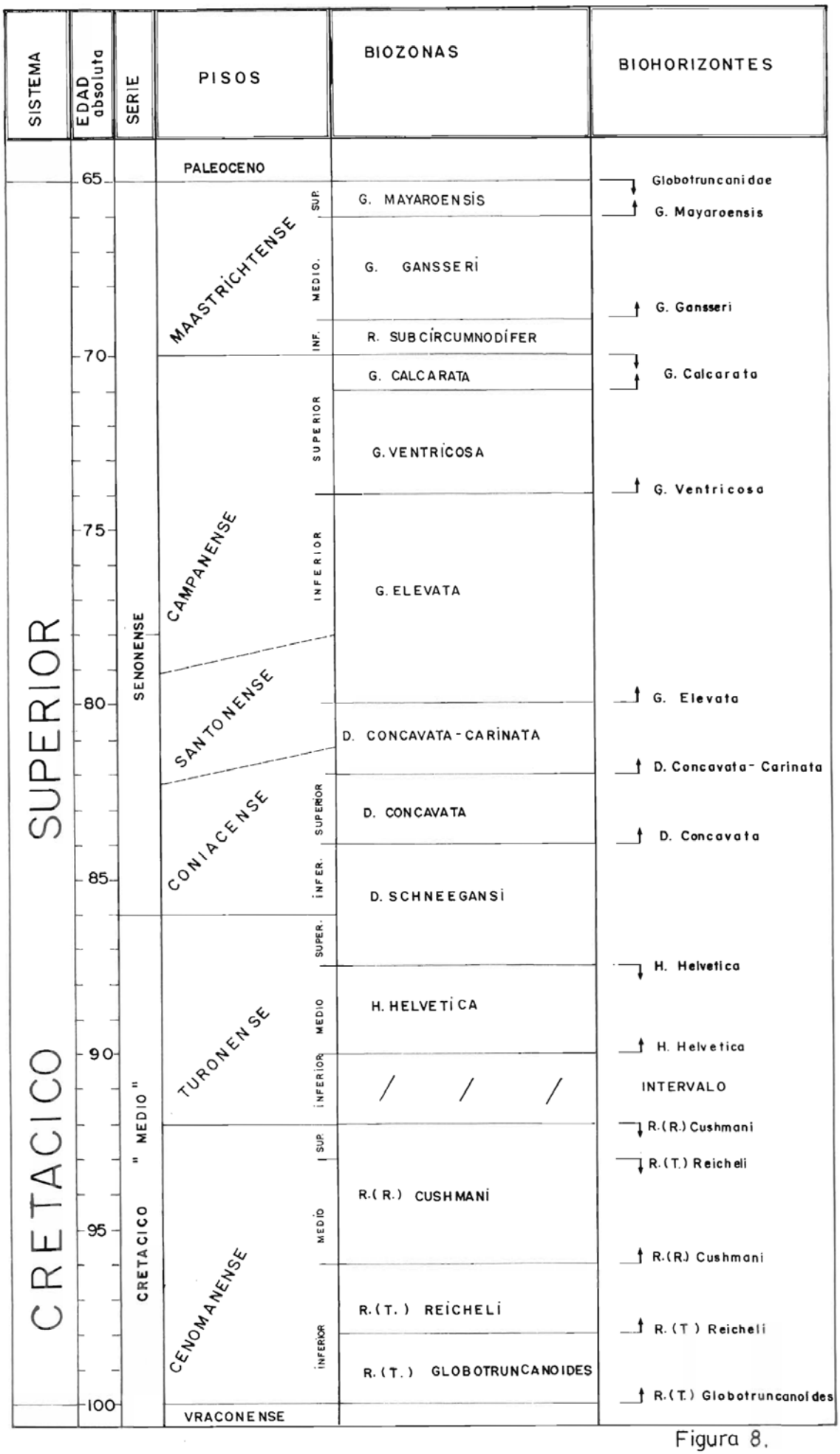

SISTEMA
EDAD absoluta
SERIE
PISOS
BIOZONAS
BIOHORIZONTES
CRETACICO SUPERIOR
CRETACICO "MEDIO"
SENONENSE
65
70
75
80
85
90
95
100
PALEOCENO
MAASTRICHTENSE
CAMPANENSE
SANTONENSE
CONIACENSE
TURONENSE
CENOMANENSE
VRACONENSE
SUP.
MEDIO.
INF.
SUPERIOR
INFERIOR
SUPERIOR
INFER.
SUPER.
MEDIO
INFERIOR
SUP.
MEDIO
INFERIOR
G. MAYAROENSIS
G. GANSSERI
R. SUBCIRCUMNODIFER
G. CALCARATA
G. VENTRICOSA
G. ELEVATA
D. CONCAVATA - CARINATA
D. CONCAVATA
D. SCHNEEGANSI
H. HELVETICA
INTERVALO
R.(R.) CUSHMANI
R.(T.) REICHELI
R.(T.) GLOBOTRUNCANOIDES
Globotruncanidae
G. Mayaroensis
G. Gansseri
G. Calcarata
G. Ventricosa
G. Elevata
D. Concavata - Carinata
D. Concavata
H. Helvetica
H. Helvetica
INTERVALO
R.(R.) Cushmani
R.(T.) Reicheli
R.(R.) Cushmani
R.(T.) Reicheli
R.(T.) Globotruncanoides

Figura 8.

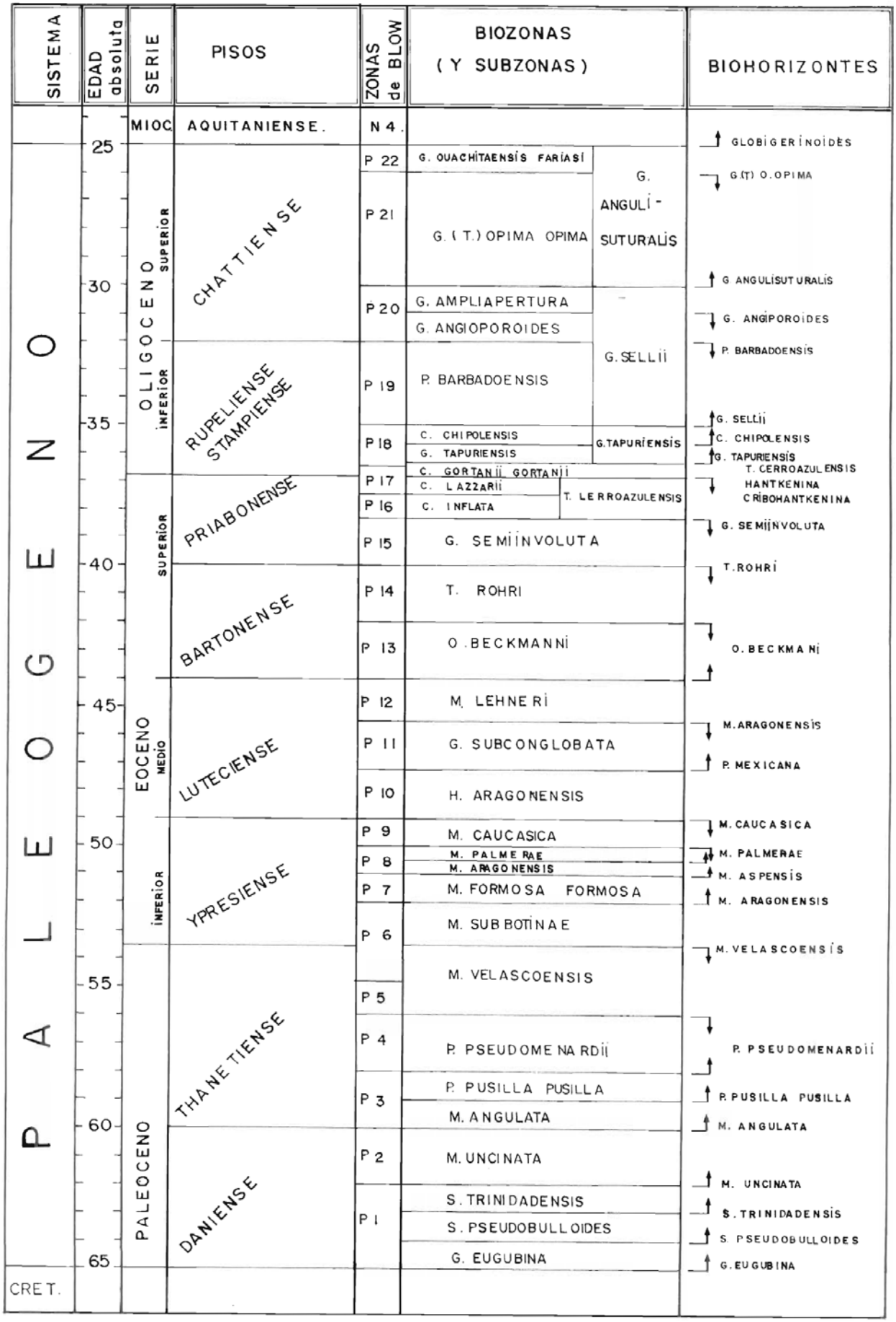

SISTEMA
EDAD absoluta
SERIE
PISOS
ZONAS de BLOW
BIOZONAS (Y SUBZONAS)
BIOHORIZONTES
PALEOGENO
MIOC.
AQUITANIENSE.
N 4.
25
30
35
40
45
50
55
60
65
OLIGOCENO SUPERIOR
OLIGOCENO INFERIOR
EOCENO MEDIO
EOCENO INFERIOR
PALEOCENO
CHATTIENSE
RUPELIENSE
STAMPIENSE
PRIABONENSE
BARTONENSE
LUTECIENSE
YPRESIENSE
THANETIENSE
DANIENSE
CRET.
P 22
P 21
P 20
P 19
P 18
P 17
P 16
P 15
P 14
P 13
P 12
P 11
P 10
P 9
P 8
P 7
P 6
P 5
P 4
P 3
P 2
P 1
G. OUACHITAENSIS FARIASI
G. (T.) OPIMA OPIMA
G. AMPLIAPERTURA
G. ANGIOPOROIDES
P. BARBADOENSIS
C. CHIPOLENSIS
G. TAPURIENSIS
C. GORTANII GORTANII
C. LAZZARII
C. INFLATA
G. SEMIINVOLUTA
T. ROHRI
O. BECKMANNI
M. LEHNERI
G. SUBCONGLOBATA
H. ARAGONENSIS
M. CAUCASICA
M. PALMERAE
M. ARAGONENSIS
M. FORMOSA FORMOSA
M. SUBBOTINAE
M. VELASCOENSIS
P. PSEUDOMENARDII
P. PUSILLA PUSILLA
M. ANGULATA
M. UNCINATA
S. TRINIDADENSIS
S. PSEUDOBULLOIDES
G. EUGUBINA
G. ANGULI-SUTURALIS
G. SELLII
G.TAPURIENSIS
T. LERROAZULENSIS
GLOBIGERINOIDES
G.(T) O.OPIMA
G. ANGULISUTURALIS
G. ANGIPOROIDES
P. BARBADOENSIS
G. SELLII
C. CHIPOLENSIS
G. TAPURIENSIS
T. CERROAZULENSIS
HANTKENINA
CRIBOHANTKENINA
G. SEMIINVOLUTA
T. ROHRI
O. BECKMANI
M. ARAGONENSIS
P. MEXICANA
M. CAUCASICA
M. PALMERAE
M. ASPENSIS
M. ARAGONENSIS
M. VELASCOENSIS
P. PSEUDOMENARDII
P. PUSILLA PUSILLA
M. ANGULATA
M. UNCINATA
S. TRINIDADENSIS
S. PSEUDOBULLOIDES
G. EUGUBINA

Figura 9.

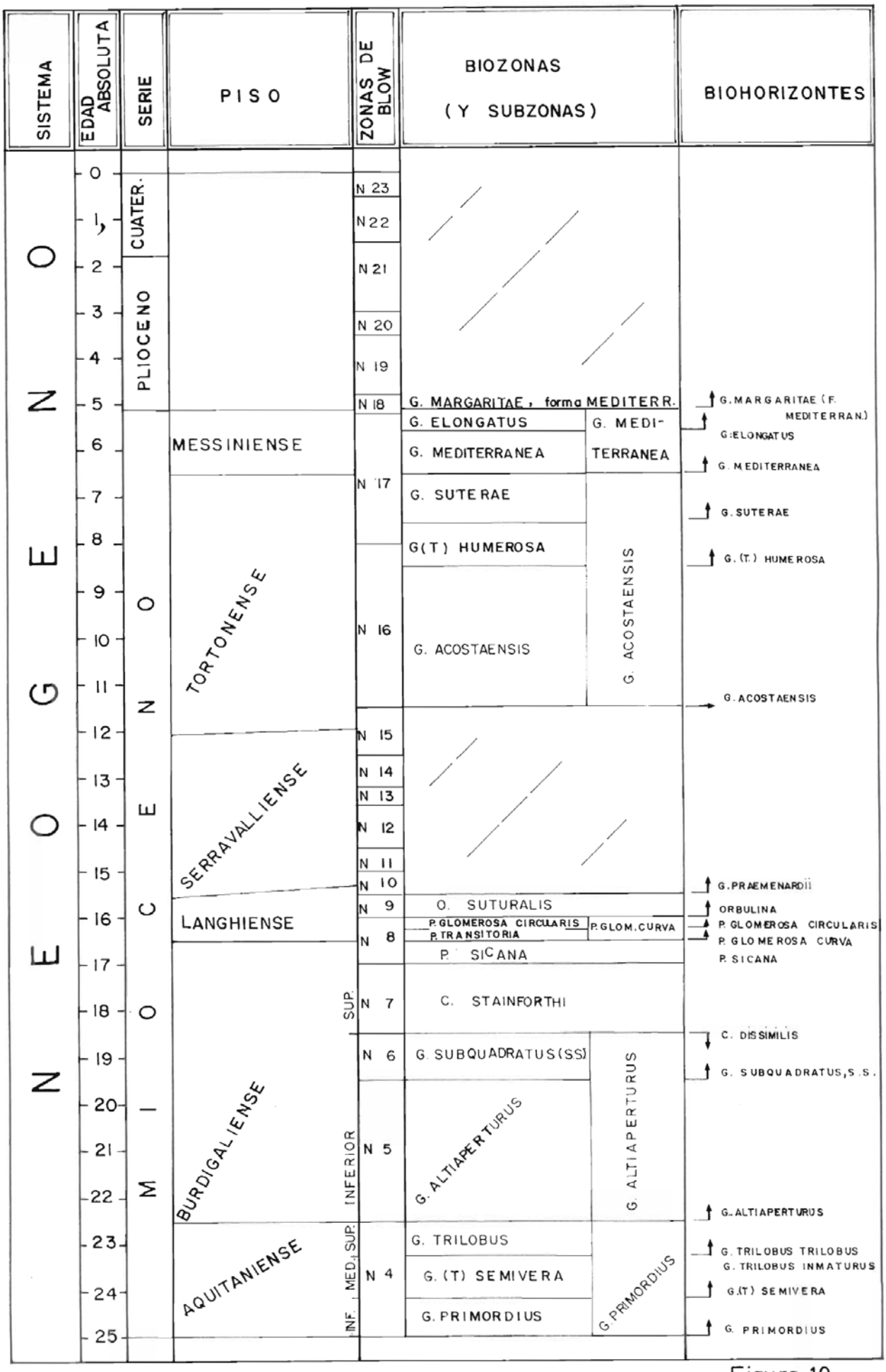

SISTEMA
EDAD ABSOLUTA
SERIE
PISO
ZONAS DE BLOW
BIOZONAS (Y SUBZONAS)
BIOHORIZONTES
NEOGENO
MIOCENO
CUATER.
PLIOCENO
MESSINIENSE
TORTONENSE
SERRAVALLIENSE
LANGHIENSE
BURDIGALIENSE
AQUITANIENSE
SUP.
INFERIOR
INF., MED., SUP.
0
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
23
24
25
N 23
N 22
N 21
N 20
N 19
N 18
N 17
N 16
N 15
N 14
N 13
N 12
N 11
N 10
N 9
N 8
N 7
N 6
N 5
N 4
G. MARGARITAE, forma MEDITERR.
G. ELONGATUS
G. MEDI-
G. MEDITERRANEA
TERRANEA
G. SUTERAE
G(T) HUMEROSA
G. ACOSTAENSIS
G. ACOSTAENSIS
O. SUTURALIS
P. GLOMEROSA CIRCULARIS
P. GLOM. CURVA
P. TRANSITORIA
P. SICANA
C. STAINFORTHI
G. SUBQUADRATUS (SS)
G. ALTIAPERTURUS
G. ALTIAPERTURUS
G. TRILOBUS
G. (T) SEMIVERA
G. PRIMORDIUS
G. PRIMORDIUS
G. MARGARITAE (F. MEDITERRAN.)
G. ELONGATUS
G. MEDITERRANEA
G. SUTERAE
G. (T.) HUMEROSA
G. ACOSTAENSIS
G. PRAEMENARDII
ORBULINA
P. GLOMEROSA CIRCULARIS
P. GLOMEROSA CURVA
P. SICANA
C. DISSIMILIS
G. SUBQUADRATUS, S.S.
G. ALTIAPERTURUS
G. TRILOBUS TRILOBUS
G. TRILOBUS INMATURUS
G. (T) SEMIVERA
G. PRIMORDIUS

Figura 10.

sido establecida mediante estudios estratigráfico-paleontológicos rigurosos. Las ventajas de utilizar las biozonaciones locales son obvias dado que éstas utilizan precisamente los fósiles más frecuentes que aparecen en nuestras regiones. En el caso de las biozonaciones realizadas mediante foraminíferos planctónicos y ammonites, además, los paleontólogos de las Universidades de Granada y Málaga que las han confeccionado han ofrecido, en sus trabajos originales, detalladas tablas de distribución de los organismos utilizados y de sus relaciones con las biozonaciones coetáneas establecidas por otros autores en otras regiones, por lo que se puede conocer con bastante exactitud la posición cronoestratigráfica de cada una de las divisiones utilizadas, e incluso su posición geocronológica, habida cuenta de las tablas del tiempo geológico disponibles y de uso más generalizado.

En las figuras 4 a 10 se ha representado la escala bioestratigráfica utilizada así como una hipotética correlación de la misma con las tablas del tiempo geológico. Por lo que se refiere al Trías de facies alpina, las dataciones se han efectuado básicamente mediante algas dasycladáceas (**Braga y Martín, 1985b; Braga, 1986**) y foraminíferos. A partir del Lías inferior y hasta el Cretácico inferior la bioestratigrafía se ha realizado mediante ammonites (**Braga et al., 1984a,b, 1985; Rivas, 1979; Braga, 1983; Jiménez y Rivas, 1979; Linares, 1979; Sandoval, 1979a,b, 1983; Sequeiros, 1974, 1979; Sequeiros y Olóriz, 1979; Olóriz, 1978, 1979; Olóriz y Tavera, 1979; Tavera, 1979, 1985; Checa, 1985; Company, 1982; Company y Tavera, 1982; Braga et al., 1982a,b,c**). En las facies neríticas del Lías y Dogger las dataciones se han efectuado mediante foraminíferos bentónicos y algas, de acuerdo con los criterios establecidos por **González-Donoso et al. (1974a,b), Allemann y Schroeder (1972) y Azéma et al. (1979)**. En las figuras 5 y 6 he incluído, además, la magnetoestratografía establecida para la Cordillera Bética por **Ogg et al. (1984)** y por **Steiner et al (in litt.)**. En el límite Jurásico-Cretácico y durante el Cretácico inferior son especialmente útiles para la bioestratigrafía los tintínidos (**Le Hegarat y Remane, 1968; Allemann y Remane, 1979**) y los Nannoconus (**Geel, 1966**) así como ciertos foraminíferos bentónicos; los criterios bioestratigráficos utilizados han sido los establecidos por **González-Donoso et al. (1983)**. Por lo que se refiere a los foraminíferos planctónicos existe una biozonación bastante completa para la Cordillera Bética realizada mediante estos organismos, la confeccionada por **González-Donoso et al. (1982, 1983)** para el intervalo entre el Albense medio y el Turonense, con datos puntuales sobre el Hauteriviense, Barremense y Aptense superior; por **Linares (1977)** para el Senonense; por **Martínez-Gallego (1977), Cremades (1979) y Molina (1979)** para el Paleógeno y por este último autor para el Mioceno inferior; por su parte, **Serrano (1979)** ha establecido la biozonación del Mioceno superior, mientras que **Estévez et al. (1984, 1985b)** han aportado algunos datos sobre la bioestratigrafía del intervalo Langhiense superior-Serravalliense, aún mal conocida en la Cordillera Bética.

Ciertamente el uso de este esquema bioestratigráfico puede ser discutible, habida cuenta de la existencia de ciertos problemas paleontológicos, así como de las dificultades que plantea la correlación entre las escalas bio y cronoestratigráfica. Estas cuestiones, aunque en principio son ajenas a los objetivos de este trabajo, pueden condicionar las conclusiones del mismo, sobre todo por lo que se refiere a intervalos de tiempo especialmente conflictivos, como es el caso del Mioceno inferior. Aún a pesar de todo, considero que esta toma de postura es razonable y que, a priori, otras escalas bioestratigráficas propuestas por otros autores no tienen por qué ser más válidas para la Cordillera Bética que las aquí utilizadas, sobre todo habida cuenta de los datos geológico-regionales.

3.3. Limitaciones de este trabajo.

Las limitaciones de un trabajo de síntesis como el que presento, son muy evidentes, tanto más cuanto que la región estudiada es de una gran complejidad tectónica, de una gran variabilidad estratigráfica y paleogeográfica, y objeto de numerosas controversias entre los diferentes autores que se han referido a ella. Puede decirse que este trabajo tiene numerosas limitaciones objetivas, que derivan de lo que dan de sí los propios datos, y también subjetivas, que son el resultado de la elaboración de los datos realizada por el autor. Entre las limitaciones más manifiestas se pueden destacar las siguientes:

- No todas las unidades y formaciones han podido ser estudiadas con igual intensidad. Algunas, de hecho, no han sido estudiadas y me he tenido que limitar a describir sus rasgos de acuerdo con lo establecido por otros autores. Es muy posible que nuevos estudios aporten datos que no encajen fácilmente con las conclusiones de este trabajo, o incluso que se contradigan con ellas.

- Es notoria, a causa de la complejidad tectónica y la variabilidad estratigráfica, la ausencia o extrema escasez de elementos con características intermedias entre las de los grandes conjuntos tectonopaleogeográficos diferenciados. Por otra parte, existen notables lagunas de conocimiento en la estratigrafía de muchas unidades, sobre todo de las Zonas Internas.

- La proposición de un modelo de reconstrucción y evolución paleogeográfica supone la integración de datos y conclusiones obtenidos por muy diversas disciplinas geológicas, lo que implica un cierto grado de conocimiento de las mismas, e incluso un dominio de ellas, por parte de quien la realiza, lo que evidentemente no es el caso del autor de este trabajo.

- Es posible que ciertos datos no hayan sido correctamente recogidos o interpretados. Por ejemplo, los problemas que derivan de los errores en las determinaciones paleontológicas, en especial las efectuadas por el autor, o bien de la correlación entre las escalas bio y

cronoestratigráfica, pueden dar al traste con cualquier modelo de reconstrucción paleogeográfica, que en parte y necesariamente ha de estar basado en ellas.

- Es evidente que ciertos hechos pueden ser susceptibles de interpretaciones muy diferentes, tanto más cuanto mayor es la escasez de conocimientos sobre el tema objeto de discusión y/o su complejidad. De hecho, sobre la geología y paleogeografía del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas existen multitud de interpretaciones, a menudo contrapuestas.

- Por último, la evolución de los conocimientos sobre las distintas ramas de la geología es de una velocidad tal que en el plazo de pocos años puede modificarse radicalmente el enfoque o la interpretación de ciertos datos. Estar al día permanentemente de todos estos avances para poder tenerlos en cuenta a la hora de efectuar el análisis de cuencas es algo prácticamente imposible de realizar.

Conforme este trabajo se fue desarrollando todas estas limitaciones se han ido haciendo cada vez más patentes para el autor.Por tanto el carácter muy hipotético y completamente provisional del modelo de reconstrucción y evolución paleogeográfica que se presenta en el último capítulo de este trabajo, así como de las conclusiones parciales sobre ciertos aspectos de la estructura, de la estratigrafía o de la interpretación sedimentaria, debe ser aquí expresamente señalada.Sin embargo, como ya he mencionado más arriba, considero que este trabajo, a pesar de todo, constituye la aproximación más reciente y rigurosa a la cuestión de las relaciones paleogeográficas entre las Zonas Internas y las Externas de la Cordillera Bética; y también, que es el que ha tenido en cuenta, a la hora de establecer un modelo de reconstrucción y evolución paleogeográfica, un mayor número de unidades y factores que pudieron estar de una u otra forma implicados en la evolución geológica alpina de esta interesante región. Por otra parte, es también el primer trabajo que ofrece un modelo de reconstrucción paleogeográfica en el que se representa, de forma gráfica e intuitiva, la posición relativa, dimensiones aproximadas y variación a lo largo del tiempo de los distintos dominios tectonopaleogeográficos que se reconocen en el área mediterránea occidental, y se discuten sus relaciones entre sí. No ha sido mi intención considerar a este modelo como algo definitivo, sino como un aliciente y punto de partida para futuras investigaciones.

4. PLANTEAMIENTO DE LA EXPOSICION.

Como ya he señalado más arriba, para poder conseguir el objetivo general propuesto, esto es, realizar un análisis de cuencas de la región del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética, ha sido necesario estudiar de modo desigual una extensa región y, al mismo tiempo, efectuar una amplia revisión crítica de la bibliografía disponible. Principalmente he

efectuado mis propias observaciones en el sector occidental de la Cordillera Bética (Fig. 11) y también en el central, sobre todo en las áreas más próximas al contacto entre las Zonas Internas y las Externas. Sin embargo, la proposición de un modelo aceptable de reconstrucción y evolución paleogeográfica para dicho contacto, afecta no sólo a las unidades implicadas en el mismo, sino también a otras muy alejadas de él, esto es, a la Cordillera en su totalidad. En este trabajo me he limitado a estudiar y describir sobre todo los elementos que actualmente están directamente implicados en el contacto, que es donde he realizado un mayor número de observaciones personales. No obstante, muchos aspectos de la geología de estas unidades no han sido estudiados directamente por mí, e incluso en algunos de ellos no he realizado observaciones personales. He procurado, no obstante, describir de la forma más sintética y a la vez más completa posible, las características geológicas de la mayor parte de los elementos implicados en el contacto entre las Zonas Internas y las Externas, procurando diferenciar con claridad lo que han sido observaciones personales de lo que es recopilación bibliográfica de los datos de otros autores. También he procurado fijar, con la mayor precisión posible,los lugares en los que he realizado observaciones interesantes, por lo que en el texto hago referencia repetida a localidades geográficas concretas, cuyos nombres en su inmensa mayoría se pueden localizar en los mapas topográficos a escala 1:50.000 del Servicio Geográfico del Ejército; por la misma razón a menudo he situado la posición de los lugares donde he realizado observaciones en coordenadas U.T.M., de acuerdo con las normas establecidas en los mencionados mapas topográficos.

Para proceder a una exposición ordenada de la geología de las unidades estudiadas no me ha sido posible seguir un esquema completamente clásico, según el cual en primer lugar se describen las características litológicas y estratigráficas, luego las tectónicas y,por último, se procede a la discusión de los resultados, la interpretación sedimentaria y la reconstrucción paleogeográfica. No obstante, en la medida de lo posible he procurado atenerme a este esquema tradicional, sobre todo teniendo en cuenta que otros utilizados por otros autores (vease, p.e., **Peyre, 1974**) han dificultado la lectura de sus propios trabajos. Así pues, entre los capítulos 2 a 7 describo preferentemente las características de los materiales, en el capítulo 8 me refiero a la estructura general de las regiones adyacentes al contacto entre las Zonas Internas y las Externas, sobre todo en la Cordillera Bética occidental y, por último, en el capítulo 9, he procedido a discutir las relaciones generales entre los grandes conjuntos tectonopaleogeográficos diferenciados y a proponer un modelo general de reconstrucción y evolución paleogeográfica.

Dentro de los capítulos "descriptivos" ha sido necesario efectuar, además, el análisis de las facies y la reconstrucción paleogeográfica de cada uno de los conjuntos tectonopaleogeográficos considerados individualmente, para luego poder efectuar, en el capítulo 9, el análisis de cuencas.

Por lo general, cuanto más próximas al contacto entre las Zonas Internas y las Externas son las unidades estudiadas tanto más controvertida es o ha sido su procedencia paleogeográfica. Existen dos excepciones a esta regla, que son: la del Penibético (y el Subbético interno en general) cuya posición paleogeográfica en el borde más interno de las Zonas Externas es aceptada por todos los autores; y la de ciertas unidades, en mi opinión francamente subbéticas, que afloran muy lejos del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas y que ciertos autores (**Hoppe, 1968, 1972; Peyre, 1974; Cruz-Sanjulian, 1974a; Bourgois, 1978; Baena y Jerez, 1982, etc.**) han considerado que procedían de esta región. Dado que el Penibético ha sido el único conjunto tectonopaleogeográfico subbético interno que he estudiado con atención, describiré sus características estratigráfico-paleogeográficas en primer lugar (Capítulo 2). Después me referiré a las unidades subbéticas, más externas que el Penibético o en continuidad paleogeográfica longitudinal con éste, que se han considerado procedentes del contacto entre las Zonas Internas y Externas (Capítulo 3). Luego me referiré a la estratigrafía y paleogeografía del Complejo del Campo de Gibraltar (Capítulo 4) y a la de los Rondaides y otros elementos tectónicos de características particulares que afloran a lo largo del contacto entre las Zonas Internas y las Externas, después de su agrupamiento en conjuntos tectonoestratigráficos más o menos afines (Capítulo 5). En el Capítulo 6 describiré las características estratigráficas y petrográficas de las unidades alpujárrides estudiadas en este trabajo,así como del metamorfismo que las afecta, y luego la estratigrafía y la paleografía del Maláguide y de ciertos elementos tectónicos, situados a lo largo del contacto entre las Zonas Internas y las Externas,que considero pertenecientes a su cobertera postpaleozoica original.Por último, en el Capítulo 7 describiré las características de las formaciones neógenas transgresivas sintectónicas y postectónicas, cuyo conocimiento es necesario para establecer las distintas etapas de la evolución tectónica del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas, hasta el momento en que éste dejó de funcionar a la escala regional.

Debido a su importancia y diversidad y a la complejidad de los problemas tratados, me ha parecido conveniente no hacer referencia en este capítulo a unos antecedentes generales. Puesto que en los capítulos 2 a 7 se describen grandes conjuntos de materiales, me ha parecido más apropiado realizar una referencia o resumen de los antecedentes al principio de cada uno de ellos. Ello ha conllevado algunas repeticiones, no muchas desde luego, pero creo que la presentación de los antecedentes ha ganado claridad y además permite introducir al lector en los problemas particulares, que son muy variados, de cada conjunto de unidades.

Cada uno de los capítulos dedicados a la descripción de los materiales ha sido estructurado de manera que después de los antecedentes, se señalan las unidades cuya estratigrafía será descrita a continuación y, en su caso, ciertos rasgos de la estructura de los elementos implicados, cuando ello es necesario para establecer después

una agrupación en elementos estratigráficamente afines. Después se han descrito las características estratigráficas, empezando por los terrenos más antiguos, a ser posible definiendo formaciones, y dentro de cada una de ellas se ha tratado, por este orden, de sus afloramientos, límites, litología, facies en sentido amplio, fósiles y edad, y condiciones de depósito. En último lugar se ha efectuado una reconstrucción paleogeográfica y ordenamiento relativo de los diferentes elementos tectónicos que constituyen cada uno de los grandes conjuntos tectonopaleogeográficos y, finalmente, una exposición de su evolución paleogeográfica alpina. De esta forma se recogen al final de cada capítulo las conclusiones derivadas del análisis previamente realizado, de las facies de los niveles estratigráficos de cada conjunto tectonopaleogeográfico. Así, se ha aligerado el Capítulo 9, de síntesis final, que sólo se refiere a las relaciones generales entre los grandes conjuntos, una vez establecida su reconstrucción paleogeográfica de detalle.

5. AGRADECIMIENTOS.

Este trabajo ha podido ser realizado gracias al esfuerzo y la ayuda de un gran número de personas, a quienes deseo agradecer expresamente su colaboración. Debo destacar, en primer lugar a los directores de este trabajo Prof. Dr. D. **Antonio Estévez Rubio** y Prof. Dr. D. **Juan Antonio Vera Torres**. De ellos recibí orientaciones y referencias, correcciones y críticas siempre constructivas; con ellos además compartí numerosas jornadas de campo, tanto de reconocimiento general de determinadas regiones como de cartografía o de estudios más detallados, y también al microscopio, lo que me ha permitido aprender a trabajar tanto sobre el terreno como en el laboratorio. Ellos me han enseñado a planificar el trabajo y a abordar el estudio de las relaciones paleogeográficas entre las Zonas Internas y las Zonas Externas con el mayor rigor y, al mismo tiempo, con la mayor eficacia posible. No menos importante y ejemplar ha sido el entusiasmo que siempre han mostrado por el trabajo geológico y que he procurado imitar. Los méritos que este trabajo pueda tener se deben en parte muy importante a ellos. Las numerosas imperfecciones que sin duda tiene deben ser achacadas, sin embargo, al propio autor.

Sin la intervención de un gran número de especialistas, sobre todo de los paleontólogos de las Universidades de Granada y Málaga, este trabajo no hubiera podido ser realizado. Debo mencionar a los siguientes Dres.: **J.C. Braga** (ammonites del Lías, foraminíferos y algas del Trías y Lías inferior), **P. Rivas**, y **J. Sandoval** (ammonites del Lías y del Dogger respectivamente), **F. Olóriz** y **A. Checa** (ammonites del Malm); **J.M. Tavera** y **M. Company** (ammonites del Cretácico inferior). El Prof. Dr. **J.M. González-Donoso** y su equipo (**D. Linares, E. Molina, M. Rebollo** y, sobre todo, **F. Serrano**), estudiaron la mayor parte de los foraminíferos planctónicos del Cretácico inferior al Mioceno medio

recogidos durante la realización de este trabajo y pusieron a mi disposición numerosos datos micropaleontológicos inéditos obtenidos de sus propios muestreos sobre el Penibético y el Complejo del Campo de Gibraltar. **J. Martínez-Gallego** determinó los foraminíferos planctónicos del Paleógeno del Penibético. **M. García Hernández** determinó los foraminíferos bentónicos y algas del Lías y Dogger, las orbitolinas del Cretácico inferior del Flysch de Ubrique y me asistió en las determinaciones de tintínidos una parte de las cuales, así como de los Nannoconus y foraminíferos bentónicos del Cretácico inferior del Penibético fue realizada por **J.M. González-Donoso** y colaboradores. No puedo dejar de mencionar el constante apoyo y estímulo por la Profa. **A. Linares** en todo momento, desde el mismo inicio de esta Tesis.

Son numerosos los compañeros, y sin embargo amigos, de la Universidad de Granada y de otras entidades con los que mantuve un intercambio fructífero de datos, ideas y críticas, al que este trabajo debe mucho. Destacaré a **C. Sanz de Galdeano, J.J. Hermes** (Amsterdam), **F. Delgado, R. Torres-Roldán, M. Durand-Delga** (Toulouse), **J. Rodríguez-Fernández, J. Fernández, J.M. Martín, J. Jérez-Mir, A. Garrido-Megías** y, particularmente a mi vecino de tesis **J.C. Balanyá**. También a **F. Guerrera** (Urbino); **D. Corradini** (Modena), **F. Loiacono** (Bari), **D. Puglisi** (Catania) y **V. Perrone** (Nápoles) que me facilitaron un viaje y estancia en Italia durante el 1985 y me proporcionaron una enorme cantidad de bibliografía italiana sobre los Alpes, Apeninos y Sicilia.**M. Buser** (Zürich), me proporcionó su mapa inédito de la región de la Cañada de Pereila y me comentó durante una breve visita a Granada, sus impresiones sobre esta región. **E. Sebastian** realizó desinteresadamente algunos análisis de Rayos X de arcillas del Grupo Viñuela y **L. Montealegre, J. García- Cevigón**, por desgracia recientemente desaparecido, estudiaron la mineralogía de los estromatolitos pelágicos del Penibético.

El tener una numerosa y geográficamente repartida familia también tiene sus ventajas para la investigación geológica. Mis tíos **M. Algarra Casquero** (en Málaga), **J.A. Martín-Rodríguez** (en Marbella) y **S. Algarra Aguirre** (en Ubrique) junto con sus familias hicieron mucho más gratas las campañas de campo y, por qué no decirlo también, mucho más económicas, al ofrecerme sus casas, comidas y calor humano. El escribir estas líneas me entristece el recordar la reciente muerte de mi tío Salvador pero quiero en ellas quede constancia de que mis sentimientos para con todos ellos y sus familias van más allá de lo que puedo expresar con palabras.

Durante la etapa final de esta Tesis han sido muchas las personas de quienes he recibido estímulo y ayuda concreta por lo que a la realización de dibujos y fotos se refiere, y sin cuya colaboración no hubiera sido posible de ninguna manera la terminación de este trabajo en el tiempo previsto. A su esfuerzo y dedicación lo deben todo las ilustraciones de esta tesis. Debo mencionar a **P. Acosta, J.C. Braga, F. Delgado, M. García-Hernández, J.I. Soto, A.**

Checa, M.C. Hidalgo, F.R.Tovar, A. Pérez, J. Navarro, L. Martín Moreno, V. Martínez, M.J. Bailón, A.M. Alfonso, A.M. Martín Algarra, M. Cullel e I. Lasanta. S. Algarra-López me permitió hacer uso de su ordenador para escribir la extensa bibliografía de este trabajo y junto con mi mujer, **Ch. Lasanta**, la completó. **A. Romero** realizó las láminas delgadas estudiadas en este trabajo y **P. Cobos**,con encomiable voluntad y dedicación escribió el texto definitivo y soportó con paciencia todas mis exigencias y modificaciones de última hora. **A. García de Sola** también mecanografió una parte de este trabajo. A todos ellos y ellas les estoy profundamente agradecido.

Este trabajo pudo ser iniciado gracias a la concesión de una beca de Formación del Personal Investigador del Ministerio de Educación y Ciencia (1980 a 1982) y ha disfrutado de los beneficios de la participación en tres proyectos de investigación financiados por la C.A.I.C.Y.T. y el C.S.I.C. títulados: El Mesozoico de las Cordilleras Béticas (1980-82), Estratigrafía, geoquímica y metalogenia de las mineralizaciones de plomo, cinq y fluorita del sector central de la Cordillera Bética (1983-85) y Discontinuidades estratigráficas en el Mesozoico de las Cordilleras Béticas (1985-87).

Por último, deseo que todas las personas e instituciones que me han ofrecido su ayuda o su apoyo encuentren aquí la expresión de mi más sincero agradecimiento.

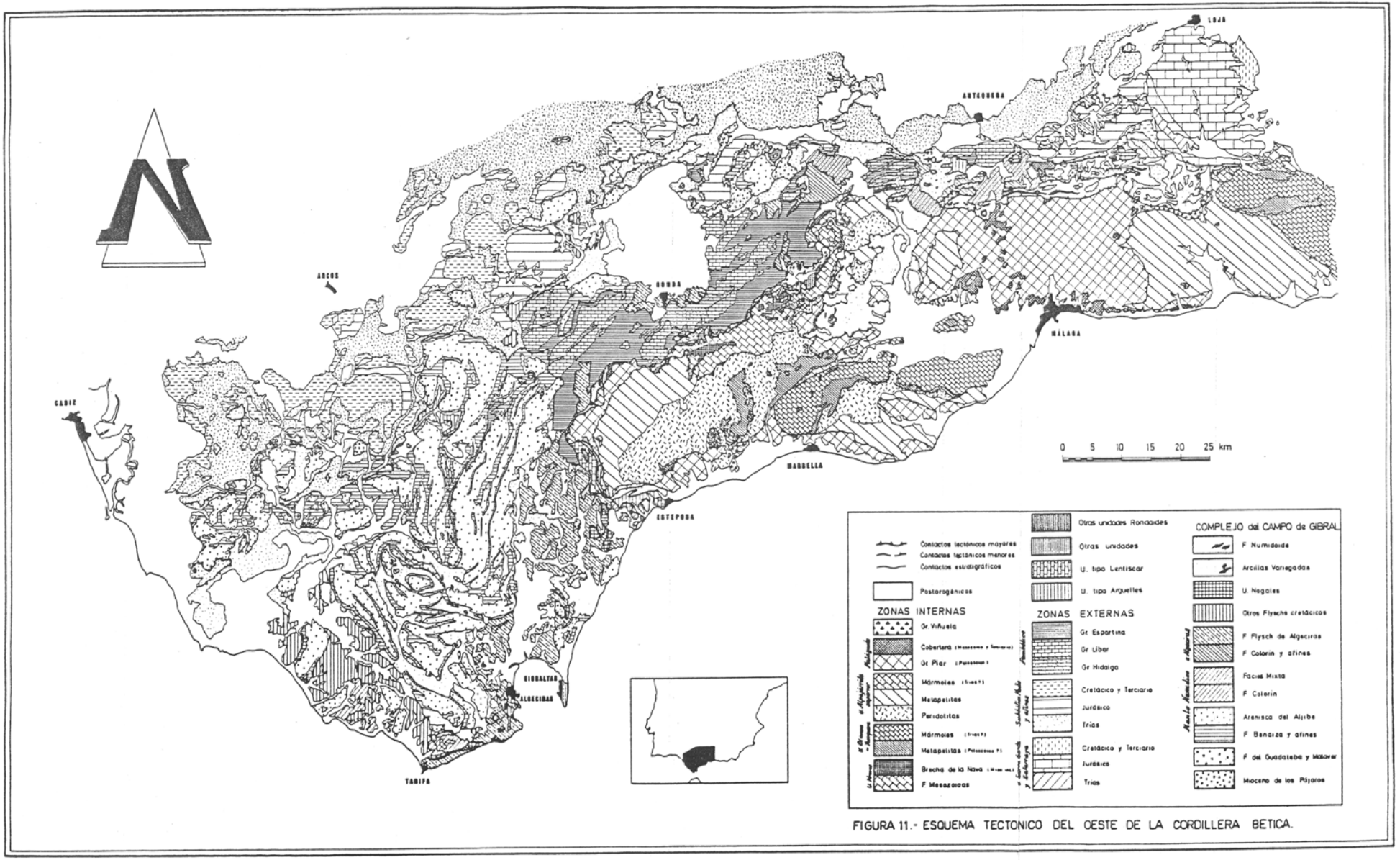


FIGURA 11.- ESQUEMA TECTONICO DEL OESTE DE LA CORDILLERA BETICA.

C A P I T U L O 2:

EL PENIBETICO

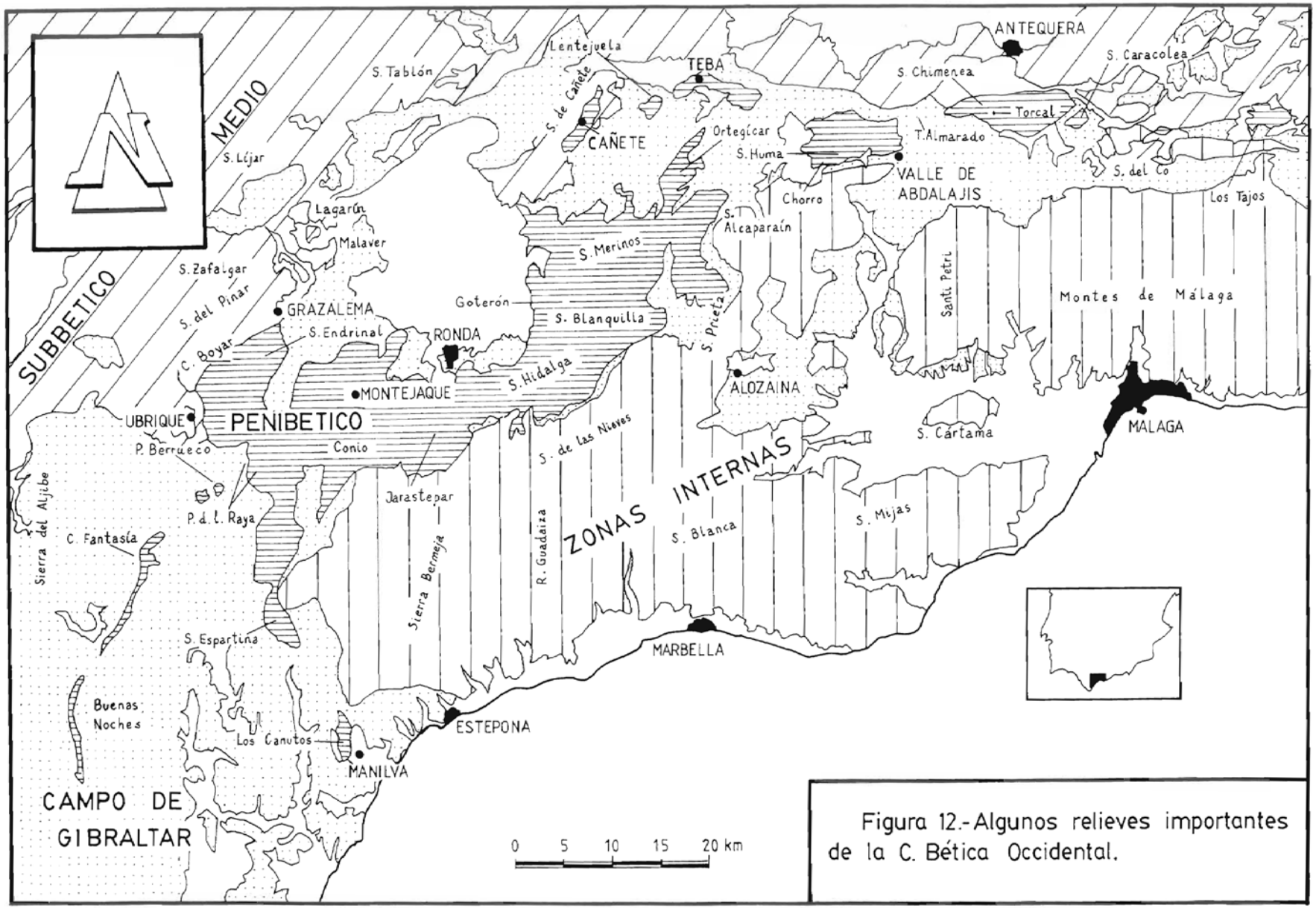


Figura 12.- Algunos relieves importantes de la C. Bética Occidental.

CAPITULO 2. EL PENIBETICO.

INDICE

1. INTRODUCCION. ANTECEDENTES Y CUESTIONES DE NOMENCLATURA..... 53

2. DEFINICION DEL PENIBETICO..... 56
   2.1. Afloramientos..... 56
   2.2. Características del Penibético..... 56

3. SERIE ESTRATIGRAFICA..... 58
   3.1. Introducción. Subdivisión en grupos..... 58
   3.2. Grupo Hidalga..... 60
      3.2.1. Sobre el Trías inferior del Penibético..... 60
      3.2.2. El Muschelkalk del Penibético. Formación Meleguetín..... 64
         3.2.2.1. Definición. Límites..... 64
         3.2.2.2. Litología..... 64
         3.2.2.3. Edad..... 66
         3.2.2.4. Interpretación sedimentaria..... 66
      3.2.3. El Keuper del Penibético..... 66
         3.2.3.1. Introducción..... 66
         3.2.3.2. Litoestratigrafía..... 67
         3.2.3.3. Edad..... 68
         3.2.3.4. Interpretación sedimentaria..... 69
   3.3. Grupo Líbar..... 69
      3.3.1. Dolomía Jarastepar..... 70
         3.3.1.1. Definición. Límites. Afloramientos..... 70
         3.3.1.2. Litología..... 70
         3.3.1.3. Edad..... 73
         3.3.1.4. Interpretación sedimentaria..... 76
      3.3.2. Formación Endrinal..... 76
         3.3.2.1. Definición. Límites..... 76
         3.3.2.2. Litología..... 77
            3.3.2.2.1. Miembro de Calizas tableadas de Sierra Blanquilla..... 77
            3.3.2.2.2. Miembro de Calizas Oolíticas del Endrinal (Oolita del Endrinal..... 79
            3.3.2.2.3. Miembro de Calizas de Coral de Villaluenga..... 81
            3.3.2.2.4. Miembro de Calizas con Sílex de Benaocaz..... 82
            3.3.2.2.5. Miembro de Calizas del Puntal de la Raya..... 83
         3.3.2.3. Fósiles y edad..... 83
         3.3.2.4. Interpretación sedimentaria..... 85
      3.3.3. Formación Torcal..... 87

3.3.3.1. Definición. Límites..... 87
3.3.3.2. Litología..... 89
3.3.3.2.1. Miembro inferior..... 91
3.3.3.2.2. Miembro superior..... 93
3.3.3.2.3. Algunas litofacies particulares del techo de la F. Torcal..... 97
3.3.3.3. Fósiles y edad..... 99
3.3.3.4. Interpretación sedimentaria..... 104
3.3.3.4.1. Las calizas fosilíferas pelágicas..... 105
3.3.3.4.2. Las calizas nodulosas..... 108
3.3.3.4.3. Las brechas nodulosas..... 112
3.3.3.4.4. Las oolitas pelágicas..... 113
3.3.3.4.5. Las litofacies margosas del borde externo del Penibético..... 115
3.3.3.4.6. Las litofacies del techo de la Formación Torcal..... 116
3.4. Grupo Espartina..... 117
3.4.1. Las discontinuidades estratigráficas intracretácicas y los sedimentos asociados a ellas entre el Valanginiense superior y el Albense inferior..... 118
3.4.1.1. La discontinuidad intravalanginiense. Los sedimentos del Valanginiense ¿terminal?-Hauteriviense inferior..... 120
3.4.1.1.1. La discontinuidad..... 120
3.4.1.1.2. Los sedimentos del Valanginiense ¿terminal?-Hauteriviense inferior..... 120
3.4.1.1.3. Interpretación sedimentaria..... 125
3.4.1.2. La discontinuidad intrahauteriviense: la emersión del Penibético. Los sedimentos del Hauteriviense superior-Barremense..... 126
3.4.1.2.1. El Paleokarst: aspectos morfológicos..... 126
3.4.1.2.2. La edad de la karstificación. Los sedimentos del Hauteriviense superior-Barremense.:..... 139
3.4.1.2.3. Interpretación sedimentaria..... 152
3.4.1.3. La discontinuidad intraaptense. Los sedimentos del Aptense superior..... 158
3.4.1.3.1. La discontinuidad..... 158
3.4.1.3.2. Los sedimentos del Aptense superior. Crinoiditas del Cortijo de Líbar y Niveles de La Manga-Grazalema..... 159
3.4.2. La discontinuidad intraalbense. Los estromatolitos pelágicos. Los sedimentos del Albense medio-superior-Turonense y otras discontinuidades estratigráficas asociadas..... 161

3.4.2.1. La discontinuidad intraalbense..... 161
3.4.2.2. Los sedimentos del Albense medio-superior-Turonense. Aspectos generales..... 162
3.4.2.3. Los estromatolitos pelágicos y los sedimentos asociados..... 163
3.4.2.3.1. Generalidades..... 163
3.4.2.3.2. Aspectos morfológicos. Composición..... 165
3.4.2.3.3. Aspectos texturales. Crecimiento de las estructuras estromatolíticas..... 168
3.4.2.3.4. Diagénesis..... 173
3.4.2.4. Las Capas Blancas..... 175
3.4.2.5. La discontinuidad del límite Cenomanense-Turonense..... 181
3.4.2.6. Interpretación sedimentaria..... 182
3.4.2.6.1. La zona de los estromatolitos pelágicos..... 182
3.4.2.6.2. Los sedimentos estratificados: las Capas Blancas y las Calizas con Sílex del Boqueron..... 185
3.4.3. Las Brechas del Dornajo..... 188
3.4.3.1. Definición. Límites. Afloramientos..... 188
3.4.3.2. Litología..... 188
3.4.3.3. Fósiles y edad..... 192
3.4.3.4. Interpretación sedimentaria..... 193
3.4.4. Las Capas Rojas..... 194
3.4.4.1. Definición, límites y afloramientos..... 194
3.4.4.2. Litología..... 194
3.4.4.3. Fósiles y edad..... 195
3.4.4.4. Interpretación sedimentaria..... 198
3.4.5. Formación de la Fuente del Chiquero..... 202
3.4.5.1. Definición. Límites. Afloramientos..... 202
3.4.5.2. Litología..... 202
3.4.5.3. Fósiles y edad..... 203
3.4.5.4. Interpretación sedimentaria..... 204

4. EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA..... 207
4.1. El Trías..... 207
4.2. Del Jurásico inferior al Valanginiense inferior..... 209
4.2.1. La plataforma carbonatada nerítica del Lías-Dogger.. 209
4.2.2. La sedimentación pelágica somera del Malm al Valanginiense inferior..... 211
4.3. El Cretácico y el Terciario..... 214
4.3.1. Las discontinuidades sedimentarias del Cretácico inferior..... 214
4.3.2. La sedimentación margosa del Albense medio al Mioceno inferior..... 217

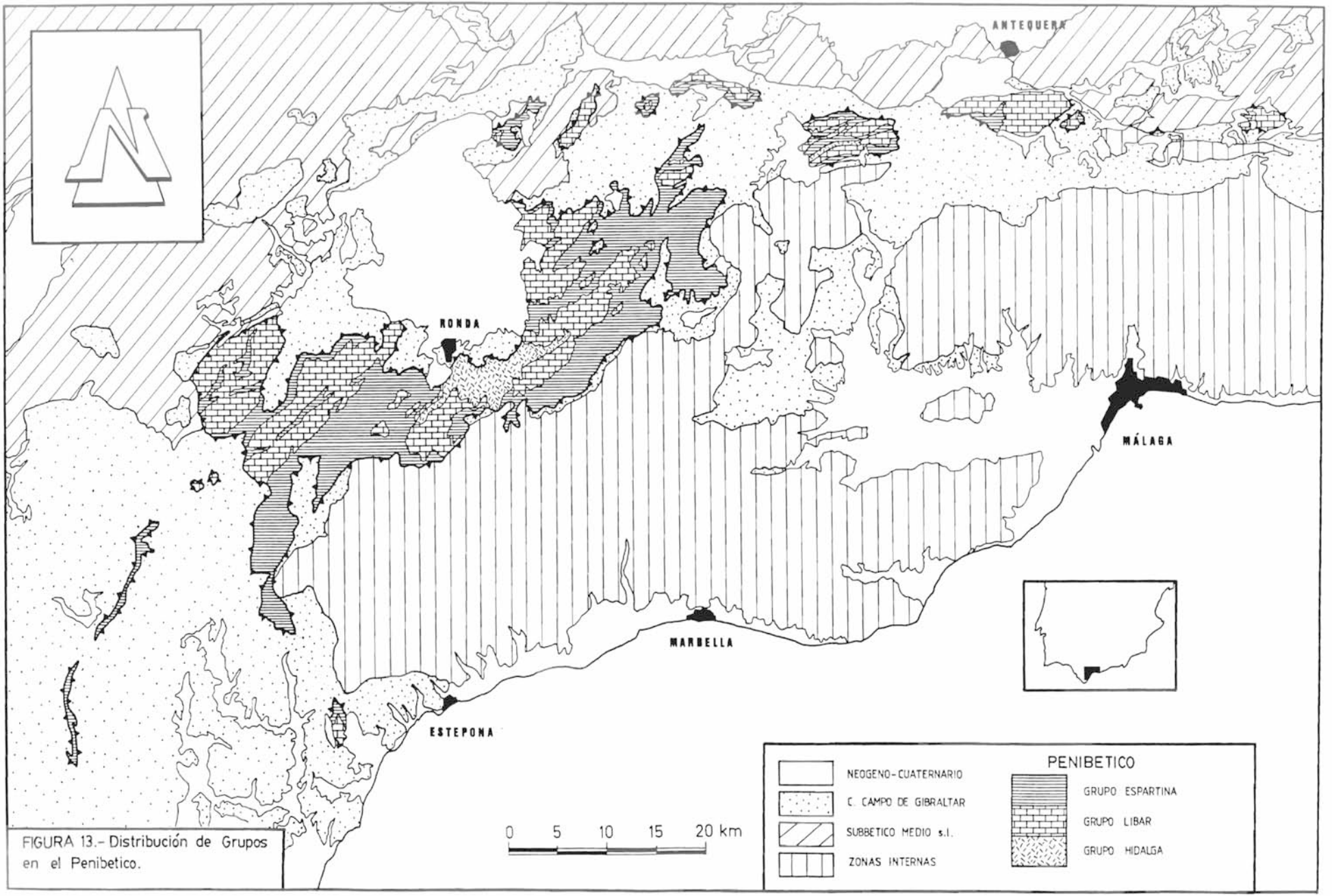


FIGURA 13.- Distribución de Grupos en el Penibetico.

CAPITULO 2: EL PENIBETICO

1.-INTRODUCCION. ANTECEDENTES Y CUESTIONES DE NOMENCLATURA.

El término Penibético fué introducido por **Blumenthal** (1927, 1928, 1931) para designar a un gran manto de corrimiento de la Cordillera Bética occidental que, para dicho autor, representaría la cobertera, despegada y deslizada hacia el N, del Bético de Málaga. El Penibético estaría separado del Subbético por la Zona Triásica de Antequera y fué subdividido en externo, medio e interno. En el Penibético externo **Blumenthal** (1931) incluyó la mayor parte de los relieves calcáreos de la Serranía de Ronda, salvo los pertenecientes a sus Rondaides (Sierras de las Nieves, Prieta y Alcaparaín), así como la Sierra del Gibalto, la Sierra de Salinas y el Hacho de Loja; en el Penibético medio incluyó el Torcal de Antequera y las Sierras del Valle de Abdalagís-Chorro; finalmente, asignó al Penibético interno una serie de escamas pinzadas al borde externo del Bético de Málaga, entre Estepona y El Chorro, y también los relieves de la alineación montañosa que se extiende entre el Torcal de Antequera y el Puerto de los Alazores. El gran macizo calcáreo de Loja-Zafarraya sería un conjunto algo particular, también perteneciente al Penibético.

En trabajos posteriores, **Blumenthal** (1933 b,c) restringió su primera interpretación tectónica tan solo a su Penibético interno y pasó a considerar a los restantes conjuntos como parautoctónos y pertenecientes al margen continental de la Zona Subbética, opinión que fué apoyada por **Fallot** (1948).

La relativa confusión que ha ido asociada posteriormente al uso del término Penibético, deriva en parte de su etimología (=casi bético), en parte de la concepción tectónica y paleogeográfica que conllevaba la definición original (la de ser la cobertera despegada del Bético de Málaga de Blumenthal) y, por último, del uso inadecuado del término por parte de los geógrafos. Estos últimos, en particular, han designado como Cordillera Penibética a la Cordillera Bética o a la parte interna de ésta, entre la provincia de Murcia y el Estrecho de Gibraltar.

Siendo estricto, el uso del término Penibético carecería de sentido desde el momento en que la concepción tectónica original fue abandonada, como ya señaló **Fallot** (1948), quien, consecuentemente, reservó el término Penibético s.str. para el Penibético interno de **Blumenthal** e incluyó los restantes conjuntos en el Subbético. No obstante, autores posteriores a Blumenthal y Fallot han seguido usando el término Penibético para denominar a la mayor parte de los relieves para los cuales fué originalmente forjado, si bien su significado tectónico y paleogeográfico se ha modificado de manera sustancial (**Dürr** et al.,1961,1960-62; **Hoeppener** et al.,1963,1964 **Peyre**,1960-62; **Chauve**, 1960-62; **Didon**, 1960-62; **Durand-Delga** et al., 1959; **Durand-Delga**,1966, **Hoppe**, 1968). El Penibéti-

co ha pasado a designar a las unidades tectónicas formadas por materiales mesozoicos y terciarios que, durante el Jurásico y Cretácico, constituyeron una elevación submarina situada en el margen interno de la Zona Subbética. (**Bourgois** et al., 1970; **Chauve**,1968; **Didon**, 1969; **Peyre**,1969b).

Paralelamente a la precisión del sentido del término Penibético, realizada por geólogos franceses y alemanes en la década de los 60 en el sector occidental de la Cordillera, en el sector central **García Dueñas** 1967 a,b, 1969 b)introdujo el término Subbético Interno, que conlleva una significación paleogeográfica equivalente, y cuyo uso se ha generalizado entre los geólogos de la Escuela Granadina. La mayor parte de los autores (**García Dueñas** , 1967 a,b,1969a,b; **Cruz Sanjulián** ,1974a; **Sanz de Galdeano** 1975; **Bourgois** et al., 1970; **Bourgois** ,1978; **Azéma** et al.,1979;**García Hernández** et al., 1980; **L. Jerez Mir** ,1984, etc.) han admitido la equivalencia entre ambos términos y han preferido utilizar uno u otro por razones más bien históricas o semánticas que puramente geológicas. Sin embargo, tal supuesta equivalencia no se puede admitir más que en el siguiente sentido: los terrenos incluídos en el Penibético y el Subbético Interno se depositaron durante una parte del Jurásico y el Cretácico en un umbral pelágico. Por el contrario, tanto la posición tectónica como la composición estratigráfica son notablemente diferentes en uno y en otro, cosa que ya fué señalada por **Vera** (1971) en su mapa de facies del Jurásico de la Cordillera Bética. Las series estratigráficas y los mapas de facies de **Azéma** et al., (1979) y de **García Hernández** et al. (1980) evidencian claramente las diferencias entre los terrenos incluidos bajo uno y otro término y sugieren la individualidad estratigráfica y paleogeográfica del segmento occidental del Subbético Interno de estos autores (= Penibético de franceses y alemanes). El mismo **Peyre** (1974), que admitió, no obstante, la equivalencia, encontró ciertas dificultades, al igual que previamente **Blumenthal** (1931) o **Vera** (1969), para asimilar la Sierra Gorda de Loja a los terrenos de su Unidad de Ronda Torcal, no solo por razones estratigráficas sino también porque entre ambos conjuntos se intercala un tercero, de estructura interna muy compleja y estratigrafía particular: la Alta Cadena.

Si, como numerosos datos indican, la equivalencia tectónica y paleogeográfica entre el Penibético y el Subbético Interno de autores precedentes no puede ser admitida de una manera simple, se plantea, necesariamente el diferenciar ambos términos entre sí, precisar el significado de cada uno de ellos y delimitar todos y cada uno de aquellos relieves que deban ser incluidos en uno u otro. Esta redefinición, en parte ya iniciada en trabajos precedentes (**Martín-Algarra y Vera**, 1982; **González-Donoso** et al., 1983) debe basarse en los siguientes criterios:

- La posición tectónica de cada afloramiento.
- Las características estratigráficas de sus materiales.
- La evolución paleogeográfica espacio-temporal de los terrenos considerados.

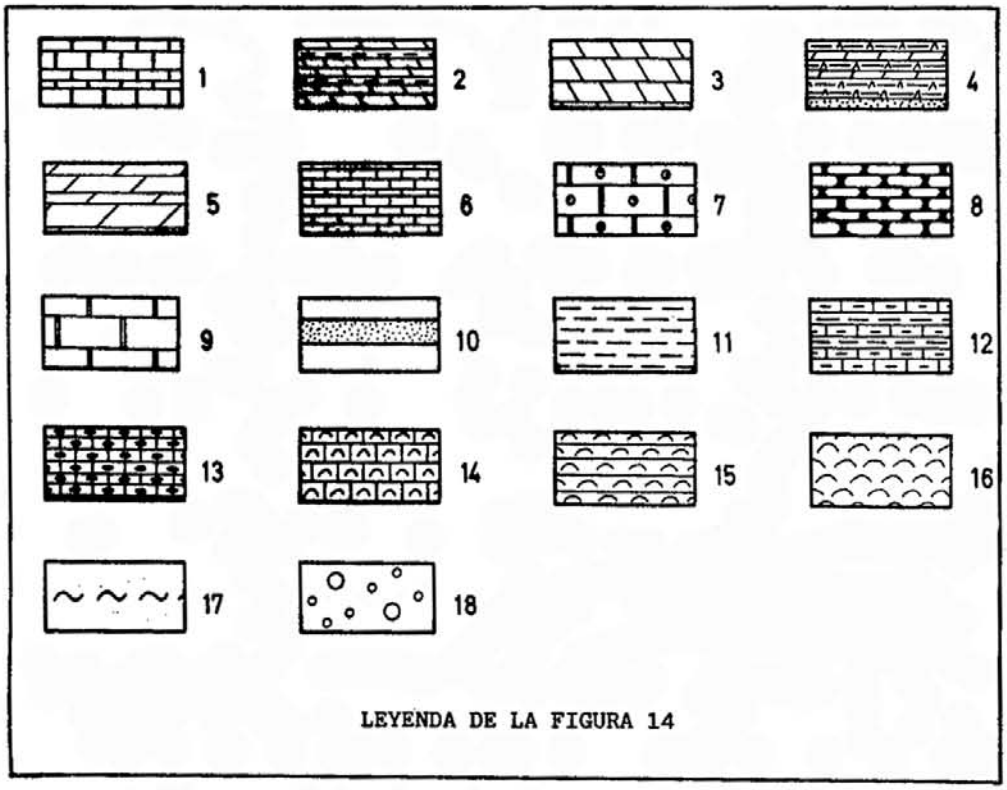


Figura 14.- Algunas de las principales series estratigráficas del Penibético. Levantadas por el autor y completadas con datos previos de **Dürr** (1967: Lifa-Sierra Blanquilla, Jarastepar), **Hoppe** (1968: Puntal de la Raya), **Didon** (1969: Panderón), **Peyre** (1974: Chorro), **Cruz-Sanjulián** (1974: Teba) y **Bourgois** (1978: Hacho de Montejaque). LEYENDA: **1:** Calizas oscuras en bancos con finas intercalaciones margosas. **2:** Dolomías tableadas y margas dolomíticas. **3:**Dolomías y carniolas. **4:** Arcillas y margas coloreadas con yesos. **5:** Dolomías cristalinas y masivas. **6:** Calizas tableadas y en bancos. **7:** Calizas oolíticas y bioclásticas. **8:** Calizas nodulosas y facies asociadas. **9:** Calizas oolíticas pelágicas y facies asociadas. **10:** Areniscas. **11:** Margas grises y blancas. **12:** Margocalizas y calizas margosas tableadas grises y blancas (rítmitas calizo-margosas). **13:** Calizas tableadas y margocalizas con sílex: **14:** Calizas margosas y margocalizas asalmonadas. **15:** Margas y margocalizas asalmonadas. **16:** Margas y arcillas rosadas. **17:** Margas verdes. **18:** Conglomerados postectónicos (Mioceno de El Chorro).

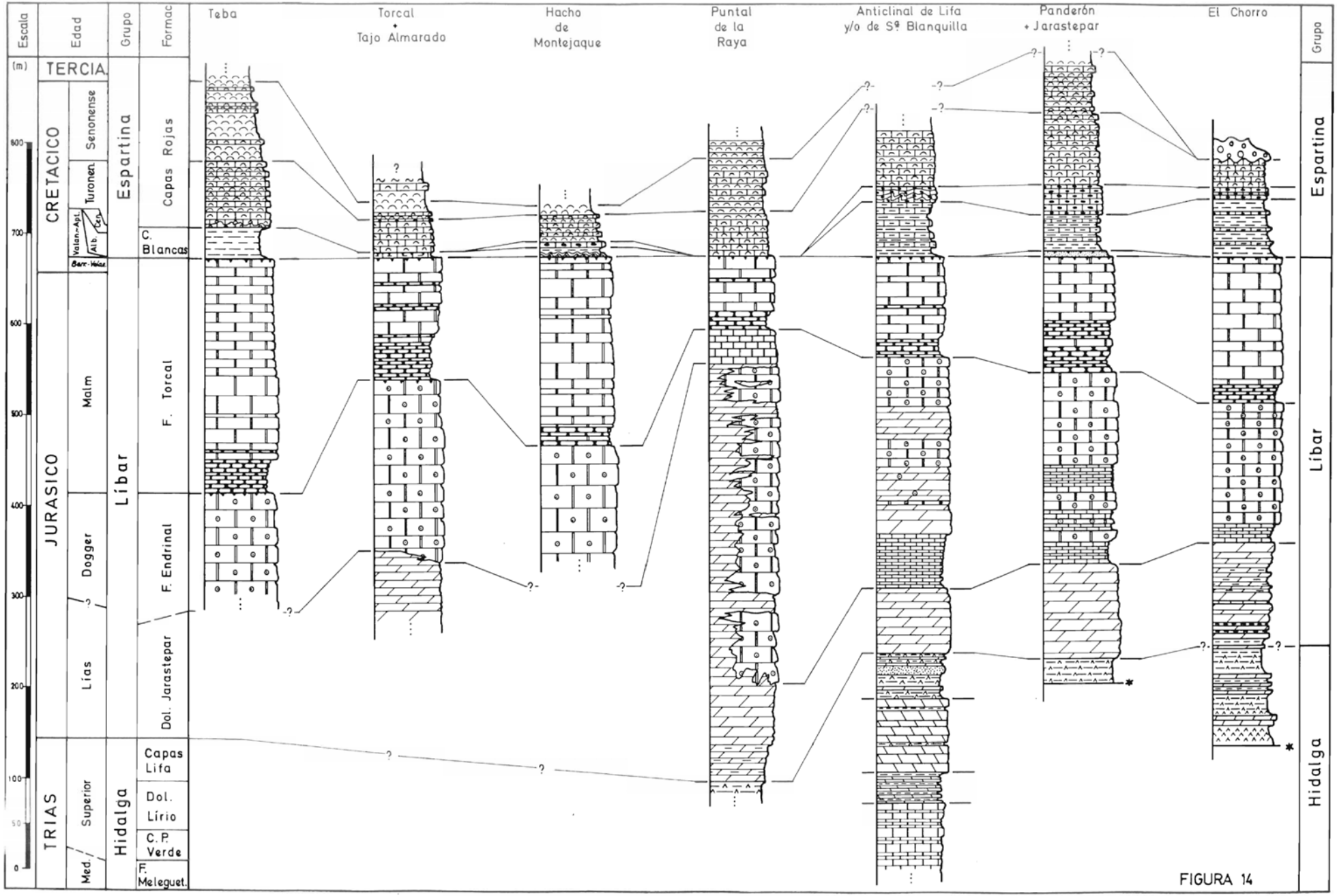

Escala
Edad
Grupo
Formac
(m)
TERCIA.
CRETACICO
JURASICO
TRIAS
Senonense
Turonen.
Valan.-Apt.
Alb.
Barr.-Valan.
Malm
Dogger
Lías
Superior
Med.
Espartina
Líbar
Hidalga
Capas Rojas
C. Blancas
F. Torcal
F. Endrinal
Dol. Jarastepar
Capas Lifa
Dol. Lírio
C.P. Verde
F. Meleguet.
800
700
600
500
400
300
200
100
50
0
Teba
Torcal + Tajo Almarado
Hacho de Montejaque
Puntal de la Raya
Anticlinal de Lifa y/o de Sª Blanquilla
Panderón + Jarastepar
El Chorro
Grupo
Espartina
Líbar
Hidalga

FIGURA 14

2. DEFINICION DEL PENIBETICO

2.1.-Afloramientos.

En el presente trabajo se incluyen en el Penibético sólo y exclusivamente los afloramientos que se recogen en la figura 13 ,que se corresponden, en su mayor parte, con el Penibético de franceses y alemanes. Por tanto, en trabajos precedentes, han sido denominados Zona de Chorro-Viento (**Kockel**, 1963), Zona de Ronda (**Dürr** et al.,1961 1960-62; **Dürr**, 1967), Unidad de Ronda-Torcal (**Bourgois** et al.,1970; **Didon**, 1969; **Peyre**, 1974) o Subbético Interno (**Cruz Sanjulián**, 1974 a. Los terrenos de la unidad de Sierra Gorda de Loja, o de las Sierras de Orce, María y del Gigante de la región de Vélez Rubio, que a veces han sido incluídos en el Penibético (**Peyre**, 1974; **Bourgois**, 1978; **Baena** et al., 1977 deben ser separados de éste, dada su diferente posición tectónica y serie estratigráfica y agruparse -si ello procede tras un análisis detallado- bajo una diferente denominación; el término Subbético Interno podría ser provisionalmente el más adecuado.

Al Penibético pertenecen, por tanto, una serie de elementos tectónicos que forman (Fig. 12).

- La mayor parte de los relieves de la Serranía de Ronda, entre las Zonas Internas y el Corredor del Boyar, salvo los relieves pertenecientes a la unidad de Mojón Gordo-Sierra de Cañete. Los más importantes de estos relieves son las Sierras del Endrinal, Líbar, Los Pinos, Palo, Montejaque-Benaoján, Jarastepar, Ortegícar-Colorado, Hidalga y Blanquilla.

- Las denominadas "unidades de afinidad penibética" (**Bourgois** y **Chauve**, 1971 b;**Bourgois**, 1978) del Peñón-Grande, Caíllo, Padrastro y Fuencaliente.

- Las Sierras de Teba, Lentejuela, Valle de Abdalajís Torcal,-Chimenea y Caracolea; la Sierra del Codo (Co) en la region del Puerto de las Pedrizas y los relieves conocidos como Los Tajos, incluído el Tajo de Sabar, al S del Puerto de los Alazores.

- Los afloramientos de la alineación Peñón del Berrueco-Buenas Noches, situados S y SE de la Sierra del Aljibe.

- La Sierra de Los Canutos, situada al N de Manilva.

2.2.- Características del Penibético.

Los afloramientos aquí incluídos en el Penibético presentan una notable uniformidad estratigráfica y tectónica que, como más adelante se verá, revelan una unidad paleogeográfica original. A pesar de ello,

también se constatan significativas variaciones estratigráficas en la horizontal, que pueden seguirse gradualmente de unos afloramientos a otros y que reflejan variaciones significativas en las condiciones paleogeográficas para cada tiempo considerado.

a) Desde un punto de vista tectónico el Penibético está relativamente bien individualizado de otros grandes conjuntos estructurales de la Cordillera Bética occidental:

- Los datos de sondeos (**Perconig**, 1960-62: sondeos de Cerro Gordo) y geológico-regionales (**Cruz Sanjulián**, 1974 a; **Bourgois**, 1978) sugieren que el Penibético en conjunto recubre ampliamente al Trías subbético. Esta superposición, no obstante, queda enmascarada por la actuación de fases tectónicas posteriores.

- Sobre el Penibético descansa el Complejo tectosedimentario del Campo de Gibraltar.

- Por su borde interno, el Penibético es cabalgado por las Zonas Internas (**cf. Blumenthal**, 1933 a) o bien choca con ellas mediante un contacto verticalizado que determina un dispositivo "en abanico" (**Didon** y **Peyre**, 1964; **Peyre**, 1969a). En ambos casos el Complejo tectosedimentario del Campo de Gibraltar está fuertemente implicado en la estructura.

- Por su borde externo, se encuentra limitado por un conjunto de unidades y escamas de estructura complicada, y marcadas afinidades subbéticas, a algunas de las cuales diversos autores han atribuído un origen ultrapenibético. Frecuentemente (Sierra de Cañete, p.e.) estas unidades retrocabalgan al Penibético, pero en el detalle las relaciones estructurales son difíciles de establecer debido a la actuación de una tectónica polifásica muy intensa, probablemente asociada al funcionamiento de un importante accidente transcurrente que limita al Penibético por su borde septentrional.

b) Desde un punto de vista estratigráfico, el Penibético se caracteriza por presentar (**Martín-Algarra y Vera**, 1982; **González-Donoso** et al., 1983):

- Un Trías medio carbonatado potente y un Trías superior arcilloso-dolomítico y evaporítico mucho menos desarrollado que en el resto del Subbético.

- Un Jurásico y Neocomiense inferior enteramente calizo, en el que predominan las facies oolíticas. El Jurásico superior-Valanginiense puede alcanzar una gran potencia y está constituído por calizas nodulosas y oolitas pelágicas.

- Un Cretácico inferior mal representado o inexistente debido a la presencia de numerosas interrupciones sedimentarias intracretácicas.

- Un Cretácico medio-superior -Paleógeno constituído por facies calizo-margosas ricas en foraminíferos planctónicos, dominantemente rojas (capas rojas).

- Una formación areniscoso-margosa flyschoide, del Oligoceno-Mioceno inferior, mal representada y transicional con los términos infrayacentes.

Particularmente característica del Penibético es la existencia de discontinuidades sedimentarias jurásico-cretácicas, cuyo estudio detallado (**González-Donoso** et al.,1983; **Company** et al., 1982) suministra datos muy importantes para la caracterización del Penibético como dominio paleogeográfico particular e independiente del resto de los dominios de las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Estos rasgos tan característicos, no se observan en la unidad de Sierra Gorda de Loja, ni en otras del denominado Subbético Interno (Sierra Arana, Sierras de Orce y María, etc.) donde el Cretácico inferior está ampliamente desarrollado, razón que, entre otras, justifica, como se ha dicho anteriormente, el que se las considere pertenecientes a un dominio tectónico y paleogeográfico diferente del Penibético.

3.- SERIE ESTRATIGRAFICA.

3.1.- Introducción. Subdivisión en grupos.

Los terrenos asignables al Penibético presentan una gran uniformidad estratigráfica y una estructura interna relativamente simple y continua, lo que facilita la asimilación al Penibético de cada afloramiento en partícular y la correlación estratigráfica. Gracias a ello es posible diferenciar una serie de conjuntos litológicos de validez regional. Dichos conjuntos han sido ya, en parte, diferenciados por autores precedentes, particularmente por **Kockel** (1963), **Dürr** (1967), **Hoppe** (1968), **Chauve** (1968), **Didon** (1969), **Bourgois** y **Chauve** (1971b) **Cruz Sanjulian** (1974a) **Peyre** (1974) y **Bourgois** (1978). En general se pueden distinguir en cartografía o son fácilmente reconocibles y delimitables en el campo, pues sus límites suelen ser netos o, al menos, rápidamente transicionales.

El análisis de la bibliografía, el levantamiento de series estratigráficas, la cartografía y la observación en el campo han permitido establecer un cuadro de correlación (fig. 14), definir todas las unidades litoestratigráficas del Penibético desde el Trías al Mioceno inferior y esbozar sus características sedimentarias principales. Todas ellas, con sus relaciones laterales y verticales, rasgos litológicos básicos, variaciones principales de espesor y edad quedan recogidos en la figura 15 . Son necesarios, sin embargo, estudios más detallados para conocer con exactitud las características sedimentarias de las diferentes unidades litoestratigráficas y sus variaciones regionales.

En esencia, se pueden reconocer en el Penibético tres grandes conjuntos litológicos. De abajo arriba, son:

- Grupo Hidalga: de composición litológica dominantemente calizo- margosa y arcillosa, engloba esencialmente al Trías del Penibético.

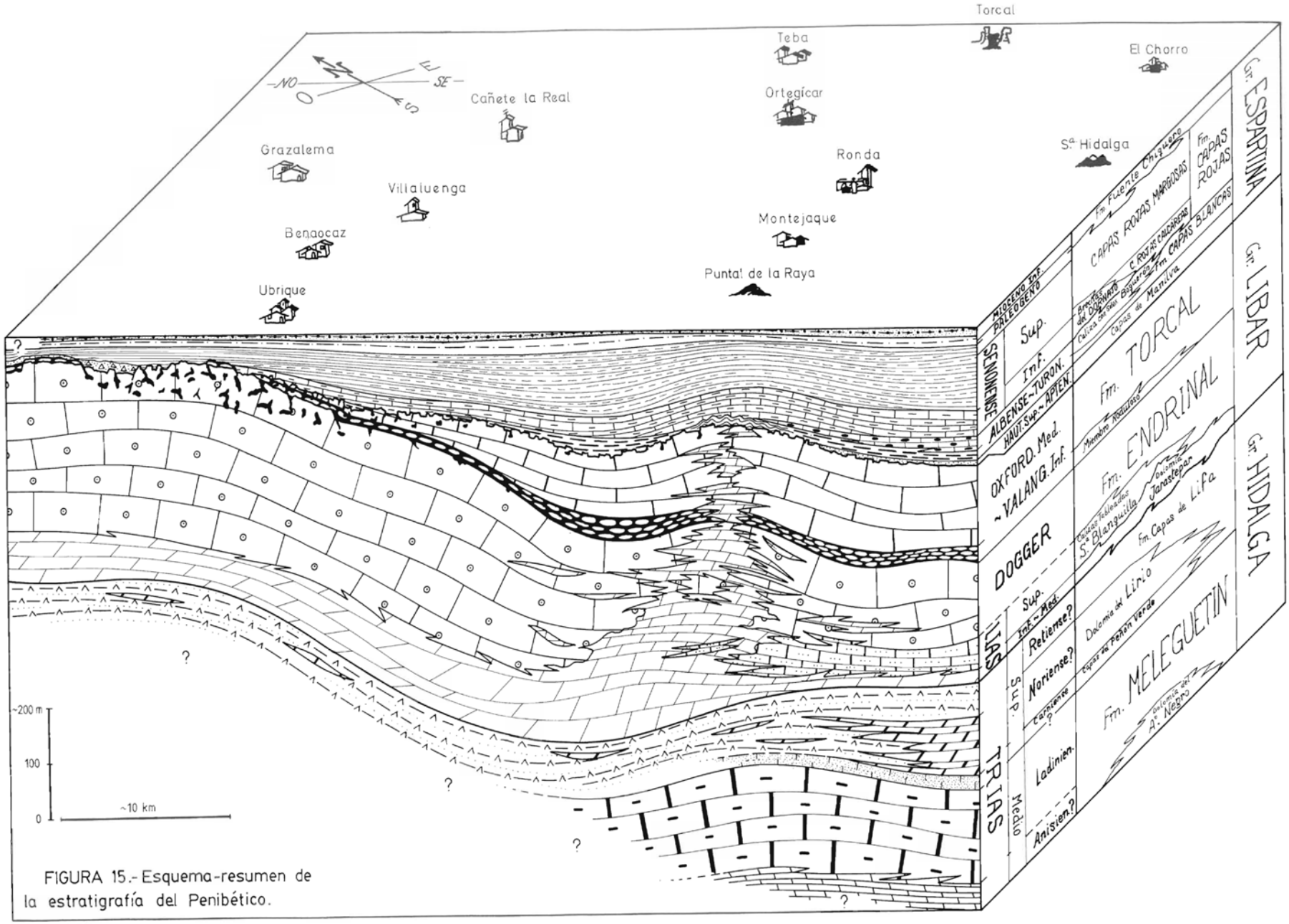


FIGURA 15.- Esquema-resumen de la estratigrafía del Penibético.

- Grupo Líbar: enteramente carbonatado (calizo-dolomítico) comprende la totalidad del Jurásico, así como parte de los terrenos cretácicos anteriores a la primera discontinuidad estratigráfica intracretácica.

- Grupo Espartina: margocalizo y margoso en esencia, predominantemente de color rojo, engloba a la mayor parte de los terrenos cretácico-terciarios del Penibético.

3.2.-Grupo Hidalga.

En el Grupo Hidalga se incluyen los materiales arcillosos y calcáreos del Trías del Penibético. Es el conjunto más profundo de la serie estratigráfica. Su base o bien es tectónica o bien no aflora.Sus afloramientos son relativamente escasos. El más extenso se localiza entre Ronda y la Sierra Hidalga (Fig. 13,16), que da nombre a este grupo inferior. Otros afloramientos importantes se localizan en El Chorro, al E de la Sierra Huma (Fig. 13,17) y al del Goterón. En el resto del Penibético no aflora o bien aparece localmente a favor de accidentes tectónicos (Sierra del Caíllo, Salto del Cabrero, Sierra Blanquilla, etc.).

El Grupo Hidalga está constituído por materiales triásicos de facies germánica típica, como ya señaló **Dürr** (1967), que son algo diferentes del Trías germano-andaluz del resto del Subbético. En él se distingue, por tanto, un Muschelkalk calcáreo y un Keuper arcilloso-yesífero y dolomítico. **Blumenthal** (1933a) incluyó la mayor parte de estos materiales en la **"facies Hidalga"**, que atribuyó al Retiense y al Jurásico.

Los afloramientos del grupo Hidalga son los terrenos triásicos más internos de las Zonas externas de la Cordillera Bética.

3.2.1. Sobre el Trías inferior del Penibético

Tan solo en dos puntos del Penibético ha sido señalada la presencia de materiales atribuibles al Trías inferior. Estos son:

- Unos yesos que aparecen **a la base de la serie de El Chorro,**(Fig. 17) a lo largo de la vía del ferrocarril, que **Kockel** (1963) atribuyó al Buntsandstein dado que aparecen por debajo de estratos fosilíferos que **Schmidt** (1937) y posteriormente **Peyre** (1974) asignaron al Muschelkalk (Ladiniense medio).

- Unos materiales arcilloso-yesíferos y brechoides que aparecen **en el curso del río Grande,** al E de Ronda (Fig. 16) a favor de una estructura diapírica que ha perforado a un paquete carbonatado datado en parte por **Dürr** (1967) como Muschelkalk inferior, lo que llevó a este autor a asignarlos al **"Rot"**.

En ambos casos la atribución al Trías inferior se ha realizado únicamente en función de la posición geométrica, supuestamente estrati-

FIGURA 16. MAPA GEOLOGICO DEL PENIBETICO al E y SE de RONDA. (Según Dürr, 1967). Misma leyenda que la figura 19.

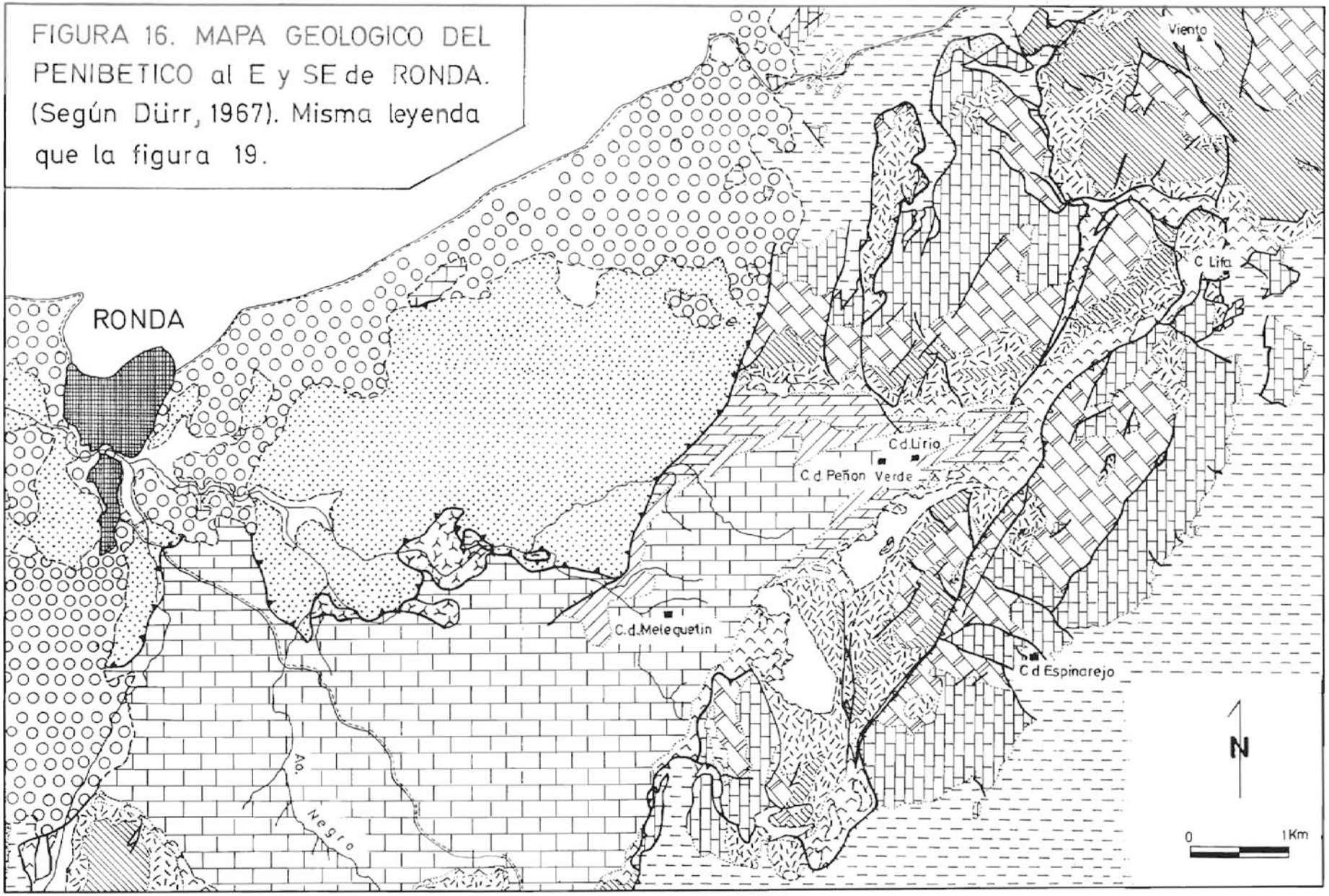
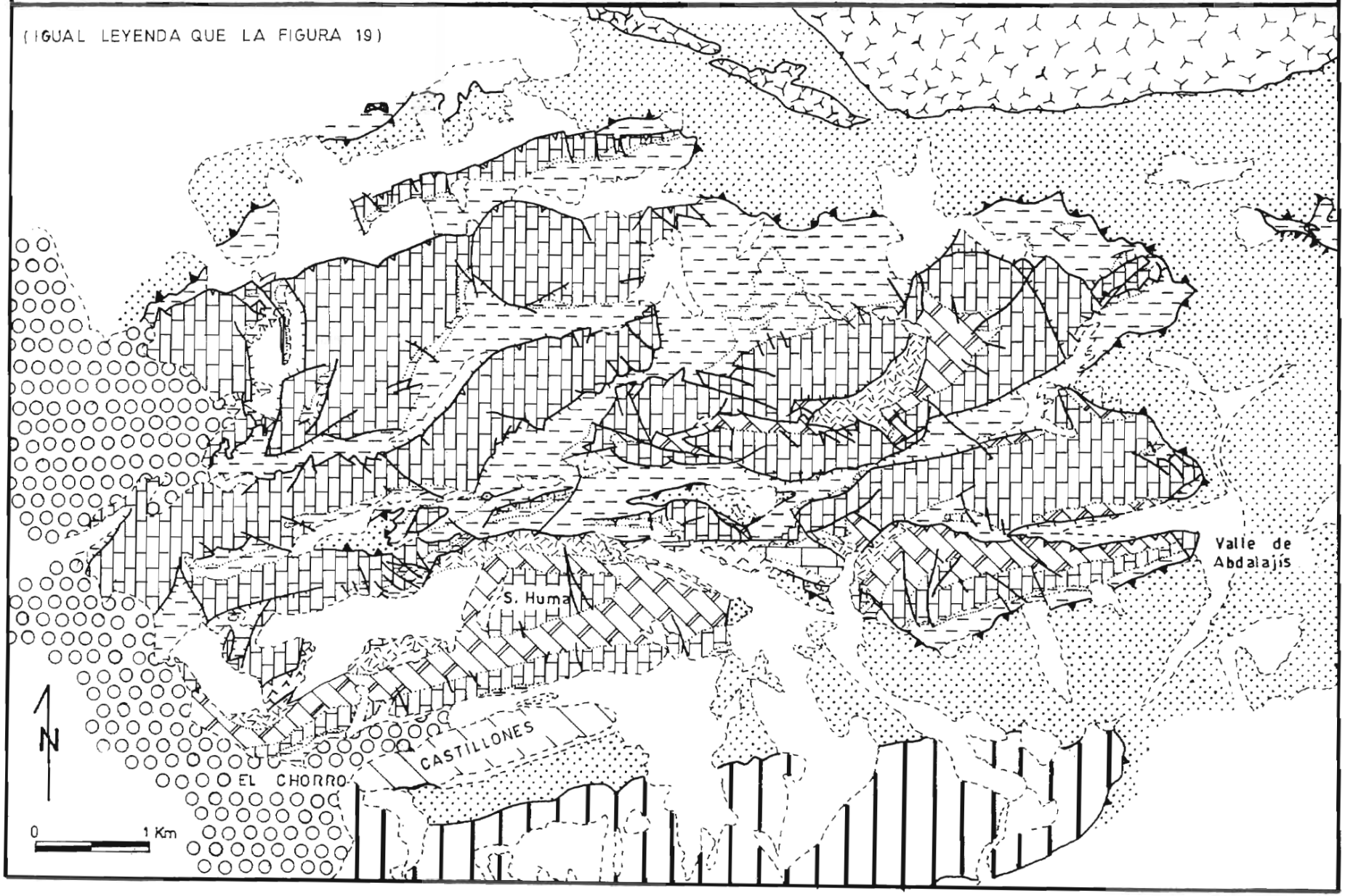


FIGURA 17. Mapa geológico de las Sierras del Valle de Abdalajís.



gráfica, bajo términos datados del Trías medio; pero, al igual que en el resto del Subbético, (**Busnardo**, 1975) no existe ninguna prueba paleontológica que sostenga tal edad.

Sin embargo, los materiales en cuestión son muy parecidos a los del Trías superior (**Keuper**) germano-andaluz de amplias regiones subbéticas. Por otra parte su estructura interna es compleja y se relacionan con los materiales triásicos adyacentes mediante contactos tectónicos de cierta importancia, lo que hace discutible la atribución estratigráfica a la base triásica del Penibético.

En efecto, como señaló **Bourgois** (1978) y constató ya **Dürr** (1967) en su mapa geológico, en el afloramiento de Ronda, los materiales triásicos engloban bloques de Jurásico y Cretácico del Penibético, de dimensiones considerables, lo que indica que los contactos entre las calizas del Muschelkalk y las arcillas y yesos originalmente infrayacentes no son los estratigráficos originales sino que han sido perturbados notablemente por una tectónica posterior. **Bourgois** (1978) sugirió que los terrenos triásicos del río Grande de Ronda no pertenecerían al Penibético, sino al Subbético y que habrían sido ampliamente recubiertos tectónicamente por el Penibético, al que finalmente habrían atravesado gracias a un diapirismo posterior.

Por lo que se refiere a los niveles yesíferos inferiores de la serie de El Chorro, se plantean también dificultades de interpretación. En primer lugar, están delimitados, por el N, por una importante falla que separa dos elementos tectónicos penibéticos. En segundo, afloran bajo un extenso recubrimiento de derrubios que, incluso en el corte de la trinchera del ferrocarril, no ha sido totalmente eliminado y que, por tanto, oculta las relaciones de detalle del anticlinal yesífero con los terrenos triásicos datados suprayacentes. En tercer lugar, los hallazgos de fósiles en la parte triásica y jurásica inferior de la secuencia han sido relativamente escasos (**Bertrand y Kilian**, 1889) y la interpretación de las faunas recogidas se presta a algunas discusiones, como señaló **Peyre** (1974), si bien los datos aportados por este autor confirman la edad Trías medio de, al menos, una parte de la secuencia. Finalmente, al comparar la serie estratigráfica de El Chorro con las mejor datadas y expuestas al S del Tajo de la Arrejanada y en los alrededores de Ronda,se observa que, en éstas, el Trías medio está representado por un potente paquete esencialmente calizo, mientras que los niveles triásicos de El Chorro presentan un aspecto en el campo muy semejante al de los terrenos arcillosos y dolomíticos situados sobre aquéllas. Por tanto, estructura, facies y potencias no permiten excluir de forma definitiva la posibilidad que la base de la secuencia pudiera pertenecer a la parte alta del Trías medio o al Trías superior.

En resumen, la existencia de Trías inferior, en los afloramientos del Penibético reconocibles actualmente, parece poco probable aunque no pueda ser definitivamente descartada. En todo caso en los afloramientos mencionados del Grupo Hidalga se localizarían los niveles estratigráficos más antiguos del Penibético, dado que en éste no han sido citados nunca terrenos anteriores al Trías.

3.2.2. El Muschelkalk del Penibético Formación Meleguetín.

3.2.2.1.-Definición. Límites.

El Muschelkalk del Penibético está formado por un paquete carbonatado que, en este trabajo, defino como Formación Meleguetín (Fig. 14,16). El nombre deriva del cortijo de Meleguetín (UF125664) el cual se asienta sobre esta formación. Esta aflora ampliamente al SE de Ronda, ocupando el nucleo de una gran estructura anticlinal (Fig. 21). Un pequeño afloramiento de esta formación, ya reconocido por **Peyre** (1974) existe entre la Sierra Huma y la del Valle de Abdalajís (Fig. 17). Buenos cortes de esta formación existen a lo largo de la carretera de Ronda a San Pedro de Alcántara, así como al SO del Puerto de Lifa (E de Ronda).

El límite inferior de la formación no aflora, lo que impide reconocer su potencia total, en cualquier caso no inferior a 250m. El límite superior lo marca la aparición de las facies dolomíticas y arcillosas abigarradas del Keuper.

3.2.2.2.-Litología.

La Formación Meleguetín está esencialmente formada por calizas, aunque hacia la base presenta algunas intercalaciones dolomíticas (Miembro de Dolomías del Arroyo Negro).

Las calizas están bastante bien estratificadas en bancos de espesor decimétrico a centimétrico, ocasionalmente métrico, separados por intercalaciones margosas amarillentas. Su color es gris o negro en corte fresco, amarillo sucio o anaranjado por alteración superficial. A veces presentan un aspecto noduloso debido a una intensa bioturbación. Localmente (**Dürr**, 1967) contienen nódulos de sílex.

Desde un punto de vista textural varían entre calcilutitas (mudstone-wackestone) y calcarenitas (packestone, más raramente grainstone). Las calcarenitas, frecuentemente bioclásticas, pueden presentar estructuras sedimentarias, como granoclasificación y laminación paralela u ondulada; en algunos casos también presentan bases irregulares erosivas.

Hacia la parte alta de la formación son frecuentes los niveles lumaquélicos con abundante fauna de lamelibranquios muy fragmentados, gasterópodos y crinoideos; ocasionalmente, también, cefalópodos, braquiopodos y espículas de esponjas. La bioturbación suele ser intensa en la parte superior de los estratos que, a veces, está ligeramente mineralizada por óxidos de Fe y Mn, lo que evidencia la existencia de periodos prolongados sin sedimentación, durante los cuales el fondo lodoso blando (softground) era colonizado por organismos bentónicos (**Fürsich**, 1979) cuya acción debía provocar una consolidación del sedimento y la generación de un fondo firme (firmground) o incluso duro (hardground).

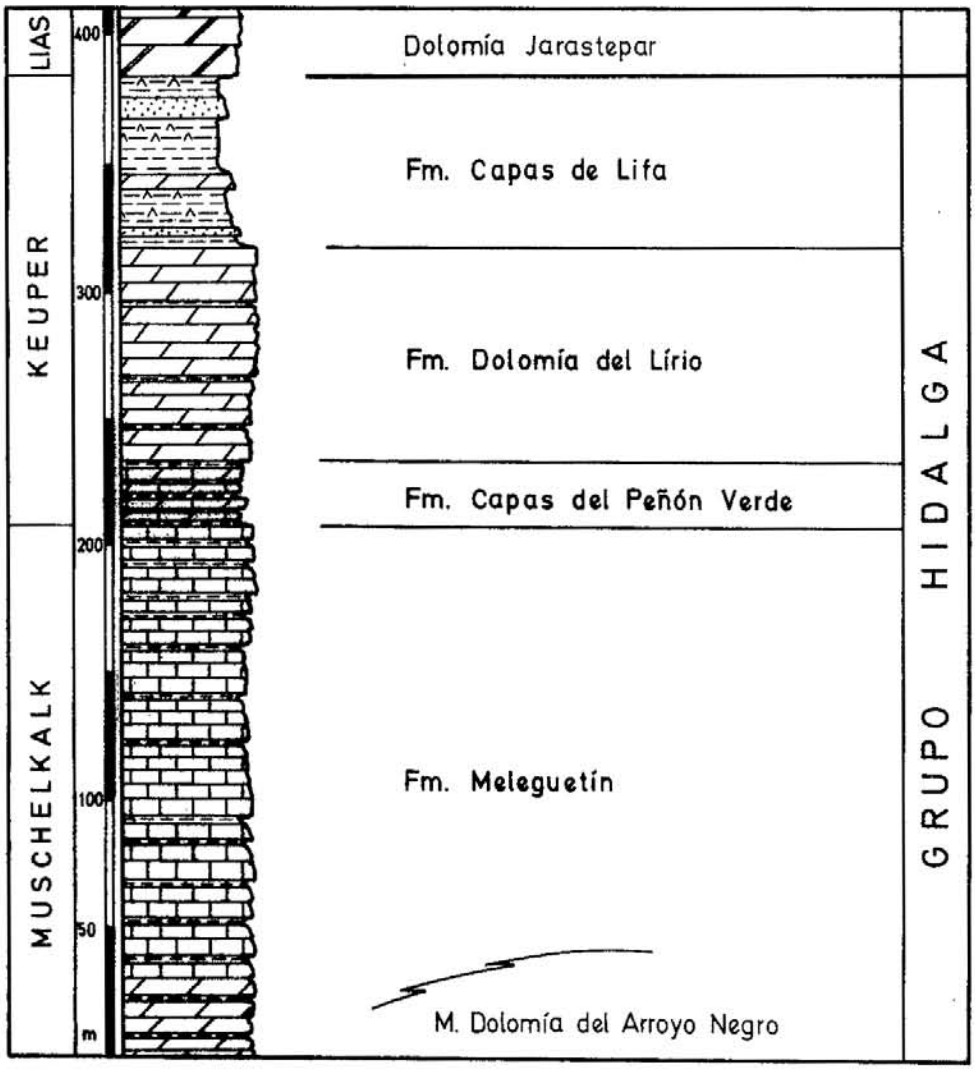


Figura 18.- Serie esquemática del Trías del Penibético.

3.2.2.3.- **Edad.**

La Formación Meleguetín contiene faunas de lamelibranquios, gasteropodos, braquiópodos y cefalópodos que permiten su asignación al Trías medio (Muschelkalk).

Dürr (1967) determinó en la región de Ronda, el Anisiense en las Dolomías del Arroyo Negro y el Ladiniense en los niveles lumaquélicos superiores. **Peyre** (1974) al S del Tajo, de la Arrejanada, recogió abundante fauna de lamelibranquios y gasterópodos, del Ladiniense medio, en la parte alta de la formación.

De los niveles lumaquélicos superiores he recogido algunas faunas de lamelibranquios que no han podido ser determinadas, así como un nautiloideo asignable a **Metacoceras** sp. que indica una edad Trías medio sin más precisiones.

3.2.2.4.-**Interpretación sedimentaria.**

Facies y faunas indican que la Formación Meleguetín se depositó en un ambiente marino franco, en el cual vivían abundantes organismos bentónicos y algunos planctónicos y nectócnicos. Las condiciones de depósito fueron normalmente tranquilas, como lo demuestra la naturaleza dominantemente calcilutítica del sedimento, aunque esporádicamente eran alteradas por episodios de energía mayor en los cuales se depositaron los niveles calcareníticos y lumaquélicos con estructuras sedimentarias. La sucesión vertical de estas estructuras (base irregular erosiva, gradación,laminación paralela y ondulada) en algunos estratos recuerda a la secuencia de una tempestita (**Aigner**, 1979,1982), aunque aún se requieren estudios más detallados para precisar la génesis de estos depósitos en el Penibético. Si tales niveles corresponden ciertamente a tempestitas, la profundidad del medio sedimentario no debió sobrepasar las pocas decenas de metros.

En definitiva, la Formación Meleguetín sería un depósito marino de plataforma abierta, cuyo fondo esporádicamente sería afectado por la acción de tormentas.

3.2.3.**El Keuper del Penibético.**

3.2.3.1.-**Introducción.**

Los materiales del Keuper afloran en numerosos puntos del Penibético, pero casi siempre muy tectonizados por fracturas y en afloramientos pequeños. En ellos se puede reconocer la facies típica del Keuper, constituida por arcillas abigarradas con intercalaciones de areniscas, dolomías más o menos vacuolares (carniolas) y yesos, pero la tectonización impide realizar un análisis estratigráfico más detallado.

No obstante, en los dos principales afloramientos del Grupo Hidalga (al SE de Ronda y entre las Sierras Huma y del Valle de

Abdalajís) ha sido posible diferenciar tres conjuntos litoestratigráficos dentro del Trías de Facies Keuper, dado que afloran bien estratificados entre las calizas de la Formación Meleguetín y las dolomías de la base del Grupo Líbar suprayacente. Dichos conjuntos ya fueron reconocidos previamente por Dürr (1967) y Peyre (1974). En este trabajo se definen con carácter formal y con rango de formación.

3.2.3.2.-Litoestratigrafía.

Las formaciones diferenciadas en el Trías superior del Penibético son, de abajo arriba las siguientes:

a) Capas del Peñón Verde.

Bajo esta denominación agrupo a los niveles mediante los cuales se efectúa la transición litológica entre los términos superiores del Muschelkalk y los del Keuper del Penibético. En los alrededores del Cortijo del Peñón Verde (U F 149679), de donde toman el nombre, sobre las calizas de la Formación Meleguetín, aparecen unas dolomías grises, cristalinas y algo laminadas, y arcillas y margas amarillentas o verdosas que alternan con calizas de tipo Meleguetín las cuales desaparecen rápidamente hacia arriba. Los estratos (Fig. 14,18) parecen ordenarse en ciclos de espesor creciente hacia arriba y, ocasionalmente, a techo de los niveles dolomíticos más gruesos con los que cada ciclo acaba, se reconocen pátinas ferruginosas que podrían ser debidas a interrupciones en la sedimentación. En el tercio superior de las Capas del Peñón Verde, las arcillas se hacen dominantes.

El espesor de las Capas del Peñón Verde apenas sobrepasa los 30m. A veces es difícil ponerlas de manifiesto, dado su carácter de término de transición.

b) Dolomías del Lirio.

Con este nombre designo a un paquete constituído por dolomías con delgadas intercalaciones arcillosas interestratificadas, que pueden desaparecer localmente, en cuyo caso las dolomías forman un paquete más masivo. Toman el nombre del Cortijo del Lirio (U F 153680) ya que afloran a unas decenas de metros al S de éste. El espesor de las Dolomías del Lirio oscila entre 50 y 150m (Dürr, 1967) según aparezcan o desaparezcan las intercalaciones arcillosas.

Cuando estas rocas se encuentran bien estratificadas, como sucede en el Cortijo del Lirio, se pueden reconocer laminaciones de origen algal que alternan con lechos finamente calcareníticos, a veces con desarrollo de porosidad fenestral. En ocasiones aparecen muy brechificadas, probablemente por causas tectónicas, y adquieren un aspecto oqueroso y carniolar característico.

Al igual que las Capas del Peñón Verde, las Dolomías del Lirio se reconocen mejor al E de Ronda (también al SE de la Sierra

Huma), donde incluso se pueden separar en cartografía sin gran dificultad. En los alrededores de la carretera de Ronda a San Pedro de Alcántara resulta más difícil su separación de la Formación Meleguetín.

c) **Capas de Lifa.**

Bajo esta denominación incluyo a los materiales más típicos del Keuper del Penibético. Toman su nombre del Cortijo de Lifa (U F - 186697), en cuyos alrededores afloran, y se continúan por el Puerto de Lifa, a partir del cual, hacia el O, es posible reconocer sus relaciones estratigráficas con los terrenos infra y suprayacentes, casi siempre ocultados en el detalle por la cobertura vegetal o por los derrubios. El espesor de las Capas de Lifa no sobrepasa el centenar de metros (50-80 m según **Dürr**, 1967).

Están constituídas dominantemente por arcillas rojizas, anaranjadas, amarillentas y verdosas, alternantes en bancos decimétricos, entre las cuales se intercalan niveles yesíferos más o menos puros, estratos delgados de arenas finas, rojizas y amarillentas, con restos vegetales y de carbón, dolomías y carniolas, a veces con pisolitos ferruginosos. Los cortes mejor expuestos y menos tectonizados se pueden ver en los alrededores del Cortijo Lobato (U F 146688) donde **Dürr** (1967) reconoció además un delgado nivel de conglomerados a la base de las Capas de Lifa y sobre las Dolomías del Lirio infrayacente.

3.2.3.3.-**Edad.**

En el Keuper del Penibético prácticamente no se han mencionado restos fósiles. Tan solo **Dürr** (1967) recogió una fauna de pequeños gasterópodos y lamelibranquios indeterminables y, por lo que se refiere a las faunas citadas por **Bertrand y Kilian** (1889) en El Chorro, ya se han comentado los problemas que plantean (cf. 3.1.1. y **Peyre**, 1974). La asignación de una edad a los diferentes conjuntos establecidos se ha de basar en la posición estratigráfica y las facies en tanto no se disponga de dataciones paleontológicas. De acuerdo con estos criterios y de acuerdo con **Dürr** (1967) se pueden asignar:

- **Las Capas del Peñón Verde, al Carniense,** dado que se sitúan sobre el Ladiniense datado y marcan la transición a niveles suprayacentes.

- **Las Dolomías del Lirio, al Noriense,** por comparación con las dolomías norienses de la Unidad de las Nieves.

- **Las Capas de Lifa, al Retiense.** Tales atribuciones estratigráficas parecen bastante razonables aunque, tal vez, no habría que excluir una edad Noriense para las Capas de Lifa, dado que esta serie haloclástica superior probablemente transiciona lateralmente, a la escala regional, con las Dolomías del Lirio infrayacentes. Sin duda un estudio palinológico de las tres formaciones que integran el Keuper del Penibético proporcionará nuevas y más precisas dataciones.

3.2.3.4.-Interpretación sedimentaria.

La sucesión vertical de facies que se reconoce en las Capas del Peñón Verde sugiere una evolución sedimentaria regresiva, provocada por una progresiva restricción de las condiciones francamente marinas en las que se depositó la Formación Meleguetín, y el paso a un ambiente de depósito marino muy somero o incluso costero. El aumento de los aportes terrígenos, la aparición de dolomías estratiformes y la existencia de evaporitas son coherentes con dicha regresión, bien caracterizada, por lo demás, en amplias regiones, en que se depositó el Trías de facies germánica.

Las Dolomías del Lirio parecen ser depósitos perimareales, probablemente depositados bajo una delgada lámina de agua, tal vez esporádica, que permitió la acumulación de sedimentos finamente calcareníticos y laminados por algas cianofíceas (Shinn et al., 1969).

Las condiciones regresivas alcanzaron su grado máximo durante el depósito de las Capas de Lifa, cuyos yesos sugieren, además, la existencia de un clima muy árido. La presencia de restos vegetales y carbonosos en las areniscas confirmaría la procedencia de los terrígenos a partir de áreas continentales emergidas. Los pisolitos ferruginosos podrían proceder de suelos lateríticos. Estos datos parecen indicar que las Capas de Lifa se depositaron en una zona costera, supramareal, de clima árido, con sedimentación terrígena fina de procedencia continental y aportes esporádicos de aguas marinas que darían lugar a los niveles evaporíticos.

3.3.-Grupo Líbar.

Este grupo está formado por materiales marinos carbonatados de edad esencialmente jurásica, aunque en su parte superior existen algunos de edad cretácica inferior. A él pertenecen las rocas calizo-dolomíticas, de colores blancos y grises en afloramiento, que constituyen los principales relieves penibéticos, de uno de los cuales, la Sierra de Líbar, toma el nombre (Fig. 14.15).

Desde el punto de vista estratigráfico, el Grupo Líbar está compuesto por dos grandes conjuntos calizos (Fig. 15) a la escala regional separados por una discontinuidad estratigráfica de edad anterior al Oxfordense medio, a veces difícil de reconocer sobre el terreno. En este trabajo denomino Formación Endrinal al conjunto inferior y Formación Torcal al superior. Ambos conjuntos han sido afectados por una dolomitización epigenética que en determinadas áreas ha sido especialmente intensa (Lám. 1 Fot. 3), hasta incluso alcanzar al techo del conjunto superior del Grupo Líbar, y afecta de forma general a la base del mismo. La extensión e importancia regional de las rocas dolomíticas del Grupo Líbar, aún considerando que su significado no es, en muchos puntos, de carácter estrictamente estratigráfico, justifican su separación como una unidad litológica independiente de las dos formaciones calizas más arriba mencionadas, que denomino Dolomía Jarastepar.

El techo del Grupo Líbar lo marca una superficie de discontinuidad estratigráfica causada por una interrupción sedimentaria de gran importancia regional, que ha determinado la no sedimentación de una gran parte del Cretácico inferior o incluso la erosión de una parte importante del propio Grupo Líbar.

3.3.1.-Dolomía Jarastepar.

3.3.1.1.- Definición. Límites. Afloramientos.

La totalidad de las dolomías del Grupo Líbar se han denominado, en este trabajo, Dolomía Jarastepar. El nombre deriva de la Sierra del Jarastepar, al SO de Ronda, donde las dolomías afloran en una gran extensión.

El límite inferior de la Dolomía Jarastepar es estratigráfico: está marcado por los términos arcilloso-yesíferos de facies Keuper (Capas de Lifa) del techo del Grupo Hidalga. En general dicho límite está tectonizado, puesto que constituye un nivel de despegue, pero a veces se reconoce una transición gradual entre los materiales infra y suprayacentes.

El límite superior es claramente postsedimentario (diagenético): es un límite de dolomitización (Fig.16,19,21). Por su propia naturaleza es, por tanto, irregular (Lam. 1 Fot. 2) y no sigue ningún nivel estratigráfico determinado. No obstante, con frecuencia se adapta a niveles estratigráficos de cierto contenido margoso o tamaño de grano fino, con lo que la aparición de las dolomías se restringe al centenar de metros basal del Grupo Líbar. En otras áreas, por el contrario, la dolomitización asciende de modo irregular hasta el techo del grupo reemplazando lateral y verticalmente a las calizas; en estos casos carece de sentido hablar de potencia de las dolomías y más bien habría que referirse a la magnitud del ascenso de la dolomitización, o al volumen de la masa dolomitizada.

Como es lógico, los principales afloramientos de la Dolomía Jarastepar se localizan en aquellas zonas en que la dolomitización, por ser más intensa, ha ascendido más en la serie estratigráfica. Esto ocurre en amplias áreas de los afloramientos suroccidentales del Grupo Líbar, a lo largo de una franja de terrenos ligeramente oblicua a la estructura general del Penibético que se extiende desde el Peñón del Berrueco, el Puntal de la Raya y la Sierra de los Pinos al SO por el Conio y el Jarastepar hasta la Sierra Blanquilla y Mesa Juán, al NE. La denominaré Franja Dolomítica (Fig. 20).

3.3.1.2.-Litología.

Hacia la base, la Dolomía Jarastepar suele aparecer bien estratificada, en bancos de espesor variable entre decimétrico y métrico y, a veces, intercala niveles margosos, amarillentos y delgados. De color gris, amarillento, crema o incluso rojizo, la roca suele ser de

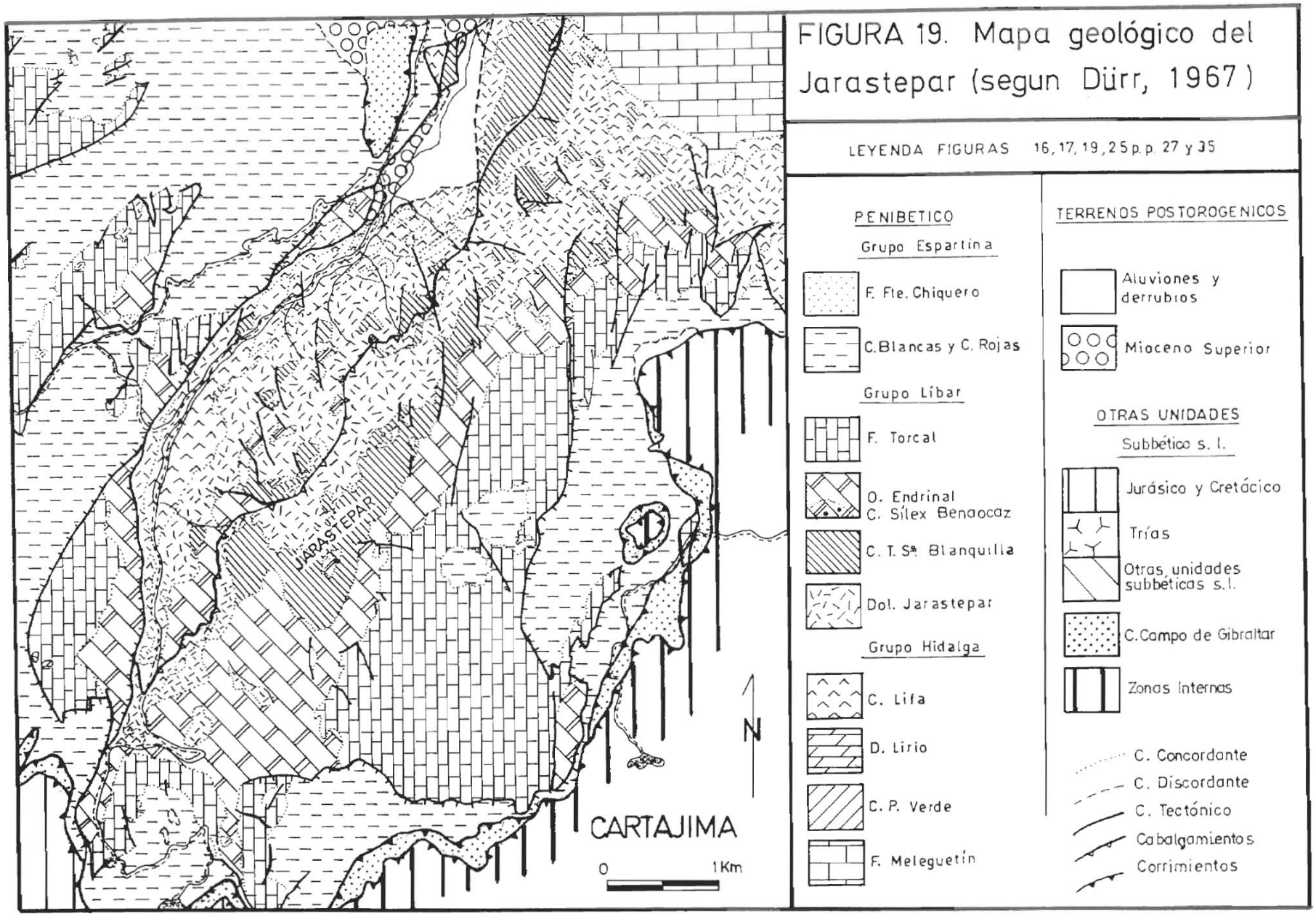


FIGURA 19. Mapa geológico del Jarastepar (segun Dürr, 1967)

LEYENDA FIGURAS 16, 17, 19, 25 p.p. 27 y 35

PENIBETICO

Grupo Espartina

- F. Fte. Chiquero
- C. Blancas y C. Rojas

Grupo Líbar

- F. Torcal
- O. Endrinal C. Sílex Benaocaz
- C. T. Sª Blanquilla
- Dol. Jarastepar

Grupo Hidalga

- C. Lifa
- D. Lirio
- C. P. Verde
- F. Meleguetín

TERRENOS POSTOROGENICOS

- Aluviones y derrubios
- Mioceno Superior

OTRAS UNIDADES

Subbético s. l.

- Jurásico y Cretácico
- Trías
- Otras unidades subbéticas s.l.
- C. Campo de Gibraltar
- Zonas Internas

- C. Concordante
- C. Discordante
- C. Tectónico
- Cabalgamientos
- Corrimientos

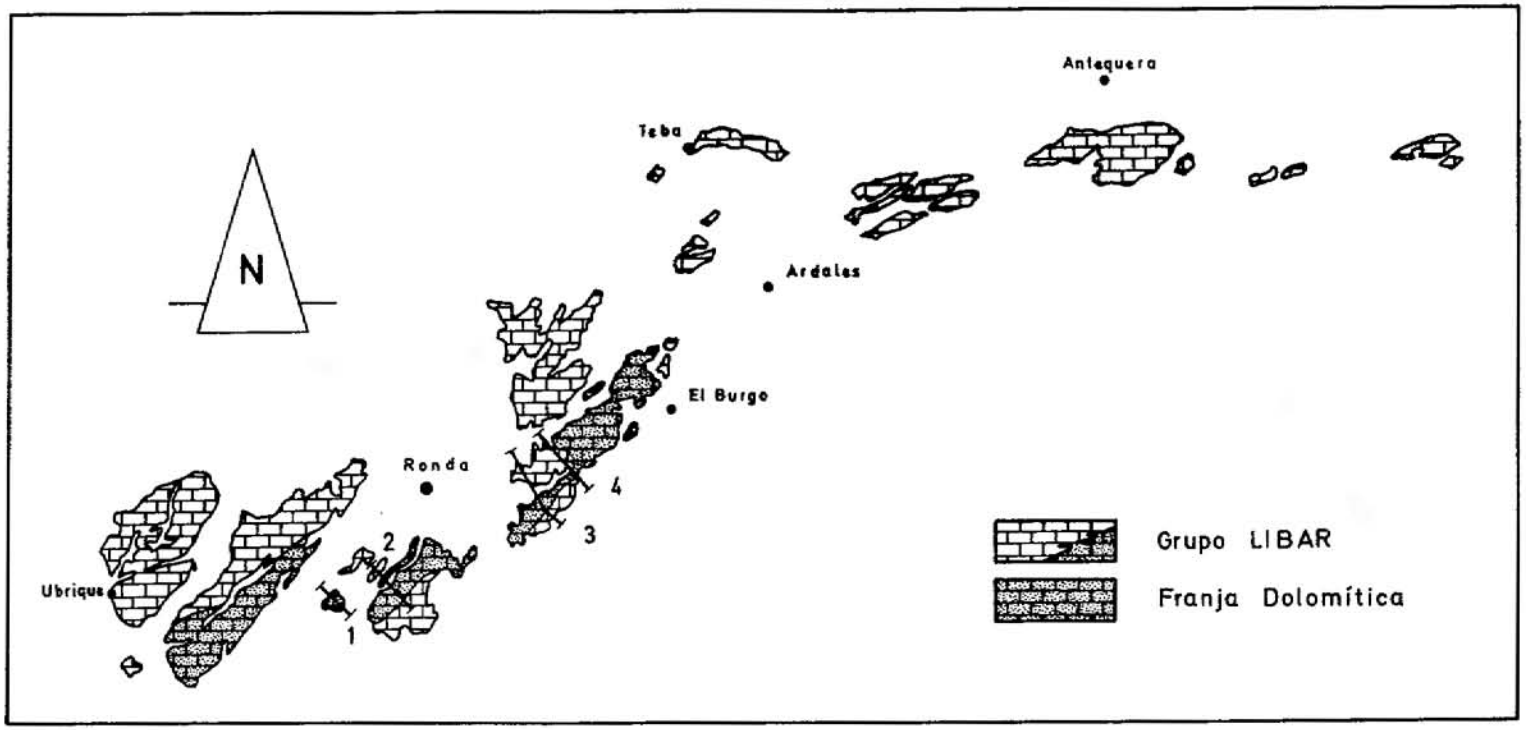


Figura 20. Principales afloramientos del Grupo Líbar y posición de la Franja Dolomítica. Los cortes están representados en la figura 21.

grano fino (dolomicrita) y aspecto pulverulento, en otras ocasiones es brechoidea y oquerosa (carniolar) tal vez por tectonización. Localmente (Sierra Hidalga: UF145655) pueden reconocerse fantasmas de una laminación sedimentaria de probable origen algal.

Hacia arriba aumenta considerablemente el carácter masivo y el tamaño de grano de las dolomías, que pasan a estar constituídas por una masa compacta de cristales romboédricos de dolomita de hasta 1 mm de arista, que obliteran por completo la textura caliza original.

En los afloramientos más extensos de la Dolomía Jarastepar la dolomitización progresa claramente de abajo arriba, a juzgar por la morfología (Fig.21,22), tal vez a favor de fracturas o zonas más permeables a los fluidos dolomitizantes, y tambien en sentido lateral a favor de las superficies de estratificación. Los volúmenes de calizas dolomitizadas en estas áreas han sido considerables y, a menudo, quedan enormes relictos calizos a medio digerir o no digeridos entre las dolomías. Igualmente, a la periferia de las zonas dolomitizadas más extensas aparecen cuerpos dolomíticos irregulares diseminados entre las calizas, como puede verse, espectacularmente, en los alrededores del Puntal de la Raya (TF875585) (Lam.1 Fot. 2).

Los contactos entre dolomías y calizas pueden ser bruscos o graduales dependiendo de la porosidad de la caliza original y se suelen reconocer con relativa facilidad en el paisaje, gracias al diferente color de las calizas (más blanco) y de las dolomías (más grisáceo). Los contactos bruscos se deben a la existencia de niveles algo margosos, de grano fino, más impermeables, que han impedido la circulación de los fluidos dolomitizantes; en estos casos la dolomitización progresa por zonas de debilidad de la caliza, a la cual confiere un aspecto marcadamente brechoide con "**pseudoclastos**" (Lam. 1 Fot. 3, 4)calcáreos sin dolomitizar o salpicados de cristales de dolomita, empastados en una "**pseudomatriz**" de dolomita que en muchos casos parece rellenar fracturas. Cuando la porosidad original es mayor, los contactos por dolomitización son más difusos y puede observarse con la lupa cómo se implantan progresivamente los romboedros de dolomita sobre la caliza original, hasta su total reemplazamiento.

3.3.1.3.-Edad.

No tiene sentido asignar una edad estratigráfica concreta a la Dolomía Jarastepar, dado que se ha formado (cf.3.3.1.4.) por dolomitización tardía de sedimentos calizos anteriores. Más bien habría que hablar de edad de la dolomitización y de edad de las rocas dolomitizadas.

Por lo que se refiere a la edad de la dolomitización, como ya señalaron **Hoppe** (1968), **Dürr** (1967) y **González-Donoso** et al., (1983), ésta nunca afecta a los terrenos cretácicos del Grupo Espartina, aunque llega a alcanzar la superficie de discontinuidad situada a la base de éste y se encuentran cantos de dolomía rellenando las cavidades de dicha

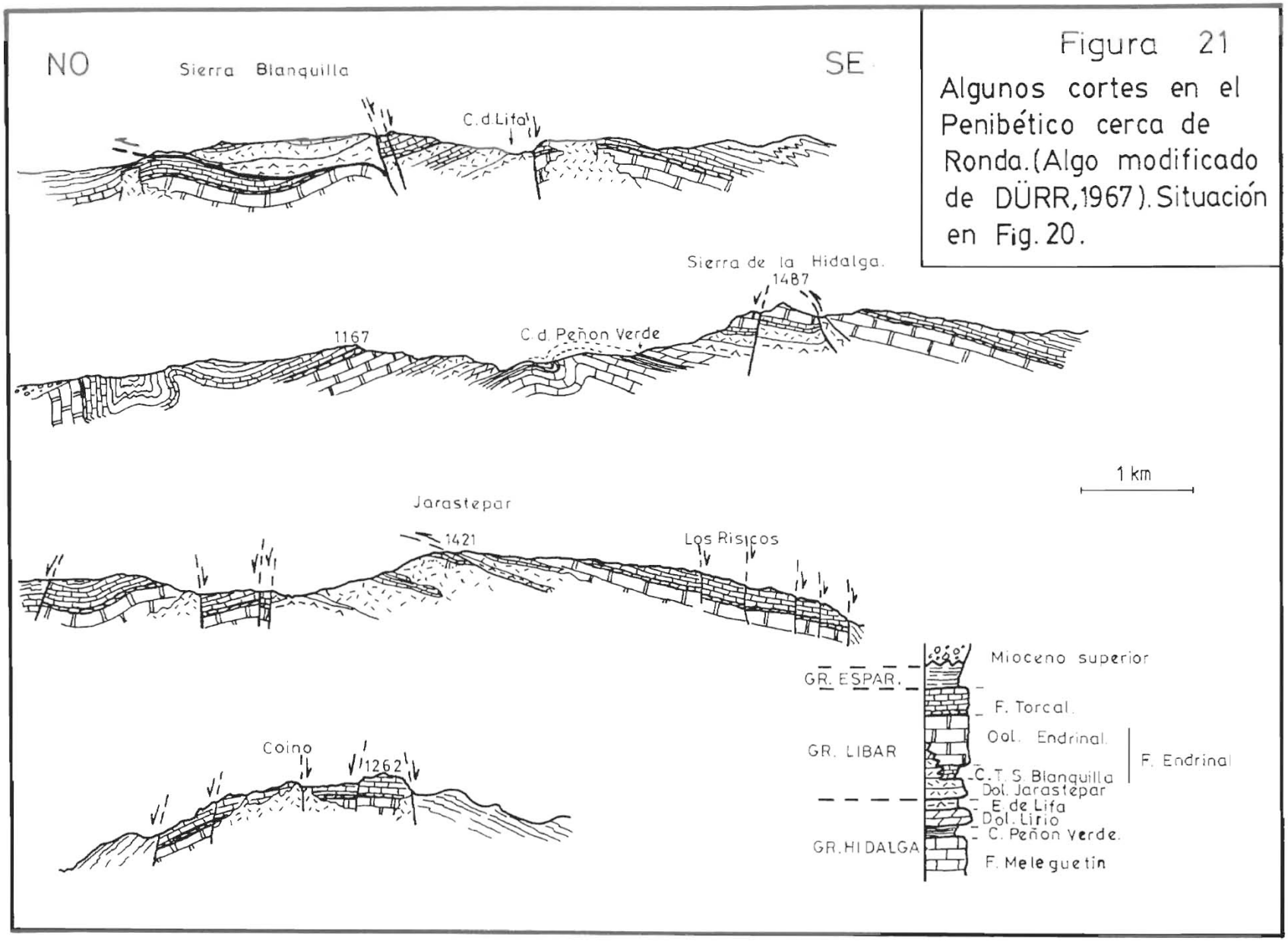


Figura 21

Algunos cortes en el Penibético cerca de Ronda. (Algo modificado de DÜRR, 1967). Situación en Fig. 20.

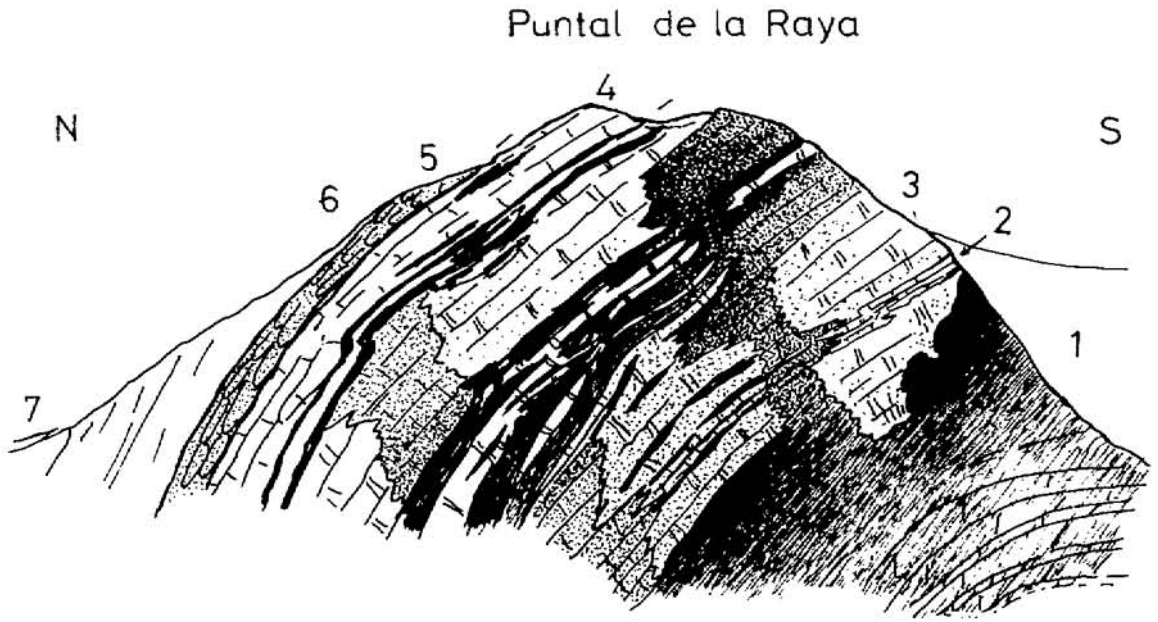


Figura 22.- La dolomitización del Grupo Líbar en el Puntal de la Raya. Panorámica desde el O (cruce de la carretera de Ubrique a Cortes con la de Ubrique a Alcalá de los Gazules). 1: Dolomía Jarastepar. 2: Calizas Tableadas de Sierra Blanquilla (?). 3: Oolita del Endrinal. 4: Calizas del Puntal de la Raya. 5: Miembro noduloso de la Formación Torcal. 6: Miembro oolítico pelágico de la Formación Torcal. 7: Grupo Espartina.

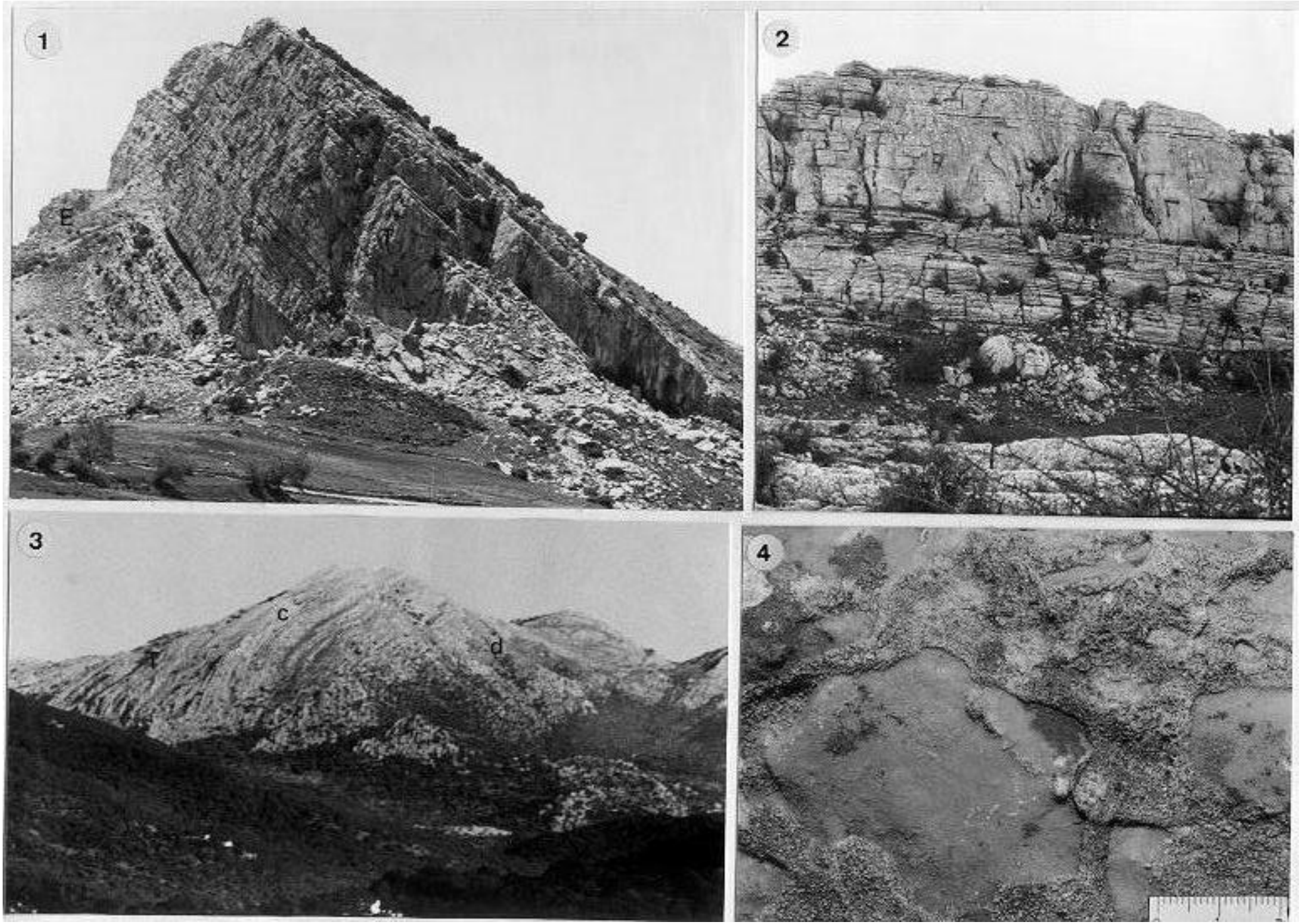
LAMINA 1

Foto 1.- Panorámica del Hacho de Montejaque visto desde el E. Obsérvese cómo la Formación Torcal constituye una megasecuencia estratocreciente subdividida a su vez en su interior en secuencias menores más complejas. Compárese con la figura 26.

Foto 2.- Relaciones entre el miembro inferior y el miembro superior de la Formación Torcal. El miembro inferior está constituido por calizas nodulosas rojas con ammonites y estromatolitos pelágicos. Dentro del miembro superior se observa un ciclo estratodecreciente que acaba en niveles nodulosos y que luego pasa a ser estratocreciente. Torcal de Antequera.

Foto 3.- Panorámica del Puntal de la Raya, visto desde el O. Compárese con la figura 22. Obsérvese la ascensión y desplazamiento lateral de la dolomitización, dentro de las calizas, que se observan con tonalidades más claras.

Foto 4.- "Pseudobrechas" dolomíticas del Puntal de la Raya. Muestra de mano. Obsérvense los "pseudoclastos" de calizas algo dolomitizadas y la "pseudomatriz" constituida por romboedros de dolomita. Escala en centímenos.


1
E
2
3
c
d
4

superficie. Ello permite acotar con relativa precisión el límite superior de edad de la dolomitización principal, como más adelante se verá (cf.3.-4.1.2.3.). Es posible, sin embargo, que la dolomitización hubiera comenzado, en las partes profundas del Grupo Líbar, con anterioridad a la edad mínima estimada. La naturaleza litológica ligeramente diferente de los términos basales de la Dolomía Jarastepar podría estar a favor de esta posibilidad.

Por lo que se refiere a la edad de los términos dolomitizados, como ya se ha comentado ésta puede ser muy variada, desde el Jurásico inferior hasta el Cretácico inferior (Neocomiense) anterior al cese del depósito del Grupo Líbar. Dada la ausencia de fósiles en los niveles basales del Grupo Líbar, persistentemente dolomíticos por todo el Penibético y, por tanto, pertenecientes a la Dolomía Jarastepar, no es posible asignarles una edad concreta, pero a juzgar por la posición estratigráfica (**Dürr**, 1967; **Hoppe**, 1968) y por comparación con amplios sectores de la Zona Subbética (**García-Hernández** et al., 1976; **Martín**, 1980) el atribuirles una edad Liásica parece razonable.

3.3.1.4.-Interpretación sedimentaria.

Al igual que sucedía en el apartado precedente, la interpretación sedimentaria de la Dolomía Jarastepar carece de sentido, dada su naturaleza secundaria; en todo caso habría que plantearse el origen de la dolomitización. **Dürr** (1967) sugirió una dolomitización por ascenso de fluídos ricos en magnesio, a partir del Trías superior haloclástico infrayacente, a favor de fracturas durante eventos tectogénicos, por recristalización diagenética diferencial de calizas magnesianas. Más adelante (cf. 3.4.1.2.3.) volveré sobre esta cuestión.

La prácticamente nula preservación de las texturas deposicionales a causa de la dolomitización impide interpretar con precisión las condiciones de depósito de los niveles basales del Grupo Líbar. No obstante, aplicando la **Ley de Walther**, habida cuenta de la posición estratigráfica de dichos términos y su transición gradual con los infra y suprayacentes, parece razonable admitir un depósito en condiciones perimareales que se implantarían sobre las facies haloclásticas del Trías superior y que progresivamente pasarían a las condiciones más francamente marinas propias de los términos suprayacentes.

3.3.2.-Formación Endrinal.

3.3.2.1.-Definición. Límites.

La Formación Endrinal comprende los materiales calcáreos penibéticos situados entre la Dolomía Jarastepar y la Formación Torcal, que constituyen,respectivamente,sus límites inferior y superior.

Esta formación está ampliamente representada por todo el Penibético, desde los afloramientos más orientales (Los Tajos, Sierra del Có) a los más occidentales (Serranía de Ronda, Sierra de Los Canutos).

Su potencia es variable, pero en general sobrepasa los 300 m (Fig.14,15). Las potencias mayores se reconocen en los afloramientos más externos. En los más internos (El Chorro, Sierra Hidalga), apenas sobrepasa los 200 m.

3.3.2.2.-Litología.

La Formación Endrinal está principalmente constituída por calizas, aunque localmente puede presentar un cierto contenido margoso o una dolomitización más o menos acusada.

De acuerdo con la litología y las facies se pueden diferenciar dentro de ella varios tipos de rocas, que pueden considerarse miembros de esta formación. Estos, que se van a describir a continuación con mayor detalle, son los siguientes (Fig.23).

Calizas Tableadas de Sierra Blanquilla.
Oolitas del Endrinal.
Calizas de Coral de Villaluenga.
Calizas con Sílex de Benaocaz.
Calizas Crema del Puntal de la Raya.

3.3.2.2.1.-**Miembro de Calizas Tableadas de Sierra Blanquilla.**

En el sector más interno del Penibético, al S de la Franja Dolomítica o coincidiendo con ella, a la base de la Formación Endrinal es posible diferenciar, incluso en cartografía, un conjunto de calizas tableadas o bien estratificadas en estratos decimétricos, a veces ligeramente margosas, de colores grises, amarillentos o crema. En el paisaje suelen dar una ligera depresión cubierta de vegetación, lo que facilita su diferenciación de las rocas infra y suprayacentes. Estas calizas afloran ampliamente en el Jarastepar, Sierra Hidalga, Sierra de los Merinos y Sierra Blanquilla (Fig.16,20), de donde toman el nombre. En el Chorro y al N de La Mesa de Sierra Huma también se reconocen, aunque con poco espesor, por lo que no han sido diferenciadas en el mapa que acompaña a esta memoria. Al exterior de la Franja Dolomítica estas calizas no son diferenciables de otros miembros de la Formación Endrinal, al menos sobre el terreno, aunque en algunos puntos, pueden reconocerse facies texturalmente equivalentes a la base de la formación.

La potencia de las Calizas de Sierra Blanquilla es muy variable, dado que pueden desaparecer por completo a causa de la dolomitización pero, por lo general, actúan como freno a ésta, dada su escasa porosidad original que las hace relativamente impermeables a los fluidos dolomitizantes. A veces se encuentran (al NE del Jarastepar, p.e.) parcial o totalmente englobadas por las dolomías. A escala regional las potencias más frecuentes oscilan entre 50 y 100 m.

Con frecuencia las superficies de estratificación presenta un cierto contenido margoso y muestran un aspecto ligeramente noduloso o incluso brechoideo. Dürr (1967) ha reconocido delgados niveles de brechas y conglomerados, incluso con cantos blandos.

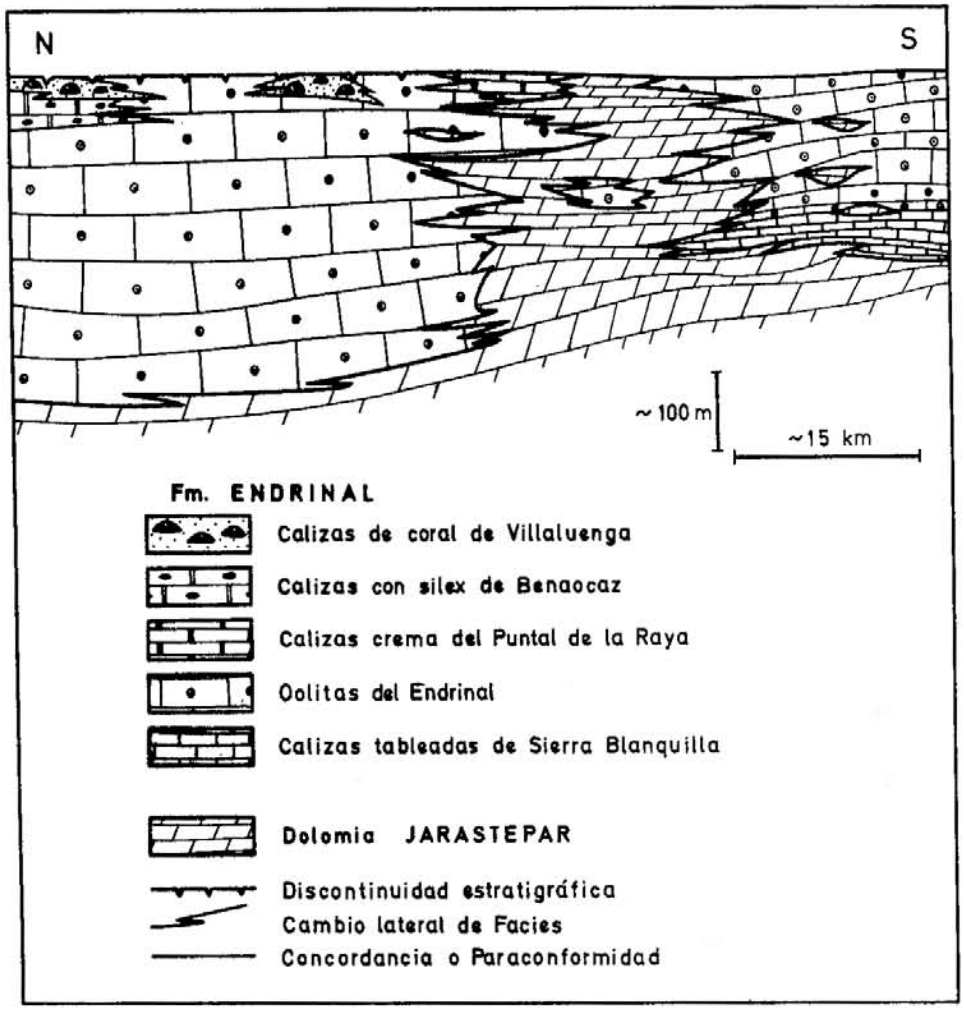


Figura 23.- Miembros de la Formación Endrinal.

En general son rocas calcilutitícas (mudstones, wackestones) pobres en restos fósiles. Ocasionalmente intercalan niveles calcareníticos más o menos bioclásticos (pasckstones, grainstones), a veces con gasterópodos, escasos lamelibranquios, algas y foraminíferos bentónicos (Lam 2 ,Fot. 1a3). Los bioclastos suelen aparecer parcial o totalmente micritizados, tal vez por acción de algas endolíticas (Bathurst, 1971).

Son sedimentos propios de un ambiente marino, somero y tranquilo, esporádicamente afectado por corrientes y, dada la ausencia de estructuras indicativas de exposición al aire libre, persistentemente depositado en condiciones submareales.

3.3.2.2.2.-Miembro de Calizas Oolíticas del Endrinal (Oolitas del Endrinal.

Las facies de calizas oolíticas (oolitas) son las mejor representadas en la Formación Endrinal (Lam 2 , Fot. 54). No obstante, aunque los oolitos son los elementos texturales predominantes, existen otros aloquímicos en cantidades importantes, localmente incluso en cantidades mayores que los propios oolitos. Entre éstos cabe destacar a los bioclastos de corales, algas, lamelibranquios, foraminíferos bentónicos y equinodermos, sobre todo, crinoides; los peloides, los agregados (botrolitos) y los oncolitos pueden aparecer también en cantidades notables.

Son rocas de color muy claro, principalmente blanco, a veces gris claro o crema. Su aspecto es masivo, no tanto debido a su estratificación gruesa o muy gruesa, lateralmente discontínua y difícil de seguir en el campo, sino sobre todo debido a la intensa karstificación actual o subactual que las afecta.

Presentan estructuras sedimentarias, normalmente difíciles de reconocer a causa de la karstificación, sobre todo estratificación y laminación paralela y cruzada (Lam 5 ,Fot. 1,2) a veces bidireccional, observable en los alrededores de Grazalema (UF 883709) y Villaluenga del Rosario (UF 866640). Algunas de estas estructuras se ordenan en paquetes (sets) tabulares, cuneiformes y/o en artesa (menos frecuentes) de orden decimétrico o métricc y parecen corresponder a depósitos originados por migracion de dunas arenosas (megariples) movidas por corrientes mareales (sand waves). Estructuras semejantes han sido descritas en el Dogger de la Sierra de Cabra (Subbético externo) por Molina et al. (1984, 1985).

Los oolitos, constituyentes mayoritarios de estas rocas, son de tamaño, morfología y textura variados. Principalmente son de dos tipos: oolitos micríticos y oolitos de tipo bahamiano.

LAMINA 2

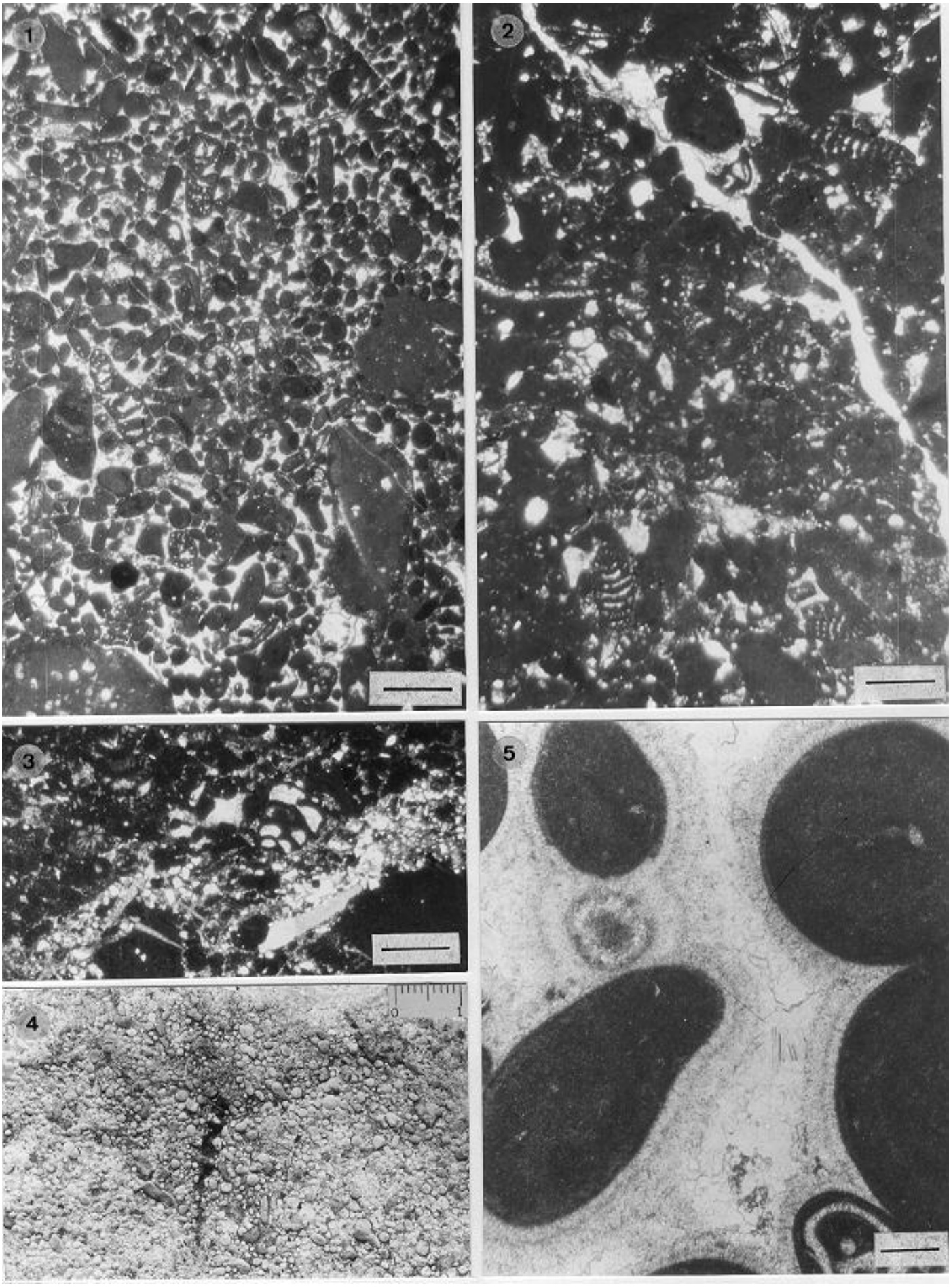
Foto 1.- F. Endrinal. Calizas Tableadas de Sierra Blanquilla. Microfacies calcarenítica (packstone) con Pseudocyclammina bética. El Chorro. Barra: 1mm.

Foto 2.- F. Endrinal. Calizas Tableadas de Sierra Blanquilla Microfacies calcarenítica (packstone), con Haurania cf. amiji. El Chorro. Barra: 1mm.

Foto 3.- F. Endrinal.Calizas tableadas de Sierra Blanquilla. Microfacies calcarenítica con Ataxophragmiidae y cuarzo anguloso. El Chorro Barra: 1mm.

Foto 4.- F. Endrinal. Aspecto macroscópico de la Oolita del Endrinal. Sierra del Co. Escala: 1cm.

Foto 5.- Oolita del Endrinal. Oolitos micríticos. Obsérvese la presencia de una doble generación de cemento fibroso, tal vez originalmente aragonítico y el cemento espático rellenando el hueco residual. Río de la Venta, Teba. Barra: 250μ.


1
2
3
4
5

LAMINA 3

Foto 1.- Oolita del Endrinal. Calcarenita oolítica (grainstone). Obsérvese la presencia de agregados (biotrolitos) de oolitos y la existencia de foraminíferos encostrantes (¿Nubeculariidae?) entre las láminas de algunos oolitos. Barra:1 mm.

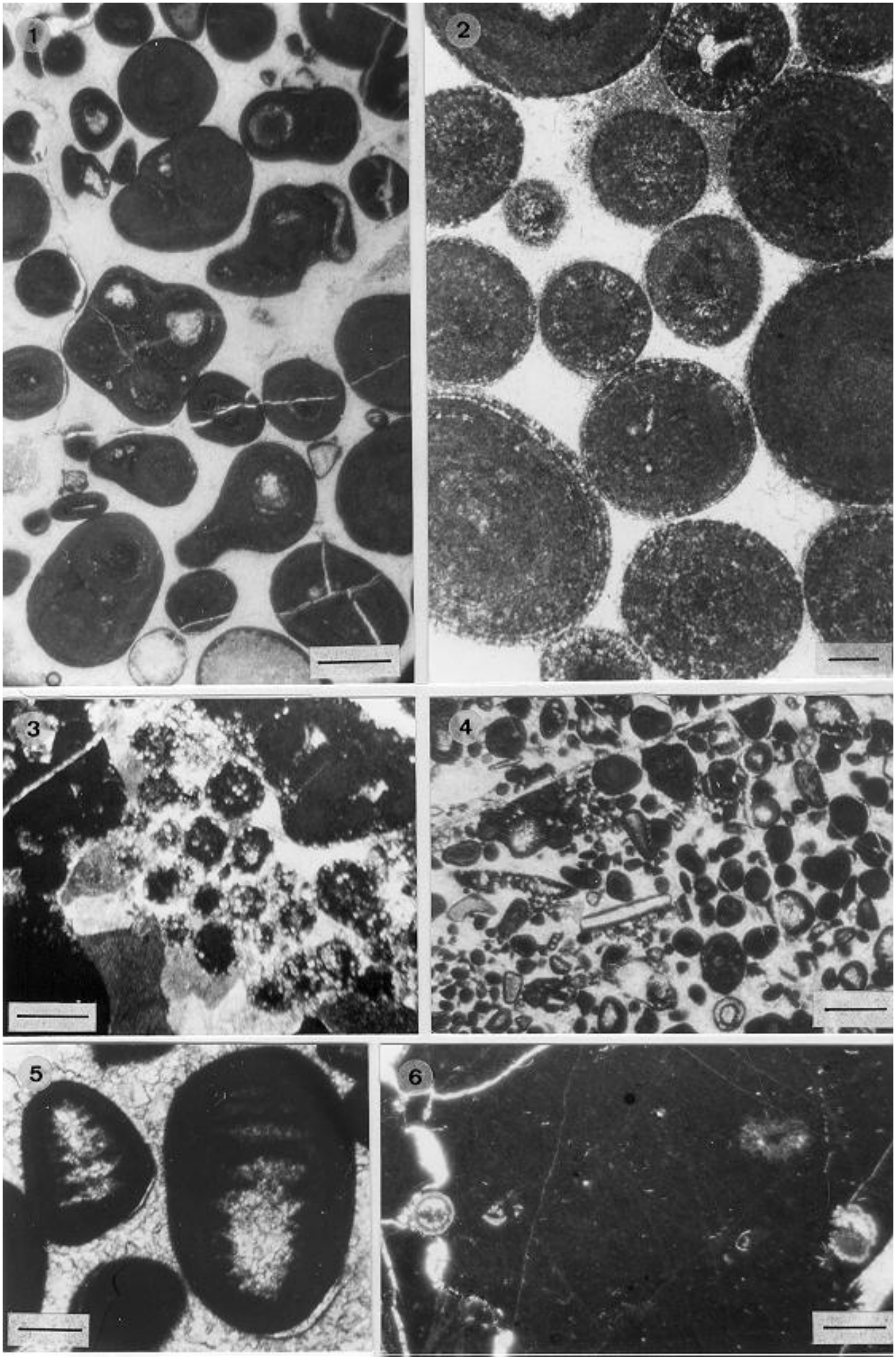
Foto 2.- Oolita del Endrinal. Oolitos bahamianos. La textura está parcialmente obliterada por micritización. Región de Casa Fardela (escama del Peñón Grande). Barra: 250μ.

Foto 3.- Oolita del Endrinal parcialmente dolomitizada. El Chorro. Barra: 1mm.

Foto 4.- Oolita del Endrinal. Calcarenita oolítico-bioclástica (grainstone) con Trocholina sp., Salpingoporella sp. y otras dasycladáceas. Grazalema. Barra: 1mm.

Foto 5.- Oolita del Endrinal. Trocholina palastinensis formando el núcleo de oolitos. Región al N de la Casa del Dornajo. Barra: 1mm.

Foto 6.- Calcilutita con oogonios de caráceas y ostrácodos, parte alta de la F. Endrinal. El Chorro. Barra:1mm.


1
2
3
4
5
6

a) **Los oolitos de tipo bahamiano**. (Lam 3 , Fot. 2) de la Oolita del Endrinal presentan una fina estructura interna, en láminas concéntricas alternantivamente claras (finamente cristalinas) y oscuras. Su diámetro no suele sobrepasar 1mm y, en algunos casos, se puede reconocer una disposición radial de los cristales de carbonato de algunas láminas claras. Casi nunca presentan estructura radial, aunque a veces ésta se insinúa por recristalización. Por lo general, están afectados por una micritización más o menos acusada, señalada por un moteado oscuro que dificulta el reconocimiento de la laminación concéntrica del oolito.

b) **Los oolitos micríticos**. (Lam 2 ,Fot. 5) poseen una estructura concéntrica difusa, marcada por ligeras diferencias en el color y en muchos casos apenas reconocible, por lo que más bien habría que denominarlos peloides de morfología esferoidal o subesferoidal. Su tamaño, normalmente, es mayor que el de los oolitos de tipo bahamiano y suele oscilar entre 1 y 3mm. A veces superan 1 cm de diámetro, por lo que deberían ser denominados pisolitos (**Flügel**, 1982), aunque algunos autores (**Richter**, 1983) han señalado la existencia de ooides de hasta varios centímetros de diámetro; en estos casos, tanto de visu como al microscopio muestran semejanzas acusadas con algunos tipos de oncolitos micríticos (**Dahanayake**, 1983), aunque su textura interna no es la típica laminación lobulada algo irregular y que atrapa partículas finas de carbonato.

Los oolitos (¿oncolitos?) micríticos de mayor tamaño suelen tener un nucleo compuesto por granos más pequeños (sobre todo oolíticos) y su envoltura suele ser superficial. Es bastantes casos se observan encostramientos debidos a foraminíferos (¿Nubeculariidae?) sobre la superficie de los granos (Lam, 3 Fot. 1) que han podido contribuir en cierta medida a su recubrimiento laminado.

Existe toda una transición de tipos de oolitos entre los de tipo bahamiano y los totalmente micríticos. Es un hecho relativamente común reconocer en el núcleo una estructura finamente laminada, bien marcada, de tipo bahamiano, aunque casi siempre bastante micritizada que, hacia la periferia, se hace más difusa hasta adquirir un aspecto micrítico homogéneo. Existen también algunos oolitos que muestran recurrencias entre uno y otro tipo de recubrimiento.

A causa de su tamaño y estructura interna resulta difícil determinar si los oolitos micríticos son verdaderos ooides ("macro-oolitos" en no pocos casos, ya que su diámetro supera con frecuencia los 2mm) o bien si se trata de oncoides micríticos ("micro-oncolitos", por lo general) ya que no sólo no se puede descartar que en su formación hayan intervenido organismos como las cianofíceas, cianobacterias o foraminíferos, sino que dicha intervención parece bastante probable. En todo caso, es necesario señalar que el papel jugado por los organismos en la formación de oolitos actuales es un tema debatido (**Bathurst**, 1968, 1971; **Davies** et al., 1978; **Flügel**, 1982) y si, como señala **Richter** (1983), los microorganismos participaran en la formación de los oolitos, no existiría diferencia genética entre ooides y oncoides.

Otros aloquímicos bastante frecuentes en la Oolita del Endrinal son los bioclastos. Los fragmentos de equinodermos, sobre todo crinoides, suelen presentar un recrecimiento sintaxial. En el Torcal de Antequera son relativamente frecuentes los equinoideos no demasiado fragmentados y con tamaños de hasta 5 cm y más. Los fragmentos de corales, gasterópodos, lamelibranquios, foraminíferos bentónicos y algas son también comunes. Con frecuencia los bioclastos presentan el borde externo micritizado, por lo que podrían ser denominados cortoides (Lam 4 , Fot. 8). El origen de estos bordes micríticos puede ser diverso (**Flügel**, 1982), pero frecuentemente se debe a la acción perforante de algas endolíticas (**Barthurst**, 1971). Algunos elementos texturales, clasificados como peloides y que aparecen con frecuencia, podrían corresponder a bioclastos totalmente micritizados.

Los agregados de granos (botrolitos o "grapestones") son también comunes, especialmente los de oolitos (Lam 3 , Fot. 1). Los granos se unen entre sí mediante un cemento micrítico, tal vez de origen parcialmente orgánico. Normalmente el cemento no muestra estructura interna, pero en ocasiones es laminado y da lugar a oolitos micríticos compuestos, de tamaño mayor.

En la Oolita del Endrinal la matriz micrítica existente entre el armazón de granos suele ser escasa y la roca suele estar granosostenida (grain-supported). No obstante el contenido micrítico puede ser muy variable de unos puntos a otros, y parece mayor hacia las partes internas del Penibético, en las cuales son mucho menos frecuentes las estructuras sedimentarias. Cuando la micrita está ausente (grainstones) o es escasa (packstones) los granos suelen estar recubiertos por un cemento fibroso en empalizada (Lam 2 , Fot. 5), a veces en varias capas, que puede formar una corteza de hasta 250 micras de espesor y que probablemente corresponde a un cemento sinsedimentario de composición original aragonítica (**Friedman**, 1968). Los huecos restantes quedan rellenos de un cemento límpido, en mosaico, de probable origen freático (**Flügel**, 1982; Sanders y **Friedman**, 1967)

3.3.2.2.3.- <u>Miembro de Calizas de Coral de Villaluenga</u>.

La presencia de corales aislados, más o menos fragmentados, en el seno de las facies calcareníticas, dominantemente oolíticas, de la Formación Endrinal es un hecho común. En el borde externo del Penibético, sin embargo, los corales aparecen en cantidades importantes, como por ejemplo en Villaluenga del Rosario, inmediatamente al N del pueblo y,también al NE de Benaocaz, en la Unidad del Peñón Grande-Salto del Cabrero, al pie de los relieves situados al NO de Casa Fardela (TF 856634).

Un estudio detallado de estas facies no ha podido efectuarse; tan solo he realizado observaciones locales que, permiten obtener algunas conclusiones generales:

LAMINA 4

Foto 1.- Calizas de Coral de Villaluenga (bafflestone de corales). Muestra rodada. Región de la Casa del Dornajo. Escala en cm.

Foto 2.- Haurania cf. amiji. Lías. El Chorro (x40)

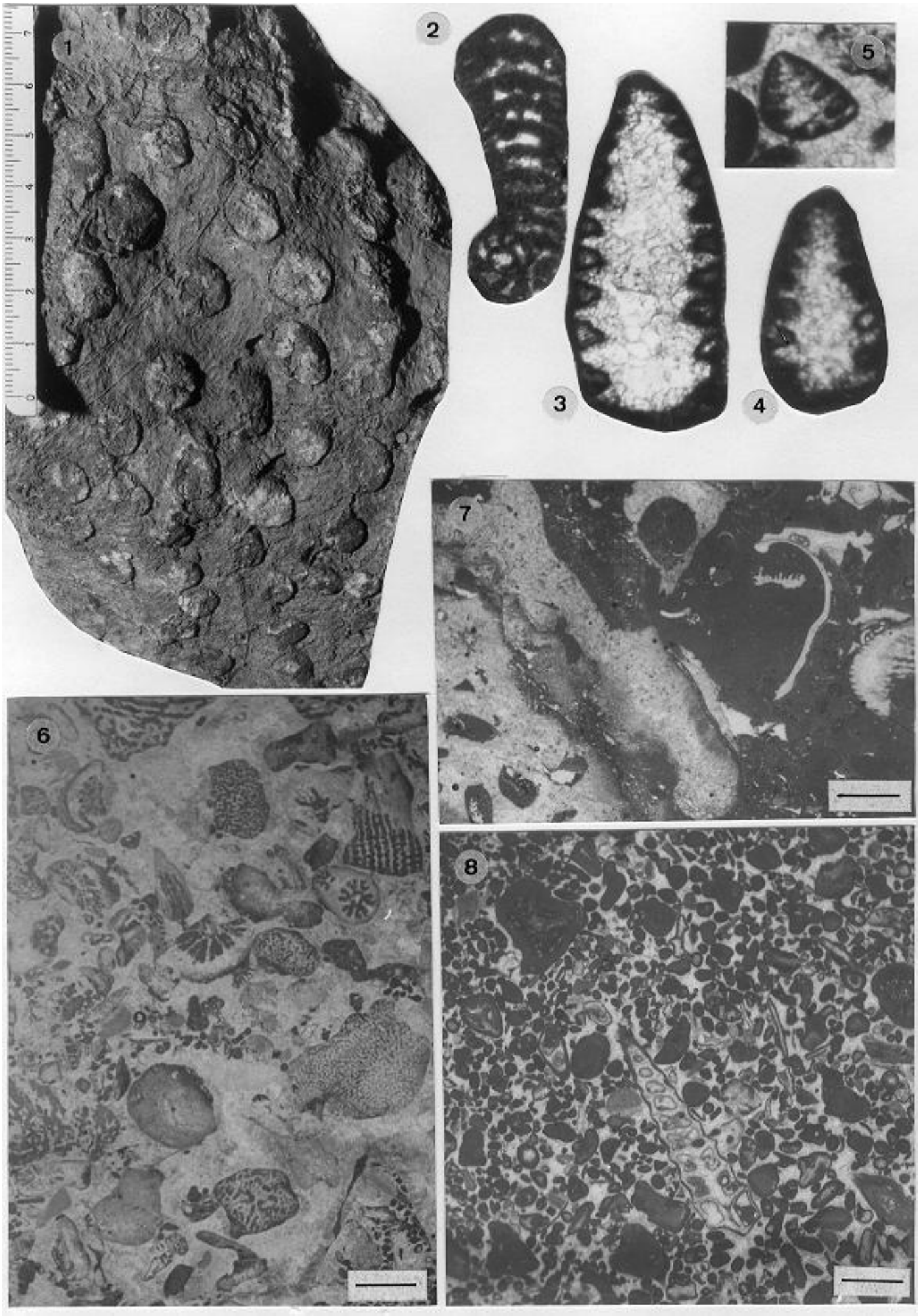
Fotos 3 y 4.- Trocholina palastinensis. Dogger. Grazalema (x40)

Foto 5.- Trocholina minuta. Dogger. Grazalema (x40).

Foto 6.- Calizas de Coral de Villaluenga. Facies calcirrudítica (rudstone) de corales. Villaluenga. Barra: 3mm.

Foto 7.- Calizas de coral de Villaluenga (floatstone): Obsérvense, sobre los bioclastos coralinos, los encostramientos por un alga de tipo Lithocodium (izquierda) y de serpúlidos. Región de la Casa del Dornajo. Canto procedente de las Brechas del Dornajo. Barra: 3mm.

Foto 8.- F. Endrinal Microfacies calcarenítica bioclástica (grainstone). Obsérvese la micritización de muchos de los bioclastos (cortoides). Grazalema. Barra: 3mm.


1
2
3
4
5
6
7
8
9

- Estas acumulaciones se sitúan siempre, al parecer, en la parte superior de la Formación Endrinal.

Las acumulaciones más importantes de corales están incluídas en facies biocalcirrudíticas (rudstone, floatstone: Lám. 4, Fot. 6,7) y biocalcareníticas (grainstone-packstone) en las que los corales actúan como constructores del armazón arrecifal (framestone) o bien como fijadores de sedimentos (bafflestone: Lám. 4, Fot. 1).

- La morfología de los corales es variada (arborescente, globulosa, laminar...) y la diversidad de especies parece importante.

- Junto a los corales existe una variada fauna (gasterópodos, foraminíferos) y flora (algas dasydacláceas, solenoporáceas...) y existen diversos tipos de organismos encostrantes sobre todo foraminíferos y algas (Lam. 4 Fot. 7).

- El contenido micrítico puede ser, en algún caso, importante. Probablemente se trata de micrita detrítica o bien de un cemento sinsedimentario micrítico, tal vez originalmente de calcita magnesiana (Friedman, 1968).

- El notable grado de fragmentación y la asociación con facies calcareníticas y bioclásticas indican un depósito en condiciones energéticas.

3.3.2.2.4.- Miembro de Calizas con Sílex de Benaocaz.

Tan solo en las proximidades de Benaocaz aparecen calizas con sílex en materiales del Grupo Líbar, donde fueron reconocidos y cartografiados por Hoppe (1968). En el resto del Penibético no he reconocido rocas equivalentes en cantidades importantes. Las calizas con sílex se restringen, por tanto, al borde externo del Penibético especialmente a la unidad tectónica (escama) del Peñón Grande-Salto del Cabrero y a la Sierra del Endrinal. Afloramientos de estas rocas se observan a lo largo de la carretera de Ubrique a Ronda (km 17'5), en la región del Cortijo del Dornajo (TF 861674), al O de La Manga de Villaluenga, en los alrededores del Reloj (TF 878683) y al N de éste cerca de Grazalema, y al NO de Casa Fardela. Especialmente se localizan en la parte alta de la Formación, pero también dentro otras facies con las que pueden verse en relación lateral y vertical, especialmente con las Calizas de Coral de Villaluenga.

Estas rocas no son las típicas calizas con sílez tableadas o bien estratificadas en bancos, existentes en otras regiones y edades, sino que, por el contrario, presentan un aspecto de campo y unas microfacies análogas a las de otros términos litológicos de la Formación Endrinal, de los cuales solo se diferencian por presentar nódulos de sílex de tamaño diverso y morfología irregular que reemplazan por sectores a la caliza, a veces llegando incluso a preservar dentro de ellos la textura original. En general se sitúan en un

contexto litológico donde las facies calcareníticas se asocian a facies calcilutíticas ricas en espículas de esponjas, que han podido ser la fuente de la sílice removilizada posteriormente durante la diagénesis.

3.3.2.2.5.-**Miembro de Calizas del Puntal de la Raya.**

Estas calizas se sitúan preferentemente en la parte superior de la Formación Endrinal, en relación vertical y lateral con facies oolíticas. Son calizas de color pardo-crema (café con leche), calcilutíticas, a veces algo fétidas. En ellas se suele detener la dolomitización. Se presentan en estratos de espesor métrico o más gruesos, alternantes con estratos decimétricos. Se reconocen especialmente bien en el Puntal de la Raya y al O del éste. Al microscopio (Lam 2 ,Fot. 3) presentan una textura micrítica con abundantes oolitos de pequeño tamaño, filamentos y placas de equinodermos.

3.3.2.3.- **Fósiles y Edad.**

Los fósiles contenidos en la Formación Endrinal son variados y su frecuencia varía de acuerdo con las facies. Lógicamente los corales son los organismos más abundantes en las Calizas de Coral de Villaluenga. En éstas y en los otros miembros además se reconocen gasterópodos, crinoides, foraminíferos bentónicos y algas. Todos ellos son fósiles de facies cuya distribución temporal aún no está demasiado bien conocida.

Los datos disponibles de autores precedentes son los siguientes:

- **Dürr** (1967) recogió gasterópodos postliásicos en los niveles que yo asigno a las Calizas Tableadas de Sierra Blanquilla, de la región del Jarastepar.

- **Dürr** (1967) y **Hoppe** (1968) atribuyeron, respectivamente, al Oxfordense-Kimmeridgense y al Oxfordense superior los corales por ellos recogidos en las Sierras Blanquilla y de los Merinos y en Villaluenga.

- **Peyre** (1974) atribuyó al Lías las calizas tableadas de la base jurásica del corte de El Chorro y al Dogger las oolitas suprayacentes.

- **Cruz-Sanjulián** (1974 a) encontró algas dasycladáceas del Lías en la mitad inferior de esta formación.

- **Bourgois** (1978) encontró foraminíferos del Dogger en el Padrastrillo.

Son pocos los datos nuevos que yo puedo aportar aquí. Las calizas tableadas de la base del Corte del Chorro han suministrado:

Haurania? cf. amiji HENSON (Lam.4, Foto 2)

Pseudocyclammina sp. cf. P. bética sensu GONZALEZ DONOSO et al. (1974a,b): Lám. 2, Fot. 1)
Pseudopfenderina? sp.
Palaeotextularia sp.
Lituolidae
Textulariidae
Verneulininae
Cayeuxia sp.
Boueina sp.
Solenoporáceas

que, de acuerdo con González-Donoso et al, (1974a y b) y Azéma et al. (1979) caracterizarían el Lías infracarixiense. Estos datos, así como la posición estratigráfica relativamente baja de las Calizas Tableadas de Sierra Blanquilla dentro de la Formación Endrinal hacen razonable la atribución al Lías de la mitad inferior de esta formación.

En las Oolitas del Endrinal son abundantes los foraminíferos bentónicos del genero Trocholina (T. palastinensis, T. minuta) que son frecuentes en el Dogger de otras regiones subbéticas.

En las Calizas de Coral de Villaluenga se pueden reconocer algunos microorganismos encostrantes, en concreto foraminíferos (Nubeculariidae, Fischerinidae) y algas (Thaumatoporella parvovesiculifera RAINIERI). He recogido varios ejemplares de corales cuya determinación no ha podido realizarse. Conviene, no obstante, hacer algunos comentarios a las edades obtenidas para los corales por Dürr (1967) y Hoppe (1968). Estos autores determinan el Oxfordense-Kimmeridgense y el Oxfordense superior, respectivamente, en la parte alta de las calizas aquí denominadas Formación Endrinal. Sin embargo, en muchos puntos del Penibético (p.e. en Villaluenga) estos mismos autores y otros posteriores (Peyre, 1974; Cruz Sanjulian et al., 1973; Cruz Sanjulián, 1974a Sequeiros, 1974) han reconocido, mediante ammonites, la parte superior del Oxfordense medio y el superior en niveles pertenecientes a la Formación Torcal, bajo los cuales existe una discontinuidad estratigráfica detectable gracias a una superficie de interrupción sedimentaria de morfología localmente bastante irregular. En mi opinión esta discontinuidad sedimentaria es de importancia regional. Estos datos me hacen dudar razonablemente de la edad asignada a los corales encontrados por Dürr (1967) y Hoppe (1968) en las capas superiores de la Formación Endrinal. En espera de nuevas y más precisas determinaciones de los corales, una edad Dogger, posiblemente superior (tal vez Calloviense cf. Dubar et al., 1960) podría ser razonable para estos niveles. Las facies oolítico-micríticas con filamentos y sin protoglobigerinas del Puntal de la Raya serían congruentes con esta atribución. (Azema et al., 1979). Es probable, también que las calizas de corales fuesen estratigráficamente equivalentes a las que Molina et al., (1984) estudiaron en las Sierras de Cabra y Puente Genil, donde corresponden al Bajocense-Bathonense y presentan en el techo una superficie de interrupción sobre la cual existen calizas nodulosas del Calloviense y Oxfordense superior.(Vera et al, 1984; Molina et al., 1983, 1985; Ruiz Ortiz et al., 1985).

3.3.2.4.-Interpretación sedimentaria.

Litología, facies y faunas de la Formación Endrinal sugieren que las condiciones de depósito fueron marinas, propias de una plataforma carbonatada somera especialmente favorable al desarrollo de las facies oolíticas (Fig.23, 24). Durante el depósito de la **parte inferior** de la formación, (probablemente correspondiente a la mayor parte del Lías) se pueden diferenciar dos grandes regiones, separadas aproximadamente hoy día por la Franja Dolomítica:

- En la región interna, meridional, se depositaron las calizas en bancos, micríticas con algunas pasadas calcareníticas, que han sido denominadas Calizas Tableadas de Sierra Blanquilla. Son facies de aguas en calma, probablemente muy someras y, a juzgar por la fauna de foraminíferos bentónicos y gasterópodos que contienen, podría tratarse de depósitos de una gran laguna (lagoon).

- En la región externa, septentrional, predominaron las facies oolíticas que serían propias de una zona de aguas más agitadas, batidas por el oleaje y las mareas y probablemente de carácter más abierto. Al borde más externo del Penibético, que se correspondería con los afloramientos actuales de la unidad del Peñón Grande, las facies oolíticas parecen transicionar a una zona más tranquila, probablemente más profunda, en la que era posible el depósito de micrita con espículas de esponjas, que serían propias de un medio marino más abierto que la cadena oolítica adyacente.

El tránsito entre estas dos zonas sedimentarias se localizaría a lo ancho de la Franja Dolomítica o ligeramente al N de ésta, aproximadamente sobre la vertical de la Sierra de Líbar y de la Sierra de los Merinos-Puerto del Viento.

Durante el depósito de la **parte superior** de la Formación Endrinal, probablemente correspondiente a la mayor parte del Dogger, se alcanzaron condiciones óptimas para el depósito de las facies oolíticas, que ocuparon la practica totalidad del Penibético. En la zona meridional la instalación sobre las Calizas de Sierra Blanquilla, de las facies oolíticas se realiza mediante ciclos estratocrecientes (thickening upward) y granocrecientes (coarsening upward) que podrían ser debidos a la progradación de éstas sobre los depósitos más tranquilos de la laguna situada al S. En el borde externo del Penibético (unidad del Peñón Grande, Sierras del Endrinal y del Caíllo) continúan manifestándose unas condiciones marinas más francas: mediante una zona arrecifal se produce el enlace entre las facies de la cadena oolítica meridional y las facies de sílex, en parte todavía oolíticas que avisarían de la existencia de una zona más abierta y profunda en posición externa, a la que podrían acceder los organismos pelágicos (espículas de esponjas). La presencia estructuras debidas a mareas en las calcarenitas de este borde externo del Penibético sería también característica de la parte más abierta de la plataforma carbonatada, la más fácilmente afectable por tales corrientes.

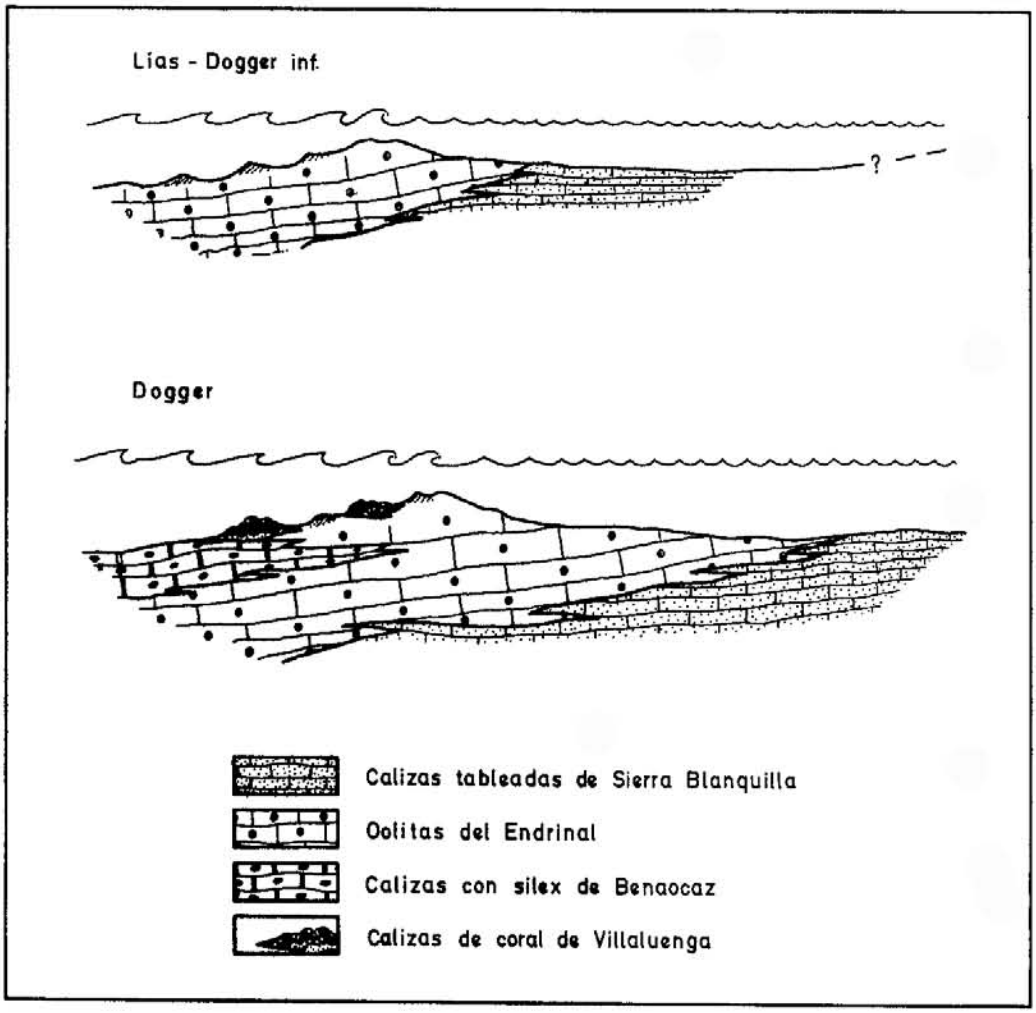


Figura 24.- Modelo sedimentario para la Formación Endrinal.

La zona en la que se depositan las Calizas del Puntal de la Raya es un área particular dentro de la plataforma, relativamente tranquila y protegida, dentro de la zona oolítica, que existió durante el "Dogger superior".

3.3.3.-Formación Torcal.

3.3.3.1.-Definición. Límites.

Esta formación corresponde al conjunto litológico superior del Grupo Líbar. Se sitúa directamente bajo el Grupo Espartina y sobre la Formación Endrinal (Fig.14,15). Toma su nombre del Torcal de Antequera, la mayor parte de cuyos relieves constituye (Fig.13,25) y está ampliamente representada por todo el Penibético, donde suele dar lugar a un relieve kárstico peculiar, análogo al del Torcal.

Su espesor es bastante variable; en general, al contrario de lo que sucede en la Formación Endrinal (cf.3.3.2.1.), disminuye hacia los sectores externos, donde puede no haberse depositado o bien haber sido erosionada antes del depósito del Grupo Espartina; por el contrario, aumenta rápidamente hacia el S, donde puede superar los 200m (Teba) y, finalmente, disminuye ligeramente en los sectores más internos.

El límite superior de la Formación Torcal es brusco: es una superficie de discontinuidad estratigráfica muy importante, de morfología de detalle bastante irregular por lo general (paraconformidad, disconformidad) que determina la ausencia de la mayor parte del Cretácico inferior y que será estudiada con detalle más adelante (cf.3.4.1.).

El contacto inferior de la Formación Torcal suele ser neto en el paisaje: un paquete noduloso (Fig. 26) que existe a la base de la formación, más blando que los otros materiales situados por debajo y por encima de él, de colores pardos, amarillentos o rojizos, determina una vaguada que separa el paquete calizo masivo (Formación Endrinal) de otro paquete característicamente bien estratificado y superior perteneciente a la Formación Torcal. Este límite, cartográficamente neto, lo suele ser también en el detalle ya que, frecuentemente, coincide con una superficie de discontinuidad estratigráfica de importancia regional reconocible en muchos puntos:

- En Villaluenga (TF 867640, TF 867641, TF 870642 etc. y sobre todo en Grazalema (TF 883709) es de morfología muy irregular, erosiva, y se constata la presencia de cavidades y grietas (diques neptúnicos (Lam 5 ,Fot. 4) labradas en las calizas de la Formación Endrinal y rellenas por los materiales de la Formación Torcal (Hoppe, 1968; Company et al., 1982). En Grazalema sobre la superficie, además, se reconocen algunos oncolitos pelágicos (Lam 5 ,Fot. 3).

LAMINA 5

Foto 1.- F. Endrinal. Estratificaciones cruzadas en facies calcareníticas oolíticas y bioclásticas (Oolita del Endrinal). Vista desde el ENE. Grazalema, techo a la derecha (NNO). Obsérvese cómo al restituir las capas a su posición original horizontal, las paleocorrientes desplazan a los cuerpos calcareníticos desde el exterior (derecha) hacia el interior (izquierda) del Penibético.

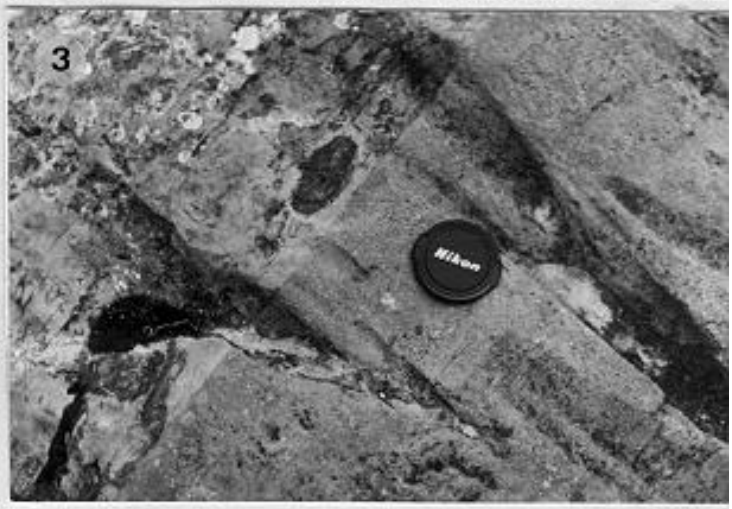
Foto 2.- Detalle de la anterior.

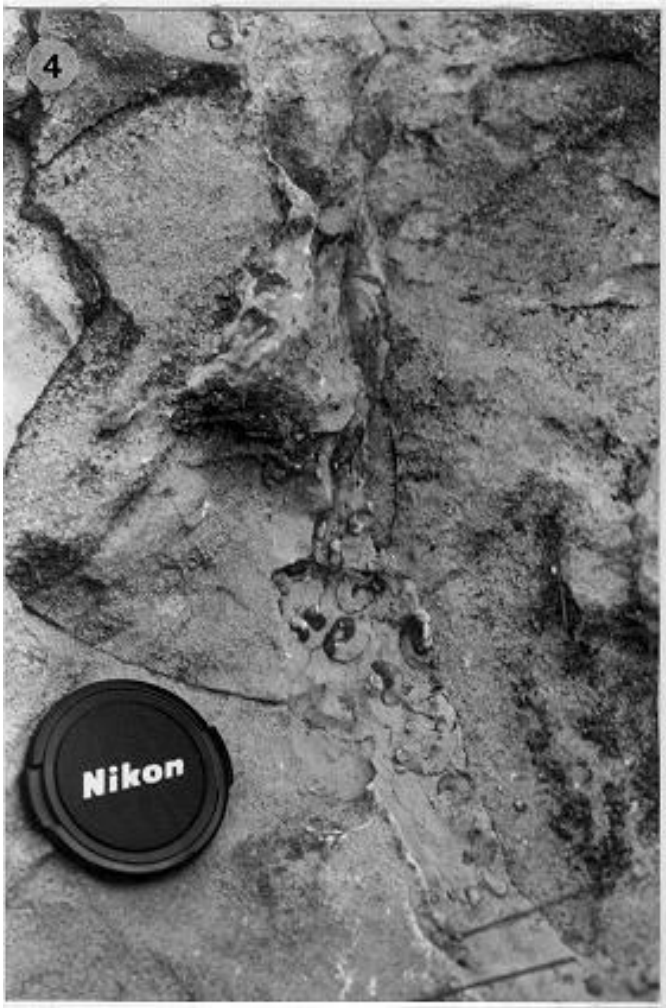
Fotos 3, 4 y 5.- Discontinuidad estratigráfica en el contacto entre la F. Endrinal (E) y la F. Torcal (T) Grazalema. En la foto 3 coincide con una superficie de abrasión planar sobre la cual aparece una caliza fosilífera pelágica lumaquélica, con algunos oncolitos pelágicos fosfatados, del Oxfordense superior. Esta misma superficie pasa lateralmente, en pocos decímetros, a erosionar de modo irregular a las calizas infrayacentes, y de ella parten diques neptúnicos rellenos por las calizas fosilíferas pelágicas, con gran cantidad de ammonites enanos (fotos 4 y 5), que conservan aún la concha original pseudomorfizada por calcita. En la foto 3, además, se observan formas kársticas de disolución (lapiaz) originadas durante la discontinuidad ultrahauteriviense, perpendiculares a la estratificación original, que cortan el contacto entre la F. Endrinal y la F. Torcal y aparecen parcialmente rellenas de calizas amarillentas del Aptense superior (s). La situación exacta de estas fotografías se puede ver en la figura 36, y también en las fotos 1 y 3 de la lámina 12.

Foto 6.- Brechas autoclásticas. Los cantos son de la Oolita del Endrinal. La matriz es una caliza margoza amarillenta con abundantes foraminíferos planctónicos del Aptense superior. La foto está tomada en un punto situado unos metros a la derecha del relieve representado en la figura 36A y en la foto 1 de la lámina 12, por tanto a unos 20m por debajo del techo del Grupo Líbar.

1

2

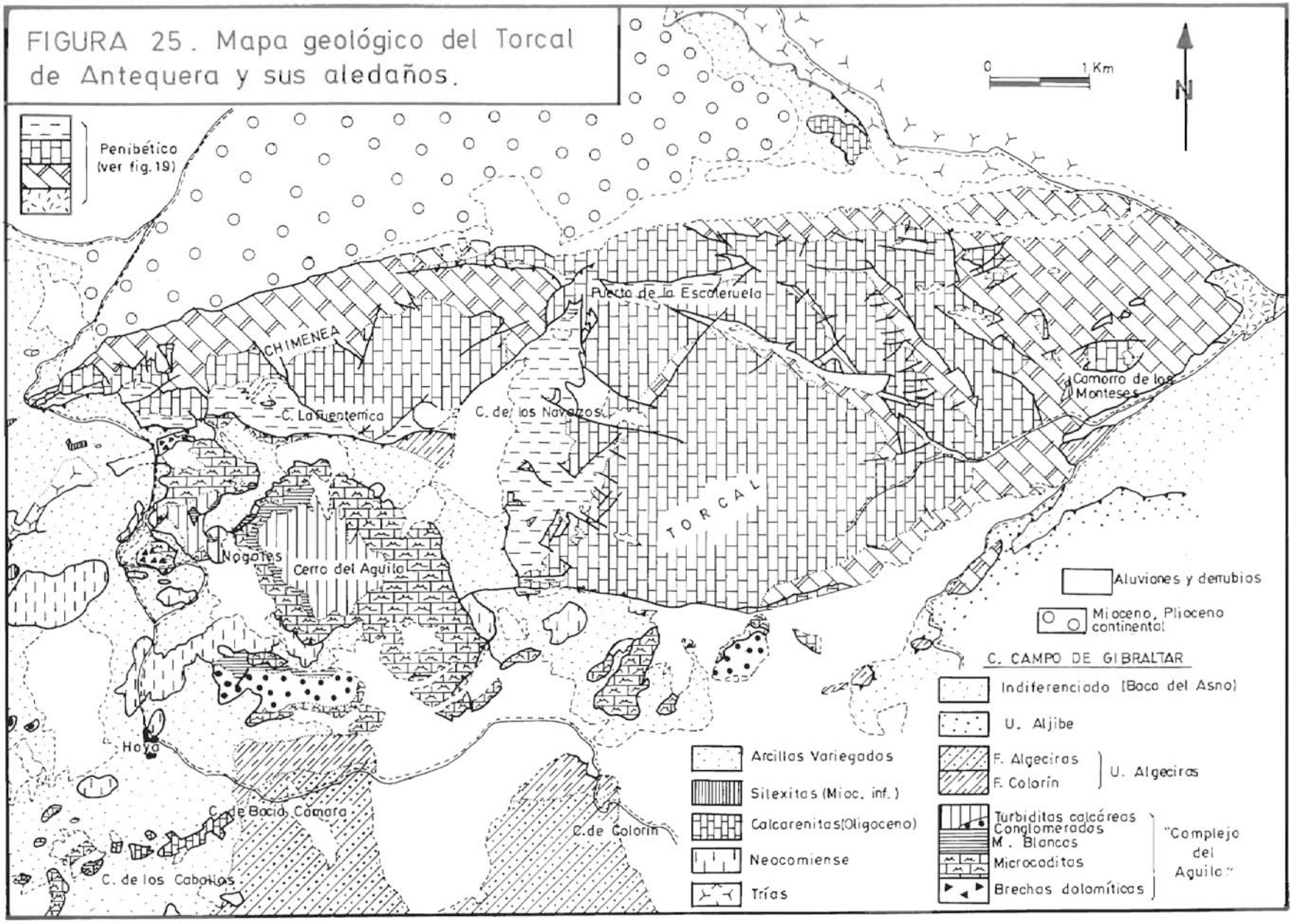

3
Nikon


4
Nikon

5

6
Nikon

FIGURA 25. Mapa geológico del Torcal de Antequera y sus aledaños.



- En la Lentejuela (**Cruz Sanjulián** et al., 1973; **Cruz Sanjulián**, 1974a; **Sequeiros**, 1974) el contacto está señalado por una superficie ferruginosa, con calizas rojas que contienen abundante fauna de corales, biozoos, etc.

- En el Tajo del Molino del río de la Venta (UF 329954) diversas partes del Torcal (Camorro de Las Monteses, U F 649925 ; Navazo Alto, UF 588931), Sierra Chimenea (UF 570927) Tajo Almarado (UF 523917) y otros muchos puntos, el contacto es una superficie neta, normalmente poco o nada mineralizada, que determina un cambio litológico brusco entre calizas de facies neríticas (Formación Endrinal) y calizas de facies pelágicas (Formación Torcal).

- Al N de La Mesa de Sierra Huma (UF 446888) la superficie de contacto basal de la Formación Torcal es de morfología irregular, claramente erosiva. En las cavidades se observan acuñamientos laterales de los estratos que las rellenan y la base suele estar jalonada por un conglomerado calizo lateralmente discontinuo de aspecto noduloso.

En otros puntos (Sierra Blanquilla, Sierra Hidalga, Hacho de Montejaque, etc.) es más difícil establecer un límite preciso para la base de la formación (Fig. 26) y parece existir una zona de transición de pocos metros de espesor entre la Formación Endrinal y la Formación Torcal, sin que sea posible poner de manifiesto una discontinuidad estratigráfica, aunque su existencia no parece descartable absolutamente ya que las condiciones de exposición y la litología tan parecida de las formaciones que contactan entre sí, pueden dificultar el reconocimiento de la misma.

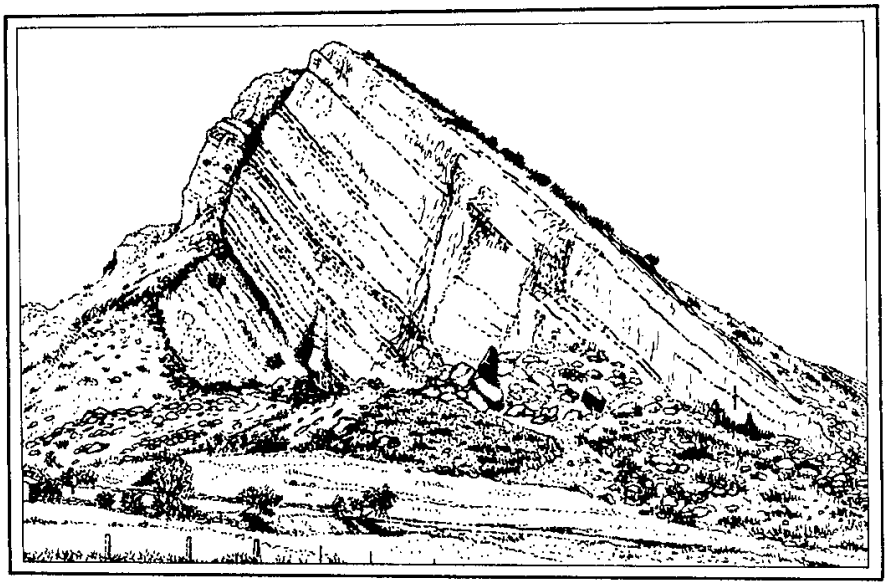
3.3.3.2.-<u>Litología</u>.

La Formación Torcal está integrada por calizas pelágicas, principalmente nodulosas y oolíticas. El carácter pelágico de unas y otras lo determinan los restos fósiles que son, sobre todo, ammonites, foraminíferos planctónicos, saccocómidos, incertae sedis(Globochaete, Stomiosphaera, Cadosina), tintínidos y cocolitofóridos.

Esta rocas suelen presentarse muy bien estratificadas, en estratos de potencia muy variable, entre pocos centímetros y 3-4 metros. Los estratos a veces muestran un cierto ordenamiento de espesores que permiten reconocer una ciclicidad; (Lam 1 ,Fot. 1). Los ritmos, de espesor superior al metro por lo general, en muchos casos son estratocrecientes, pero no puede asegurarse que esto suceda en todos los casos.

Litológica y estratigráficamente se pueden diferenciar dos miembros en la Formación Torcal:

- Un miembro inferior formado principalmente por calizas nodulosas y brechas.



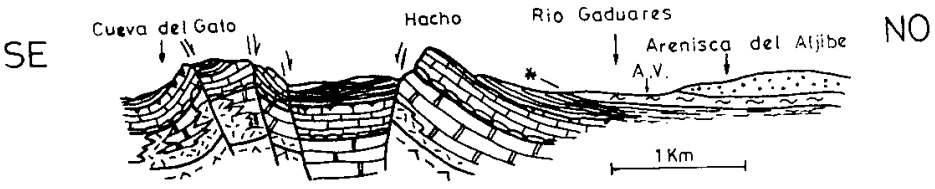


Figura 26.- Panorámica del Hacho de Montejaque y corte geológico a través del mismo. Obsérvese cómo la Formación Torcal, que no muestra un contacto neto con la Formación Endrinal, constituye una megasecuencia estratocreciente subdivida en ciclos menores tanto estratocrecientes como estratodecrecientes. Situación del corte en la figura 27 y misma leyenda que la figura 21.

- Un miembro superior dominantemente constituído por calizas con oolitos pelágicos.

Entre ambos miembros existen transiciones tanto laterales como verticales.

3.3.3.2.1.-**Miembro inferior**.

Las calizas nodulosas prácticamente forman un horizonte continuo por todo el Penibético a la base de la Formación Torcal, pero localmente pueden estar muy poco o nada representadas. Son calizas bien estratificadas, con estructura nodulosa brechoide (Lam 7 ,Fot. 1) que, en muchos casos, pasan a ser verdaderas brechas de aspecto noduloso. Son de color gris, amarillento, verdoso, pardo o rojizo; los pasos de uno a otro color pueden ser bruscos o graduales y paralelos u oblicuos a la estratificación.

Los nódulos son de forma alargada, ovoidal, esferoidal o, más comúnmente, irregular. Su tamaño raramente alcanza los 10 cm y normalmente es inferior a 5 cm. Suelen estar englobados en una matriz más margosa, en muchos casos intensamente estilolitizada, lo que hace más patente el carácter noduloso. Por lo general la roca muestra una estructura nodulosa brechoidea (**Seyfried**, 1979) con nódulos bien diferenciados unos de otros, cuyos bordes son netos y a veces están mineralizados. En otros casos los nódulos son de bordes difusos y se individualizan incipientemente por cambios en el color y/o la textura del sedimento.

Las texturas de las calizas nodulosas son predominantemente biomicritícas (Lam 10 ,Fot. 1). Los elementos texturales principales, aparte de los fósiles o bioclastos son los oolitos pelágicos, los peloides y los agregados (botrolitos). Los microorganismos más abundantes varían según los cortes y la altura estratigráfica; se pueden destacar los crinoides,sobre todo Saccocoma, foraminíferos planctónicos (Protoglobigerinas), y otros (Cadosina, Stomiosfera y Globochaetes), además de los fragmentos de ammonites, belemnites y aptychus. La matriz micrítica parece de origen biogénico y probablemente está en buena parte formada por un nannoplancton o sus fragmentos. Entre los macrofósiles destacan los ammonites, belemnites y aptychus y, más raramente, también pueden aparecer corales solitarios, braquiópodos, gasterópodos y briozoos.

Los macrofósiles actúan como nódulos, suelen estar recubiertos por pátinas arcillosas y, por lo general, conservan mejor su cara inferior.

Las algas cianofíceas pueden formar una parte importante del sedimento; frecuentemente aparecen englobando a otros elementos texturales formando oncolitos (Lam 8 ,Fot. 5 y 6) o incluso domos estromatolíticos (Lam 7,8 ,Fot.1 y 2) sobre nódulos bien diferenciados o

LAMINA 6

Foto 1.- Sección pulida de un ammonites (Phylloceras sp.) procedente de una caliza fosilífera pelágica roja del Kimmeridgense inferior (Zona de Divisum.) Región al NE de Benaocaz. Obsérvese la conservación parcial de la concha original pseudomorfizada por calcita y la existencia de diversas costras ferruginosas y superficies de biocorrosion. Escala en cm.

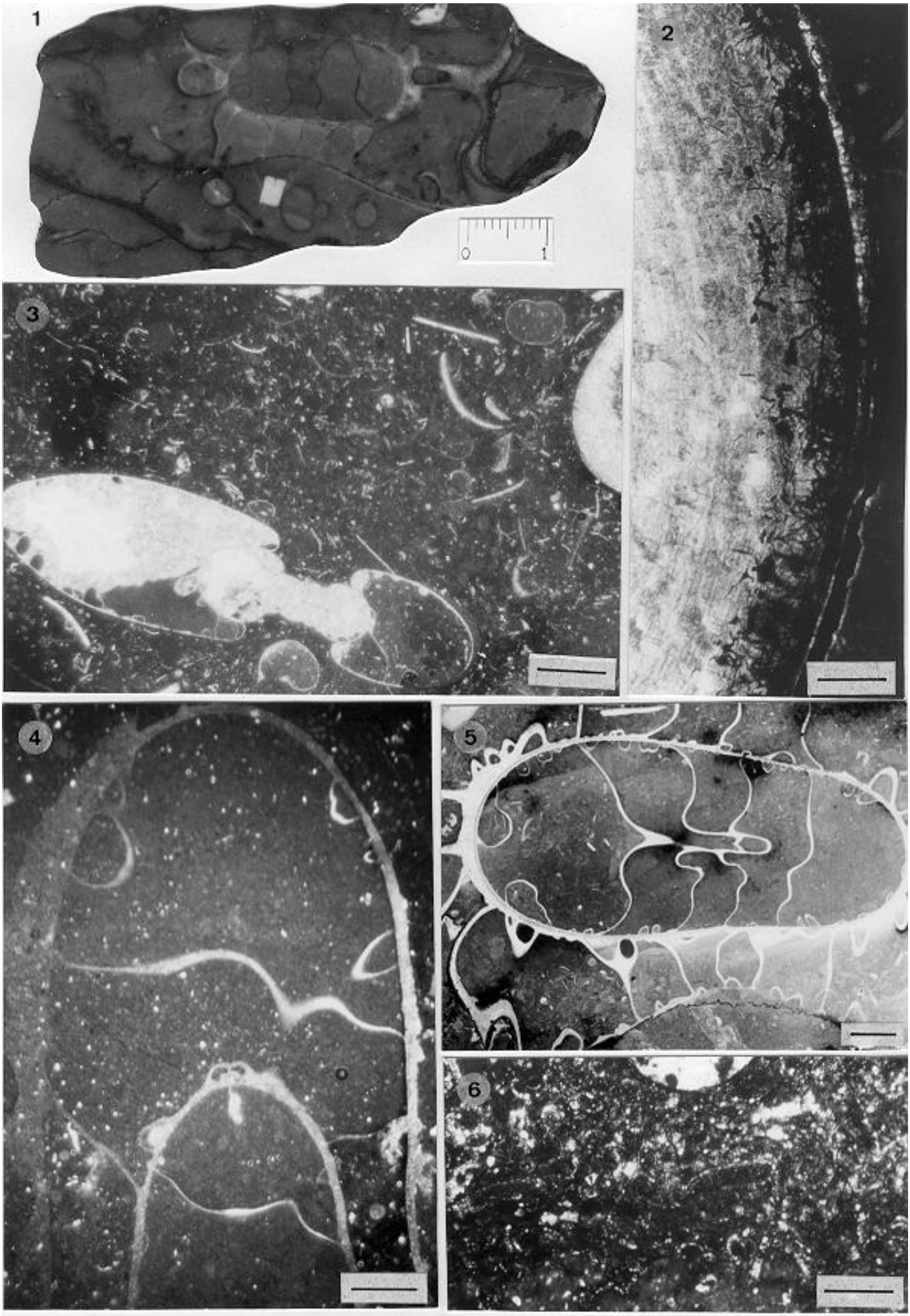
Foto 2.- Misma muestra que la anterior. Perforaciones debidas a organismos endolíticos, probablemente algas, sobre el rostro de un belemnites. Barra: 250μ.

Foto 3.- Misma muestra que la anterior. Microfacies biomicritíca. Obsérvese el relleno geopetal en el fragmocono del ammonites, así como el cemento grisáceo que rellena parte de los huecos del fragmocono y el cemento espático límpido que rellena la porción central de los huecos. La textura del cemento grisáceo esta obliterada por recristalización; dentro de él se observan pequeñas motas ferruginosas, que tal vez pudieran corresponder a óxidos de hierro expulsados de la red del mineral original, que pudiera haber sido una calcita magnesiana con textura fibrosa. Barra: 1mm.

Foto 4.- Misma muestra que la anterior. Aspecto general de la misma muestra que la reproducida en la foto 1 al microscopio. Obsérvese la existencia de al menos dos generaciones de micrita, la más clara de las cuales muestra localmente una textura geopetal, el lixiviado parcial de la concha y su incipiente relleno por sedimento micrítico así como la biocorrosión, debida a organismos perforantes, que parte de las costras ferruginosas. Barra: 1 cm.

Foto 5.- Misma muestra que la anterior. Detalle de textura de una costra ferruginosa que corresponde a un microestromatolito pelágico construído por foraminíferos encontrastes aglutinantes y probablemente por bacterias. Obsérvese el cuarzo aglutinado (motas claras). En la parte alta aparece un trozo de concha con perforaciones orgánicas rellenas de sedimentos. Barra: 250μ.

Foto 6.- Ammonites con la concha parcialmente lixiviada y rellena por sedimento micrítico en una biomicrita con tintínidos del Berriasense inferior (zona B). Puerto de la Escaleruela (Torcal). Barra: 1mm.


1
0
1
2
3
4
5
6

LAMINA 7

Formación Torcal.

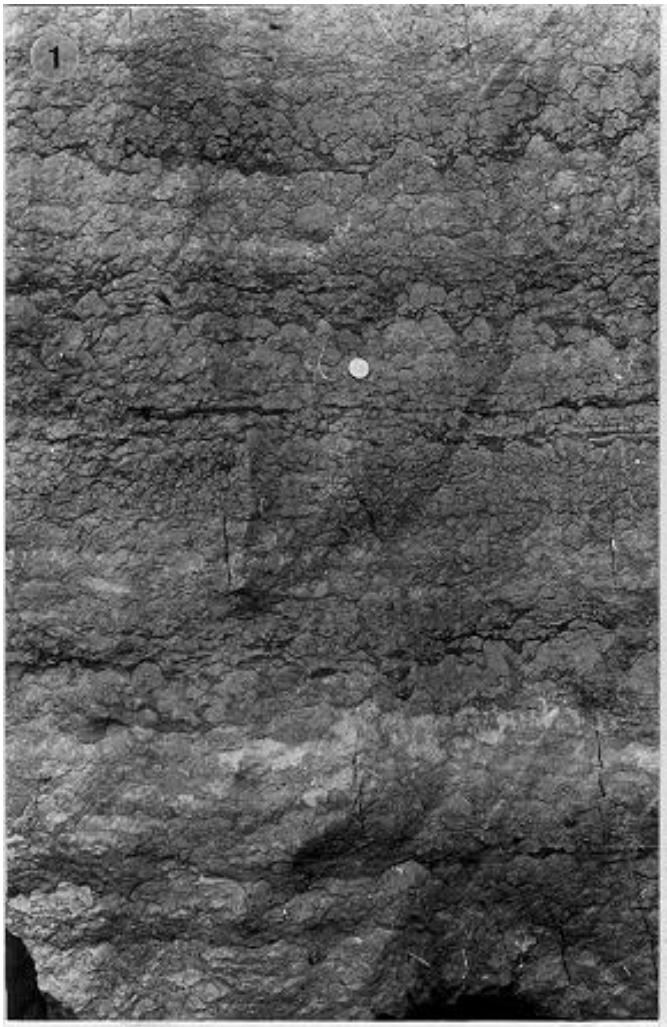
Foto 1.- Aspecto de campo de las calizas del miembro noduloso. Obsérvese la existencia de varios niveles de cúpulas estromatolíticas pelágicas sobre los nódulos y los ammonites. Canteras de la pista que asciende al repetidor del Camorro de las Monteses (Torcal). Diámetro de la moneda: 23mm.

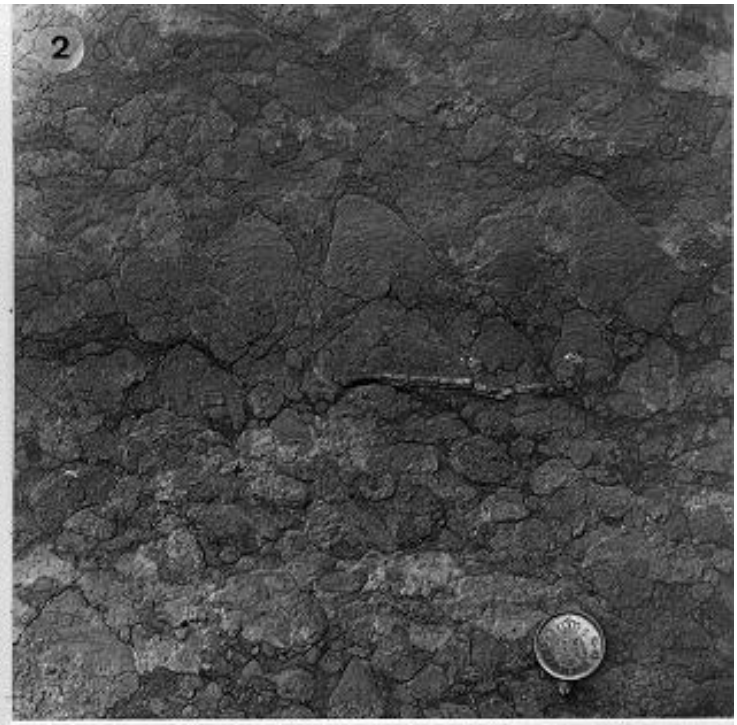
Foto 2.- Detalle de la anterior. Cúpulas estromatolíticas. Obsérvese que algunas cúpulas están caídas, y también la presencia de oncolitos, que ponen de manifiesto la acción de corrientes.

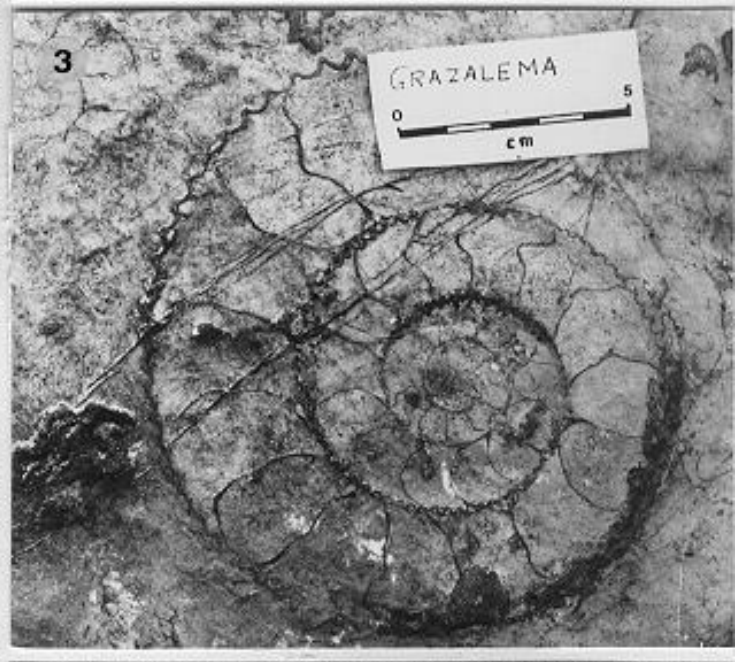
Foto 3.- Fondo duro de abrasión sobre una caliza fosilífera pelágica del Oxfordense superior-Kimmeridgense inferior. Obsérvese que la erosión actual, que permite ver la concha del ammonites, no ha eliminado aún por completo a la costra mineralizada superior, de la que quedan aún algunos restos (manchas oscuras).

Foto 4.- Molde externo de un gran ammonites del Oxfordense superior (Perisphinctidae) dentro de calizas nodulosas. En este caso no se observan nunca restos de la concha original, que ha sido completamente lixiviada. Torcal de Antequera.

Foto 5.- Superficie de omisión bioturbada (¿Thalasnsinoides?) en el techo de un estrato de calizas oolíticas pelágicas del miembro superior de la F. Torcal. Carretera de Cartajima, al SO de la Almola.


1


2


3
GRAZALEMA
0
5
cm

5

4

LAMINA 8

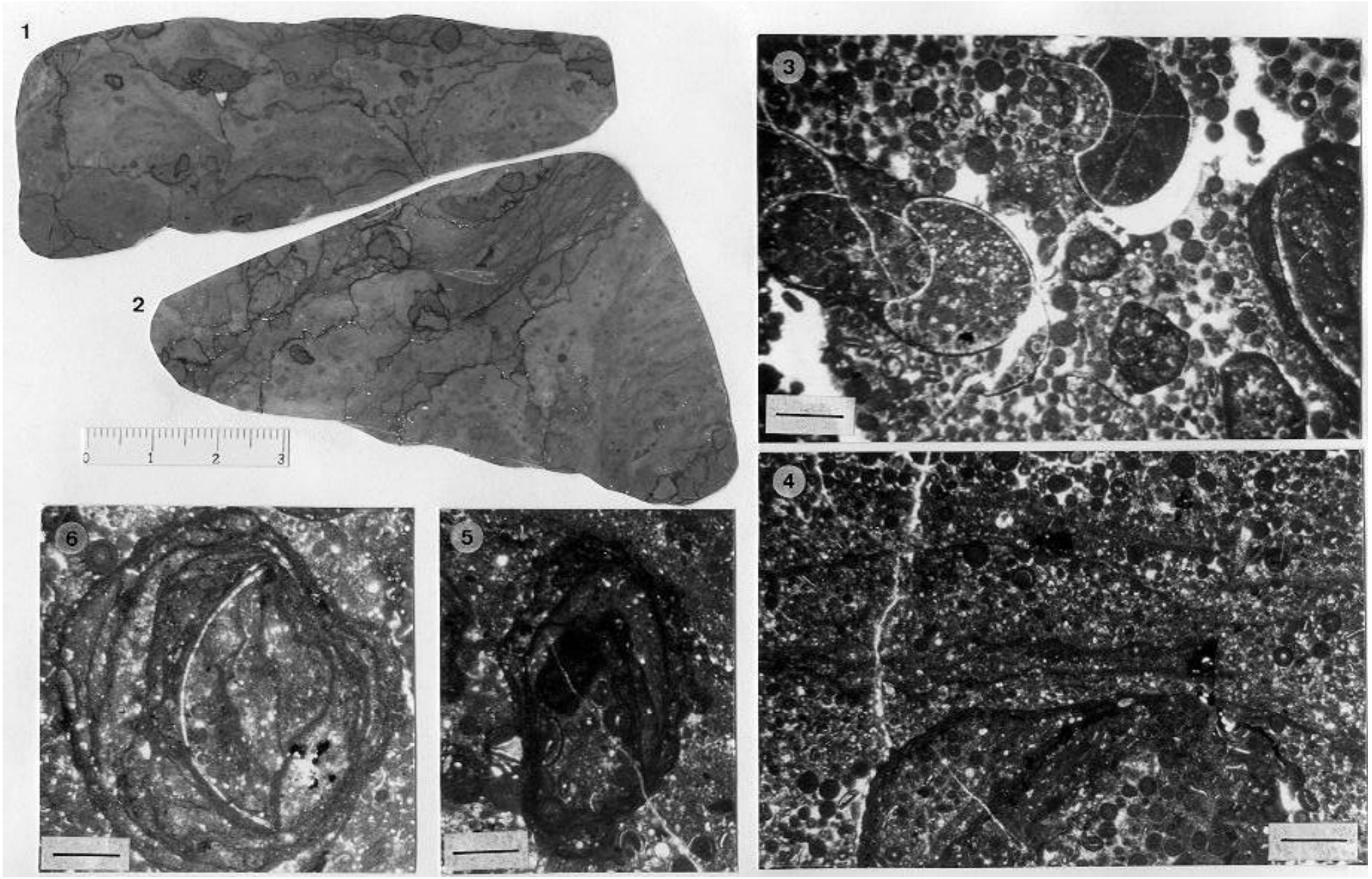
Estromatolitos pelágicos de la Formación Torcal.

Fotos 1 y 2.- Secciones pulidas de calizas nodulosas con cúpulas estromatolíticas lateralmente conectadas (LLH). Canteras de la pista que asciende al Camorro de las Monteses (Torcal). Escala en cm.

Foto 3.- Microfacies de oolitos pelágicos asociados a ammonites y oncolitos pelágicos. Corte del río de la Venta (Teba). Barra: 1mm.

Foto 4.- Detalle de una cúpula estromatolítica. Obsérvese que el estromatolito presenta una estructura bastante laxa, que las láminas micríticas no muestran una estructura interna reconocible y que atrapan abundante sedimento oolítico pelágicos y micrítico. En los núcleos de algunos oolitos se observan Protoglobigerinas, filamentos y Globochaetes. Corte del río de la venta (Teba). Barra: 1 mm.

Foto 5 y 6. Oncolitos pelágicos. Río de la Venta. Barra: 1mm.

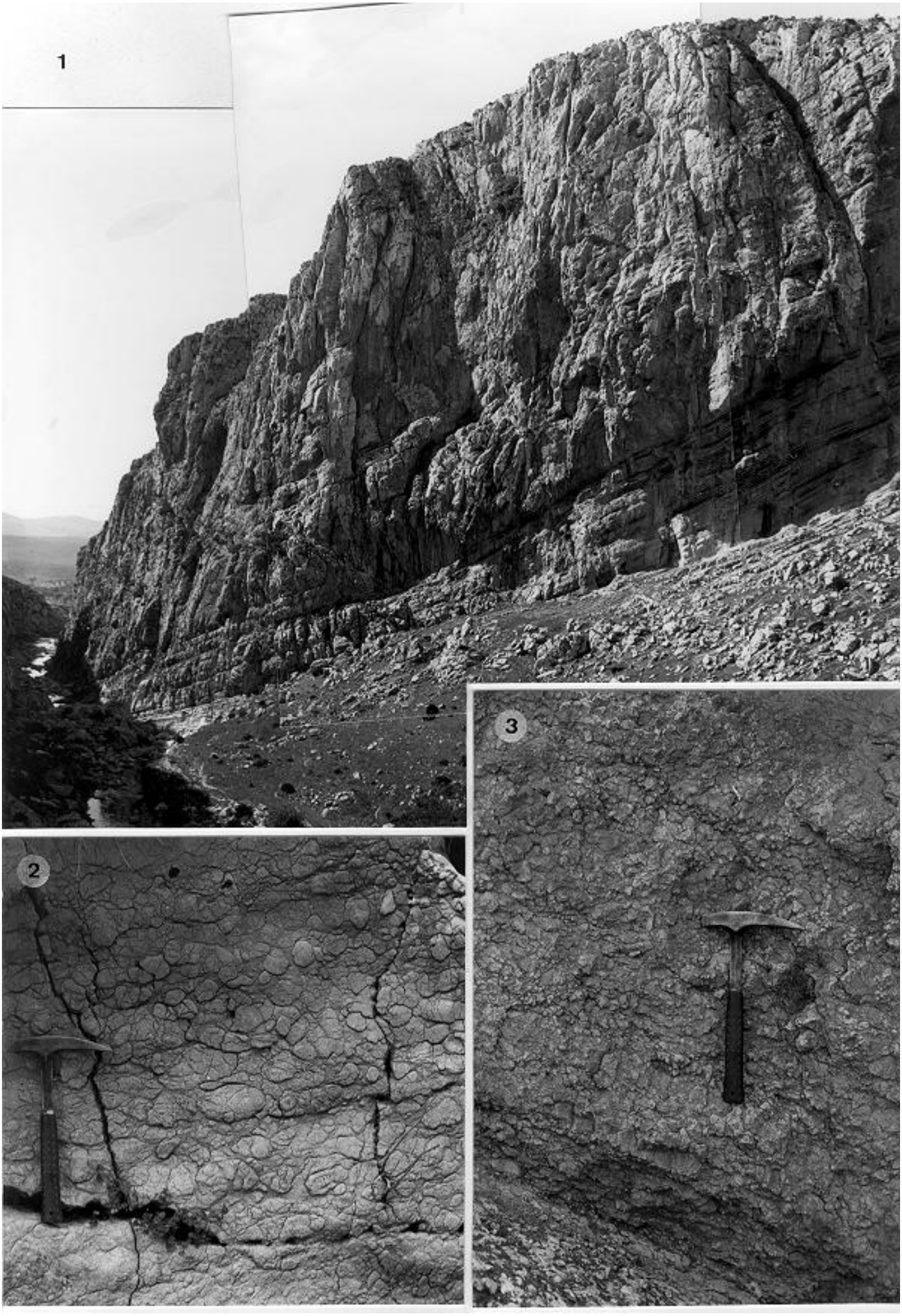

1
2
0
1
2
3
3
4
5
6

LAMINA 9

Foto 1.- Aspecto general del corte del río de la Venta (o del Tajo de Molina, Teba). En posición inferior el miembro noduloso, parcialmente cubierto por derrubios y por encima, el tramo de brechas nodulosas. La masa principal del corte corresponde al miembro superior de la F. Torcal, mayoritariamente formado por oolitas pelágicas.

Foto 2.- Brechas nodulosas muy calcáreas. Margen derecha del río, frente al Molino. Obsérvese la existencia de cantos y nódulos con envolturas y cúpulas estromatolíticas y, asímismo, la sistemática estilolitización que afecta a los contactos entre nódulos.

Foto 3.- Brechas nodulosas, de matriz algo margosa. Margen izquierda del río.


1
2
3

sobre ammonites (Comas et al., 1981 y Comas, 1983); a veces las diferentes cúpulas hemisferoidales aparecen conectadas formando tapices estromatolíticos por lo general lateralmente discontinuos y de poco espesor (unos centímetros como máximo). Estas estructuras, que suelen ser difíciles de reconocer a causa de la alteración superficial abundan en el Torcal.

Las calizas nodulosas muestran todos los términos de transición a calizas pelágicas condensadas, frecuentemente fosilíferas, por disminución del carácter noduloso, y a brechas o conglomerados de aspecto noduloso, por individualización de los nódulos como clastos a consecuencia de un flujo sindeposicional.

Las brechas nodulosas son normalmente monomícticas e intraformacionales, ya que se alimentan de las propias calizas nodulosas y sólo de ellas y aparecen intercaladas entre ellas. Es fácil confundirlas con las calizas nodulosas cuando los afloramientos no están muy lavados, lo que es relativamente frecuente, y a veces es difícil asignar una muestra concreta a una brecha o a una caliza nodulosa. Ejemplos muy buenos de estas brechas nodulosas, que aparecen en relación con la base del miembro superior de oolitas pelágicas, se reconocen en la Sierra de Teba-Peñarrubia, en particular en el corte del Tajo del Molino (río de la Venta; UF 328953) y serán descritas con más detalle en el siguiente apartado.

Los cantos de estas brechas son los nódulos, claramente individualizados, de la caliza nodulosa original o fragmentos de ésta. Pueden ser relativamente angulosos pero, en otros casos, presentan indicios de deformación sinsedimentaria en estado plástico lo que indica que en el momento del redepósito aún no se encontraba el material completamente litificado. Algunas de estas brechas recuerdan notablemente al "Scheck" de los Alpes Calcáreos Septentrionales (Hudson y Jenkyns, 1969) como ya señaló Cruz Sanjulián (1974 a)

Las calizas fosilíferas pelágicas condensadas (Lam 6 ,Fot. 1) son una litofacies particular que se suele situar en la base del miembro noduloso de la Formación Torcal. Pueden ser de color rojo intenso, pardo o más o menos oscuro, o crema. Sus rasgos más característicos, que permiten diferenciarlas de las calizas nodulosas propiamente dichas, son: la poco marcada o ausente estructura nodulosa y la preservación de las conchas, originalmente aragoníticas, de los ammonites que, por el contrario, en las calizas nodulosas siempre aparecen como moldes internos. Existen casos intermedios en los que aparece la estructura nodulosa de forma más o menos incipiente y a la vez el grado de preservación de las conchas disminuye, estando éstas en parte bien conservadas y en parte corroídas y mineralizadas por materiales ferruginosos.

Estas rocas se encuentran rellenando cavidades en las calizas de la Formación Endrinal, de morfología irregular, tal vez de

origen kárstico (**Seyfried**, 1979 , 1981). Buenos ejemplos de estas facies se reconocen junto a Grazalema (TF 883709).

Las conchas de los ammonites y de otros organismos de las calizas fosilíferas pelágicas presentan frecuentemente corrosiones y mineralizaciones superficiales. Las corrosiones son principalmente, debidas a la acción de organismos perforantes (Lam 6 ,Fot. 2). Las mineralizaciones son en parte debidas a microstromatolitos pelágicos (Lam 6 ,Fot. 4) pero no puede excluirse que en parte sean de origen inorgánico. Las corrosiones, en algunos casos, han sido previas a la consolidación del sedimento pero, en otros, éste se debió encontrar parcialmente consolidado, lo que está avalado tanto por la existencia de grietas de contracción rellenas de un sedimento geopetal posterior (Lam 6 ,Fot. 5), como por la preservación neomórfica de las conchas originalmente aragoníticas, lo que indica que la cementación sinsedimentaria fué importante (**Schlager**, 1974).

El grado de fragmentación de la fauna contenida en estas calizas suele ser notable y la orientación diversa, lo que evidencia que estos sedimentos fueron afectados esporádicamente por la acción de corrientes violentas, tal vez por tormentas. En las superficies de estratificación, que suelen ser bastante planares y que están mineralizadas en grado diverso, los fósiles suelen aparecer truncados por su parte superior (Lam 6 ,Fot. 4).

En el interior de las conchas (Lam 6 ,Fot. 6) es común la existencia de sedimentos internos con la textura del limo (silt) vadoso (**Dunham**, 1969a), y que muestran una tendencia geopetal (**Schlager**, 1974). Los huecos residuales aparecen rellenos por cemento espático, en mosaico, de tamaño de cristal creciente hacia el centro del poro y de probable origen freático (**Sanders** y **Friedman**, 1967 ; **Flügel**, 1982). A veces en el borde de los huecos se reconoce una zona más oscura, de espesor uniforme y color grisáceo debida a un pequeño moteado de óxidos de hierro, que podría corresponder a un antiguo cemento sinsedimentario obliterado por recristalización durante la fase de cementación freática posterior (Lam 6 ,Fot. 3).

3.3.3.2.2.-**Miembro superior**.

Constituye la parte superior del conjunto calizo que he denominado Grupo Líbar. Está formado por calizas compactas, bien estratificadas en bancos de espesor variable entre decimétrico y métrico, pudiéndose reconocer frecuentemente estratos de varios metros de espesor. Su color es gris a blanco, a veces rosado, amarillento, crema pálido o ligeramente verdoso. Volumétricamente forman la masa principal de la Formación Torcal y dan un paisaje kárstico muy característico clásicamente reconocible en el Torcal de Antequera (Lam 1 ,Fot. 2), pero igualmente visible por todo el Penibético, particularmente allí donde los estratos están horizontales. Esporádicamente presentan intercalaciones de calizas nodulosas, rojas o no, lateralmen-

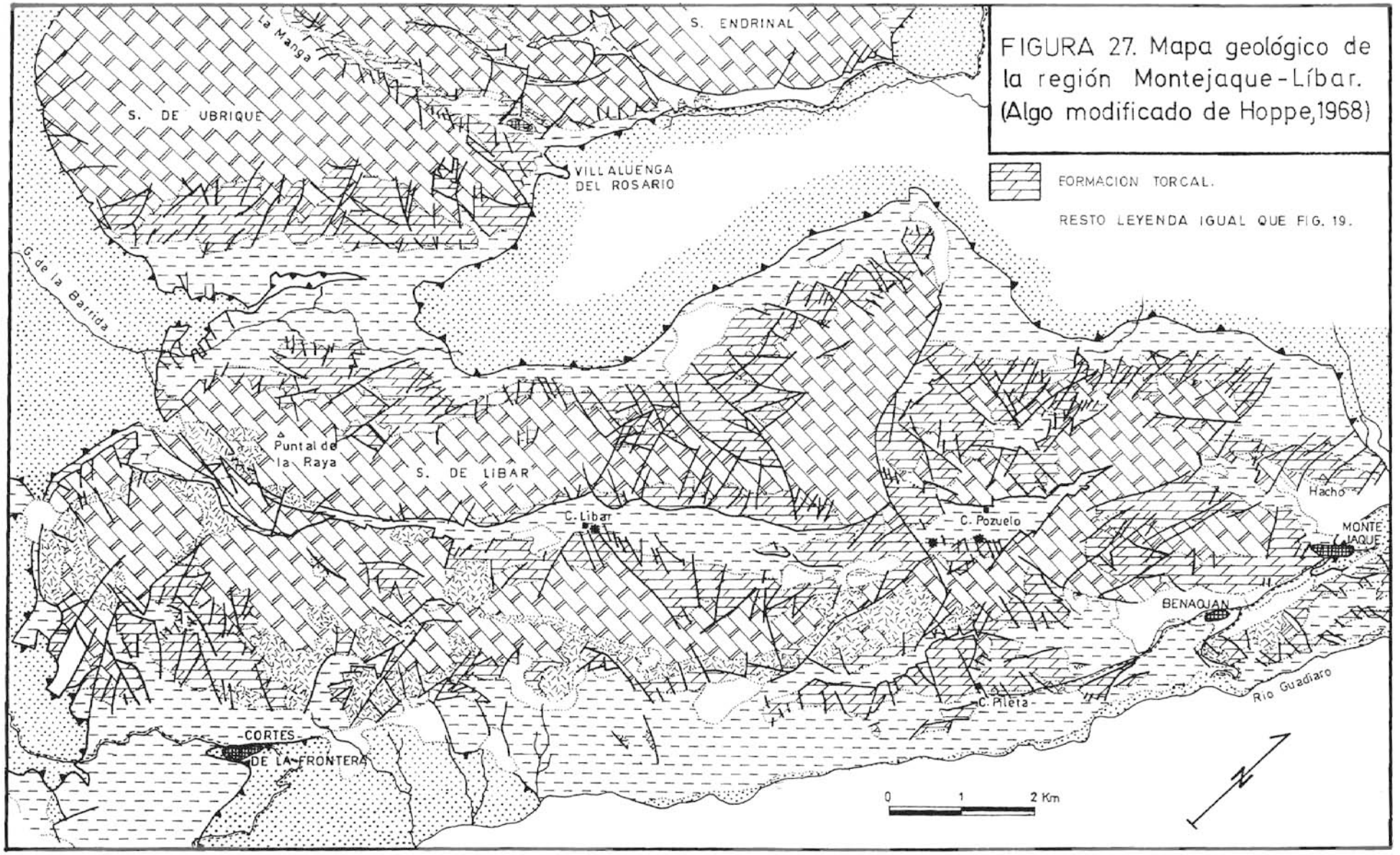


FIGURA 27. Mapa geológico de la región Montejaque-Líbar. (Algo modificado de Hoppe, 1968)

te discontinuas, análogas a las anteriormente descritas y en las cuales es posible recoger restos de macrofósiles particularmente de ammonites, imposibles de extraer de las porciones no nodulosas de la roca, dada su gran dureza.

Estas rocas suelen ser de estructura masiva, homógenea, por lo común finamente oolíticas. En otros casos presentan una estructura nodulosa brechoide (falsas brechas de algunos autores) más o menos acentuada por una estilolitización postdeposicional, a veces muy intensa. Esporádicamente pueden aparecer brechas de aspecto noduloso. Estas brechas, que están especialmente bien desarrolladas y expuestas en el corte del río de la Venta (Tajo de Molino) posiblemente estén ampliamente representadas en muchos puntos del Penibético, pero son difíciles de reconocer en los afloramientos debido a la karstificación y a la pátina de líquenes que suele recubrir a las rocas de la Formación Torcal, que impide ver en muchos casos las estructuras sedimentarias. En el mencionado corte (Lam 9 ,Fot. 1) pueden reconocerse prácticamente todos los tipos de facies diferenciables en la Formación Torcal:

- Sobre el miembro noduloso aparecen brechas de aspecto noduloso que se hacen progresivamente más abundantes hacia arriba a la vez que el contenido arcilloso decrece rápidamente.

- La base del miembro superior la marca un paquete de brechas nodulosas, estratificadas en bancos gruesos, cada vez más potentes hacia arriba, formadas por cantos de calizas pelágicas principalmente oolíticas. La matriz es escasa y está intensamente estilolitizada al igual que los bordes de muchos cantos, lo que confiere a la roca un aspecto fluidal. Esta estructura deja de ser visible de superficie a causa de las pátinas de líquenes que suelen cubrir a éstas rocas. Los cantos de la brecha son redondeados u ovoidales, en muchos casos están recubbiertos por envolturas micríticas de origen estromatolítico y parecen haberse acumulado en estado plástico.

- Las brechas son reemplazadas hacia arriba por calizas de aspecto grumoso, con pátinas de Fe y Mn, micríticas con bioclastos y oolítos pelágicos. A techo de cada estrato se reconocen delgados niveles bréchicos a veces con oncolitos pelágicos, que parecen corresponder a superficies de omisión.

- Hacia arriba, finalmente se hacen predominantes unas calizas finamente oolíticas y biomicríticas estratificadas en bancos de espesor variable entre algunos decímetros y varios metros, de aspecto masivo o, más frecuentemente, noduloso-brechoide acentuado por estilolitización. Los estratos pueden estar bioturbados, a veces muy intensamente, sobre todo, en su parte superior, lo que contribuyen a acentuar el carácter noduloso.

Desde el punto de vista textural las rocas del miembro superior de la Formación Torcal pueden clasificarse como packstones o grainstones oolíticos (Lam 8 ,Fot. 3) con un contenido variable en

LAMINA 10

Microfacies de la F. Torcal.

Foto 1.- Microfacies de Protoglobigerinas. Oxfordense superior. Villaluenga del Rosario. Barra: 1mm.

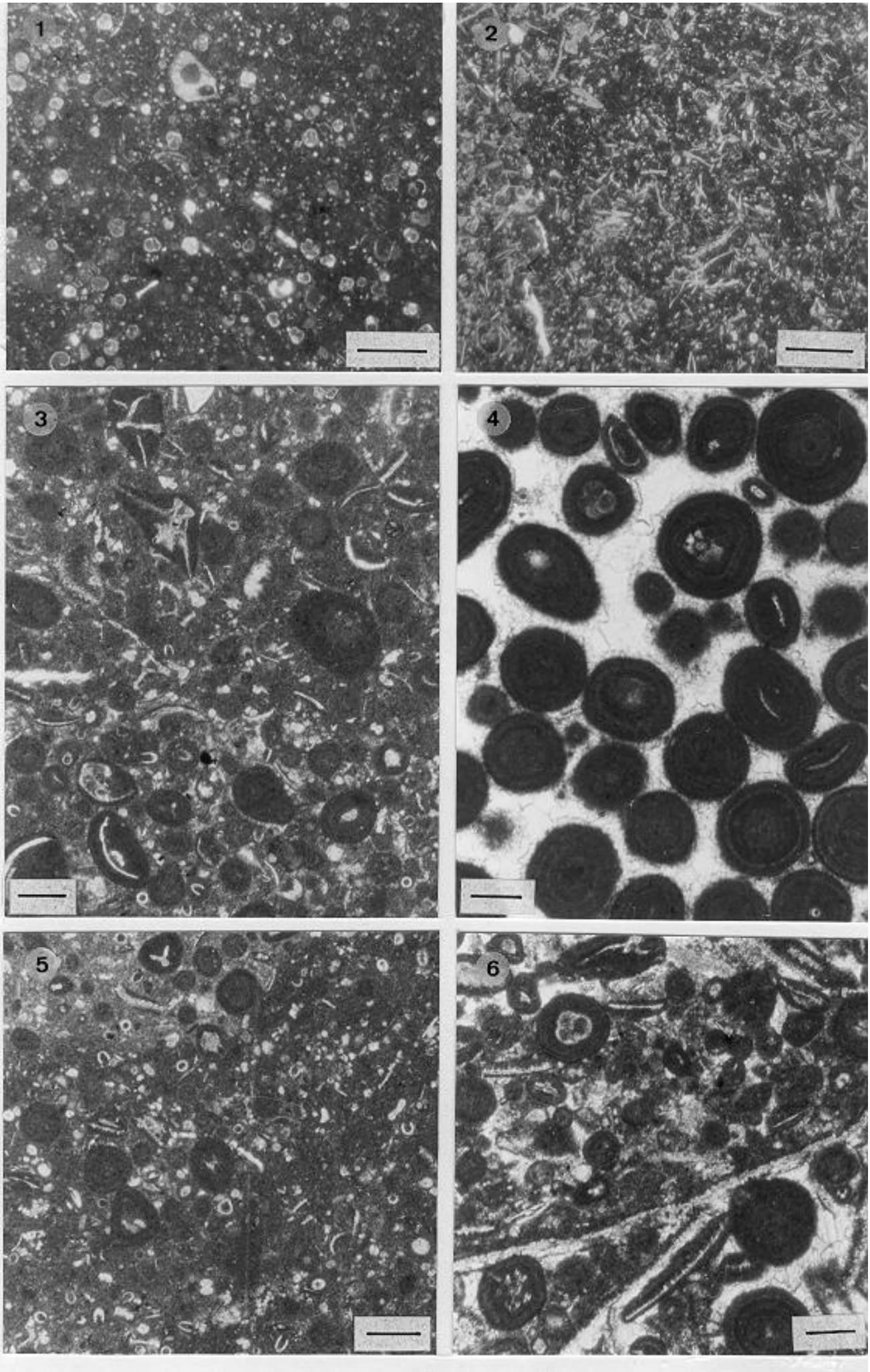
Foto 2.- Microfacies de Saccocoma. Kimmeridgense. Villaluenga del Rosario. Barra: 1mm.

Foto 3.- Microfacies de oolitos pelágicos (packstone) con núcleos de Saccocoma, tintínidos (T. carpathica, C. alpina) y globochaete alpina. Berriasense. Barra: 0'5 mm.

Foto 4.- Microfacies de oolitos pelágicos (grainstone) con núcleo de filamentos y protoglobigerinas. Obsérvese la estructura interna laminada micrítica y la existencia de un cemento en el borde de los oolitos, de textura diferente al cemento espático del centro de los poros. Kimmerigense superior o tithónico inferior. El Dogger. Barra: 250μ .

Foto 5.- Idem. **Foto 3.** C. alpina, Cr. parvula, Cr. intermedia. Tithónico superior (zona A). El Chorro. Barra: 250μ.

Foto 6.- Idem. foto 4, pero con micrita intersticial (El Chorro), (packstone). Barra: 250μ.


1
2
3
4
5
6

bioclastos o fósiles diversos, particularmente filamentos, crinoides (Saccocoma (Lam 10,Fot. 2), foraminíferos planctónicos, (Protoglobigerinas: Lam 10 ,Fot. 1) y bentónicos, aptychus, fibrosferas (Cadosina, Stomiosfera), zoosporas (Globochaete), embriones de ammonites, y, en la parte superior, tintínidos (Lam. 11 ,Fot. 1a3). Algunas facies son predominantemente micríticas con escasos aloquímicos (wackestones). Los macrofósiles, particularmente ammonites, son frecuentes y se comportan como nódulos.

Los oolitos pelágicos (Lam.10 ,Fot. 3a6) son de pequeño tamaño, en general inferior a 0'5mm, mayoritariamente, de 0'2 a 0'4mm de diámetro. Son micríticos y presentan una estructura interna finamente laminada diferente de la de los oolitos bahamianos (veáse **Bathurst**, 1968, 1971 y **Jenkyns**, 1972). Sus núcleos suelen estar formados por organismos pelágicos o bioclastos de ellos a veces micritizados; predominan las Protoglobigerinas, filamentos, Saccocoma o tintínidos. Al microscopio electrónico, **Comas** (1980a)observó nannoplancton atrapado entre las láminas de algunos de estos oolitos, lo que evidencia también su origen pelágico.

Por lo general la matriz micrítica entre los oolitos es abundante (packestones-wackestones) y contiene microfósiles y nannofósiles pelágicos. En otros casos es microsparítica, tal vez por recristalización.

Con frecuencia algunas porciones del sedimento oolítico aparecen envueltas por películas micríticas finas, planares o más frecuentemente finamente alabeadas, aisladas o formando sucesiones concéntricas o no. Por su morfología pueden considerarse estromatolitos pelágicos de dimensiones centimétricas (Lam. 8,Fot.3a6). Forman oncolitos o hemiferoides conectados lateralmente o no, que frecuentemente colonizan fósiles o nódulos (Lam. 7 ,Fot.1,2). Estas estructuras son análogas a las reconocidas por **Massari** (1979, 1981, 1983) en el Jurásico del Véneto y de Cerdeña (**Massari y Dieni**,1983)Por lo general los estromatolitos pelagicos aparecen con cierta frecuencia en la parte baja del miembro superior de la Formación Torcal, pero también se pueden reconocer en las partes altas de la misma. En la parte baja del miembro están asociadas a las facies nodulosas y de brechas que marcan la transición al miembro noduloso, formando ciclos noduloso-estromatolítico-calcareníticos (**Comas** et al., 1981; Comas, 1983).

Dentro de las facies oolíticas pelágicas suelen aparecer con frecuencia macrofósiles, sobre todo asociados a niveles de aspecto más noduloso y microfacies oolítico-bioclástica. Los macrofósiles más comúnmente reconocibles son los belemnites, aptychus y sobre todo ammonites; a veces también corales solitarios, pequeños gasterópodos y braquiópodos. En casi todos los casos son prácticamente imposible de extraer completos y bien conservados de la roca encajante. En muchos casos, sobre todo en las litofacies más calcáreas y compactas, conservan la concha.

3.3.3.2.3.- Algunas litofacies particulares del techo de la Formación Torcal.

Por lo general, las litofacies reconocibles al techo de la Formación Torcal son completamente equivalentes a las de los niveles superiores del miembro superior, con ligeras variaciones en la microfacies, según la edad. No obstante, en algunos casos se constatan ligeros cambios litológicos durante el Berriasense y el Valanginiense inferior, concretamente la aparición de calizas pelágicas pardas, brechas fosilíferas y crinoiditas.

a) Las calizas pelágicas pardas son análogas a las ya descritas anteriormente como calizas fosilíferas pelágicas, pero su contenido en macrofauna es relativamente escaso. Por su microfacies difieren poco las de otras rocas infrayacentes. Por lo general son de textura micrítica o biomicrítica. Cuando contienen macrofósiles, éstos suelen preservar la concha original. Dado que estas facies se encuentran inmediatamente por debajo de las discontinuidades sedimentarias intracretácicas, cabe pensar que resulten de la modificación del techo de la Formación Torcal a consecuencia de los fenómenos sedimentarios y diagenéticos que conllevó la formación de dichas discontinuidades. Ciertas estructuras análogas a los "tepees" (Lam 11 ,Fot. 4) reconocibles en algunos puntos (Grazalema: TF 883709) parecen ser debidas a una expansión y contracción del fondo marino a causa de una litificación sinsedimentaria (véase al respecto, **Shinn**, 1969).

b) Las brechas fosilíferas son muy parecidas a algunas de las facies de calizas nodulosas brechoides. Se reconocen a la entrada del Grazalema (Fig.38a) (TF 887711). Son relativamente margosas y los cantos (nódulos y fósiles, sobre todo ammonites y pygopes) son fáciles de extraer. Los más comunes, de tamaño entre 3-6cm de diámetro mayor por lo general, son de morfología nodular lo que sugiere una deformación en estado plástico de un sedimento semilitificado. Los ammonites no preservan la concha aragonítica original y aparecen como moldes internos. Los pygopes, por el contrario, pueden conservar aún la concha calcítica más o menos completa.

c) La facies más particular de todas las reconocibles al techo del Grupo Líbar son las que he denominado **Crinoiditas del Pozuelo.** Estas rocas aparecen de el flanco sur del sinclinal de Líbar (Fig.27.28B-C) entre en la falda NO de la Sierra del Palo, al S del Cortijo del Pozuelo, de donde toman el nombre.Son calizas de color pardo oscuro, calcareníticas, con abundantes pátinas ferruginosas. Su límite inferior es neto y puede considerarse una superficie de omisión sobre las facies normales del techo de la Formación Torcal. Su espesor nunca sobrepasa los cinco metros.Desde un punto de vista textural (Lam. 11, Fot. 4)se pueden clasificar como biomicritas de crinoides (packstones- wakestones). Los crinoides, muy fragmentados, aparecen intensamente micritizados por los bordes. Junto a éstos se pueden reconocer cantos de las calizas oolíticas pelágicas de la Formación Torcal. La

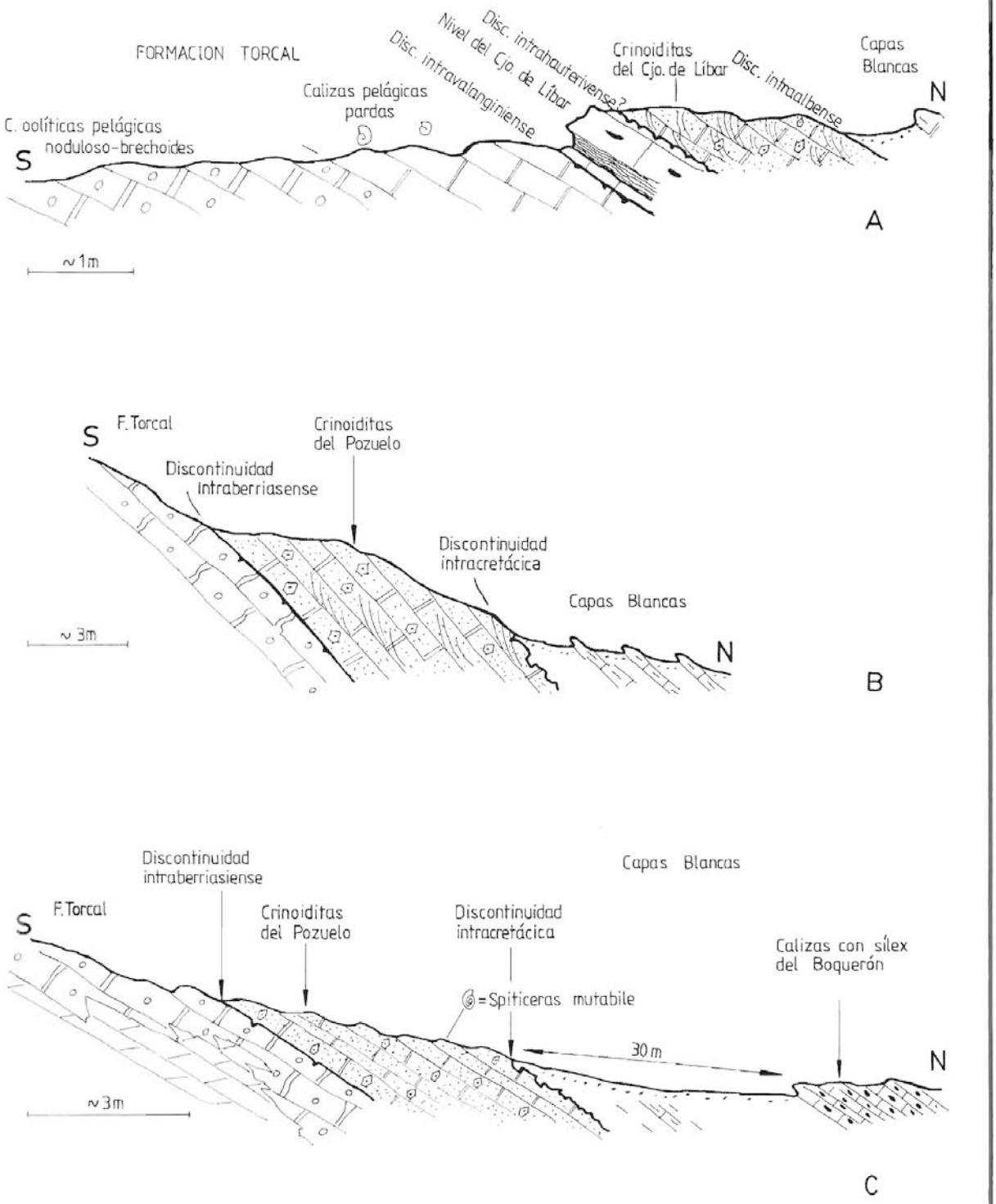


FIGURA 28.- Cortes de detalle en los Llanos de Líbar.
(Situación en la figura 27)

matriz contiene abundantes tintínidos del Berriasense medio-superior. Las Crinoiditas del Pozuelo son una facies particular, anómala en comparación con las características comúnmente reconocibles en el Penibético al comienzo del Cretácico inferior. Se encuentran en una región que presentó rasgos particulares durante el Cretácico, como más adelante se verá (cf. 3.3.3.4.).

d) Las litofacies margosas del borde externo del Penibético. Bourgois (1978) ha reconocido unas facies margosas y nodulosas con intercalaciones radiolaríticas, de colores rojos y amarillentos, en el Jurásico superior-Cretácico inferior de una serie de unidades que ha considerado de "afinidad penibética" y que anteriormente había atribuído al borde externo de la denominada Zona de Boyar-Alazores o sea a una supuesta zona de transición entre el Penibético y el Surco de los Flyschs Cretácicos (Bourgois et al., 1970; Bourgois y Chauve, 1971 b) En la ventana de Cañete la Real (unidades del Padrastro y de Fuencaliente de Bourgois 1978) no he realizado observaciones, pero sí al NE de Benaocaz en la unidad del Peñón Grande-Salto del Cabrero, donde he reconocido cantos y bloques de margas y margocalizas rosadas y rojas con tendencia nodulosa, y de calizas nodulosas margosas rojas, dentro de unas brechas cretácicas, las Brechas del Dornajo (cf.3.4.3.). También he reconocido, bajo estas brechas, unas calizas noduloso-margosas amarillentas y rosadas, con intercalaciones de brechas calcáreas, de edad Jurásico superior y alimentadas a partir de las calizas de la Formación Endrinal (Fig. 57). No he localizado, sin embargo, el nivel de margas con radiolaritas de poco más de un metro de espesor encontrado por Bourgois y Chauve,(1971 a) y Bourgois (1978) . Estas rocas contienen microfaunas de Protoglobigerina, Saccocoma y tintínidos del Jurásico superior a Valanginiense inferior, y aptychus del Cretácico inferior.

3.3.3.3.-Fósiles y edad.

Los restos fósiles son abundantes en la Formación Torcal y han permitido obtener dataciones precisas de la misma, en puntos diversos y distantes, a diferentes alturas estratigráficas. Los macrofósiles, a pesar de su relativa abundancia, son muy difíciles de extraer salvo en aquellas porciones de la roca con mayor contenido arcilloso y estructura nodulosa mejor desarrollada.

Entre los macrofósiles destacan los ammonites, que han permitido identificar el Oxfordense, el Kimmeridgense, el Tithónico y el Berriasense. Además de los ammonites, son abundantes los belemnites, aptychus, braquiópodos (sobre todo pygopes) y, en menores cantidades, los gasterópodos, lamelibranquios, equínidos, briozoos y corales solitarios. Entre los microfósiles destacan filamentos, foraminíferos planctónicos (Protoglobigerinas) y bentónicos, crinoides (Saccocoma), fibrosferas (Cadosina) calcisferas (Stomiosfera), zoosferas (Globochaete), algas cianofíceas y tintínidos.

Tanto los macro como los microfósiles permiten constatar

LAMINA 11

Microfacies de la F. Torcal. Asociaciones de tintínidos.

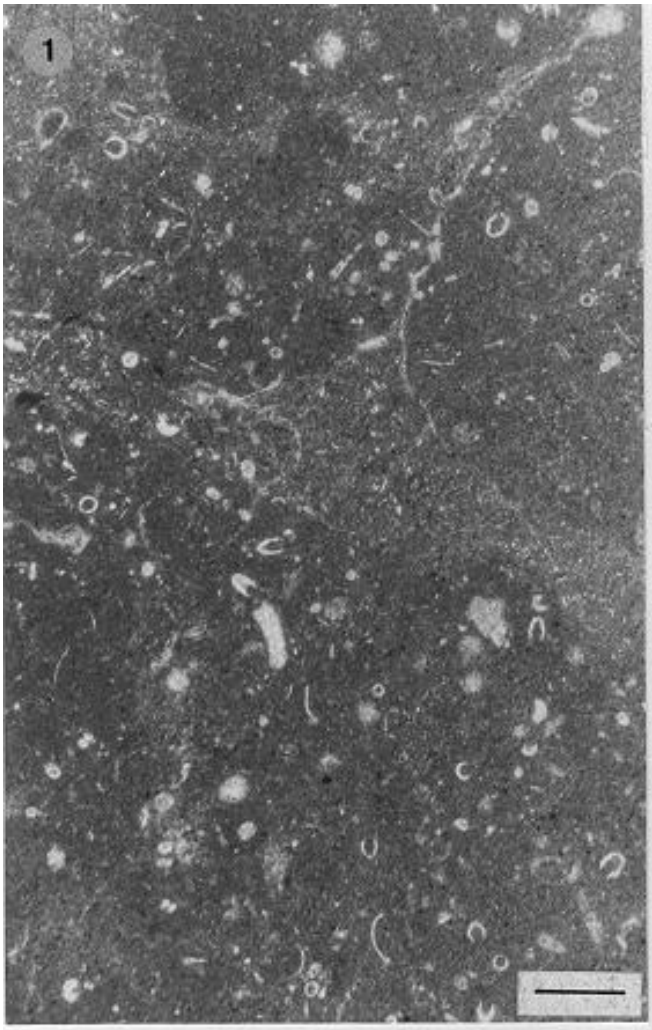
Foto 1.- Asociación de la zona A: Crass. intermedia, C. parvula, C. alpina. Barra: 250μ .

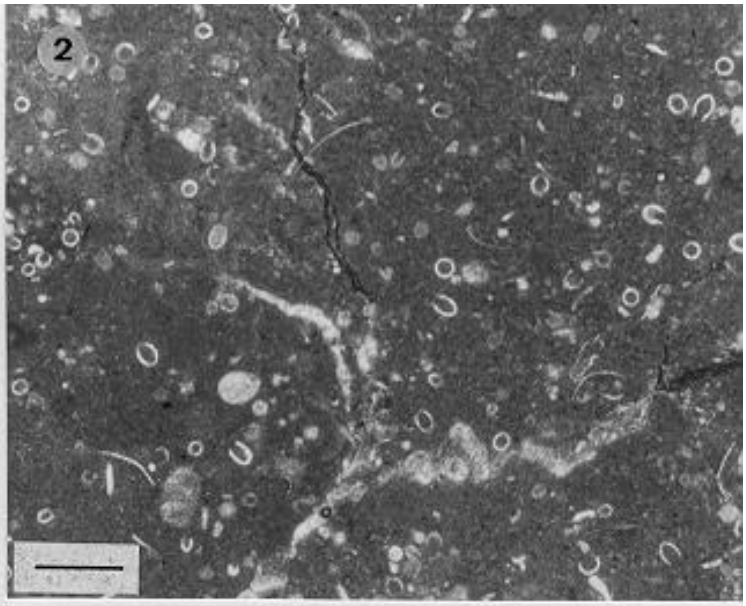
Foto 2.- Asociación de la zona B: C. alpina (forma esférica), C. elliptica, T. carpathica. Barra: 250μ .

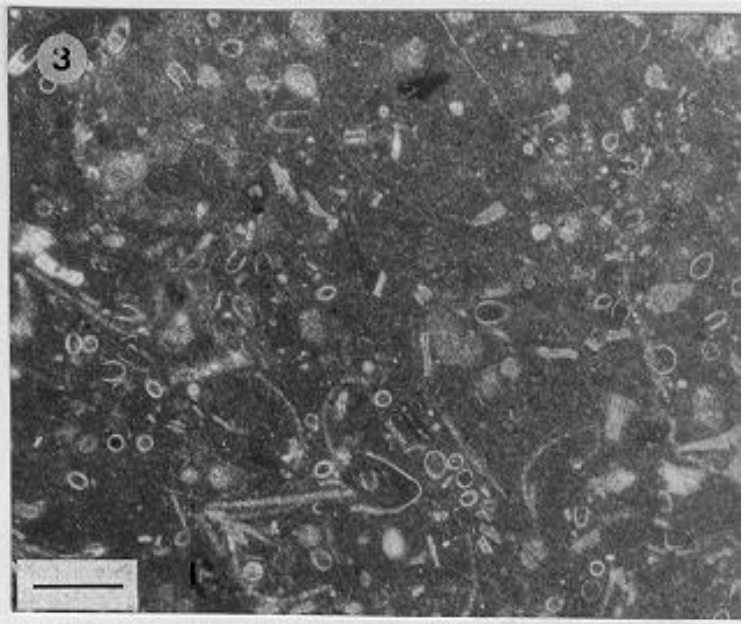
Foto 3.- Asociación de la zona D: T. carpathica, T. longa, C. simplex, C. oblonga, R. cadischiana. Barra: 250μ .

Foto 4.- Microfacies de las crinoiditas del Pozuelo: zona C: C. elliptica, T. carpathica, C. alpina. Barra: 1mm.

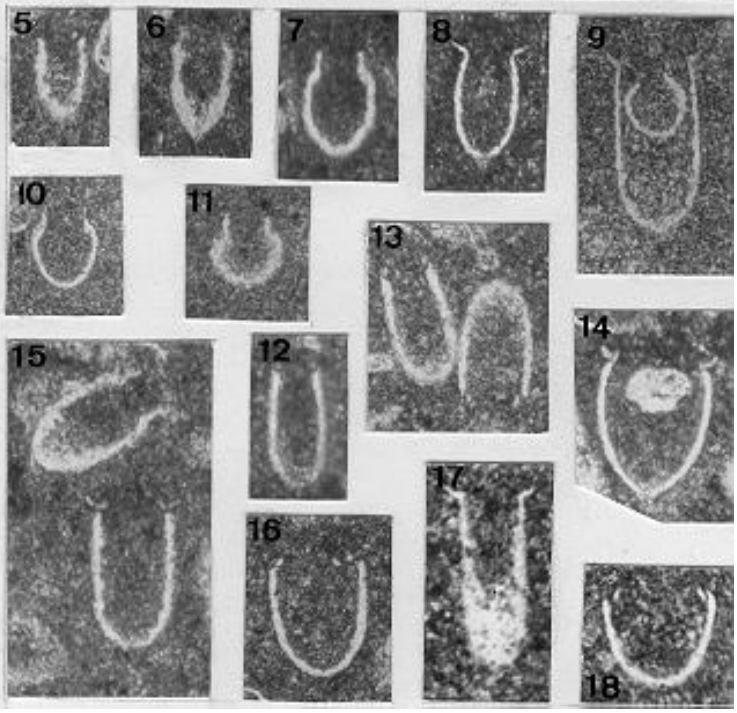
Foto 5.- Crassicollaria parvula REMANE 1. **Foto 6:** Crass. intermedia (DURAND-DELGA). **Foto 7:** Calpionella elliptica CADISCH. **Foto 8:** Tintinnopsella carpathica (MURGEANU y FILIPESCU). **Foto 9:** C. alpina (LORENZ) y T. longa (COLOM). **Fotos 10 y 11:** C. alpina LORENZ. **Foto 12:** Calpionellopsis oblonga (CADISCH). **Foto 13.** Calpionellopsis simplex (COLOM). Foto 14. Remaniella cadischiana (COLOM). **Foto 15:** Calpionella elliptica y Remaniella cadischiana. **Foto 16:** Remaniella dadayi. (KANER) **Foto 17.** Tintinnopsella longa (COLOM). **Foto 18.** Calpionellites darderi (COLOM).


1


2


3

4


5
6
7
8
9
10
11
13
14
15
12
17
16
18

que, en la mayor parte del Penibético, ha existido continuidad sedimentaria desde el Oxfordense medio hasta el Valanginiense inferior, con la excepción de la región entre de Ubrique y Grazalema, en la cual la sedimentación fué mucho más irregular que en el resto del dominio. Esta observación, no obstante, deberá ser precisada y matizada con estudios bioestratigráficos mucho más detallados, tanto de micro como de macrofauna que yo no he podido realizar ya que es posible la existencia local de áreas sin sedimentación o con erosión (piénsese, en concreto, en las áreas fuente de las facies de brechas) o bien con condensación o reducción estratigráfica en grado diverso. Dichos estudios permitirán precisar considerablemente, sin ninguna duda, la paleogeografía del Penibético durante el depósito de la Formación Torcal.

Los autores precedentes que han realizado estudios geológicos-regionales (**Dubar et al.**, 1960; **Kockel**, 1963; **Dürr**, 1967; **Hoppe**, 1968; **Chauve et al.**, 1968; **Didon**, 1969; **Peyre**, 1974; **Cruz Sanjulián**, 1974a; **Bourgois**, 1978; **González-Donoso et al.**, 1983) han datado mediante macro y microfauna diferentes partes del Jurásico superior al Valanginiense inferior. Merecen destacarse, por tener énfasis bioestratigráfico más marcado, los trabajos de **Cruz-Sanjulián et al.** (1973), **Olóriz et al.**, (1979) y sobre todo el de **Sequeiros** (1974), autor éste que realizó un detallado estudio del Calloviense y Oxfordense en el sector entre el Torcal de Antequera y Cañete la Real.

Expondré a continuación, de forma sintética los resultados bioestratigráficos obtenidos en la totalidad del Penibético por los diferentes autores y por mí mismo, en su caso, reinterpretados a la luz de las nuevas biozonaciones establecidas en la Zona Subbética por **Sequeiros** (1974), **Sequeiros** y **Olóriz** (1979), **Olóriz** (1978, 1979), **Olóriz** y **Tavera** (1979) y **Tavera** (1985).

Sequeiros (1974) precisó que la base de los materiales que he agrupado en la Formación Torcal pertenecen al Oxfordense medio, zona de Riazi, y constató la presencia de las diferentes zonas del Oxfordense superior, salvo la zona de Planula. Esta, sin embargo, ha sido bien delimitada en el corte de Teba por **Comas et al.** (1981).

Los ammonites del Oxfordense son los más antiguos registrados hasta la fecha en el Jurásico del Penibético. Como los niveles infrayacentes no han sido datados aún con total seguridad, no se puede admitir de forma definitiva la ausencia de la parte superior del Dogger y del Oxfordense inferior, como sucede en el resto de la Zona Subbética (**Sequeiros**, 1974, 1979) pero, en mi opinión, dada la existencia de una discontinuidad estratigráfica en la base de la Formación Torcal (al menos en bastantes puntos del Penibético) y por comparación con las regiones subbéticas más orientales y/o externas (**Vera et al.** 1984), me parece bastante probable la falta por laguna estratigráfica de, al menos, el intervalo comprendido entre el Calloviensesuperior y el Oxfordense inferior, ambos inclusive. De acuerdo con esta hipótesis el techo de la Formación Endrinal no llegaría al Dogger superior.

Según **Sequeiros** (1974) la fauna de ammonites del Oxfordense del Penibético presenta algunas particularidades con respecto a las del resto de la Zona Subbética, como son: la presencia del Perisphinctidae de gran tamaño, enrollamiento lento, sección aplanada y costulación fina y regular (Arisphinctes y Passendorferia); la abundancia de Gregoryceras de muy variadas especies y grupos; y abundancia de Euaspidoceras de gran tamaño y afinidades inglesas. Estos hechos, así como las peculiaridades litológicas y gran potencia en comparación con el resto del Oxfordense subbético, no pueden explicarse simplemente según este autor, por unas variaciones laterales de las condiciones ecológicas dentro del umbral "Subbético Interno", dominio al que el Penibético se considera tradicionalmente perteneciente (**García Dueñas**, 1967a,b; **Azema** et al., 1979; **García-Hernández** et al., 1980); más bien resulta necesario invocar la pertenencia del Penibético a un dominio paleogeográfico independiente del Subbético Interno, al menos tal y como éste aparece representado, en el sector central de la Cordillera, en las unidades de Sierra Arana y Sierra Gorda.

El Oxfordense también ha sido reconocido más al O, fuera del sector entre el Torcal de Antequera y Cañete la Real (**Cruz Sanjulián** et al., 1973; **Cruz Sanjulián**, 1974 a; **Sequeiros**, 1974; **Peyre**, 1974), concretamente en Grazalema (**Hoppe**, 1968), Los Canutos **Dürr**, 1967; **Didon**, 1969), Sierra Blanquilla y Sierra Hidalga (**Dürr**, 1967). Por mi parte, he recogido ammonites del Oxfordense, en el Torcal (Camorro Alto: Aspidoceras sp., Euaspidoceras sp., Sowerbyceras sp., Holcophylloceras sp.), Sierra Huma (Euaspidoceras oegir (OPPEL), y Villaluenga (Euaspidoceras sp.). La microfacies con abundantes Protoglobigerinas (**Azéma** et al., 1979) permiten constatar la presencia del Oxfordense en muchas otras regiones.

No parece existir discontinuidad alguna en la secuencia que, con facies de calizas nodulosas por lo general, pasa sin interrupción al Kimmeridgense inferior (**Cruz Sanjulián** et al., 1973). La dureza de las rocas no permite extraer fauna suficiente para reconocer subdivisiones bioestratigráficas muy detalladas pero, al menos, **Olóriz** et al. (1979) han podido identificar con seguridad la parte superior del Kimmeridgense inferior en la Lentejuela (zonas de Strombecki y de Divisum de **Olóriz**, 1978, 1979). Estos autores confirmaron en el Kimmeridgense las "anomalías" paleontológicas detectadas en el Oxfordense por **Sequeiros** (1974). Los mismos niveles del Kimmeridgense inferior se reconocen en Sierra Hidalga y Sierra Blanquilla (**Dürr**, 1967) y en el Torcal (**Peyre**, 1974). **Didon** (1969), en Los Canutos y **Bourgois** (1978), en la Sierra del Endrinal han recogido ammonites del Kimmeridgense, sin que sean posibles mayores precisiones. En el Torcal, **Peyre** (1974) recogió algunos ejemplares de ammonites atribuibles al Kimmeri-dgense superior.

Por todo el Penibético los niveles superiores al Oxfordense datado con ammonites y anteriores a la aparición de los tintínidos se caracterizan por su microfacies con abundante Saccocoma (**Azéma** et al., 1979). He podido recoger una abundante fauna de ammonites, en general fragmentados y con concha, de un bloque de calizas fosilíferas

pelágicas incorporado a las brechas cretácicas del Dornajo, al NE de Benaocaz (TF 848668), entre los cuales ha sido posible determinar:

Aspidoceras sesquinodosum FONTANNES.
Aspidoceras uninodosum TOULA.
Aspidoceras longispinum (SOWERBY).
Aspidoceras hystricosum (QUENSTEDT).
Aspidoceras appenninicum ZITTEL.
Orthaspidoceras ziegleri CHECA.
Orthaspidoceras uhlandi (OPPEL).
varios ejemplares correspondientes a vueltas internas de Perisphinctidae indet.
Perisphinctidae indet., posible Crussoliceras sp.
Perisphinctidae indet. (¿Progeronia, Subplanites?)
Streblites sp.
Taramelliceras sp.
Taramelliceras sp.
Taramelliceras gr. traquinotum (OPPEL)
Taramelliceras gr. pugile-pugiloides (CANAVARI)
Nebrodites sp.
Nebrodites sp.gr. peltoideus (GEMMELLARO)
Nebrodites sp.gr. agrigentinum (GEMMELLARO)-doublieri (d'ORBIGNY).
Nebrodites agrigentinum (GEMMELLARO)
Sutneria ciclodorsata (MOESCH)
Glochiceras sp.
Phylloceras sp.
Lytoceras sp.
Sowerbyceras sp.
Calliphylloceras sp.
Aptychus sp.
Belemnites sp.

Esta fauna corresponde en su mayor parte al Kimmeridgense inferior, zona de Divisum, o al intervalo Divisum-Compsum, pero parece haber mezcla de faunas de más de un nivel estratigráfico, es decir condensación estratigráfica, dada la presencia de algunos ejemplares que indican un Kimmeridgense medio o incluso un Kimmeridgense superior-Tithónico inferior. Esta cuestión de la condensación estratigráfica resta por ser definitivamente aclarada, tras un estudio más detallado del afloramiento, las facies y las faunas.

Los ammonites del Tithónico y Berriasense han sido recogidos sistemáticamente en intercalaciones nodulosas dentro de las oolitas pelágicas. Olóriz et al. (1979) han reconocido el techo del Tithónico inferior, zona de Burdkharticeras, y las dos zonas el Tithónico superior: la zona de Microcanthum, cuya existencia está avalada por la presencia de Chittinoidella boneti DOBEN, y la zona de Durangites, asociada a la cual aparece abundante microfauna de Crassicollaria (zona A de Le Hégarat y Remane, 1968).

El Tithónico ha sido identificado, con ammonites y braquiópodos (pygopes), en los siguientes puntos: en Cortes de la Frontera, al N y SO de Grazalema y al S del Cortijo del Pozuelo (Sª de Líbar) por **Hoppe** (1968); en Los Canutos, por **Dürr** (1967) y **Didon** (1969); en la carretera de Ronda a El Burgo, por **Dürr** (1967); en el Torcal, Sierra Huma y El Chorro, por **Peyre** (1974) y, en esta última localidad, también por **Kockel** (1963) y, previamente, por **Bertrand** y **Kilian** (1889); en varios puntos de la ventana de Cañete, al SO y N de Grazalema y en la unidad del Peñón Grande-Salto del Cabrero, por **Bourgois** (1978).

Por mi parte, he recogido fósiles del Tithónico en la brecha nodulosa de la salida N de Grazalema junto con **J.A. Vera**, que fueron ya presentados en un trabajo precedente (**Company** et al., 1982), concretamente:

Ptychophylloceras sp.
Haploceras sp.
Haploceras carachtheis (ZEUSCH)
Burdkharticeras sp.
Lytoceras sp.
Belemnites sp. y
abundantes Pygope sp.

Al NE de Benaocaz recogí, un ejemplar de Corongoceras sp. que permite identificar el Tithónico superior.

El Berriasense ha sido identificado, con ammonites, por **Didon** (1969) en Los Canutos y por mí mismo en las Crinoiditas del Pozuelo, de las que recogí un ejemplar bien conservado de Spiticeras mutabile **DJANÉLIDZE**, que pertenece al Berriasense medio, zona de Andrussovi (Tavera, 1985). En otros puntos (Cortes de la Frontera, Los Canutos) he recogido algunos ejemplares de amplia distribución estratigráfica en niveles berriasenses datados con tintínidos, concretamente, Haploceras sp., Haploceras carachtcheis (ZEUSCH), Phylloceras sp. Lytoceras sp.) y algún Berriasellidae indeterminable con mayor precisión.

El estudio de las microfacies contintínidos (Lam. 11 Fot. 1 a4)es especialmente útil a la hora de precisar la edad del techo de la Formación Torcal, como ya han señalado numerosos autores precedentes. **Chauve** et al. (1968) y **González-Donoso** et al. (1983) han realizado los estudios más precisos de las asociaciones de estos organismos y han identificado las diferentes biozonas de tintínidos establecidas por **Le Hégarat** y **Remane** (1968),**Allemann** y **Remane** (1979) y por **Borza** (1969) para el Tithónico superior - Valanginiense inferior alpino. La mayor parte de los resultados obtenidos de las muestras por mí recogidas ya fueron presentados en un trabajo precedente (**González-Donoso** et al., 1983) por lo que me limitaré aquí a comentar brevemente las diferentes edades obtenidas.

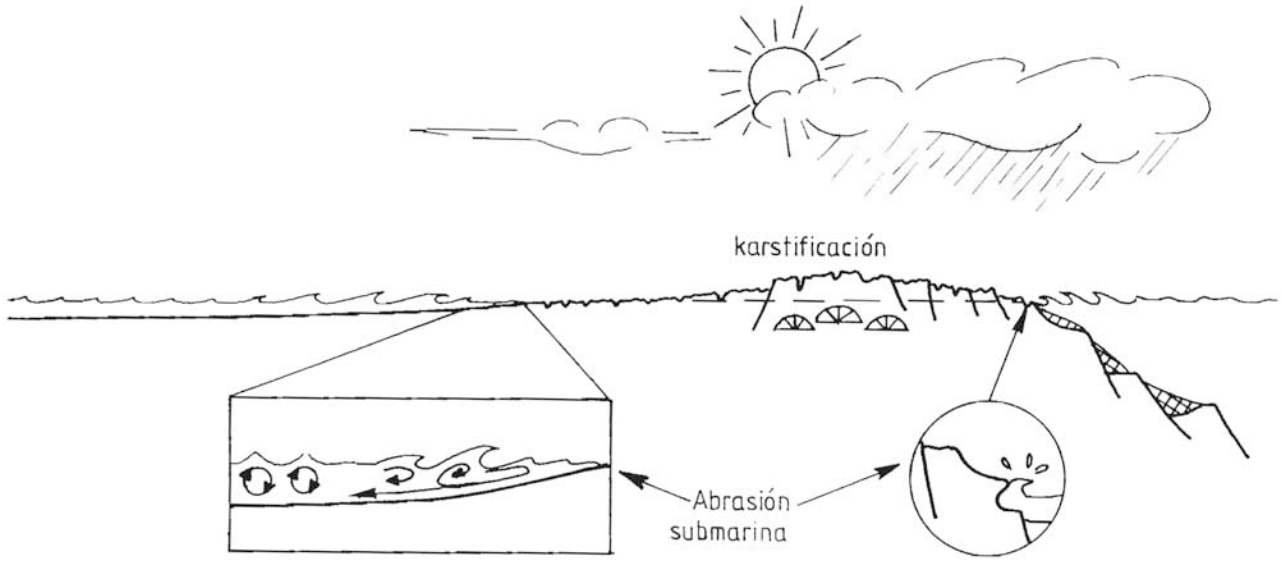
Lo más frecuente a la escala regional, es que el techo de la Formación Torcal tenga una edad Berriasense inferior o medio (zonas B y C de **Le Hégarat** y **Remane**, 1968 que son prácticamente equivalentes a las zonas de ammonites de Jacobi y de Andrussovi , de **Tavera**, 1985). En los cortes situados en los sectores más internos (El Chorro, El Burgo, Sierra Hidalga, Cortes de la Frontera, Los Canutos...) es posible datar, en perfecta continuidad sobre los niveles anteriores, las zonas D y E de **Allemann** y **Remane** (1979) o sea de Calpionellopsis y Calpionellites. Esto permite asegurar que el depósito de la Formación Torcal llegó hasta el Valanginiense inferior, no basal, e incita ha suponer que la falta de estos niveles estratigráficos en áreas más externas se debe a la erosión ocurrida durante las discontinuidades estratigráficas intracretácicas subsecuentes. La presencia local de la zona E (Calpionellites) en un punto de la zona de Ubrique-Grazalema, (en La Manga de Villaluenga, TF 854634), que es la zona en la que las discontinuidades estratigráficas intracretácicas alcanzaron su máximo desarrollo confirma la hipótesis más arriba adoptada.

De lo hasta ahora expuesto en este apartado se concluye, por tanto, que durante el depósito de la Formación Torcal hubo prácticamente continuidad en la sedimentación pelágica desde el Oxfordense medio al Valanginiense inferior, ambos inclusive. Es posible, sin embargo la existencia de discontinuidades estratigráficas menores (o sea que no han afectado al Penibético en su totalidad) a diversas alturas de este intervalo de tiempo. Una de ellas pudo ocurrir durante el tránsito Oxfordense-Kimmeridgense a juzgar por las dificultades de datación encontradas por **Sequeiros** (1974). Otra de ellas se puede situar hacia el Berriasense inferior, por debajo de las Crinoiditas del Pozuelo ya que éstas reposan mediante un fondo duro sobre niveles oolíticos pelágicos datados del Tithónico superior-Berriasense inferior y, ellas mismas, contienen faunas de ammonites y tintínidos del Berriasense medio-superior.

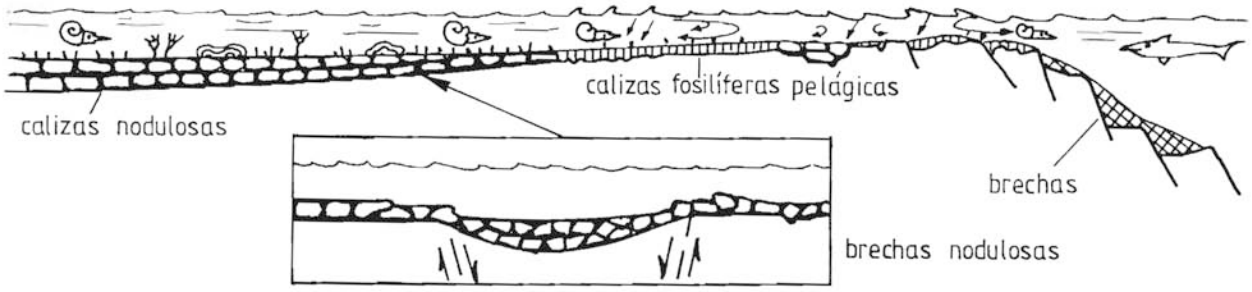
3.3.3.4.- Interpretación sedimentaria.

Fósiles y facies indican claramente que la Formación Torcal se depositó en un ambiente marino francamente pelágico, por tanto abierto y muy alejado de las influencias y aportes terrígenos procedentes de zonas continentales emergidas. La sucesión vertical de las facies indica una evolución sedimentaria general transgresivo-regresiva probablemente mucho más compleja en el detalle(Fig. 29 y 30).

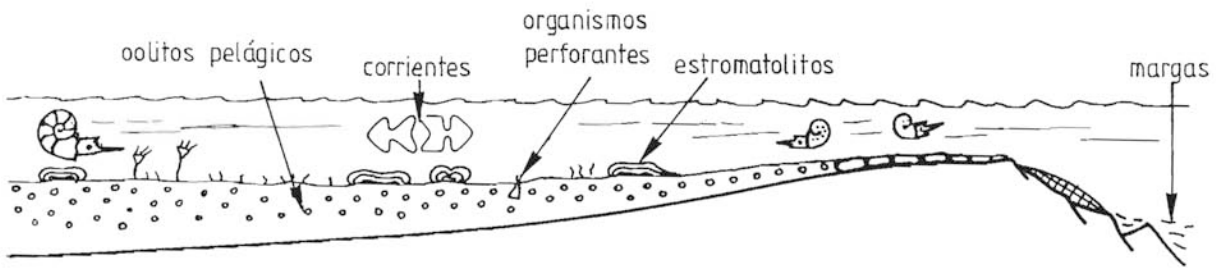
El episodio transgresivo fue muy corto y tuvo lugar cuando las facies someras de la Formación Endrinal fueron rápida o bruscamente reemplazadas por las facies pelágicas de la base de la Formación Torcal al comienzo del Jurásico superior. El episodio regresivo se fué desarrollando a lo largo del Jurásico superior a la vez que tenía lugar una somerización de las facies que culminó con una interrupción del depósito y, finalmente, una emersión en el Cretácico inferior (cf.3.4.1.2.3.).



A. LIMITE DOGGER-MALM



B. OXFORDENSE-KIMMERIDGENSE INFERIOR



C. KIMMERIDGENSE A VALANGINIENSE INFERIOR

Fig. 29. Ambientes de depósito de la F. Torcal.

Sí en muchos casos entre la Formación Endrinal y La Formación Torcal parece existir un tránsito litológico gradual aunque rápido, en otros casos es segura la existencia de una discontinuidad estratigráfica de importancia mayor hacia los sectores más externos del Penibético. En el área de Ubrique-Grazalema la discontinuidad está registrada por una superficie irregular y por la existencia de cavidades y diques neptúnicos en la Formación Endrinal rellenos de sedimentos pelágicos de la Formación Torcal. Por sus rasgos morfológicos dicha superficie podría ser un paleokarst, lo que implicaría la emersión de una parte del Penibético antes del Oxfordense medio-superior, que es la edad de la base de la Formación Torcal. Esta discontinuidad pierde importancia rápidamente hacia el S donde la superficie irregular de apariencia kárstica es reemplazada por otra relativamente planar y mineralizada, que corresponde a un fondo endurecido debido a omisión (hardground), probablemente originado en ambiente submarino. A la vez, la Formación Torcal aumenta rápidamente de espesor, hasta alcanzar un máximo en la alineación del Hacho de Montejaque-Goterón-Sierra de Teba; más al S, en la Serranía de Ronda y las Sierras del Valle de Abdalajís, las potencias disminuyen ligeramente hacia los sectores más internos.

3.3.3.4.1. Las calizas fosilíferas pelágicas

En los sectores externos del Penibético las primeras facies que se depositaron sobre la superficie de discontinuidad basal y rellenando diques neptúnicos fueron las calizas pelágicas condensadas (**Jenkyns**, 1971a) a veces muy fosilíferas y de colores rojos o pardos.

La abundancia de restos orgánicos indica que, en el ambiente sedimentario en el que estas rocas se depositaron, las condiciones eran especialmente propicias para la acumulación y preservación de las conchas de los organismos marinos, especialmente de los ammonites; muy posiblemente dicho medio era muy propicio también para la vida misma de los ammonites.

El sedimento que compone estas rocas es, en buena parte de origen esqueletal, de ahí su naturaleza biomicrítica. La micrita probablemente es también biogénica, debida a una fragmentación o descomposición de bioclastos, o a la acumulación de nannofósiles, o sus restos, pero éstos son difíciles de reconocer ya que la matriz de la roca suele estar finamente recristalizada.

La actividad química sinsedimentaria de las aguas marinas e intersticiales debió ser importante. En efecto, la preservación de las conchas originalmente aragoníticas de los ammonites sugiere la existencia de una cementación sinsedimentaria notable (**Schlager**, 1974), probablemente por calcita magnesiana (**Friedman**, 1964; **Milliman**, 1966; **Fischer** y **Garrison**, 1967) que pudo favorecer la recristalización de los nannofósiles. Este proceso se produce preferentemente en épocas, de escasa o nula velocidad de sedimentación (**Shinn**, 1969; **Müller** y **Fabricius**, 1974), o sea, las más propicias para la condensación y

reducción estratigráfica, rasgo que caracteriza a estas facies. La abundancia de corrosiones en las conchas indica una intensa actividad biológica perforante. El lixiviado parcial de muchas conchas indica que las aguas intersticiales eran suficientemente activas para disolver el aragonito cuando el sedimento se encontraba semiconsolidado e incluso para permitir el relleno de los huecos creados por un sedimento vadoso geopetal, finamente cristalino, análogo al limo vadoso de **Dunham**, 1969a). Este lixiviado indica que la subsolución (**Heim**, 1949b, 1958) o sea la disolución submarina del carbonato, ha desempeñado un cierto papel en la formación de estas facies y de otras asociadas como las calizas nodulosas (**Hollmann**, 1962, 1964; **Garrison y Fischer**, 1969). Sin embargo, dada la preservación de las conchas aragoníticas, se puede afirmar que la subsolución no fue el proceso sedimentario que más importancia tuvo en la formación de estas rocas, ya que aquélla tiene lugar sobre todo por debajo del nivel de compensación de los carbonatos (**Berger y Winterer**, 1974). Bien al contrario, la cementación debió ser un proceso más significativo, lo cual indica que las aguas marinas se debían encontrar saturadas de carbonatos y, por tanto muy por encima de dicho nivel.

La fragmentación y orientación diversa de la fauna dentro del estrato y la mezcla de faunas de diferentes biozonas sugiere la movilización esporádica y violenta del sedimento depositado, tal vez semiconsolidado, lo cual favorecía la condensación estratigráfica, rasgo típico de estas facies.

El color rojo o pardo del sedimento y la abundancia de costras ferruginosas indica que la oxigenación de las aguas era buena lo cual favorecería la actividad biológica, la descomposición de la materia orgánica y la cementación sinsedimentaria. Todos estos procesos a su vez, estarían facilitados por la acción de corrientes. La presencia de superficies planares de omisión que cortan a los macrofósiles es un rasgo a favor de la acción abrasiva de las corrientes sobre un fondo marino previamente consolidado y endurecido (**Seyfried**, 1979, 1980a,b, 1981).

Los procesos sedimentarios deducibles tras el análisis arriba efectuado no se oponen a un origen relativamente somero para estas facies (**Jenkyns**, 1971a; **Seyfried**, 1979, 1980a,b, cuya interpretación batimétrica es objeto de discrepancias notables (véase p.e. **Garrison y Fischer**, 1969; **Bernoulli y Jenkyns**, 1974). Datos especialmente significativos que apoyan esta interpretación son: la morfología aparentemente kárstica de la superficie de discontinuidad basal de la Formación Torcal, la existencia en ella de estromatolitos pelágicos y la abundancia de la fauna.

Cierto es que la morfología irregular de la superficie de discontinuidad preoxfordense pudo ser debida a una disolución y/o erosión en ambiente submarino, que los diques neptúnicos se pueden originar por fisuración tectónica (**Wendt**, 1965, 1969, 1970, 1971, y

que los estromatolitos pelágicos pueden formarse a grandes profundidades (**Monty**, 1971 1977). Sin embargo, por una parte, la morfología de la superficie en cuestión no excluye un origen kárstico subaéreo y, por otra, hay que destacar que las áreas del Penibético en las que la discontinuidad basal de la Formación Torcal es más aparente y en las que las calizas pelágicas condensadas aparecen mejor representadas, son justamente las áreas en las que fue máxima la magnitud de la emersión intracretácica que posteriormente se describirá (cf.3.4.1.2.) y que originó un paleokarst indudable, de dimensiones muy notables. Ello obliga a pensar que las rocas de la Formación Torcal no se debieron depositar a profundidades demasiado grandes.

Hay que tener en cuenta, por otra parte, que la abundancia de restos orgánicos, en particular de ammonites, no se explica, aún considerando una removilización parcial post-mortem de dichos restos, si no se admite que en el ambiente sedimentario de las calizas fosilíferas pelágicas condensadas se daban unas condiciones ecológicas óptimas para la vida de estos organismos. En efecto, los ammonites, aún a pesar de ser organismos característicamente pelágicos, vivían en condiciones nectobentónicas (**Kennedy** y **Cobban**, 1976; **Lehman** 1976; **Braga**, 1983 **Checa**, 1985) es decir, eran nadadores libres, pero dependían de un sustrato para alimentarse y/o reproducirse.

En mi opinión, es razonable pensar que estas facies se depositaron en un ambiente pelágico pero muy somero, es decir sobre un alto submarino, aislado en un mar abierto, muy alejado de las áreas continentales suministradoras de terrígenos. La profundidad de este alto submarino pudo ser muy escasa, incluso próxima a la emersión (**Wendt** et al., 1984) y las condiciones ecológicas allí reinantes debían ser muy parecidas a las que caracterizan a las zonas neríticas actuales. Por tanto parece razonable pensar que el depósito se produjera dentro de la zona fótica, con aguas bien oxigenadas y altamente productoras de nutrientes, lo que posiblemente era debido a una intensa acción de las corrientes de deriva y de fondo ascendentes (upwelling), así como a las olas y mareas. Estas corrientes favorecieron la litificación temprana del escaso sedimento depositado que no era barrido y, una vez formado un fondo duro (hardground), produjeron la abrasión del mismo y la formación de las superficies de erosión que cepillan a los macrofósiles por su parte superior (**Seyfried**, 1980a) Los procesos de sedimentación-litificación-erosión debieron actuar cíclicamente. Esporádicamente debieron ser interrumpidos por corrientes violentas que, o bien eliminaban el sedimento blando previamente depositado o bien removilizaban y fragmentaban los fósiles. Estas corrientes pudieron ser debidas a tormentas (**Checa** et al., 1983) o terremotos (**Lucas**, 1966) y su hipotética acción implica igualmente un origen no muy profundo para estos ambientes pelágicos.

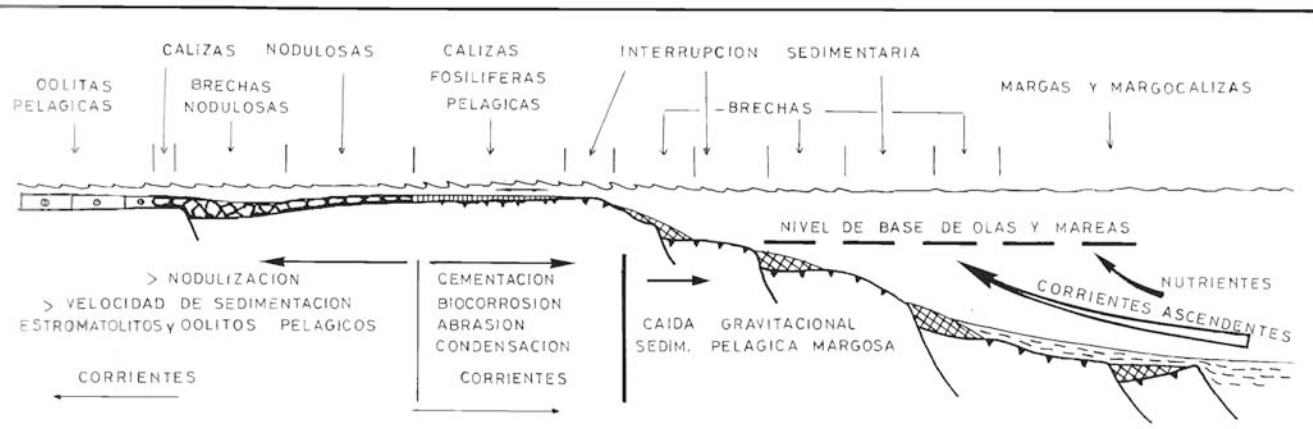
3.3.3.4.2. Las calizas nodulosas.

Estratigráficamente hacia arriba las calizas pelágicas con-

densadas fueron rápidamente reemplazadas por las típicas facies de calizas nodulosas, conocidas como Ammonítico Rosso calcáreo en las Cordilleras alpinas perimediterráneas y que clásicamente se han considerado un depósito de alto fondo o umbral pelágico (Aubouin, 1964). El contenido margoso de estas facies es algo mayor que el de las calizas fosilíferas pelágicas y los ammonites no preservan la concha, sino que aparecen como moldes. Estas rocas forman secuencias bien estratificadas y raramente rellenan grietas o cavidades. La fragmentación de la fauna suele ser menor y la bioturbación puede ser localmente importante. Todos estos rasgos apuntan hacia un medio de depósito más tranquilo y, probablemente, algo más profundo que el de las facies antes descritas.

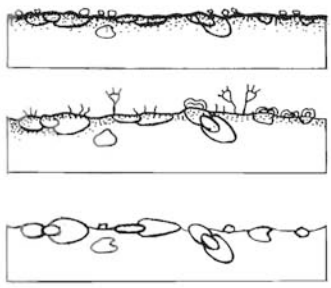
La naturaleza del sedimento es análoga a la de las calizas fosilíferas pelágicas, o sea esencialmente biogénica y bioclástica. La abundancia de restos fósiles, aún cuando éstos aparecen actualmente como moldes, demuestra que las conchas aragoníticas no habían sido disueltas en el momento del depósito. Esto sugiere que éste se produjo probablemente muy por encima del nivel de compensación de los carbonatos. **Garrison** y **Fischer** (1969), por su parte, sostienen una opinión contraria, pero hay que tener en cuenta que las calizas nodulosas por ellos estudiadas (calizas de **Adnet**) se encuentran en un contexto estratigráfico y paleogeográfico muy diferente, ya que, durante el Jurásico los Alpes Calcárecs Septentrionales de la región de Salzburgo formaban parte de una cuenca bastante profunda análoga a la cuenca Lombarda de los Alpes Meridionales (Aubouin, 1964; **Bernoulli** y **Jenkyns**, 1970). Algunas superficies de estratificación mineralizadas que muestran moldes corroídos de ammonites, no permiten excluir de forma tajante la acción de la subsolución (**Heim**, 1946, 1958; **Hollmann**, 1962, 1964) aunque, en todo caso, debió actuar sólo de una forma esporádica y no debió ser la responsable principal de la adquisición de la estructura nodulosa. Esta, probablemente, se debió a una segregación diagenética temprana de cemento carbonatado de acuerdo con el modelo propuesto por **Jenkyns** (1974) y **Hallam** (1975).

La preservación de los ammonites como moldes demuestra que la disolución de las conchas fue posterior al enterramiento de éstas por lo que las aguas intersticiales del sedimento se encontraban infrasaturadas de carbonato. La disolución del aragonito de las conchas pudo ser el detonante del proceso de nodulización de acuerdo con **Jenkyns** (1974), cuyo modelo resumo a continuación. En efecto, al iniciarse la disolución del aragonito, las aguas intersticiales se iban saturando progresivamente de carbonato. A la vez, se iba produciendo la descomposición de la materia orgánica dispersa en el sedimento, cuya presencia inhibe la precipitación, del carbonato, posiblemente por acción bacteriana en condiciones oxidantes, tal vez debidas a la acción de las corrientes, de ahí el color rojo o pardo del sedimento. Por lo tanto a unos centímetros o, a lo sumo, decímetros por debajo de la superficie deposicional las aguas intersticiales probablemente se encontraban sobresaturadas de carbonatos, lo que permitiría la precipitación de calcita preferentemente en zonas con cristales previos, como son los granos esqueletales, etc.. De esta



A.- DISTRIBUCION LATERAL DE LAS FACIES Y PROCESOS PREDOMINANTES

B.- FORMACION DE LAS CALIZAS FOSILIFERAS PELAGICAS

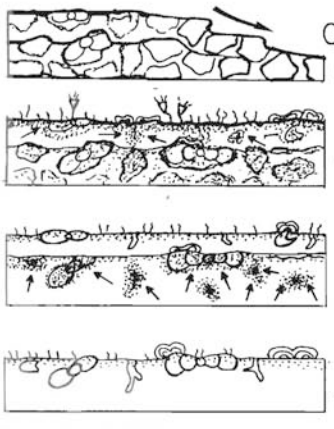


3- INTERRUPCION SEDIMENTARIA (fondo duro)
- ABRASION SUBMARINA
- MINERALIZACION Y LITIFICACION
- FRAGMENTACION (BIOCORROSION)

2- INTERRUPCION SEDIMENTARIA (fondo firme)
- CEMENTACION SUBMARINA RAPIDA
- COLONIZACION Y BIOCORROSION, FRAGMENTACION
- (MINERALIZACION)
- (BIOTURBACION)

1- SEDIMENTACION (fondo blando)
- FANGO CARBONATADO RICO EN FRAGMENTOS DE MACROFOSILES DIVERSAMENTE ORIENTADOS
- BIOCLASTOS
- ESCASOS EPIBIONTES

C.- FORMACION DE LAS CALIZAS Y BRECHAS NODULOSAS



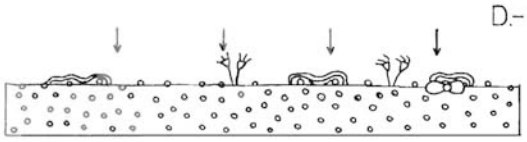
4- DESLIZAMIENTO GRAVITACIONAL DE SEDIMENTO SEMICONSOLIDADO

3- INTERRUPCION SEDIMENTARIA
- COLONIZACION, BIOCORROSION....
- MINERALIZACION Y LITIFICACION
- (ABRASION SUBMARINA)

2- NODULIZACION
- ENTERRAMIENTO
- DESCOMPOSICION DE LA MATERIA ORGANICA
- SEGREGACION DIAGENETICA: CEMENTACION PREFERENCIAL DE FOSILES, PISTAS, AGREGADOS BIOCLASTICOS Y ESTROMATOLITOS
- DISOLUCION DEL ARAGONITO (SUBSOLUCION)

1- SEDIMENTACION CARBONATADA LENTA
- FANGO MICRITICO O BIOMICRITICO Y FOSILES
- COLONIZACION POR EPIFAUNA Y ESTROMATOLITOS PELAGICOS
- BIOTURBACION

D.- FORMACION DE LAS OOLITAS PELAGICAS



- SEDIMENTACION CARBONATADA MICRITICA O BIOMICRITICA
- COLONIZACION POR EPIFAUNA
- INTENSA ACTIVIDAD BACTERIANA: ESTROMATOLITOS
- ACCION DE CORRIENTES PERSISTENTES Y NO MUY INTENSAS: FORMACION DE LOS OOLITOS (MICROLITOS) PELAGICOS
- NODULIZACION INCIPIENTE

Figura 30. Condiciones de deposito de las principales facies de la F. TORCAL

manera se originarían una serie de **núcleos de nodulización.** Como la solubilidad de la calcita es mayor a menor tamaño de grano, las soluciones saturadas tenderían a depositar el carbonato preferentemente en los núcleos de nodulización, favoreciendo así el crecimiento de los nódulos; a la vez, las soluciones no saturadas tenderían a extraer el carbonato del fango micrítico biogénico (nannoorganismos) situado entre nódulos, lo cual se traduciría en un aumento de la porosidad y del contenido esqueletal relativo de la matriz entre nódulos. El proceso de nodulización cesaría al disminuir la velocidad de difusión de los iones hacia abajo, debido a un ascenso de la superficie deposicional, que alejaría a los nódulos preexistentes de la fuente inicial del carbonato, que serían las conchas aragoníticas.

La compactación postdeposicional debió actuar diferencialmente sobre nódulos y matriz, provocando el aplastamiento de ésta con pérdida de la porosidad secundaria debida a disolución, y migración de los fluídos que, al estar infrasaturados en sílice disolvieron los restos orgánicos silíceos, los cuales aparecen solo como moldes epigenizados por carbonatos, no deformados, dentro de los nódulos previamente litificados. Ligada a la compactación se debió producir una disolución por presión que determinó la estilolitización generalizada de la roca, lo que debió ser favorecido por la existencia de una inhomogeneidad previa causada por la cementación diferencial de nódulos y matriz.

La velocidad de sedimentación en las calizas nodulosas de la Formación Torcal, aún cuando a la escala regional es mayor que la de rocas semejantes y coetáneas de otros dominios paleogeográficos de la Cordillera (véase, al respecto, **Comas** et al., 1981), fue notablemente escasa, de 3'5 a 5'5 mm/10^3 años en Teba (**Comas** et al., 1981), que es la zona donde la Formación Torcal en general, y el miembro noduloso en particular, alcanzan sus mayores potencias. Esta baja velocidad de sedimentación es un requisito necesario para que se inicie la litificación submarina en los ambientes pelágicos. Ello asegura, por una parte, la acción persistente de los fluidos intersticiales, los cuales pueden provocar reacciones diversas dentro del sedimento al no ser expulsados de éste por compactación y, por otra, se facilita la oxidación total de la materia orgánica por la acción bacteriana antes del enterramiento definitivo bajo una gruesa capa de sedimentos, factores ambos que favorecen la cementación submarina.

El proceso de nodulización no tiene por qué estar ligado a una profundidad determinada. Tan solo se requiere escasa velocidad de sedimentación y ambiente oxidante, probablemente facilitado por una buena circulación oceánica, lo cual puede suceder tanto en ambientes pelágicos someros como profundos. No obstante, el contexto estratigráfico y geológico así como la presencia de estromatolitos y oolitos pelágicos, a los que me referiré más adelante, permiten excluir, razonablemente, un origen muy profundo para estas facies.Los estromatolitos pelágicos no tienen por que aparecer necesariamente a profundida-

des fóticas (**Monty**, 1971, 1977), ya que la formación de estas estructuras organosedimentarias en ambientes pelágicos parece estar ligada a zonas de escasa velocidad de sedimentación, con sustratos relativamente endurecidos y afectados por cambios oscilatorios en los factores que controlan la estabilidad del fondo (**Massari**, 1979, 1981, 1983). Sin embargo, estas estructuras suelen aparecer en las zonas apicales de los umbrales pelágicos, asociadas incluso a depósitos de tormentas (**Checa et al.**, 1983), por lo que no hay evidencia de que se hayan depositado a una gran profundidad. **Massari** (1979) ha sugerido una profundidad del orden de algunas decenas de metros.

3.3.3.4.3. Las brechas nodulosas.

Estas rocas están genéticamente muy ligadas a las anteriores. La deformación plástica de muchos de los cantos la planaridad de las bases de los estratos, la presencia de una matriz micrítica fluidal y el paso lateral y vertical de las calizas pelágicas homogéneas a las brechas nodulosas sugiere que estas rocas se formaron por deslizamiento gravitatorio incipiente de las calizas pelágicas oolíticas y nodulosas cuando éstas se encontraban semiconsolidadas. Su acumulación se debió producir en áreas topográficamente deprimidas o en zonas de pendiente dentro del ambiente de formación de las calizas nodulosas, con las cuales alternan. No hay evidencias de que las masas de sedimentos redepositados se desplazaran grandes distancias, ni tampoco de que la movilización de los sedimentos ocurriera bruscamente, a consecuencia de desplomes submarinos; más bien hay que pensar en el movimiento lento de una masa semiconsolidada de sedimentos, a causa de la existencia de una pendiente deposicional. Este proceso debió favorecer la individualización, como matriz y como cantos, de porciones del sedimento diferencialmente consolidadas.

Un caso partícular de brechas es el descrito por **Comas** et al. (1981) y por **Comas** (1983). Se trata de microbrechas y calcarenitas que aparecen asociadas a calizas nodulosas y a oncolitos y estromatolitos pelágicos. Forman ciclos noduloso-estromatolítico-calcareníticos que evidencian una ritmicidad en la sedimentación que se puede resumir en los siguientes procesos: depósito de un sedimento biomicrítico rico en organismos y oolitos pelágicos; litificación sinsedimentaria del mismo, acompañada de bioturbación y nodulización; colonización por estromatolitos y oncolitos pelágicos; y finalmente brechificación. La brechificación se produce sobre un sedimento previamente litificado, de ahí el carácter anguloso de los clastos, que aparecen empastados en una fina matriz calcarenítica. No existen evidencias claras a favor de que estas brechas sean un sedimento gravitacional y, aunque no se reconocen claramente estructuras sedimentarias de ordenamiento interno, ni superficies de erosión netas a la base de las brechas, parece probable que la fragmentación pueda ser debida a la acción de algún tipo de corrientes, tal vez de tormenta, lo que sería un dato adicional a favor de un origen no demasiado profundo para estas facies.

3.3.3.4.4. Las oolitas pelágicas.

A lo largo del Kimmeridgense se produjo el reemplazamiento gradual y progresivo de las facies anteriormente descritas e interpretadas, por el conjunto de calizas pelágicas que forman el miembro superior de la Formación Torcal.

Estas rocas no muestran una estructura nodulosa tan aparente en superficie como la de las anteriormente descritas, aunque la nodulización (falsas brechas de los autores) las puede afectar de manera notable en su interior. Esto puede deberse a una disminución en el contenido margoso.

La estructura más aparente que presentan estas rocas es la estratificación en bancos, con un ordenamiento de espesores que, a gran escala, es estratocreciente aunque en el detalle parece ser más complejo. Muchos de los estratos están delimitados por superficies de discontinuidad intensamente bioturbadas o incluso brechificadas y mineralizadas que indican la disminución episódica de la velocidad de sedimentación, de ahí que la nodulización se haga más patente en las partes altas de los estratos.

La desaparición total de la estructura nodulosa o su peor desarrollo pueden también deberse a un aumento en la velocidad de sedimentación. Esta, en algunos puntos, alcanza valores cercanos al centímetro por mil años, que pueden considerarse bastante elevados para lo que es usual este tipo de facies. Lo normal es, no obstante, que la velocidad de sedimentación aumente ligeramente, tan solo 1-2mm/10^3 años con respecto a la de las calizas nodulosas infrayacentes.

Los ammonites y otros fósiles preservan la concha en su mayor parte lo que sugiere una vuelta, al menos en parte, a las condiciones físico-químicas y sedimentarias reinantes durante el depósito de las calizas pelágicas condensadas, con cementación sinsedimentaria importante.

El cambio textural que sufren los sedimentos es también bastante significativo ya que pasan a estar predominantemente constituídos por micrita y por oolitos pelágicos. Estos elementos texturales existen también en los tipos litológicos anteriores junto con otros aloquímicos, en particular peloides, bioclastos y fósiles, pero es hacia la parte superior de la Formación Torcal donde se hacen predominantes. La estructura interna de estos oolitos, cuyos núcleos son micríticos o están formados por microorganismos pelágicos o sus fragmentos y cuya corteza es micrítica laminada y está formada por restos de nannoorganismos, difiere sensiblemente de la de los oolitos bahamianos, cuyo interior está formado por agujas de aragonito dispuestas tangencialmente a la superficie del ooide (**Bathurst**, 1968, 1971). Esto sugiere que las capas micríticas se han formado mas bien por acreción o adherencia de partículas alrededor de un núcleo, que por precipita-

ción de cristales de carbonato. Por esta razón, así como por la asociación con estromatolítos pelágicos, al igual que sucede en nuestro caso, **Jenkyns** (1972) consideró a los oolitos pelágicos como microoncolitos producidos por algas cianofíceas, que habrían actuado fijando y atrapando una micrita biogénica de origen pelágico.

En ningún caso puede considerarse que los oolitos pelágicos sean en realidad oolitos someros resedimentados en zonas más profundas, dada la ausencia de estructuras turbiditícas y las características texturales tan particulares que presentan.

Ni en las láminas micríticas de los oolitos ni de los estromatolitos pelágicos he podido reconocer estructuras filamentosas de tipo algal o cianobacteriano. Al microscopio óptico las láminas aparecen como agregados micríticos grumosos laminados, tal vez debidos a que los organismos no tuvieran una morfología filamentosa o, más probablemente, a causa de una micritización sinsedimentaria.

La presencia de los oolitos sugiere la acción persistente de las corrientes, que debían movilizar el sedimento y facilitar la acreción alrededor de nucleos a modo de una bola de nieve, por adherencia de la micrita biogénica a la superficie del ooide, la cual debía estar recubierta de un mucílago orgánico.

Las corrientes, no obstante, no debieron ser de gran energía, como lo demuestra el pequeño tamaño de los oolitos, la abundancia de matriz micrítica y la ausencia de estructuras sedimentarias de ordenamiento interno. En bastantes casos no existe matriz micrítica intersticial o ésta falta en buena parte y los huecos del armazón oolítico aparecen rellenos por calcita espática sin que se observen cementos fibrosos de probable composición original aragonítica, como sucede frecuentemente en las oolitas de tipo bahamiano. En ningún caso se reconocen estructuras sedimentarias de desecación, por lo que puede asegurarse que la formación de los oolitos pelágicos tuvo lugar constantemente en condiciones submareales.

Las oolitas pelágicas del Penibético presentan rasgos que parecen denotar un carácter mixto entre los sedimentos de plataforma carbonatada somera, con los cuales muestran semejanzas macro y microscópicas notables, y entre los sedimentos pelágicos, dado su gran contenido en organismos típicos de mares abiertos. En efecto, rasgos propios de un sedimento somero son la textura oolítica la importante cementación sinsedimentaria, la evidencia de actividad algal y bacteriana extensa e intensa (lo que debió estar ligado a un depósito en la zona fótica), la abundancia de perforaciones orgánicas y la relativa abundancia de esparita, en comparación con las otras facies de la Formación Torcal. Rasgos propios de un sedimento pelágico son fundamentalmente los organismos que contienen, tanto los macro como los microfósiles.

La interpretación que se impone es, por tanto, considerar a estas facies, de acuerdo con **Jenkyns** (1972, 1980b) como uno de los

sedimentos pelágicos más someros que existen, depositado probablemente en condiciones fóticas y a profundidades no superiores a pocas decenas de metros. Esta interpretación queda reforzada por la presencia de una superficie de karstificación, sin duda formada en ambiente subaéreo, al techo de la Formación Torcal, que se describirá con todo detalle en las páginas que vienen a continuación, y con la que termina la secuencia pelágica regresiva representada por esta formación.

Por tanto, durante el final del Jurásico y el comienzo del Cretácico, sobre las facies nodulosas con ammonites se implantó una especie de extensa plataforma carbonatada, pelágica, fótica y somera, en la cual proliferaron organismos neríticos y pelágicos junto con algas y bacterias que, por acción de las corrientes, formaron oolitos, estromatolitos y oncolitos pelágicos. Posiblemente el aislamiento del Penibético en el seno de un mar pelágico y las condiciones tectónicas, climáticas y/o oceanográficas reinantes (escasez de aportes, circulación oceánica, etc.) evitaron la implantación de una plataforma carbonatada en sentido estricto. Es posible, también, que la aparición de este peculiar tipo de facies en secuencia regresiva, esté ligada a la situación de descenso eustático del nivel del mar que se detecta durante el Jurásico terminal y el Cretácico inferior en las áreas estables de plataforma adyacentes a los continentes (**Hallam**, 1978; 1984),cual es el caso de la zona Prebética (**García-Hernández**, 1978 **García-Hernández** et al., 1982).

3.3.3.4.5. Las litofacies margosas del borde externo del Penibético. Son depósitos propios de zonas mucho más profundas que las facies más arriba descritas, según se admite tradicionalmente para las facies noduloso-margosas (**Auboin**, 1964). La presencia de niveles bréchicos y de margocalizas radiolaríticas intercalados entre las calizas nodulosas, apoyan la interpretación clásica de que estas facies caracterizan los flancos de los umbrales pelágicos. Llama la atención, sin embargo, la proximidad geográfica de estas facies a las de calizas fosilíferas pelágicas que, según he interpretado más arriba, deben ser considerados depósitos pelágicos muy someros. Me parece razonable admitir, que las litofacies margosas del frente externo del Penibético se depositaron en una zona de fallas en escalón, que descendía bruscamente el fondo de la cuenca. En los bloques levantados superiores, próximos incluso a la emersión, se debían depositar las calizas fosilíferas pelágicas; en los bloques intermedios, las facies margosas con intercalaciones de brechas y margocalizas radiolaríticas; en los más hundidos, las facies propias de la cuenca, inexistentes en el Penibético, pero presentes en otras unidades tectónicas y paleogeográficas más externas. Pienso, por tanto, que estas litofacies son los términos de transición entre el alto fondo del Penibético y el surco Subbético situado en posición externa; rocas equivalentes y coetáneas se reconocen en algunas escamas del Corredor del Boyar y de la Alta Cadena, agrupadas por **Bourgois** et al. (1970) en la denominada Zona de Boyar **Al**azores

3.3.3.4.6. Las litofacies del techo de la Formación Torcal.

Estas litofacies presentan rasgos particulares que vienen a significar el preludio de los cambios estratigráficos y paleogeográficos que determinaron el cese de la sedimentación carbonatada del Grupo Líbar. La reaparición de las facies nodulosas y de calizas pelágicas pardas indica que las condiciones apropiadas para el desarrollo de los estromatolitos y oolitos pelágicos comenzaron a alterarse. La aparición de brechas nodulosas en Grazalema puede estar conectada con el inicio de algún tipo de inestabilidad tectónica. De todas formas, las litofacies que denotan un cambio estratigráfico y paleogeográfico más significativo son las que he denominado Crinoiditas del Pozuelo.

Las Crinoiditas del Pozuelo son una litofacies particular que es propia de una región particular: la del sinclinal de los Llanos de Líbar. En esta región la dolomitización secundaria del Grupo Líbar alcanzó su máximo desarrollo lo que sugiere que durante el Jurásico superior-Cretácico inferior debió ser una zona de debilidad tectónica, tal vez afectada por fracturas, que permitieron el ascenso de los fluidos dolomitizantes (cf.3.4.1.2.3.), y la anticipación, con respecto a lo que sucede a la escala regional, de las anomalías sedimentarias intracretácicas. Otro rasgo peculiar de esta región es la existencia, en el mismo Cortijo de Líbar, de unas crinoiditas prácticamente idénticas a las del Pozuelo, pero de edad Aptense superior, que ya fueron reconocidas y descritas en un trabajo precedente (**González-Donoso** et al., 1983). Al reconocer en el campo las Crinoiditas del Pozuelo la primera reacción es asimilarlas a los niveles litológicamente semejantes del Cortijo de Líbar y, por tanto, al Aptense superior. Sin embargo, en lámina delgada no he reconocido foraminíferos planctónicos del Aptense y sí, por el contrario, abundantes tintínidos, tanto dentro de algunos cantos, como en la matriz micrítica de las crinoiditas; esto podría deberse a que todos los elementos texturales de la roca hubieran sido resedimentados durante el Aptense, pero la ausencia, en las láminas realizadas, de foraminíferos planctónicos de esta edad y la presencia incluso de ammonites con concha, de tamaño decimétrico y bien conservados, concretamente **Spiticeras mutabile DJANELIDZE** que data el Berriasense medio, me llevan a asignar las Crinoiditas del Pozuelo a un ciclo sedimentario anterior. Lamentablemente no he encontrado los dos tipos de crinoiditas reconocidos en relación vertical dentro de una misma sucesión.

Las Crinoiditas del Pozuelo están separadas por un fondo endurecido de las oolitas pelágicas infrayacentes debido a una interrupción sedimentaria intraberriasense. Su significado debe ser análogo al de muchas calizas de crinoides del Jurásico mediterráneo, que son coetáneas con el comienzo de la desintegración, e inicio de la subsidencia, de las plataformas carbonatadas someras (**Jenkyns**, 1970) en este caso se trataría de una plataforma somera, pero pelágica, la que comenzaba a desintegrarse. Estas crinoiditas demuestran que, en algunos puntos del Penibético el cese de la sedimentación más característica de la Formación Torcal se inició ya durante el Berriasense, así como la cementación, al menos parcial, de las oolitas pelágicas infrayacen-

tes y también la colonización del fondo por crinoides y su desintegración por acción de corrientes que dan lugar a calcarenitas bioclásticas con fragmentos de las calizas oolíticas pelágicas. Estos sedimentos detríticos recibían un aporte pelágico constituído por micrita y eran movidos por corrientes, de ahí las pequeñas estratificaciones cruzadas; a la vez, la biocorrosión por organismos endolíticos y la cementación sinsedimentaria provocaban la micritización de los bioclastos y la consolidación temprana del sedimento.

Tras el depósito de estas rocas o sus equivalentes laterales, en la totalidad del Penibético cesó la sedimentación de la Formación Torcal y, con ella, la del Grupo Líbar.

3.4.- Grupo Espartina.

En el Grupo Espartina, que toma su nombre de la Sierra Espartina, situada al O de Gaucín (Fig.12,15), se incluyen todos los terrenos cretácico-terciarios del Penibético posteriores a la primera discontinuidad estratigráfica intracretácica que afecta de forma generalizada al techo del Grupo Líbar. Sus materiales son principalmente margocalizas, calizas margosas y margas, dominantemente de colores asalmonados, conocidas como **Capas Rojas**. En su parte superior aparecen unas litofacies margoareniscosas, que evocan un flysch, con las cuales cesó, la sedimentación en el Penibético, el cual, después del depósito del Grupo Espartina, dejó de existir como dominio paleogeográfico y comenzó a ser tectonizado.

Las formaciones del Grupo Espartina son las mas blandas y fácilmente erosionables del Penibético. Por ello, afloran en grandes extensiones entre los relieves calcáreos del Grupo Líbar, sobre todo ocupando el núcleo de grandes estructuras sinclinales.

Como ya he dicho, la masa principal del Grupo Espartina la constituye la formación **Capas Rojas**. Sobre ella reposa el flysch penibético de autores precedentes (**Didon**, 1969; **Dubois y Magné**, 1972; **Bourgois**, 1978), que denomino en este trabajo **Formación de la Fuente del Chiquero**. Por debajo de las Capas Rojas existen una serie de unidades litoestratigráficas cuya distribución está controlada por la presencia y magnitud de diversas discontinuidades estratigráficas que afectaron al Penibético a lo largo del Cretácico. Por lo general estas discontinuidades pierden importancia hacia los sectores internos, donde los conjuntos litológicos en cuestión aparecen normalmente estratificados. Hacia los sectores externos, por el contrario, están muy mal representados: afloran de modo discontinuo tan solo como pequeñas costras sobre el techo del Grupo Líbar, o bien rellenando cavidades labradas en éste durante los diferentes episodios de interrupción sedimentaria intracretácicos, que llegan a actuar, incluso, durante el depósito de las propias Capas Rojas. Por debajo de éstas he diferenciado dos unidades litoestratigráficas con rango de formación y una serie de unidades informales de reducidísimo espesor, por lo general. De más moderna a más antigua, son las siguientes: (Fig. 14, 15)

- **Formación de Brechas del Dornajo**; forma el relleno de una gran cavidad labrada a techo del Grupo Líbar. Es de edad postneocomiense y anterior al Campanense superior.

- **Formación Capas Blancas**, cambia de facies, lateral y verticalmente con el **Miembro de Calizas con Sílex del Boquerón.** Esta formación está constituída por margas y margocalizas de colores claros. Su edad está comprendida entre el Albense medio y Turonense superior aunque las Capas Blancas (margas y margocalizas blancas) aparecen sobre todo por debajo de las Calizas con Sílex, entre el Albense medio y el Turonense medio

- **Niveles de La Manga-Grazalema**: corresponden al Aptense superior y prácticamente sólo existen como rellenos o costras en o sobre materiales más antiguos. Una facies particular, coetánea y estratificada, son las **Crinoiditas del Cortijo de Líbar.**

- **Capas de Manilva**: están comprendidas entre el Hauteriviense superior y Barremense y aparecen estratificadas tan solo en el margen interno del Penibético, mientras que en el resto sólo se encuentran rellenando diques neptúnicos.

- **Crinoiditas de la Fuenfría, Nivel de los Canutos y Nivel del Cortijo de Líbar**: de edad Valanginiense superior-Hauteriviense inferior, forman un solo estrato lateralmente discontinuo, o tan solo una costra; están separados, por una discontinuidad estratigráfica, del techo del Grupo Líbar. Con ellos se inicia el depósito del Grupo Espartina.

3.4.1.- Las discontinuidades estratigráficas intracretácicas y los sedimentos asociados a ellas entre el Valanginiense superior y el Albense inferior.

En un apartado anterior (2.2) señalé que uno de los rasgos más característicos del Penibético es la presencia de discontinuidades estratigráficas jurásico-cretácicas. Estas discontinuidades llegan a ser de importancia mayor durante el Cretácico inferior y han sido objeto de estudios anteriores de cierto detalle (**Chauve** et al., 1968; **Martín-Algarra y Vera**, 1982; **Company** et al., 1982; **González-Donoso** et al., 1983).

La existencia de una discontinuidad estratigráfica entre el Berriasense y el Albense fue reconocida por **Durand-Delga** et al. (1959) y posteriormente confirmada por numerosos autores (**Kockel**, 1963; **Dürr**, 1967; **Hoppe**, 1968; **Chauve** et al., 1968; **Chauve**, 1968; **Cruz Sanjulián**, 1974 a;**Bourgois**,1978, etc.). **Dürr** (1967) **Hoppe** (1968) y **Chauve** et al. (1968) demostraron la existencia local de Neocomiense y señalaron la apariencia kárstica de la superficie de discontinuidad en algunos puntos; igualmente consideraron que su génesis habría tenido lugar en ambiente submarino.

En un detallado estudio precedente (**Martín-Algarra y Vera**, 1982, y, sobre todo, **González-Donoso** et al., 1983) hemos podido demostrar que la discontinuidad estratigráfica del Cretácico inferior del Penibético era, en realidad, más compleja de lo que se pensaba y que su significado sedimentario es variable según el tiempo considerado y la posición paleogeográfica. En efecto, el análisis detallado de la morfología de la superficie de discontinuidad y de los sedimentos situados tanto por debajo como por encima de ella demuestra que:

a) No ha habido una, sino varias interrupciones sedimentarias intracretácicas.

b) El reconocimiento de las diferentes discontinuidades estratigráficas provocadas por cada una de estas interrupciones es factible gracias a la existencia de delgados sedimentos, condensados y lateralmente discontinuos (lag deposits), cuya datación y estudio son capitales a la hora de establecer la evolución sedimentaria y paleogeográfica del Penibético, especialmente durante el Cretácico inferior.

c) Las discontinuidades quedan registradas por:

- La presencia de superficies de omisión, mineralizadas o no.
- La morfología irregular labrada por erosión o karstificación en los materiales infrayacentes.
- La existencia de restos de una actividad orgánica sobre las superficies de interrupción sedimentaria, como son las perforaciones de litófagos o los estromatolitos pelágicos.
- La presencia de lagunas estratigráficas paleontológicamente establecidas.

d) Por lo general las interrupciones sedimentarias han sido progresivamente más acentuadas hacia los sectores externos del Penibético, donde han dado lugar a lagunas estratigráficas muy importantes, mientras que hacia los sectores internos se atenúan o incluso llegan a desaparecer.

e) La interrupción sedimentaria más importante reconocida y la que da lugar a la superficie de discontinuidad estratigráfica más patente es la que determinó la karstificación generalizada del techo del Grupo Líbar, a consecuencia de la emersión de la práctica totalidad del Penibético durante el Hauteriviense.

f) Excepto en los sectores más internos del Penibético, la mayor parte delos materiales comprendidos entre el Berriasense y el Albense superior exclusive no están representados, bien por no haberse depositado o bien por haber sido erosionados con posterioridad a su depósito. Por tanto, la laguna estratigráfica comúnmente reconocible comprende la mayor parte del Cretácico inferior. Sin embargo, pueden observarse localmente materiales de esta edad, sea estratificados formando niveles discontinuos, sea formando costras de sedimentos reducidos o condensados, o sea rellenando cavidades y diques neptúnicos dentro de las calizas del Grupo Líbar.

g) El cese de la sedimentación condensada y el inicio de la fosilización generalizada del paleokarst acaecieron a partir del Albense medio-superior. No obstante, después del Albense no hubo sedimentación en muchos puntos del Penibético o bien parte de los depósitos fueron eliminados parcial o totalmente por la acción de corrientes.

h) A lo largo del Cretácico postalbense y hasta la base del Terciario pueden reconocerse otras discontinuidades estratigráficas, que pierden lateralmente importancia hasta desaparecer.

A continuación procederé a la descripción de las discontinuidades estratigráficas y los sedimentos asociados a ellas entre el Valanginiense y el Albense inferior. Desarrollaré las observaciones ya presentadas en un trabajo anterior (González-Donoso et al.,1983) en el cual se podrá encontrar una importante cantidad de datos bio y cronoestratigráficos que han permitido la datación de los diferentes episodios sedimentarios reconocidos. Dicho estudio fue el resultado de la observación y muestreo detallado de más de cuarenta afloramientos repartidos por todo el Penibético. Posteriormente he reconocido aproximadamente una decena más de afloramientos, cuyo estudio ha confirmado las conclusiones obtenidas en el trabajo precedente.

3.4.1.1. La discontinuidad intravalangiense. Los sedimentos del Valanginiense ¿terminal?-Hauteriviense inferior.

3.4.1.1.1.- La discontinuidad.

Como se vio en un apartado anterior (3.3.3.3.), el techo del Grupo Líbar (Formación Torcal) alcanza el Valanginiense inferior (zona E, de **C. darderi**) en algunos puntos o, más frecuentemente, el Tithónico superior o el Berriasense. Sobre estos niveles, que a veces presentan una facies de calizas pelágicas pardas condensadas, se reconoce una superficie de omisión mineralizada, correspondiente a un antiguo fondo duro submarino (hardground), que presenta, en algunos puntos, una morfología irregular en el detalle (Fig. 31). Esta superficie no es la de karstificación más evidente sobre el terreno, que es debida a una interrupción sedimentaria posterior. Es de edad intravalanginiense, como lo demuestra su fosilización por depósitos del Valanginiense ¿terminal?-Hauteriviense inferior, cuya datación se ha realizado en función de las asociaciones de nannoconus que contienen con: **N.steinmanni KAMPTNER N. colomi (DE LAPPARENT), N. kamptneri BRONNIMANN, N. bermudezi BRONNIMANN** y **N. globulus BRONNIMANN**, además de radiolarios, crinoides y, a veces, escasos foraminíferos planctónicos atribuibles a **Caucasella hauterivica (SUBBOTINA)** (cf. González-Donoso et al., 1983).

3.4.1.1.2.- Los sedimentos del Valanginiense ¿terminal?-Hauteriviense inferior.

Los sedimentos del Valanginiense ¿terminal?-Hauteriviense

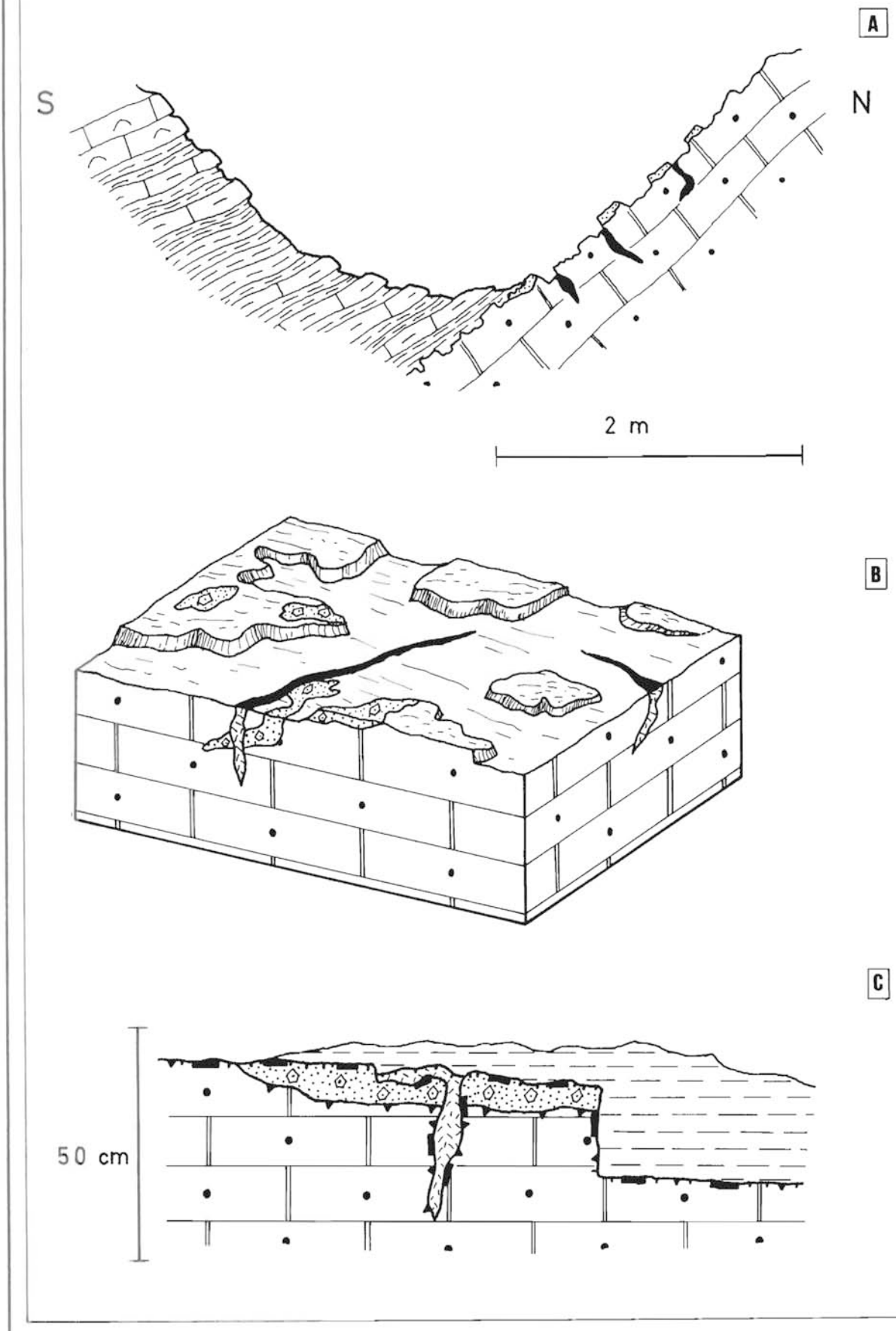


FIGURA 31

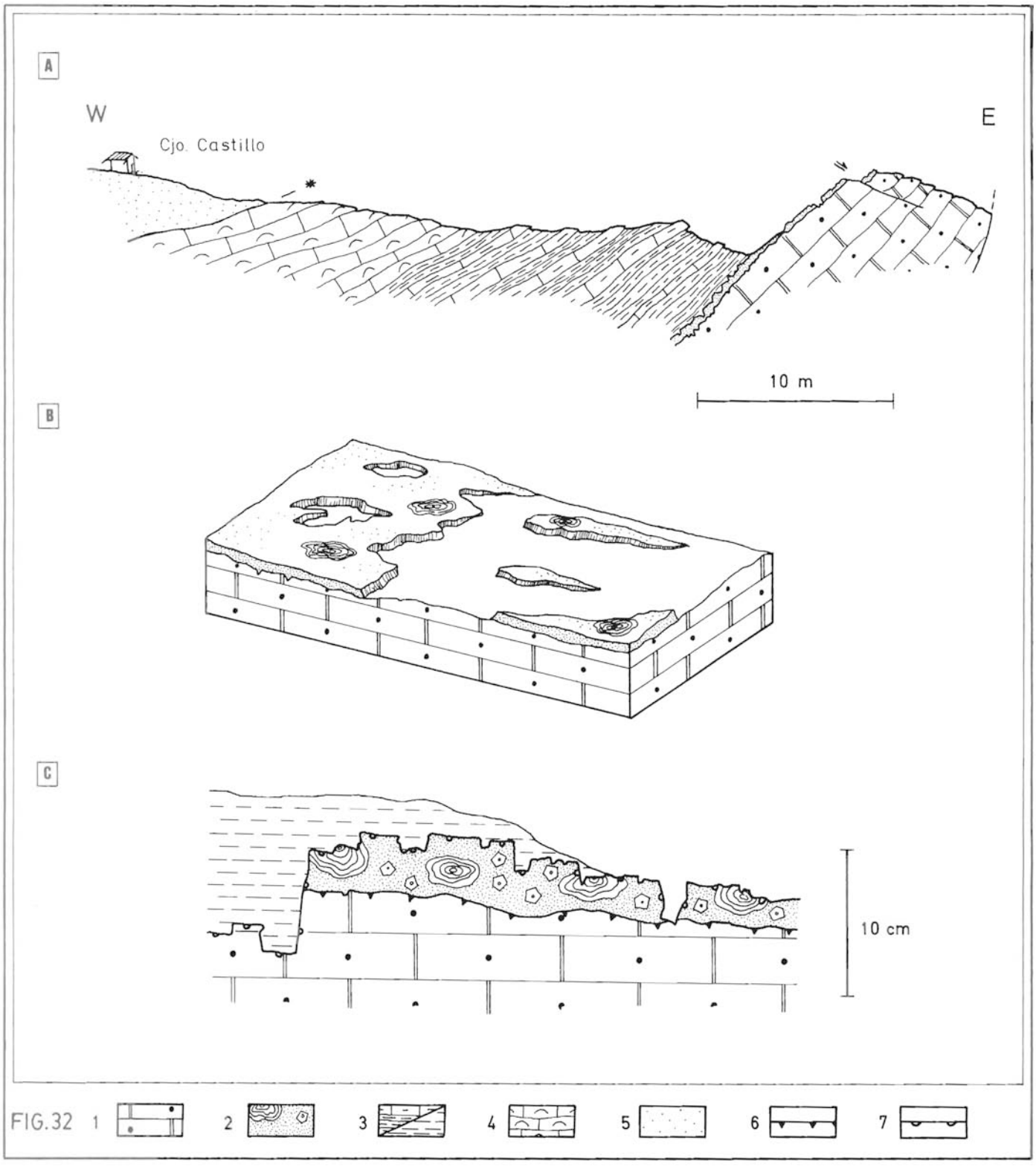

A
W
E
Cjo. Castillo
10 m
B
C
10 cm
FIG.32 1 2 3 4 5 6 7

Figura 31.- Crinoiditas de la Fuenfría. **A.** Corte del Camorro Alto. **B y C.** Esquema de la disposición de las Crinoiditas de la Fuenfría en relación con las rocas adyacentes y las diferentes superficies de discontinuidad. **1:** Formación Torcal. **2:** Crinoiditas de la Fuenfría. **3:** Diques neptúnicos rellenos por calizas margosas del Aptense superior. **4:** Capas Blancas (margocalizas/margas). **5:** Capas Rojas. **6:** Discontinuidad intravalanginiense. **7:** Karstificación intrahauteriviense. **7:** Discontinuidad intraaptense. **8:** Discontinuidad intraalbense.

Figura 32.- Nivel de los Canutos. **A.** Corte del Cortijo del Castillo (Fuente de la Viuda). **B y C:** esquema de la disposición del Nivel de los Canutos en relación con las rocas adyacentes y las diferentes superficies de discontinuidad. **1:** Formación Torcal. **2:** Nivel de los Canutos. **3:** Capas Blancas (margocalizas/margas). **4:** Capas Rojas. **5:** Complejo del Campo de Gibraltar. **6:** Discontinuidad intravalanginiense. **7:** Karstificación intrahauteriviense y discontinuidades posteriores superpuestas.

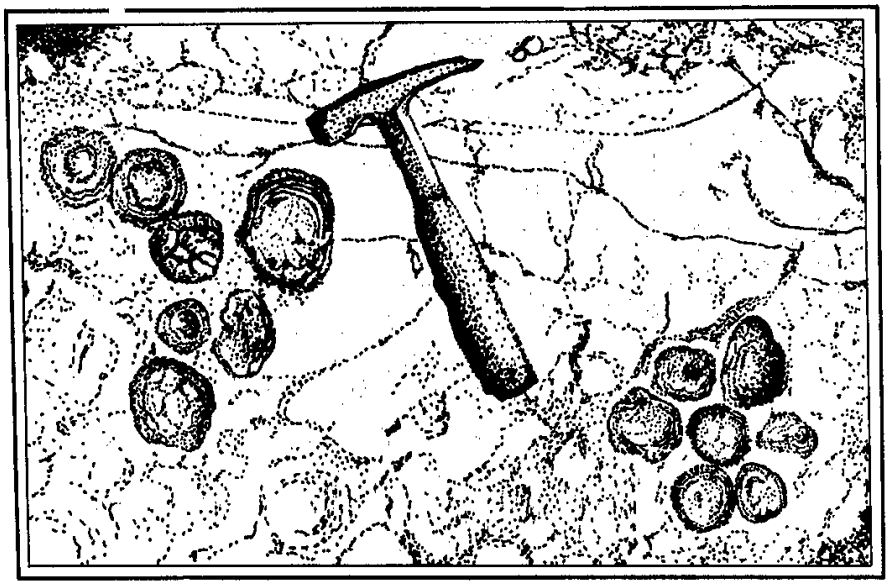


Figura 33.- Nivel de Los Canutos: Vista de Campo (Los Canutos de Manilva). Superficie de un estrato de apenas 10 cm de espesor, con abundantes oncoides pelágicos fosfatados.

inferior son muy delgados, siempre de espesor inferior al metro. Lo más frecuente es que formen costras irregulares, o bien un estrato de pocos centímetros de espesor, sobre la superficie de discontinuidad. Son depósitos característicos de un ambiente pelágico con condensación estratigráfica muy acusada (lag deposits). Las litofacies reconocidas presentan varios rasgos comunes, como son: la presencia (a veces abundancia) de crinoides; su notable contenido en fosfatos procedentes, en unos casos, de estromatolitos pelágicos y, en otros, de restos óseos (en particular, dientes) de peces y, por último, su microfacies micríticas con abundante nannoplancton a partir del cual es posible su datación. Los materiales de esta edad han sido reconocidos bajo tres litofacies:

a) **Crinoiditas de la Fuenfría**. Son unas litofacies muy típicas (Lam. 15 Fot. 1) formada por biomicritas pardas con abundantes restos de crinoides que, a veces, forman la totalidad de la roca. Los crinoides siempre están muy fragmentados, frecuentemente mineralizados periféricamente por óxidos de hierro y la roca puede contener dientes de peces y granos de glauconita abundantes La matriz micrítica parece ser debida en buena parte a la trituración de los crinoides, aunque también en parte es de origen orgánico, debida a la acumulación de nannoplacton. Suele estar finamente recristalizada, lo que dificulta o impide el reconocimiento y determinación de los nannofósiles. Es posible que parte de la micrita de la roca no sea propiamente un sedimento, sino más bien un cemento sinsedimentario, tal vez originalmente de calcita magnesiana (**Milliman**, 1966; Fischer y Garrison, 1967). Estas rocas nunca aparecen estratificadas, sino como costras irregulares sobre la superficie de discontinuidad o bien como rellenos de diques neptúnicos irregulares cuya morfología sugiere que el sedimento encajante infrayacente se encontraba firme, pero no completamente litificado en su interior. Preferentemente se pueden reconocer en la región del Cortijo de la Fuenfría y alrededores al O del Torcal de Antequera, particularmente en el corte nº 2d (Camorro Alto, UF 563922) de **González-Donoso** et al. (1983), tambien en el Tajo Almarado (UF 520915) y en los alrededores de Cortijo del Madroño, al O de la Sª Huma (UF.428888) donde la superficie de discontinuidad intracretácica está magníficamente expuesta.

b) **Nivel con oncolitos pelágicos de los Canutos**. Este nivel, muy característico, e inconfundible con cualquier otro, es clave para delimitar de forma inequívoca las dos primeras discontinuidades estratigráficas intracretácicas (Fig. 32,33). Su existencia fue señalada ya por **Chauve** et al. (1968); **Peyre** (1969b,1974) y **Didon** (1969). Se puede reconocer en muchos puntos de la región de la Sierra Huma (Cortijo del Castillo-Fuente de la Viuda, UF 469887; Chorro, UF 426870; S del Cortijo Campano-Alonso Romero, UF 450893) y también de la región de la Sierra Los Canutos (carretera de Manilva a Gaucín, TF 960290; Canteras TF 966299; Canuto de la Utrera, TF 971320.

En todos los casos forma un delgado estrato de no más de diez centímetros de espesor, de calizas biomicríticas blancas o crema a veces glauconíticas, con crinoides y abundantes Nanoconnus, que contienen nódulos fosfatados que, en realidad, son oncolitos pelágicos (Lam. 16 Fot.1 y 2). El tamaño de éstos puede oscilar entre uno y 10 centímetros y su morfología es de ovoidal a subesferoidal o aplastada. Estas estructuras organosedimentarias merecerán un apartado especial más adelante, donde serán detalladamente descritas e interpretadas junto con otros estromatolitos pelágicos de edad albense-vraconense (cf.3.4.2.3.).

En la región de la Sierra Huma, este nivel muestra una facies transicional con la de las Crinoiditas de la Fuenfría antes descritas. En efecto, su color es más pardo, la mineralización por óxidos de hierro más intensa, la recristalización de la micrita y de los Nanoconus más acentuada y el contenido bioclástico sobre todo en crinoides, más abundante que en el nivel similar, coetáneo y más micrítico de la región de Los Canutos. Igualmente, en la región de la Sierra Huma puede reconocerse que este nivel está karstificado en su parte superior (Fig. 32), mientras que en la región de Los Canutos sólo está afectado por una superficie de erosión relativamente planar, o muy ligeramente irregular, que cepilla los nódulos oncolíticos por su parte superior.

c) **Nivel del Cortijo de Líbar**. Este nivel solo aparece en el Cortijo de Líbar (Fig. 28) y sus alrededores (corte nº 18 de **González-Donoso** et al.,1983), en una región que presentó algunos rasgos sedimentarios particulares durante el Cretácico inferior como más adelante se verá. Está formado por tres estratos que, en conjunto, no sobrepasan los 50 cm de espesor: el más bajo es algo noduloso y está separado del techo del Grupo Líbar por una superficie de omisión mineralizada que debe corresponderse con la discontinuidad intravalanginiense; el intermedio es margoarenoso y contiene una microfauna bentónica banal, sobre todo de **Spirillina** sp.; el superior está formado por calizas con sílex y acaba con una superficie algo erosiva y mineralizada sobre la cual reposan sedimentos del Aptense superior. Las microfacies de los dos estratos calizos son micríticas en todos los casos, con abundantes **Nannoconus** (la misma asociación más arriba citada), radiolarios y crinoides, así como escasos foraminíferos planctónicos.

3.4.1.1.3.- Interpretación sedimentaria.

Durante el Valanginiense tuvo lugar un cambio sedimentológico y paleogeográfico fundamental en el Penibético, cambio que es necesario relacionar con un evento de importancia mayor que afectó a regiones muy diferentes y alejadas entre sí, y que probablemente hay que ligar a una pulsación tectónica y/o eustática (**García-Hernández** et al., 1982). Este acontecimiento intravalanginiense provocó el cese de la potente sedimentación carbonatada pelágica, predominantemente constituída por facies de oolitos pelágicos, persistentemente mantenida por todo el Penibético desde el inicio del Jurásico superior. Esta brusca

LAMINA 12

El Paleokarst al O de Grazalema (lugar de esparcimiento del ICONA) Ver texto:

Foto 1.- Aspecto general del paleorresalte. Obsérvese la posición perpendicular de las morfologías kársticas de disolución con respecto a la estratificación y su penetración dentro de las calizas del Grupo Líbar, cuyo techo se sitúa a la izquierda de la foto, en la carretera. Compárese con la figura 36A.

Foto 2.- Aspecto de detalle de las morfologías kársticas de disolución, que pueden ser consideradas como un lapiaz. El sedimento cretácico fosilizante ha sido erosionado y la superficie kárstica aparece expuesta prácticamente con su morfología original en el momento de la fosilización. Obsérvese la existencia de una costra ferruginosa sobre la superficie del paleokarst, que se originó en ambiente submarino, después de la sumersión. Situación en la parte central de la Foto 1.

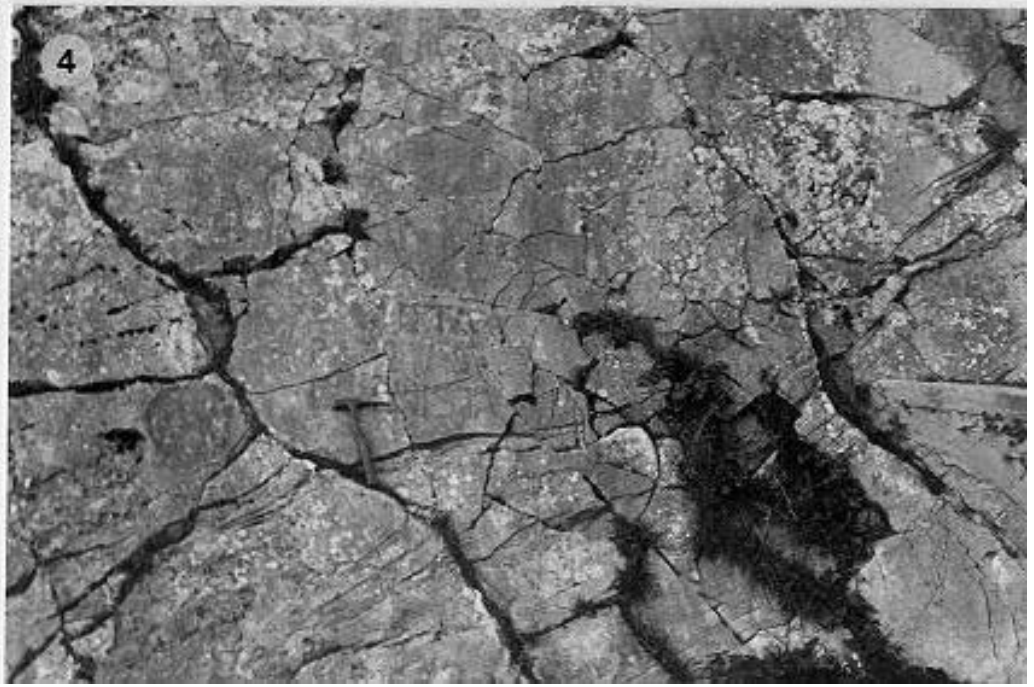
Foto 3.- Aspecto de detalle de las morfologías kársticas. Situación en la parte inferior izquierda de la Foto 1. Compárese con la figura 34D y 36B. Obsérvese cómo los cantos de disolución, que aparecen aún parcialmente rellenos por un sedimento margocalizo amarillento con abundantes foraminíferos planctónicos del Aptense superior (s), atraviesan netamente al contacto entre la F. Endrinal y la F. Torcal. A la izquierda del martillo se observa la superficie de discontinuidad planar jalonada de oncolitos pelágicos fosfatados que separa ambas formaciones (véase la foto 3 de la lámina 5) y a la derecha del mismo, casi al borde de la foto, se observa el dique neptúnico con ammonites enanos representado en la foto 4 de la lámina 5.

Foto 4.- Aspecto del techo del Gr. Líbar. Obsérvense las morfologías de tipo "teepee". A la izquierda de la foto, esta superficie está cortada por el paleokarst y aparecen cavidades de disolución y mogotes análogos a los representados en la lámina 13 y parcialmente rellenos por sedimentos margosos amarillentos con abundantes foraminíferos planctónicos del Vraconense inferior.

1

2

3
S
S
S


4

LAMINA 13

Aspectos del paleokarst cretácico del Penibético: obsérvense las morfologías de disolución que recuerdan al "trittkarren". Las cavidades pueden ser consideradas como "kamenitzas".
Las paredes de los mogotes están surcadas de acanaladuras perpendiculares a la estratificación, por tanto originalmente subverticales, que pueden considerarse como un tipo particular de lapiaz. En las fotos 1 (Tajo Almarado) y 2 (Cortijo de la Fuenfría) la erosión actual ha eliminado la cobertura de sedimentos fosilizantes y dejado expuestas las formas kársticas originales. En la foto 3 se muestra un detalle de las acanaladuras subverticales de la pared de un mogote, aún parcialmente rellenas por sedimentos pelágicos margosos (s); obsérvese también la existencia de perforaciones (p) debidas a la acción de organismos litófagos tras la sumersión del paleokarst y antes de su fosilización. En la foto 4 las cavidades kársticas aparecen parcialmente rellenas de sedimentos margosos con foraminíferos planctónicos del Vraconense basal, así como diques neptúnicos (d) rellenos de calizas con foraminíferos del Aptense superior.

1

2

3
Cr BOQUERON
p
s

4
d

disminución de la velocidad de sedimentación dio lugar a una interrupción sedimentaria intravalanginiense que causó (Fig. 41,43) la litificación, y mineralización del fondo y su colonización local por epifauna, sobre todo de crinoides, y organismos constructores de estructuras estromatolíticas (algas, cianobacterias, foraminíferos o asociaciones simbióticas de estos organismos). La interrupción sedimentaria probablemente se produjo en ambiente submarino.

Algunos escasos sedimentos, fundamentalmente producto de la fragmentación de organismos (sobre todo crinoides) o fangos de nannoplancton, se depositaron localmente y, donde no fueron eliminados por las corrientes, quedaron como plastas discontinuas sobre la superficie de discontinuidad, como rellenos de cavidades, o como delgados estratos allí donde no fueron barridos por la acción de las corrientes. Son depósitos característicos de zonas pelágicas en las que prácticamente no hay sedimentación. Los escasos sedimentos existentes son extremadamente condensados (lag deposits) y aparecen asociados a una mineralización y cementación sinsedimentaria. Esto está avalado por: la asociación con superficies de omisión, el reducido espesor y carácter lateralmente discontinuo de los estratos, la naturaleza biodetrítica del sedimento, la abundancia del material ferruginoso y el elevado contenido fosfatado (cf.3.4.2.7.), entre otros rasgos.

La acción de corrientes sobre el fondo marino coincidente con la superficie de discontinuidad y los sedimentos depositados sobre ella se deduce de la notable fragmentación de los restos fósiles (crinoides en particular), de la existencia de oncolitos, a veces de gran tamaño, y de la presencia de glauconita (cf.3.4.2.6.).

Probablemente estos sedimentos no se depositaron a una gran profundidad como lo demuestra su asociación vertical con facies pelágicas someras (oolitas pelágicas) y el que posteriormente hayan sufrido una karstificación.

3.4.1.2.- La discontinuidad intrahauteriviense: la emersión del Penibético. Los sedimentos del Hauteriviense superior-Barremense.

3.4.1.2.1.-El Paleokarst: aspectos generales.

Tras el depósito de los materiales del Valanginiense ¿terminal?-Hauteriviense inferior el Penibético fue afectado por un nuevo periodo de interrupción sedimentaria, durante el cual se formó la superficie de discontinuidad más patente de todas las reconocibles en el Penibético, que ha sido calificada por diversos autores como un paleokarst (Durand-Delga et al., 1959; Chauve et al., 1968; etc.).

La morfología kárstica de esta superficie es evidente (Fig. 34) y, por tanto, su origen hay que asociarlo necesariamente a una disolución de calizas en ambiente subaéreo como más adelante intentaré demostrar. Esta superficie kárstica (Láminas 12 y 13) se

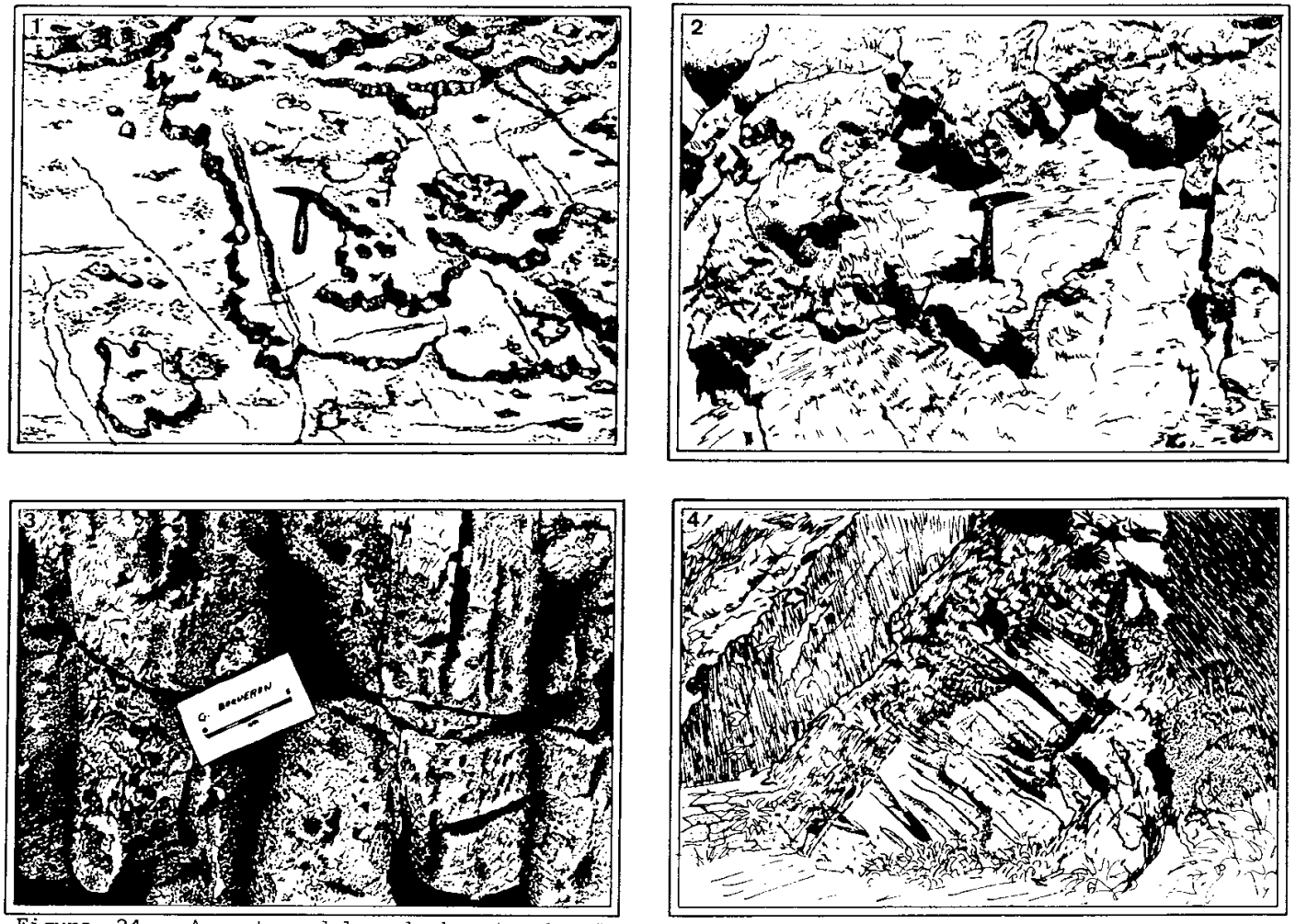


Figura 34.- Aspectos del paleokarst. 1: Camorro Alto. 2: Tajo Almarado. 3: Boquerón. 4: Grazalema. En 1 y 2 el martillo descansa sobre la superficie de estratificación; en 4 es perpendicular a ella. Obsérvense las cavidades (kamenitzas: k) y mogotes (m), los rellenos pelágicos (s), el lapiaz (l), originalmente subvertical, perpendicular a la estratificación y, en 3, las perforaciones (p) de litófagos originadas durante la sumersión del paleokarst.

labró sobre calizas que no habían sido aún plegadas y que, por tanto, se encontraban en posición horizontal en el momento de su disolución, lo que ha determinado radicalmente los tipos de morfologías kársticas superficiales que se han formado. Pueden distinguirse cavidades y resaltes de disolución, que dan lugar a unas formas de lapiaz que recuerdan a las conocidas como **"trittkarren"**. No se reconocen prácticamente nunca, por el contrario, las formas típicas del lapiaz abarrancado, tan característico de nuestras regiones, usualmente denominadas en la literatura kárstica **"rillenkarren"** y también **"rinnenkarren"** (**Bogli**, 1960; **Sweeting**, 1972),que se suelen formar normalmente sobre superficies bastante inclinadas. Por supuesto, las formas kársticas superficiales del paleokarst cretácico del Penibético no guardan relación alguna con el relieve actual, están fosilizadas por sedimentos pelágicos cretácicos y aparecen plegadas conjuntamente con las calizas a las que afectan y los sedimentos que las fosilizan. La presencia de dichas formas en la superficie de discontinuidad, así como la ausencia de otras formas de lapiaz, debe estar determinada por factores paleogeomorfológicos, análogos a los que condicionan la aparición de un tipo u otro de karst en la actualidad. Estos son: la estructura tectónica, el clima y la cobertura vegetal (**Llopis Lladó**, 1970).

Las formas kársticas más típicas del paleokarst cretácico del Penibético son, como ya he dicho, una serie de cavidades y agujeros de diversa morfología en planta, frecuentemente coalescentes entre sí. Son de fondo plano y paredes verticales y entre ellas resaltan las partes calizas no disueltas, a modo de mogotes. Estas formas son muy parecidas, cuando no idénticas, a algunos tipos de cavidades de disolución conocidas como **"kamenitzas"**, particularmente a las reconocidas en karsts litorales, sobre todo de las costas mediterráneas, labrados sobre rocas carbonatadas horizontales.

Formas actuales idénticas a las de las cavidades fósiles del Penibético he podido reconocer en los estratos horizontales del Mioceno superior, aflorantes en las costas acantiladas de la Islas Baleares (Mallorca y Menorca; p.e. en Ciudadela) y también en el complejo urgoniano subhorizontal de los alrededores de Lisboa (Portugal). Formas actuales parecidas, también pueden reconocerse en el propio Penibético, en áreas donde los estratos de la Formación Torcal aparecen horizontales, como por ejemplo en el Torcal de Antequera. La coalescencia de diversas cavidades origina formas kársticas superficiales que recuerdan enormemente a algunas conocidas como **"trittkarren"** en la literatura geomorfológica.

Los mogotes tienen, característicamente, un techo plano, a veces suavemente biselado, que coincide con una superficie de estratificación. Las paredes son verticales y acanaladas, claramente debidas a una disolución de la caliza según la vertical. A veces estas acanaladuras son verdaderos canutos que acaban en culo de saco y aparecen rellenos de sedimentos cretácicos. En planta, la morfología de los mogotes es variada: circular, ovoidal o, más frecuentemente, irregular.

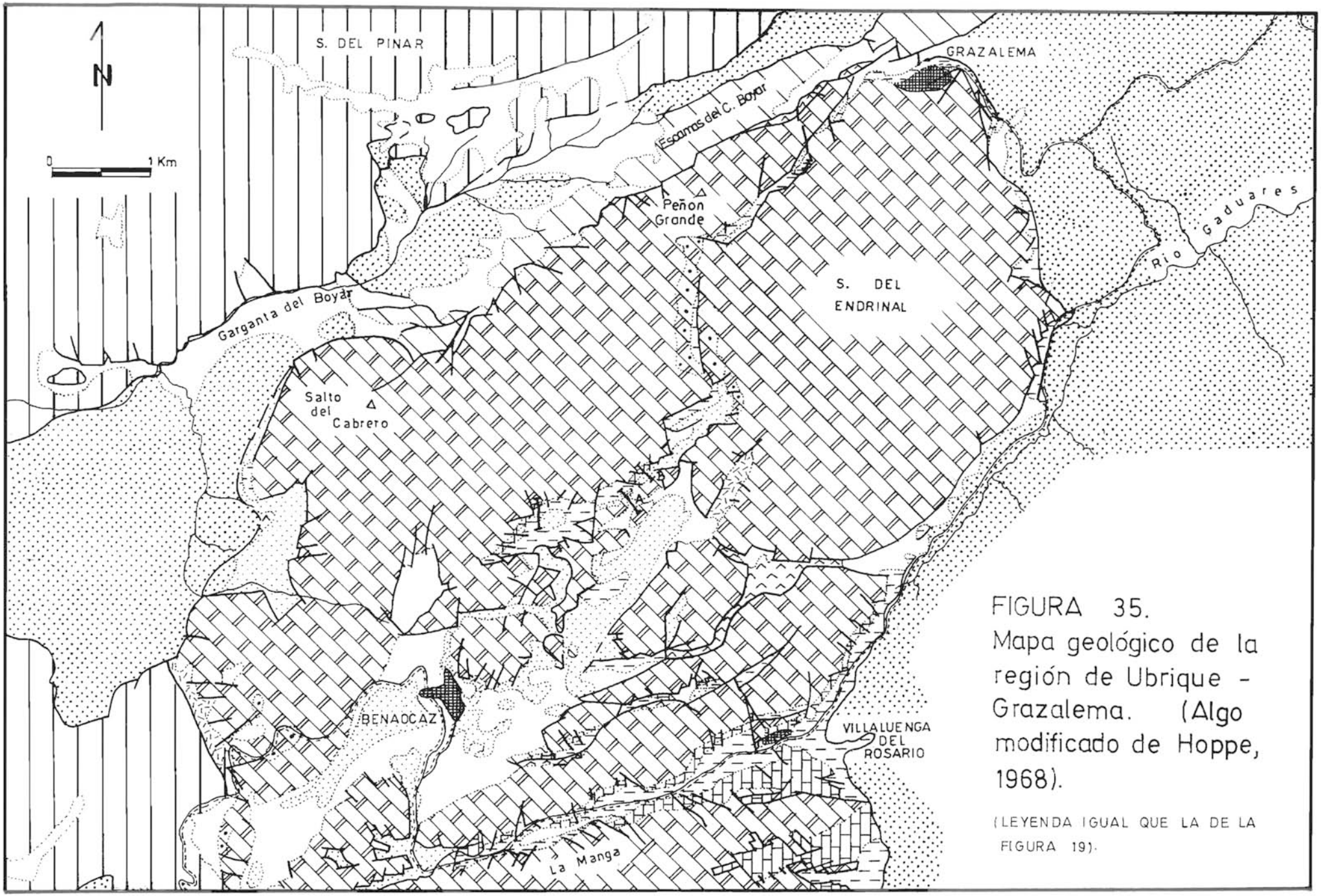


FIGURA 35.
Mapa geológico de la región de Ubrique - Grazalema. (Algo modificado de Hoppe, 1968).

(LEYENDA IGUAL QUE LA DE LA FIGURA 19).

La altura de los mogotes y la profundidad de las cavidades es variable: de hasta varios metros o más en los afloramientos más externos del Penibético; de un metro a unos centímetros en la mayor parte de los puntos; progresivamente menores, hasta desaparecer, en las zonas más internas.

Estas formas kársticas, cubetas de disolución y mogotes, se pueden reconocer por todo el Penibético. Se pueden señalar, como afloramientos característicos:

- Los de la región occidental del Torcal de Antequera, en los alrededores del Cortijo de la Fuenfría, sobre todo al S del Camorro Alto (corte 2d de **González-Donoso** et al., 1983: UF 563922).
- Los visibles en el extremo occidental del Tajo (Castillo) Almarado (UF 520915).
- Los de la región del Cortijo del Madroño, al N de Sierra Huma (UF 428-888)
- Los visibles a lo largo de la falda meridional de la Sierra de Teba Peñarrubia.
- Los de la alineación situada al SE de la Sierra de Ubrique, entre el extremo sur de los Tajos del Salto del Pollo y la Venta del Clavellino (UF 880629).
- Los de Atajate (UF 000588) y los situados al borde del Conio, al SO de Ronda.
- En otros muchos puntos de la Serranía de Ronda (Peñón del Berrueco, borde N de la Sierra de Líbar, Sierra de Montejaque-Tavizna, Sierra de Ortegícar, Sierra de los Merinos, etc.) se reconocen las mismas morfologías, pero, en este caso, recubiertas por estromatolitos pelágicos, que luego merecerán un apartado especial (3.4.2.3.).

El desarrollo que alcanza el paleokarst cretácico del Penibético es especialmente notable en las áreas septentrionales y más externas del mismo, sobre todo en el área comprendida entre Grazalema, Villaluenga del Rosario y Benaocaz (Fig. 35).

a) Grazalema. En esta localidad, un afloramiento excepcional se puede reconocer en el lugar de esparcimiento del I.C.O.N.A.(*1), ubicado a la salida oeste del pueblo (TF 883709, corte 21b de **González-Donoso** et al., 1983). En éste punto puede reconocerse un paleoresalte de varios metros de altura (Fig. 36 ; Lám. 12 ,Fot. 1), formado por calizas del grupo Líbar, fuertemente buzantes al N,a cuyo techo (de edad Berriasense inferior) se observan numerosas cavidades y mogotes de disolución de hasta 30 cm., de profundidad. Este estrato superior (Lam, 12 , Fot. 4) muestra unas estructuras análogas a los "**tepees**" (**Shinn**, 1969), posiblemente originadas durante la interrupción sedimentaria intravalanginiense, por expansión del sedimento a causa de una litificación submarina del mismo. Las paredes del gran paleorresalte son visibles a la izquierda de las escaleras de subida al lugar de esparcimiento (Lam. 12 ,Fot. 1 a 3), están surcadas por una serie de acanaladuras

(*1)**Nota del Autor (2022):** Actualmente denominado Camping de Tajo Rodillo

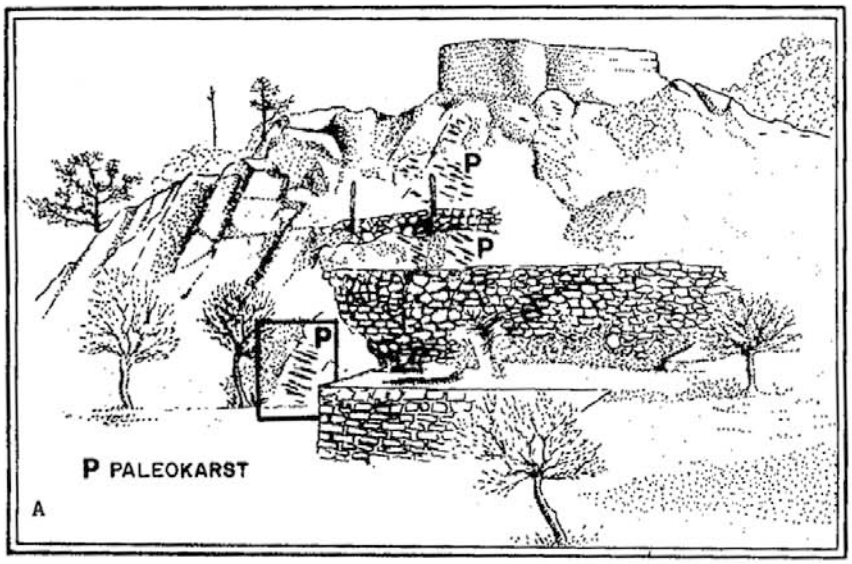


Figura 36.- El paleokarst en Grazalema. A: Vista general y posición de las formas kársticas mejor visibles. B: Detalle de la anterior y situación de las fotos 3 y 4 de la lámina 5. Compárese con la lámina 12.

perpendiculares a la estratificación (Lam. 13 ,Fot.1,4)que, por tanto, serían subverticales antes de los plegamientos (Lam.12 ,Fot. 3). Las acanaladuras han erosionado profundamente (como mínimo diez metros en este punto, posiblemente más), a las calizas del Grupo Líbar, y han eliminado en parte a las calizas pelágicas de la Formación Torcal, afectando también intensamente a la Formación Endrinal. Las acanaladuras acaban en culo de saco (Lam. 14 ,Fot. 1,2), lo que evidencia que originalmente debieron ser una especie de canutos; están rellenas por un sedimento calizo amarillento que contiene abundantes foraminíferos planctónicos del Aptense superior (**González-Donoso** et al., 1983).

En las paredes de este paleorrelieve kárstico cretácico, al haber sido exhumado por la erosión actual, es posible observar limpiamente el contacto entre la Formación Endrinal y la Formación Torcal y constatar claramente que se trata de una discontinuidad estratigráfica marcada por: la abrasión de las oolitas bahamianas infrayacentes (Lam. 12 ,Fot. 3); la presencia de nódulos estromatolíticos pelágicos (Lam. 5 ,Fot. 3), y la existencia de grietas irregulares y profundas en la Oolita del Endrinal rellenas por una caliza pelágica con abundantes ammonites enanos (Lam. 5 ,Fot.4,5) del Oxfordense superior (**Hoppe**, 1968), pertenecientes a la Formación Torcal. Esta superficie sugiere la existencia de una karstificación preoxfordense en esta región.

En las calizas del Grupo Líbar de la región de Grazalema se reconoce todo un sistema de grietas irregulares que parecen corresponder a un antiguo sistema de diaclasas ensanchadas por disolución, que facilitaron la evolución del paleokarst en profundidad. El relleno de las grietas está formado por brechas autoclásticas (Lam. 5 ,Fot. 6) análogas a las descritas por **Füchtbauer y Richter** (1983 a,b) como brechas internas, posiblemente originadas por fracturación tectónica ligada a la apertura del sistema de diaclasas.

Las brechas contienen una matriz micrítica amarillenta, con abundantes foraminíferos planctónicos (Lam. 15 ,Fot. 2). Los rellenos de las fracturas pueden denominarse, por tanto, diques neptúnicos.

Prácticamente no se reconoce la presencia de espelotemas, lo que sugiere que el paleokarst cretácico se originó en condiciones superficiales, con predominio de la disolución sobre la precipitación; se trataría, por tanto, de un epikarst. En las paredes de las grietas se reconoce, fácilmente, el lixiviado de los aloquímicos, en particular de oolitos, su micritización parcial debida posiblemente a la acción de organismos endolíticos, tal vez líquenes (**Pomar**, 1976; **Pomar et al.**, 1975) y la precipitación posterior de un cemento con hábito escalenoédrico, en diente de perro (Lam. 15 ,Fot.2 y 3), hábito característico de la calcita con bajo contenido en magnesio, que se forma normalmente en ambiente subaéreos y, en particular, en el karst Sanders y **Friedman**, 1968 ; **Friedman**, 1968).

En el corte de la trinchera de la carretera de Grazalema

al Puerto del Boyar, unos metros al E del lugar de esparcimiento es posible observar algunas de las grietas que afectan al paleoresalte en su interior (Lam. 5 ,Fot. 6) y observar y muestrear su relleno, formado por brechas autoclásticas desprendidas de las paredes por colapso de las mismas, así como la matriz margoso-calcarenítica, que contiene una abundante fauna de foraminíferos planctónicos, que las engloba. Estas brechas alcanzan una enorme importancia unos metros más al E, a lo largo de la carretera donde, a pesar de que a primera vista pueden confundirse con brechas actuales o subactuales, se constata la naturaleza marina pelágica y la edad cretácica de su matriz (**González-Donoso** et al., 1983; **Company** et al., 1982).

En otros cortes de la región de Grazalema se puede constatar la abundancia de diques neptúnicos en las calizas del Grupo Líbar y el relleno pelágico cretácico de su interior. Estas grietas afectan con seguridad, en esta región, por lo menos a los cuarenta metros superiores de las calizas del Grupo Líbar, como puede reconocerse claramente en el corte descrito más arriba.

b) En **Villaluenga del Rosario** la extensión e importancia que alcanza el paleokarst es, si cabe, más espectacular. La región forma el núcleo de una estructura sinclinal muy apretada en cuyo flanco septentrional, esencialmente vertical, se pueden realizar buenas observaciones. Los mejores afloramientos se localizan en el extremo oeste del pueblo, en un área de amplia exposición (TF 866640; TF 8676639; TF 864638).La exposición de la superficie paleokárstica en este punto no es localmente tan buena como en el afloramiento de Grazalema, pero aquí se constata de forma más clara el enorme desarrollo que el paleorrelieve kárstico debió alcanzar en el Penibético septentrional. La figura 37 , modificada de **Company** et al, (1982), ilustra la importancia del mismo, y casi no merece comentarios adicionales.

En Villaluenga el techo del Grupo Líbar está formado por calizas nodulosas amarillentas, de edad Oxfordense superior, pertenecientes al miembro noduloso de la Formación Torcal, pero lateralmente hacia el este se constata la presencia de niveles estratigráficos más altos que llegan hasta el Berriasense. Por debajo de las calizas nodulosas, mediante una superficie irregular análoga a la reconocible en Grazalema y de apariencia también kárstica, se encuentra la Formación Endrinal, formada al E del pueblo por las Calizas de Coral de Villaluenga y, al O, por la Oolita del Endrinal, constatándose entre ambas litologías un tránsito lateral gradual. Todo el conjunto calizo del Grupo Líbar está recortado por una superficie erosional de morfología irregular, que se puede seguir lateralmente varios centenares de metros casi sin discontinuidad. En esencia, esta superficie individualiza un saliente hacia el S, formado por los materiales calcáreos, sobre los que se sitúa el pueblo, y un entrante hacia el N ocupado por materiales cretácicos diversos.

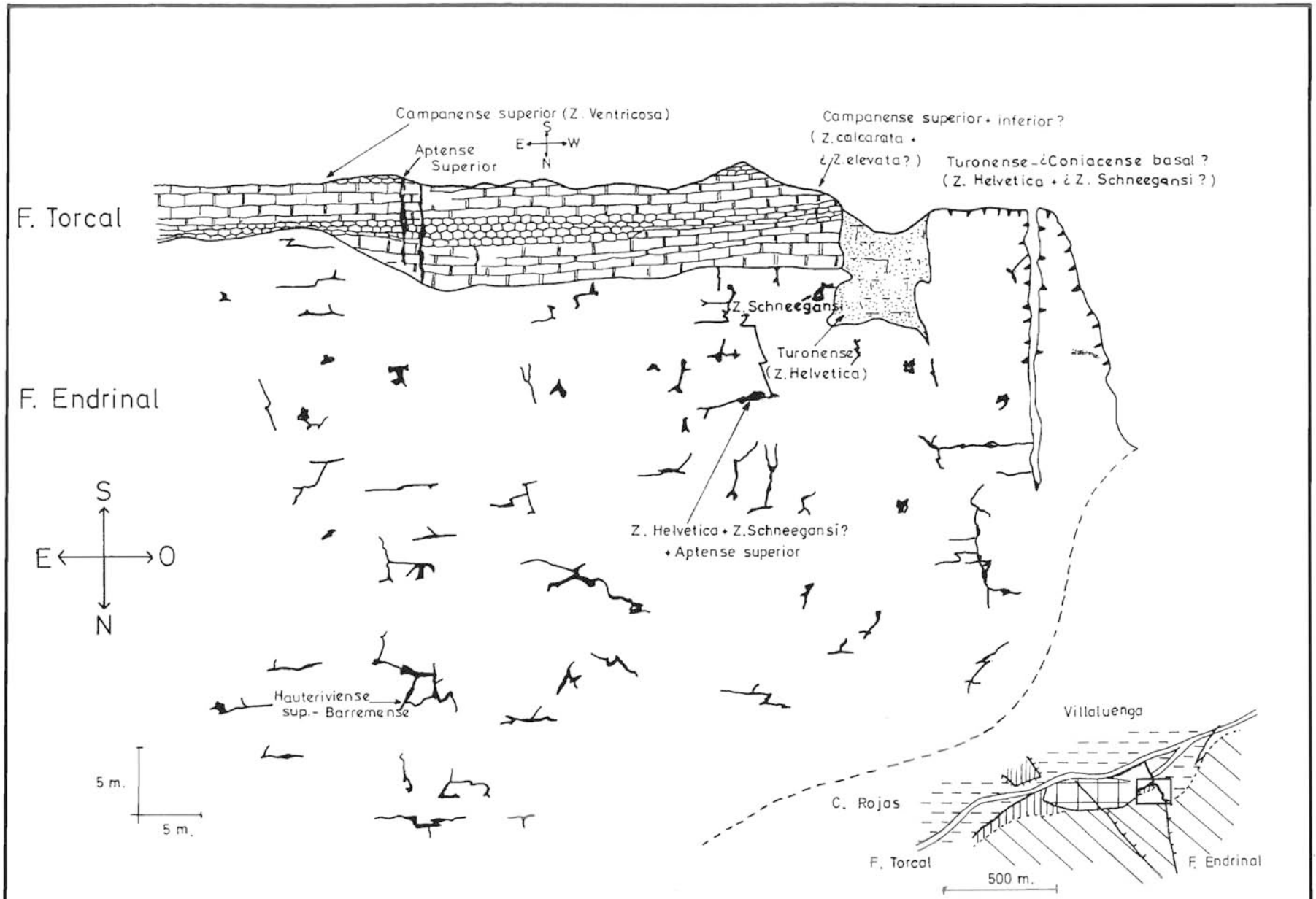


FIGURA 37. El paleokarst en Villaluenga. Esquema cartográfico. (SIMPLIFICADO DE COMPANY ET AL., 1982)

Como la estratificación es subvertical, la cartografía proporciona un corte prácticamente perfecto del paleokarst y, como muestra la figura 37 , el saliente debió corresponder a una elevación en el relieve, mientras que el entrante constituyó una cavidad. La diferencia de altura entre el techo de resalte y la base de la cavidad superó, con certeza, la cincuentena de metros. La existencia del paleorrelieve que la cartografía sugiere queda confirmada por los datos estratigráficos, ya que los sedimentos cretácicos que fosilizan la parte superior del paleoresalte son de edad Campanense medio-superior mientras que en la paleocavidad se reconoce estratificado el Cretácico "medio" (Capas Blancas) y el Senonense inferior (Capas Rojas). Aproximadamente un kilómetro más al oeste (en La Manga TF 854634, corte nº 24 de González-Donoso et al., 1983) sobre las calizas del Grupo Líbar se reconocen sedimentos también estratificados del Hauteriviense superior-Barremense, Turonense superior y Senonense inferior. Estos datos evidencian que, mientras que en la paleocavidad había sedimentación, en el paleorresalte ésta no se producía porque, muy probablemente, era barrida por las corrientes. La morfología irregular, la existencia de grandes grietas que afectan al Grupo Líbar y la comparación con otras áreas en las que las morfologías de detalle son más aparentes, sugieren el origen kárstico de este paleorrelieve cretácico.

Un rasgo sorprendente es la ausencia de conglomerados y brechas en la paleocavidad, lo que se puede deber a que el fondo visible en superficie no se correspondiera con el verdadero fondo de la misma o, tal vez, al predominio de la disolución sobre la erosión mecánica, o quizás a su confusión con derrubios de pie de monte actuales o, subactuales. Por otra parte, como las rocas aún no habían sido tectonizadas en el Cretácico salvo, tal vez, por una fracturación en régimen distensivo, y ésta no demasiado desarrollada, posiblemente presentaban durante su karstificación una coherencia interna mayor lo que prevenía su desintegración.

La totalidad de la superficie irregular de discontinuidad muestra claros indicios de haber sido colonizada después de su formación por epifauna marina perforante, ya que la roca muestra numerosos agujeros de hasta 5 cm de diámetro, probablemente correspondientes en su mayor parte a perforaciones de litófagos. Posteriormente a la acción perforante, la superficie debió ser recubierta por una costra ferruginosa, algunos de cuyos restos todavía es posible reconocer.

Dentro del paleorresalte se reconoce un intricado sistema de diques neptúnicos (Lam. 14 ,Fot. 5) de morfologías irregulares muy variadas, cuyo origen hay que considerar debido a una fisuración tectónica y un ensanchamiento posterior de las fisuras por disolución. No he podido realizar hasta ahora una medida de sistemática de las direcciones de las fisuras, pero algunas medidas aisladas apuntan hacia una orientación de las mismas en dirección aproximada N 30 - 40 E, ligeramente oblicua a la de las estructuras tectónicas regionales principales del Penibético (N 40 - 60 E). La toma sistemática de

LAMINA 14.

Rellenos de las cavidades del paleokarst.

Foto 1.- Canutos de disolución con rellenos aptenses. Situación de la parte superior de la foto 1 de la lámina 12, por debajo del mirador. Techo hacia la esquina superior izquierda de la fotografía.

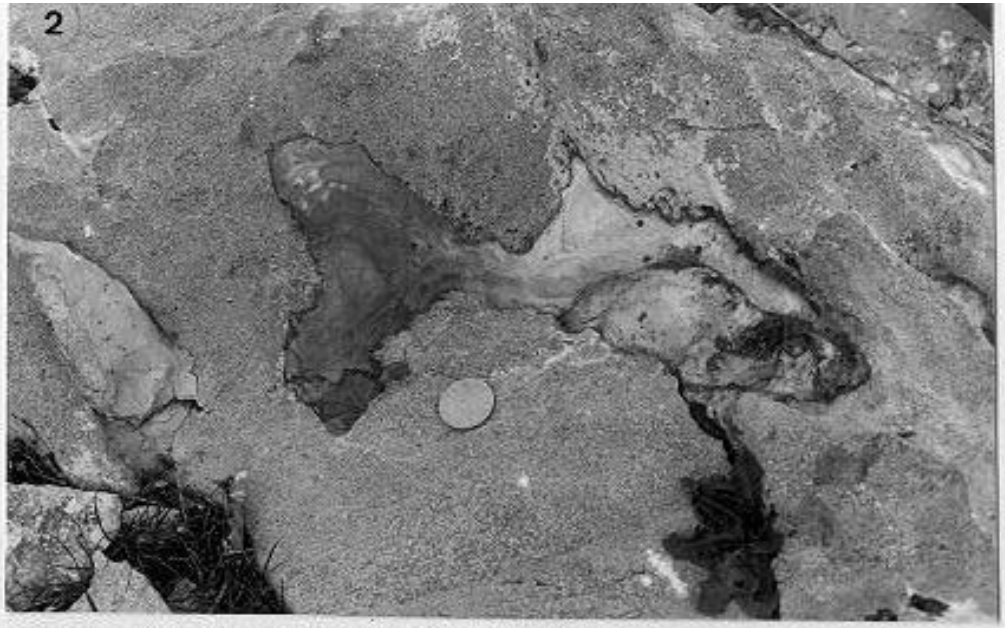
Foto 2.- Detalle de la anterior. Misma orientación que la de la foto 1 y situación en ella a la izquierda del martillo. Terminación en "culo de saco" de canutos rellenos de calizas amarillentas del Aptense superior, labrados dentro de la Oolita del Endrinal.

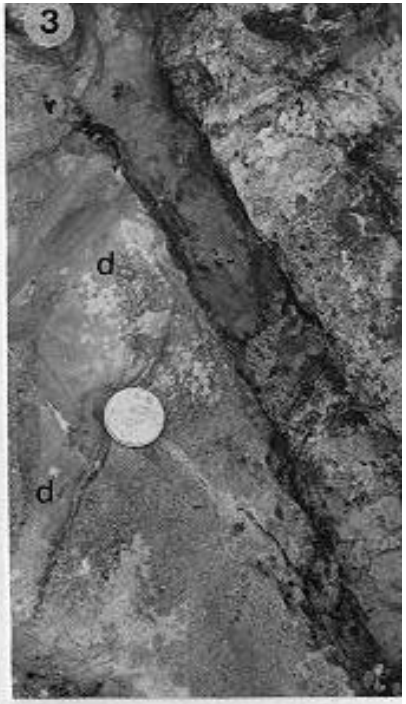
Foto 3.- Detalle de la foto 1; situación a la derecha del martillo. En este caso se observa el canuto relleno casi por completo y se puede apreciar que atraviesa netamente a una primera generación de diques neptúnicos (d) de una caliza pelágica parda con laminaciones internas y desarrollo de estructuras geopetales, que aparece dentro y sobre la Oolita del Endrinal y que permite constatar la discontinuidad estratigráfica que separa a la Formación Torcal de la Formación Endrinal en este sector.

Foto 4.- Dique neptúnico subvertical (estratificación buzante hacia el lector) labrado en las calizas berriasenses del techo de la F. Torcal y relleno de margas con abundantísimos foraminíferos planctónicos. Un muestreo a escala centimétrica sugiere la existencia de una apertura progresiva de la grieta por causas tectónicas, ya que aparecen, desde fuera hacia dentro, rellenos cretácicos de edades cada vez más recientes aunque con una casi sistemática contaminación de unos a otros, cuyas edades son Aptense superior (principalmente), Albense superior, Vraconense, Cenomanense-Turonense y Senonense inferior). Lateralmente, sin embargo, aparecen rellenos de cavidades que dan asociaciones homogéneas de las distintas edades arriba mencionadas, y también niveles bien estratificados, asímismo con asociaciones homogéneas de planctónicos.

Foto 5.- Diques neptúnicos en las Oolita del Endrinal rellenos por caliza margosa con foraminíferos planctónicos que mayoritariamente pertenecen a la zona de Helvética (Turonense), pero a la que se añaden otras formas del Aptense superior y de la zona de Scheegansi.

Foto 6.- Dique neptúnico en el miembro oolítico de la Formación Torcal relleno por una caliza micrítica del Hauteriviense superior-Barremense. Cortijo del Boquerón.


2


3
d
d

5

6

LAMINA 15

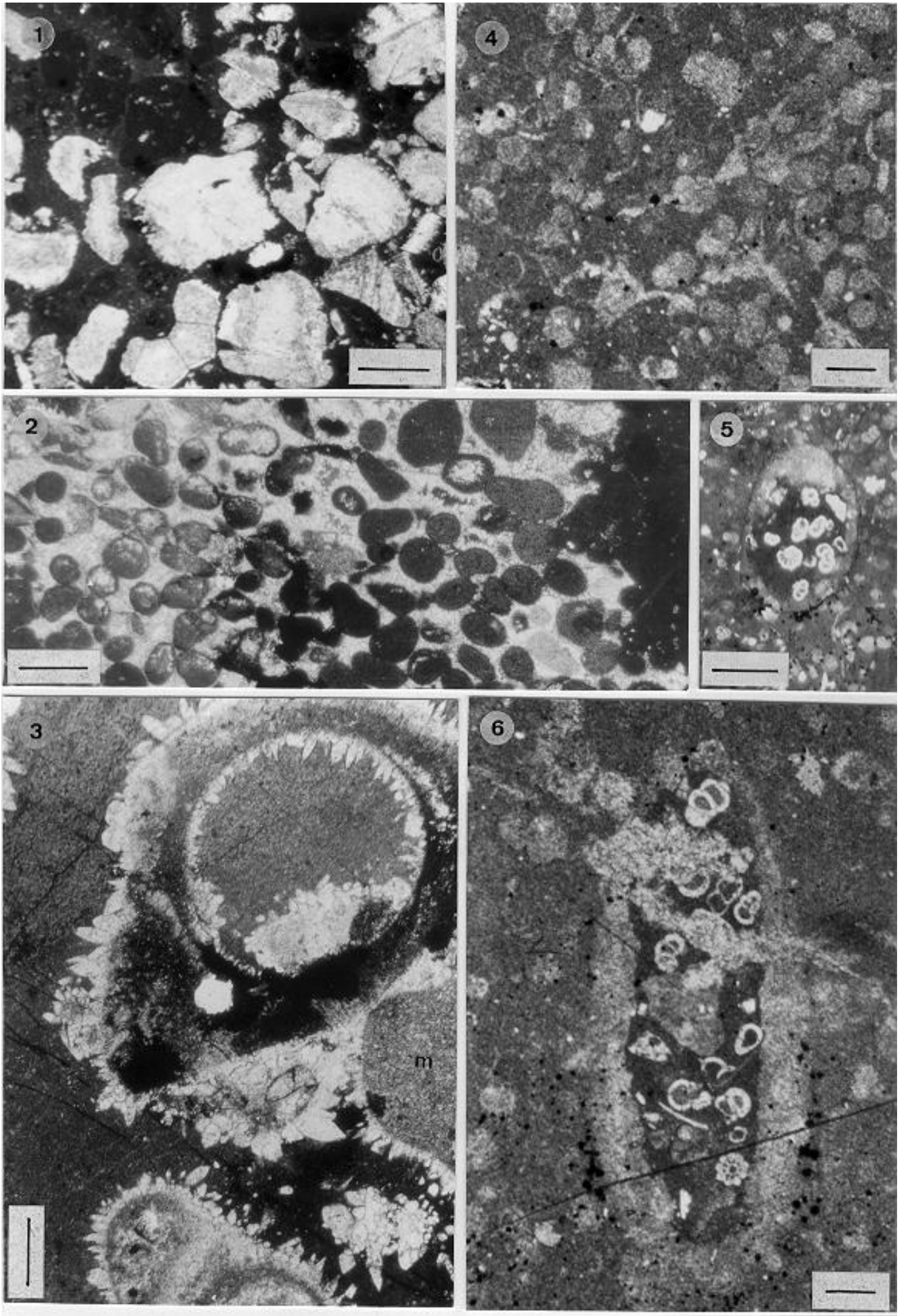
Foto 1.- Microfacies de las Crinoiditas de la Fuenfría. Camorro Alto. Obsérvense los cantos de micritas con tintínidos arrancados del techo de la F. Torcal. Barra: 1mm.

Foto 2.- Microfacies del contacto entre la roca encajante (Oolita del Endrinal) y un relleno del Aptense superior. Dique neptúnico de Grazalema. Obsérvese la micritización y el lixiviado de los oolitos hacia la pared del dique, su ferrugenización y la aparición de cementos de calcita "en diente de perro", así como el relleno micrítico con foraminíferos planctónicos. Barra: 1mm.

Foto 3.- Detalle de la anterior. Obsérvese que el cemento con hábito escalenoédrico precipitó tanto en el interior de los oolitos lixiviados como en los huecos del armazón original más o menos agrandados por disolución posterior. Después se depositó una microsparita (m) de aspecto detrítico y textura análoga a la del limo vadoso. El conjunto aparece afectado localmente por una ferrugenización posterior. Barra: 250μ.

Foto 4.- Microfacies de Caucasella. Sierra Hidalga. Hauteriviense superior-Barremense. Barra: 250μ.

Fotos 5 y 6.- Perforaciones orgánicas en una biomicrita con Caucasella rellenas por una asociación de planctónicos del Aptense superior. Son una evidencia microscópica de la discontinuidad intraaptense. Obsérvese la aureola de alteración de la roca encajante y la concentración de material ferruginoso a su periferia. Microfacies de la muestra reproducida en la foto 2 de la lámina 18. Sierra Hidalga. Barra: 250μ.


1
4
2
5
3
m
6

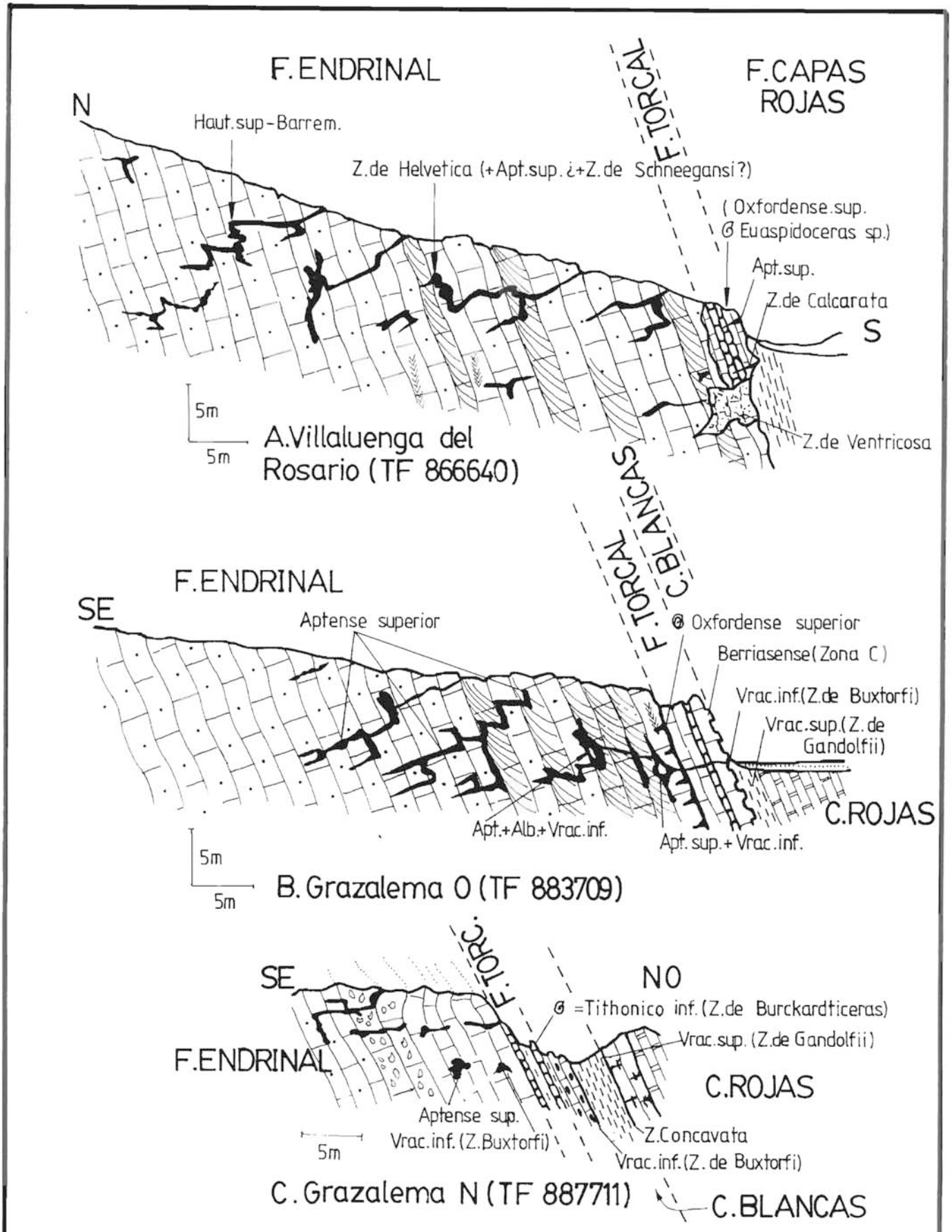


FIGURA 38.-Diques neptúnicos

medidas sería muy interesante, ya que permitiría conocer las directrices paleotectónicas de la fracturación, como por ejemplo han podido deducir Vera et al. (1984) en el Subbético Externo de la provincia de Córdoba.

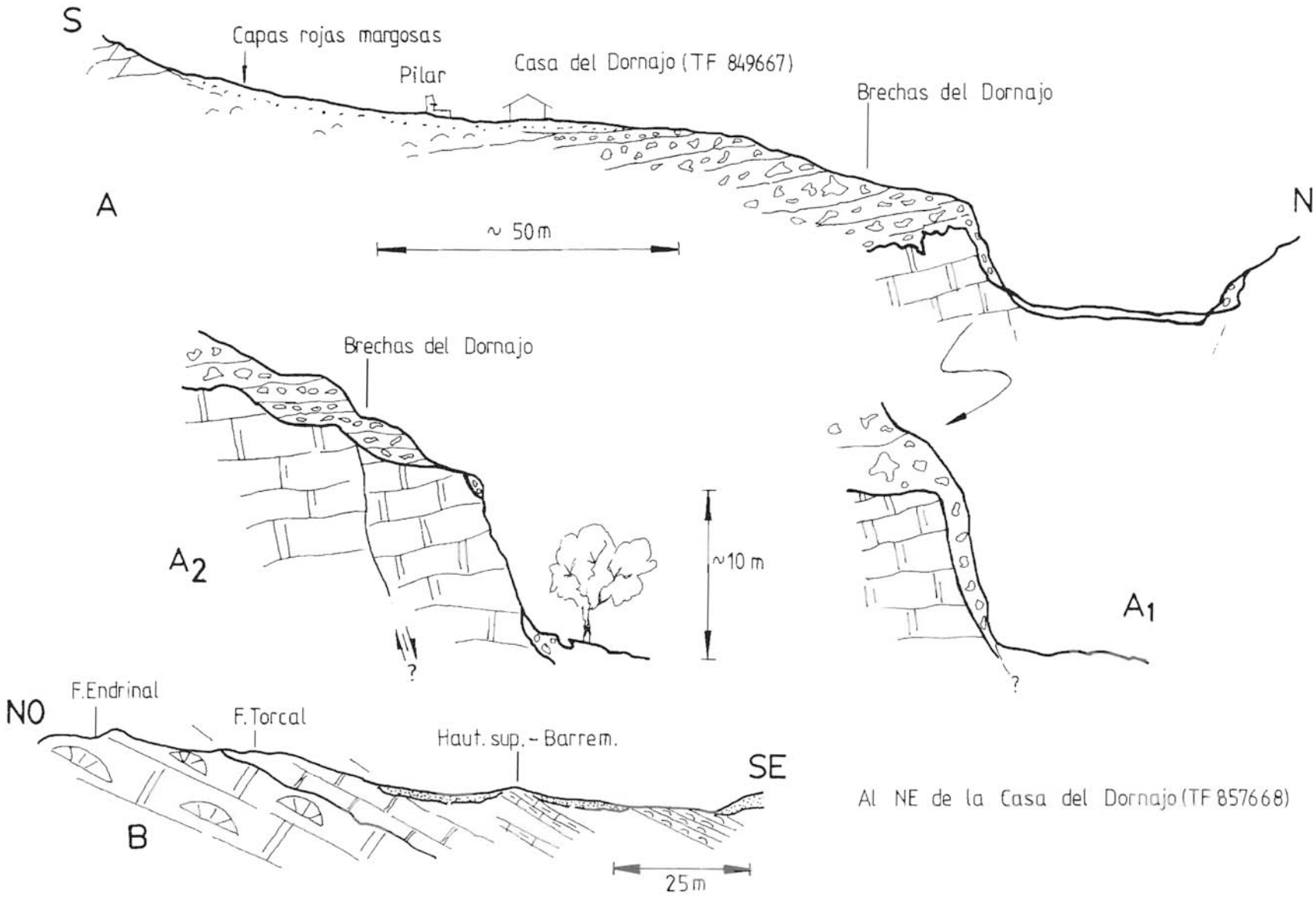
Este sistema de grietas, en Villaluenga, penetra hasta más de 50 metros con seguridad dentro del paleorresalte y, probablemente afectó al centenar de metros superior del Grupo Líbar. Al igual que en Grazalema, no se reconocen cementos estalactíticos, salvo algunas delgadas costras calcáreas asimilables a espeleotemas en las paredes de algunas de las grietas más profundas. (Fig. 38A)

El relleno calcáreo o margoso de las grietas, de color amarillento o pardo, muestra un variado y a veces abundante contenido microfósil, especialmente de foraminíferos planctónicos pero también de nannoflora, que permite establecer las sucesivas etapas de relleno del paleokarst a lo largo del Cretácico inferior y superior. (Fig. 38A).

c) Al SE de Benaocaz la observación directa de la superficie paleokarstica es más difícil que en las otras áreas más arriba descritas. Sin embargo, es posible la observación de algunos sedimentos detríticos que fosilizan el paleokarst, las Brechas del Dornajo que describiré más adelante (cf.3.4.3.). En los alrededores de la Casa del Dornajo situada al O de Casa Fardela (TF 849667) es posible reconocer bastante bien la superficie de discontinuidad (Fig 39).

El techo del Grupo Líbar está representado en este punto por la Formación Endrinal sobre la cual puede reconocerse una superficie erosiva muy abrupta fosilizada por brechas muy bien cementadas en su parte inferior y estratificadas en su parte superior. Las brechas fosilizan fracturas que parecen corresponder a fallas normales preexistentes. En la pared casi vertical de la dolina actual existente al N de Casa Dornajo se puede ver cómo las brechas fosilizan escarpes de varios metros de altura labrados en las calizas oolíticas de la Formación Endrinal. Esta importante superficie erosional no parece ser debida a una erosión submarina, sino que más bien parece ser un resto de un gran paleorrelieve originado en ambiente subaéreo, en cuya formación han debido jugar un papel importante tanto la erosión mecánica como la karstificación. Las Brechas del Dornajo alcanzan un gran desarrollo en este punto y sus alrededores, sobre todo al O, y su litología y posición sugiere que forman el relleno de una gran paleocavidad ubicada durante el Cretácico en una zona rodeada por relieves intrincados, con desniveles de cierta importancia (al menos de varias decenas de metros). que fueron en buena parte erosionados y cuyos restos se acumularon depositados en las zonas deprimidas adyacentes. La edad cretácica de las brechas y, por tanto, del paleorrelieve que fosilizan, está asegurada por la presencia de fósiles, como más adelante se verá. En esta región al igual que las anteriores se reconocen grietas rellenas de sedimentos pelágicos dentro de las calizas del Grupo Líbar. Una muestra ha dado una edad Paleoceno

FIGURA 39.-El paleokarst al NE de Benaocaz (situación de los cortes en la Fig.35).



Al NE de la Casa del Dornajo (TF 857668)

superior-Eoceno inferior ,la más moderna reconocida hasta ahora en el Penibético como relleno del paleokarst (González-Donoso et al., 1983), lo que permite asegurar que, localmente, éste no acabó de ser completamente fosilizado por sedimentos pelágicos hasta, al menos, dicha edad.

3.4.1.2.2.- La edad de la karstificación. Los sedimentos del Hauteriviense superior-Barremense.

Los sedimentos más modernos que aparecen claramente afectados por la karstificación son los de edad Valanginiense ¿terminal?-Hauteriviense inferior, en particular los descritos como Crinoiditas de la Fuenfría y Nivel de Los Canutos. Este último no aparece claramente afectado por la karstificación en la región de los Canutos, pero sí en la Sierra Huma, en concreto en el afloramiento del Cortijo de la Viuda-Fuente del Castillo (UF 469887), en el situado al S del Cortijo Campano (UF 450893) y, menos claramente, en El Chorro (UF.426870). Dado que los primeros depósitos que se reconocen dentro de grietas y cavidades del paleokarst, a veces muy profundas, son de edad Hauteriviense superior-Barremense, la karstificación intracretácica debió acaecer durante el Hauteriviense. (Fig. 38).

En la mayor parte de los casos, los rellenos de paleokarst contienen una abundante y variada fauna de foraminíferos planctónicos, lo que permite asegurar que el relleno principal de las cavidades del paleokarst tuvo lugar en condiciones submarinas y en ambiente pelágico. La edad de los rellenos es fácil de establecer a partir del Aptense superior, ya que contienen abundantes y bien diversificados foraminíferos planctónicos. Más problemas plantea la datación de los materiales de edades anteriores al Aptense superior dado que, o bien no contienen foraminíferos planctónicos, o bien son muy escasos y demasiado pequeños para ser identificables, o están poco diversificados y mal caracterizados. Entonces es necesario utilizar otros organismos menos precisos para efectuar las dataciones en concreto, foraminíferos bentónicos y nannoplancton (Nannoconus); estos últimos son a veces los únicos organismos y presentes y, aunque suministran datos bioestratigráficos interesantes, por su pequeño tamaño y por su tendencia fácil a la recristalización pueden plantear problemas a la hora de asignar una edad concreta a un relleno determinado. Por ello, muchos de estos rellenos que no contienen foraminíferos planctónicos, son prácticamente imposibles de datar.

La edad de estos depósitos se ha establecido (González-Donoso et al., 1983) principalmente a partir de:

- Las asociaciones de : **Nannoconus** que contienen:

  N. steinmanni KAMPTNER,
  N. colomi (DE LAPPARENT)
  N. globulus BRONNIMANN

N. bermudezi BRONN.
N. kamptneri BRONN.
N. sp. cf. N. borealis PERCH-NIELSEN
N. bucheri BRONN.
N. sp.cf. N. broennimanni,
N. sp. cf. N. boneti y N. wassalli BRONN.

- Las asociaciones de foraminíferos planctónicos, en su caso, y bentónicos:

Caucasella hauterivica (SUBBOTINA),
Dorothia ouachensis (SIGAL)
Lenticulina eichenbergi BART. y BRAND.
L. ouachensis multicella BARTENSTEIN, et al.
y Marginulina djaffaensis SIGAL.

Las edades atribuidas a estos microfósiles han podido ser confirmadas en dos puntos en los que los materiales en cuestión aparecen bien estratificados (Sierra Hidalga y Los Canutos), por medio de ammonites:

Lytoceras sp.
Phylloceras sp.
Desmoceratidae sp. indet.
Pseudothurmannia sp.
Crioceratites sp.
y Barremites sp.gr. B.cassidoides (UHLIG).

además de **belemnites**, correspondientes a **Duvalia dilatata (BLAINVILLE)** que corresponden al límite entre el Hauteriviense superior y Barremense inferior.

A.-<u>Los rellenos de las cavidades del paleokarst</u>.

El reconocimiento y la localización de los sedimentos del Hauteriviense superior-Barremense plantea grandes dificultades en la mayor parte del Penibético, sobre todo en las áreas donde el paleokarst alcanzó un desarrollo mayor. Este hecho, así como la existencia muy probable de otras superficies paleokársticas más antiguas (preoxfordense) impiden asegurar que en las áreas septentrionales del Penibético sólo hubiera karstificación durante el Hauteriviense. A la luz de la geología regional, ésta es, sin embargo, la conclusión más razonable: los sedimentos reconocidos del Hauteriviense superior-Barremense parecen haber sido los rellenos más antiguos del paleokarst cretácico, depositados inmediatamente después de su formación, y posterior hundimiento bajo las aguas del mar, dado que suelen ocupar las grietas más profundas de aquél. No obstante, a escala regional, los sedimentos del Hauteriviense superior-Barremense faltan en la práctica totalidad del Penibético salvo en contadas áreas en las que aparecen rellenando grietas del paleokarst y en las zonas más internas del mismo, donde incluso pueden aparecer estratificados.

Solo se han reconocido rellenos de grietas de esta edad en el Cortijo del Boquerón (UF 194757) y en Villaluenga del Rosario (UF 866640). Por lo general, estos rellenos son de color amarillento. Al

microscopio presentan una textura micrítica, en algún caso con microfósiles (foraminíferos y fragmentos de crinoides). En muchos casos la textura es finamente cristalina y laminada debido a pequeñas variaciones en el tamaño de grano, recuerda al limo vadoso de Dunham (1969b), y muestra tendencia geopetal.

En La Manga de Villaluenga (TF 854634) estos materiales aparecen estratificados, posiblemente formando parte del relleno de una cavidad secundaria situada en la continuación occidental de la gran depresión paleokárstica antes descrita en Villaluenga. En este último punto aparecen constituídos por margas y calizas margosas tableadas, amarillentas, con foraminíferos bentónicos banales y Nannoconus; en esta región **Hoppe** (1968) y **Bourgois** (1978) también reconocieron materiales del Neocomiense estratificados.

B.- Los sedimentos estratificados: Capas de Manilva.

Mientras que en la mayor parte del Penibético no se reconocen materiales del Hauteriviense superior-Barremense, en la alineación más interna del mismo (Sierra Blanquilla, Sierra Hidalga, Jarastepar, Las Utreras) éstos aparecen relativamente bien representados formando una especie de niveles de transición, por su aspecto litológico, entre las calizas del Grupo Líbar y las margas y margocalizas albenses de la base del Grupo Espartina. **Dürr** (1967) fué el primero en citar sedimentos del Neocomiense en esta alineación, concretamente en el corte del Cerro del Panderón (TF 890486), que consideró corte tipo del Cretácico-Terciario de su "Zona de Ronda", y también en la carretera de Ronda a El Burgo (Km. 19). En este último punto, fueron reconocidos de nuevo por **Chauve** et al. (1968) y por **González-Donoso** et al. (1983) quienes también detectaron la presencia de estos sedimentos en Las Utreras (TF 880481), en el flanco oeste del anticlinal de Los Canutos, a lo largo de la carretera Manilva a Gaucín (TF 96029), y al S de Sierra Hidalga, en las proximidades del Cortijo del Espinarejo (UF.169660). En estos tres últimos puntos estos sedimentos aparecen bien estratificados, con un espesor relativamente importante (varios metros en ambos casos) y su edad está asegurada no sólo por los microfósiles que, como se ha visto ya, pueden plantear a veces ciertos problemas, sino tambien por la presencia de ammonites. He optado por denominar a estos materiales Capas de Manilva, dado que en el corte próximo a dicha localidad (nº 17b de **González-Donoso** et al., 1983) alcanzan su mejor representación regional y máximo espesor, próximo a la decena de metros. No obstante, en cortes próximos situados a unos centenares de metros, ya no están representados y se puede establecer paleontológicamente su ausencia. Esto refleja la variabilidad de las condiciones sedimentarias en el Penibético durante este intervalo del Cretácico inferior, debido muy probablemente a las irregularidades paleotopográficas causadas por la karstificación Hauteriviense.

a) El Corte de la carretera de Manilva a Gaucín.

Las capas de Manilva están formadas, en el corte tipo, (fig. 40) por alternancias decimétricas de margas y margocalizas de colores grises que a veces contienen una cantidad perceptible de material bitumi-

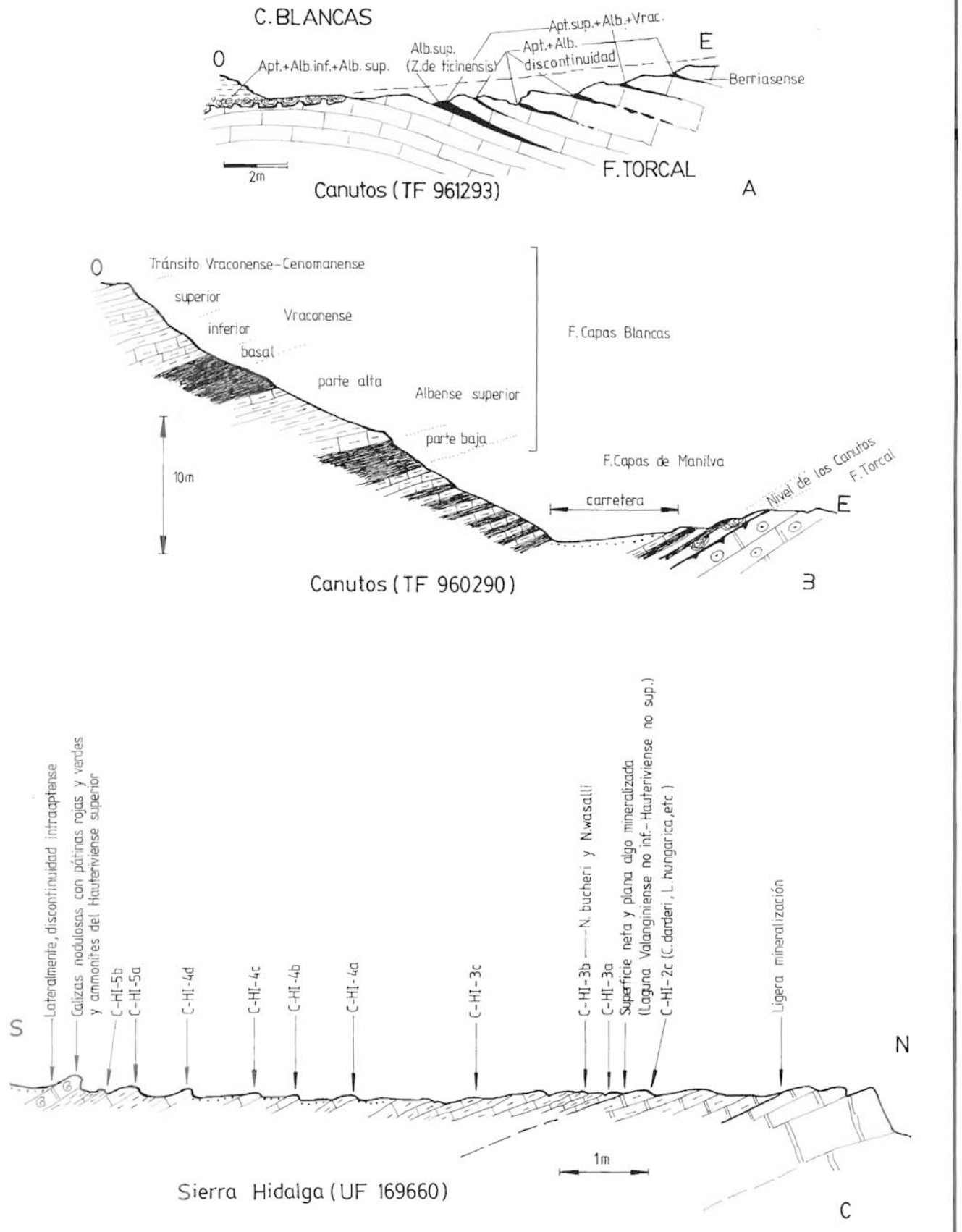


FIGURA 40.-La base del Grupo Espartina en Sierra Hidalga y Los Canutos.

noso. Reposan sobre el Nivel de Los Canutos, sobre el cual se reconoce una superficie de abrasión localmente algo mineralizada, que corta a los nódulos en su mitad superior. Desde la base, contienen algunos ammonites (**Phylloceras sp, Lytoceras sp. Crioceratites sp. Pseudothurmannia sp.**) del Hauteriviense superior, lo que demuestra que la superficie de abrasión de los nódulos y la interrupción sedimentaria asociada a su formación, fueron coetáneas de la karstificación ocurrida en las áreas septentrionales. En un punto del área de Los Canutos, sin embargo, dentro de un nódulo estromatolítico pelágico **González-Donoso** et al. (1983) han reconocido nannoflora del Hauteriviense superior-Barremense, lo que indicaría que, localmente, algunos estromatolitos continuaron creciendo después de la interrupción sedimentaria que en otras áreas fue responsable de la karstificación.

La edad de los niveles superiores de las Capas de Manilva en el corte tipo está avalada tanto por la nannoflora como por la microfauna bentónica; (**González-Donoso** et al., 1983) aunque contienen tambien microfauna planctónica, la pequeñez de la misma impide realizar determinaciones precisas.

El límite superior de las Capas de Manilva no es litológicamente neto y, aparentemente, se constata un paso gradual a los materiales suprayacentes, litológicamente equivalentes. Las determinaciones paleontológicas demuestran la existencia de una laguna estratigráfica que comprende la totalidad del Aptense, y el Albense inferior-medio, laguna que no se manifiesta en el afloramiento de forma evidente mediante ningún rasgo litológico o sedimentario especial, pero que pone en contacto directo los sedimentos del Hauteriviense-Barremense con los del Albense superior.

b) <u>Las Capas de Manilva al S de Sierra Hidalga (región del Cortijo del Espinarejo)</u>.

Si interesante es la región de Los Canutos y, en particular, el corte de la carretera de Manilva a Gaucín para el establecimiento de la historia geológica y la paleogeográfica del Penibético durante el Hauteriviense-Barremense, no lo es menos la región de Sierra Hidalga, en particular el corte nº 9 de **González-Donoso** et al. (1983), que se levanta en las inmediaciones de la pista que, desde el Cortijo de los Quejigales, conduce al Cortijo del Sabinal y después al Cortijo del Espinarejo. En este corte, (UF 169660) que reproduzco en la figura 40, la parte superior del Grupo Líbar está formada por calizas blancas y crema, en bancos de 30-40 cm de espesor, algo más tableadas y nodulosas en el metro final. El techo lo marca una superficie neta, plana y algo mineralizada existente sobre una caliza micrítica con oolitos pelágicos, que contiene una microfauna de tintínidos pertenecientes a la zona de **Calpionellites darderi** (COLOM), lo que permite datarla como Valanginiense inferior, no basal (**González-Donoso** et al. (1983) al igual que sucede en muchos otros puntos del Penibético. Por encima de la citada superficie la litología cambia ligeramente, se pierde el carácter noduloso y la roca se hace más margosa. La primera muestra recogida de este paquete

superior, presenta la asociación de Nannoconus que, en otros puntos del Penibético, ha servido para caracterizar el Valanginiense ¿terminal?-Hauteriviense inferior (**N. steinmanni, N. colomi, N. bermudezi, N. kamptneri, N. globulus**) lo que permite pensar que la mencionada superficie superior del Grupo Líbar podría ser la expresión superficial local de la discontinuidad intravalanginiense, hipótesis que fué la adoptada por **González-Donoso** et al. (1983); la presencia, también en la muestra primera (CHI-3a), de escasos tintínidos atribuibles a **T. carpathica** sería un dato que avalaría esta interpretación, ya que esta especie es el último calpionélidos y se extingue después del Valanginiense inferior (**Geel**, 1966). Una muestra (CHI-3b) situada inmediatamente por encima de la anterior a pocos centímetros de ella sin que haya entre ambas ningún indicio visible de discontinuidad estratigráfica contiene, además de las especies de **Nannoconus** reconocidas en la anterior, otras dos, **N. bucheri** y **N. wassalli**, cuya aparición ha sido citada principalmente en terrenos posteriores al Hauteriviense o, como más antiguos, en el límite entre el Hauteriviense superior e inferior (véase discusión al respecto en (**González-Donoso** et al., 1983). La presencia , a unos centímetros por encima de la muestra CHI-3b, de un nivel con fauna de ammonites del Hauteriviense superior-Barremense basal, confirma la aparición de **N. bucheri** y **N. wassalli** con anterioridad a la última zona de ammonites del Hauteriviense superior. Sin embargo, sorprendentemente, dos estratos intermedios entre el nivel con ammonites y el nivel con **N. bucheri** y **N. wassalli** no contienen estas dos últimas especies; por tanto, de acuerdo con el criterio utilizado para la primera muestra del paquete (CHI-3a) habría que atribuirles una edad Valanginiense ¿terminal?-Hauteriviense inferior, si no fuera por su posición estratigráfica situada entre el nivel CHI-3b y el nivel con ammonites. Este hecho lleva a pensar que la ausencia de **N. bucheri** y **N. wassalli puede** no tener siempre un significado estrictamente estratigráfico (tal vez ecológico, como señalaron **González-Donoso** et al.,1983) y necesariamente obliga a cuestionar, al menos en parte, el criterio empleado para asignar la edad de los materiales atribuidos al Valanginiense ¿terminal?-Hauteriviense basal y, como consecuencia, a poner en duda la edad asignada a las dos primeras discontinuidades estratigráficas intracretácicas del Penibético. Llegados a este punto, los datos de campo suministran una información casi más clara que la propia paleontología de estos niveles ya que puede constatarse con seguridad que la karstificación afecta a unos materiales que se han depositado después de una interrupción sedimentaria posterior,al menos en algunos puntos, al Valanginiense inferior y que el paleokarst es fosilizado por sedimentos margosos que empiezan a depositarse con seguridad aunque muy localmente a partir del Hauteriviense superior datado con ammonites. Parece, pues, incuestionable a la luz de los datos de campo, que entre el final del depósito del Grupo Líbar en el Valanginiense inferior y el inicio de la sedimentación margosa en el Hauteriviense, hubo dos interrupciones sedimentarias la segunda de las cuales provocó la karstificación de los materiales infrayacentes. Si se tiene en cuenta, además de los datos paleontológicos ya reseñados, la evolución sedimentaria neocomiense de otras regiones, como por ejemplo la Zona Prebética (**García-Hernández**, 1978; **García-Hernández** et al., 1982), parece

bastante razonable la atribución al Valanginiense superior o al Hauteriviense inferior del delgado episodio sedimentario situado entre la superficie de interrupción sedimentaria que determina el cese de la sedimentación carbonatada del Grupo Líbar y la superficie de karstificación; como se viene sosteniendo en este trabajo y en otros precedentes, es razonable pensar, por consiguiente, que la primera interrupción sedimentaria se habría producido durante el Valanginiense y la segunda durante el Hauteriviense, y que esta última sería la responsable de la karstificación. Por tanto, la edad de la base de las capas de Manilva en el Corte de Sierra Hidalga, podría ser:

- Valanginiense "alto" como sugieren González-Donoso et al. (1983) en base a la asociación de **T. carpathica** y **Nannoconus**, sin **N. bucheri** y **N. wassalli**. En este caso, la superficie plana que marca el techo del Grupo Líbar se correspondería con la discontinuidad intravalanginiense, mientras que la discontinuidad intrahauteriviense o bien no existiría o no sería reconocible por ningún rasgo paleontológico ni litológico evidente sobre el terreno.

- Hauteriviense superior desde la base por lo que la superficie en cuestión representaría la suma de las dos primeras discontinuidades intracretácicas y comprendería una laguna estratigráfica del Valanginiense superior-Hauteriviense inferior. En este caso, **N. bucheri** y **N. wassalli** faltarían en la base de las Capas de Manilva (muestra CHI-3a) por las mismas razones (¿ecológicas?) por las que faltan en niveles ligeramente más altos, superiores a la muestra CHI-3b que sí los contiene, y en los cuales estos dos organismos deberían estar representados.

Aunque ambas posibilidades me parecen igualmente razonables, la segunda me parece más factible a la luz de la estratigrafía regional, dado que la segunda discontinuidad intracretácica de importancia regional, o sea la intrahauteriviense, se manifiesta con rasgos morfológicos y litológicos más evidentes que la primera, es decir, la intravalanginiense. Esto sería cierto en la medida en que las diferentes interrupciones sedimentarias intracretácicas fueran sincrónicas por todo el Penibético, cosa que me parece bastante probable, aunque no incuestionable. Una revisión muy detallada de la alineación interna del Penibético (Sierra Blanquilla, Sierra Hidalga, Jarastepar, Las Utreras, Los Canutos) sería fundamental para aclarar estos problemas.

c) **Particularidades de las Capas de Manilva en Sierra Hidalga y Las Utreras.**

Si la uniformidad litológica es el rasgo más aparente de las Capas de Manilva en el corte del anticlinal de Los Canutos hasta el punto de no reconocerse un límite claro con los materiales suprayacentes, aún a pesar de la existencia a techo de una laguna estratigráfica importante, en Sierra Hidalga y Las Utreras el techo de las mismas está claramente determinado por una superficie de discontinuidad que se describirá más adelante (cf.3.4.1.3.). Por otra parte, su espesor en estas

áreas es mucho menor y lateralmente muy variable, cosa no reconocible directamente en la región de Los Canutos pero sí fácilmente deducible en ella, dado que las Capas de Manilva faltan por completo en secciones equivalentes, relativamente próximas al corte tipo. También la litología es más calcárea y, a veces, tienen un aspecto de calizas nodulosas. Esto último es especialmente patente en el nivel que ha suministrado los ammonites en Sierra Hidalga, que se puede seguir lateralmente de forma más o menos continua hasta el mismo cortijo del Espinarejo (UF 163659) el cual se levanta en parte sobre dicho nivel. Este muestra claros indicios de remoción y condensación estratigráfica, a juzgar por la abundancia de fauna de ammonites y belemnites del Hauteriviense superior-Barremense basal (**Lytoceras** sp., **Phylloceras** sp., **Desmoceratidae**, **Pseudothurmannia** sp., **Crioceratites** sp., "**Barremites**" gr. **cassidoides** (UHLIG) **Duvalia dilatata** (BLAINN.), en su mayor parte fragmentada y orientada diversamente en el estrato. Además de presentar un aspecto noduloso, este estrato contiene pátinas arcillosas, ferruginosas y manganesíferas abundantes, de color verde, rojizo, negro y pardo, lustrosas y brillantes en corte fresco. Por sus características tan diferentes de las de los estratos infra y suprayacentes, este estrato de los ammonites debió depositarse en unas condiciones muy particulares que afectaron a esta región en el Hauteriviense final, tal vez debidas a una disminución en la velocidad de la ya muy lenta sedimentación durante este tiempo.

d) <u>Los materiales neocomienses de la unidad del Peñon Grande.</u>

Bourgois y Chauve (1971 b) y **Bourgois** (1978) detectaron la presencia de materiales neocomienses estratificados en la unidad del Peñón Grande de la región entre Ubrique y Grazalema, formados por calizas margosas, margocalizas y margas, a veces con sílex, de colores claros, blancos amarillentos o grises. Por mi parte, en un solo punto al NE de Benaocaz (TF 857668) he podido observar dichos materiales estratificados entre las calizas del Grupo Líbar y las Capas Rojas (Fig. 39) pero muy cubiertos por derrubios lo que me ha impedido reconocer la geometría de los contactos entre los diferentes conjuntos litológicos y muestrear las zonas de transición. Desde el punto de vista textural, estas rocas son análogas a las otras más arriba descritas: micritas con escasos radiolarios y abundantísima nannoflora del NeocomienseBarremense.

Cantos y bloques de estas margocalizas y margas aparecen con frecuencia dentro de las Brechas cretácicas del Dornajo (cf. 3.4.3.).- Incluso en la escasa matriz de estas brechas se pueden reconocer, en algún caso, micritas con Nannoconus, pero no ha sido posible aclarar si dicho sedimento es autóctono y contemporáneo al depósito de las brechas o bien si se trata de un material resedimentado.

En mi opinión, los materiales neocomienses de la unidad del Peñón Grande se debieron depositar después de la formación del paleokarst. Por tanto, deben ser sincrónicos con las Capas de Manilva, pero esto ni es evidente sobre el terreno ni dispongo de dataciones suficientemente precisas como para asegurar que esta correlación sea totalmente fiable. Posteriormente, estas rocas se han redepositado, en parte, junto con fragmentos diversos de las calizas del Grupo Líbar, en las Brechas del Dornajo, que rellenan grandes cavidades del paleokarst.

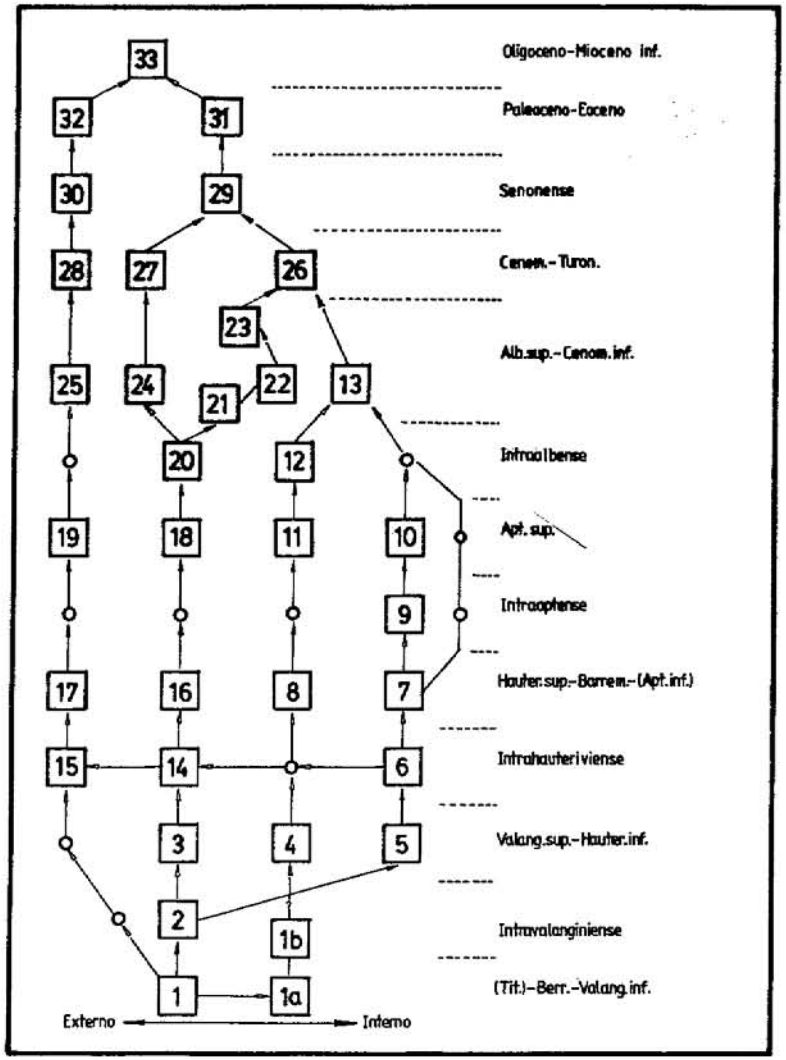


Figura 41.- Sucesión espacio-temporal de los modelos de formación de las distintas discontinuidades estratigráficas del Grupo Espartina y de los sedimentos a ellos asociados (véanse las figuras 43 a 45).

Figura 42.- Leyenda de las figuras 43 a 45.

Figura 43.- Modelo para explicar la formación de las discontinuidades estratigráficas del Grupo Espartina y de los sedimentos a ellas asociados. Sectores internos del Penibético y región de los Llanos de Líbar. Del Tithónico superior al Albense superior.

Figura 44.- Idem. figura 43. Sectores centrales y externos del Penibético. Del Hauteriviense superior al Albense superior Cenomanense inferior.

Figura 45. Idem. figura 43. Penibético en su conjunto. Del Cenomanense-Turonense al Mioceno inferior.

LITOLOGIAS

G.L. Grupo Líbar

C.P. Crinoiditas del Pozuelo

C.F. Crinoiditas de la Fuenfría

N.C. Nivel de los Canutos

N.C.L. Nivel del Cortijo de Líbar

C.M. Capas de Manilva

C.C.L. Crinoiditas del Cortijo de Líbar

N.G. Niveles de la Manga-Grazalema

C.B. Capas Blancas

C.S.B. Calizas con Sílex del Boquerón

C.R. Capas Rojas

C.R.M. Capas Rojas Margosas

F.F.C. Formación de la Fuente del Chiquero

PROCESOS SEDIMENTARIOS

a) Sedimentación pelágica margosa y margocaliza

b) " " reducida y/o condensada

c) " " en cavidades del sustrato

d) Interrupción sedimentaria

e) Litificación y cementación

f) Mineralización (por óxidos de Fe)

g) Colonización por epifauna y biocorrosión

h) " por estromatolitos pelágicos

i) Glauconitización y fosfatización

j) Acción de corrientes y brechificación

k) Erosión y/o disolución submarina

l) Fisuración tectónica

m) Emersión y karstificación

n) Desprendimiento de brechas

o) Condiciones oxigénicas

p) " anoxigénicas o mala oxigenación

CONTENIDO ORGANICO Y ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

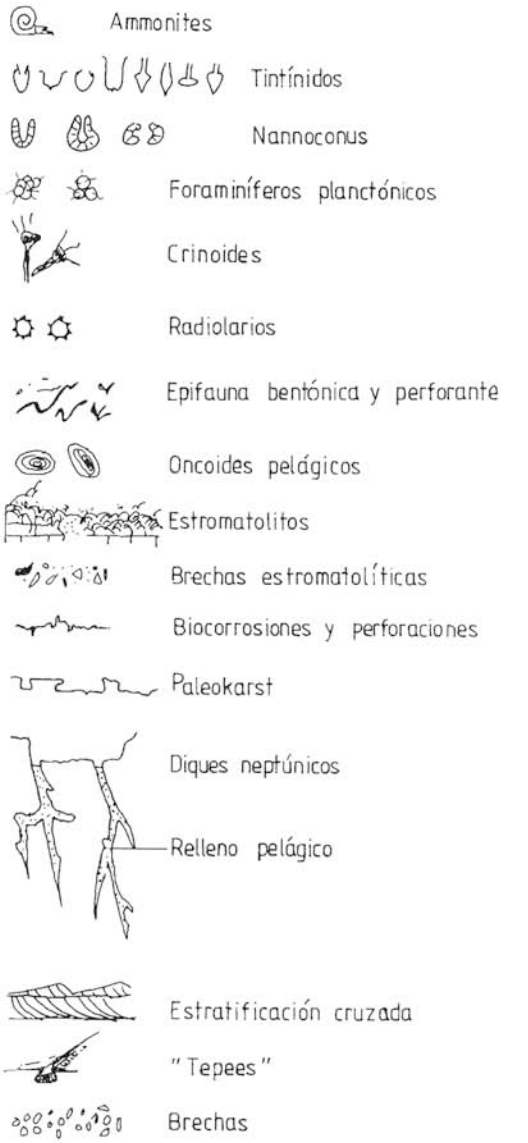


FIGURA 42.- Leyenda de las figuras 43,44 y 45.

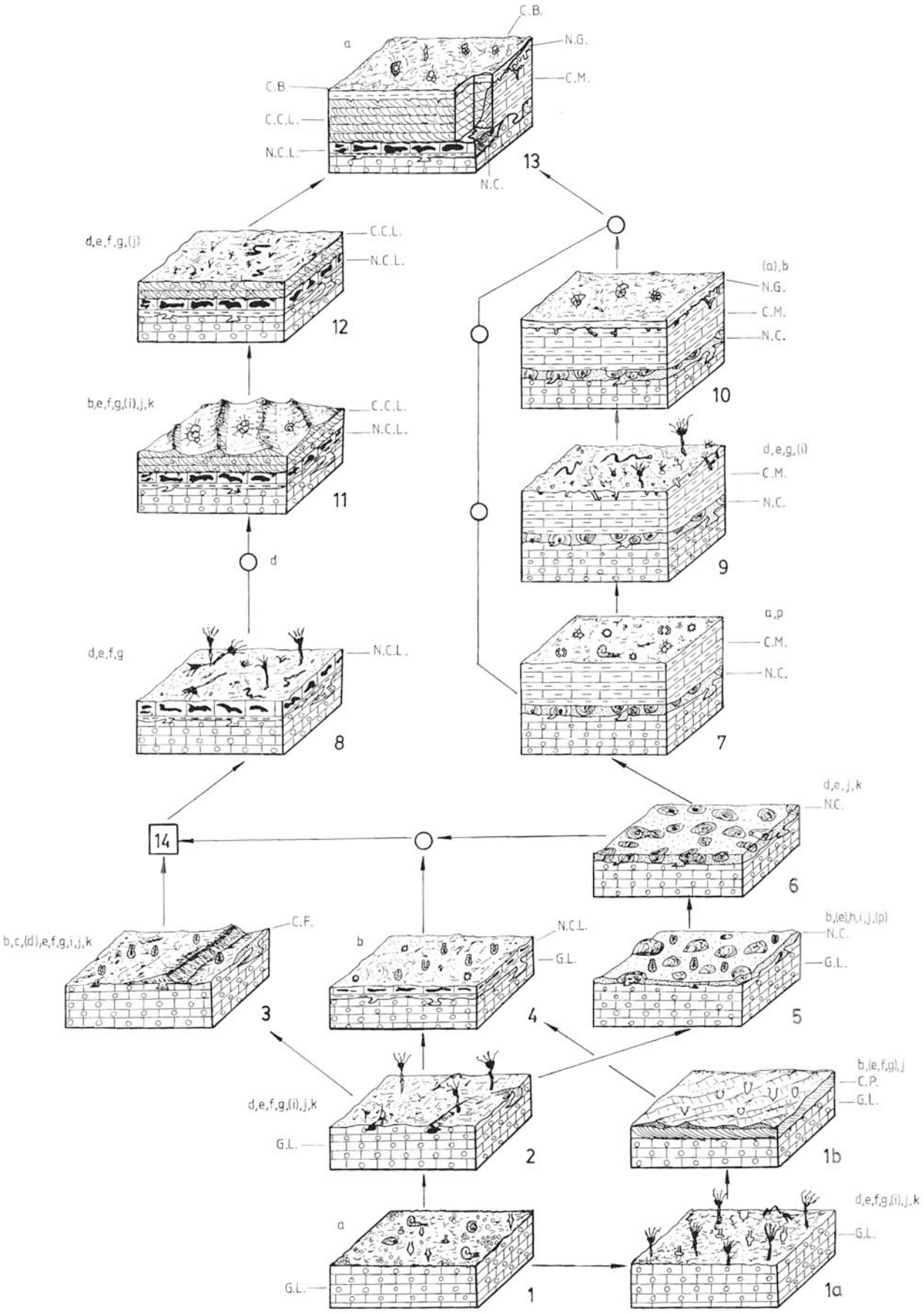

C.B.
a
N.G.
C.M.
C.B.
C.C.L.
N.C.L.
N.C.
13
d,e,f,g,(j)
C.C.L.
N.C.L.
12
(a),b
N.G.
C.M.
N.C.
10
b,e,f,g,(i),j,k
C.C.L.
N.C.L.
11
d,e,g,(i)
C.M.
N.C.
9
d
d,e,f,g
N.C.L.
8
a,p
C.M.
N.C.
7
d,e,j,k
N.C.
6
14
b,c,(d),e,f,g,i,j,k
C.F.
3
b
N.C.L.
G.L.
4
b,(e),h,i,j,(p)
N.C.
G.L.
5
d,e,f,g,(i),j,k
G.L.
2
b,(e,f,g),j
C.P.
G.L.
1b
a
G.L.
1
d,e,f,g,(i),j,k
G.L.
1a

FIGURA 43

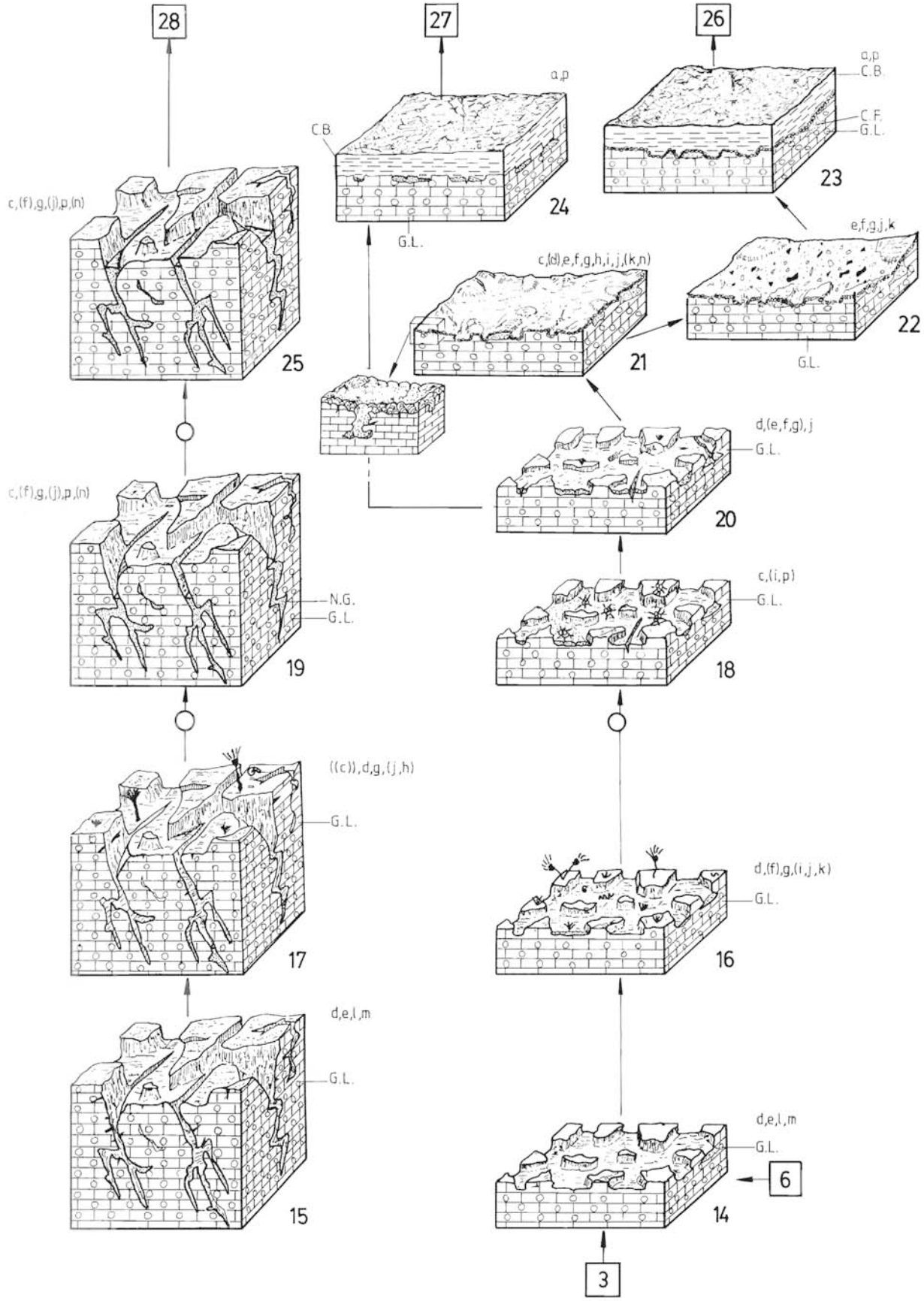

28
27
26
a,p
C.B.
C.F.
G.L.
23
a,p
C.B.
24
G.L.
c,(f),g,(j),p,(n)
25
e,f,g,j,k
22
c,(d),e,f,g,h,i,j,(k,n)
21
G.L.
d,(e,f,g),j
G.L.
20
c,(f),g,(j),p,(n)
N.G.
G.L.
19
c,(i,p)
G.L.
18
((c)),d,g,(j,h)
G.L.
17
d,(f),g,(i,j,k)
G.L.
16
d,e,l,m
G.L.
15
d,e,l,m
G.L.
6
14
3

FIGURA 44

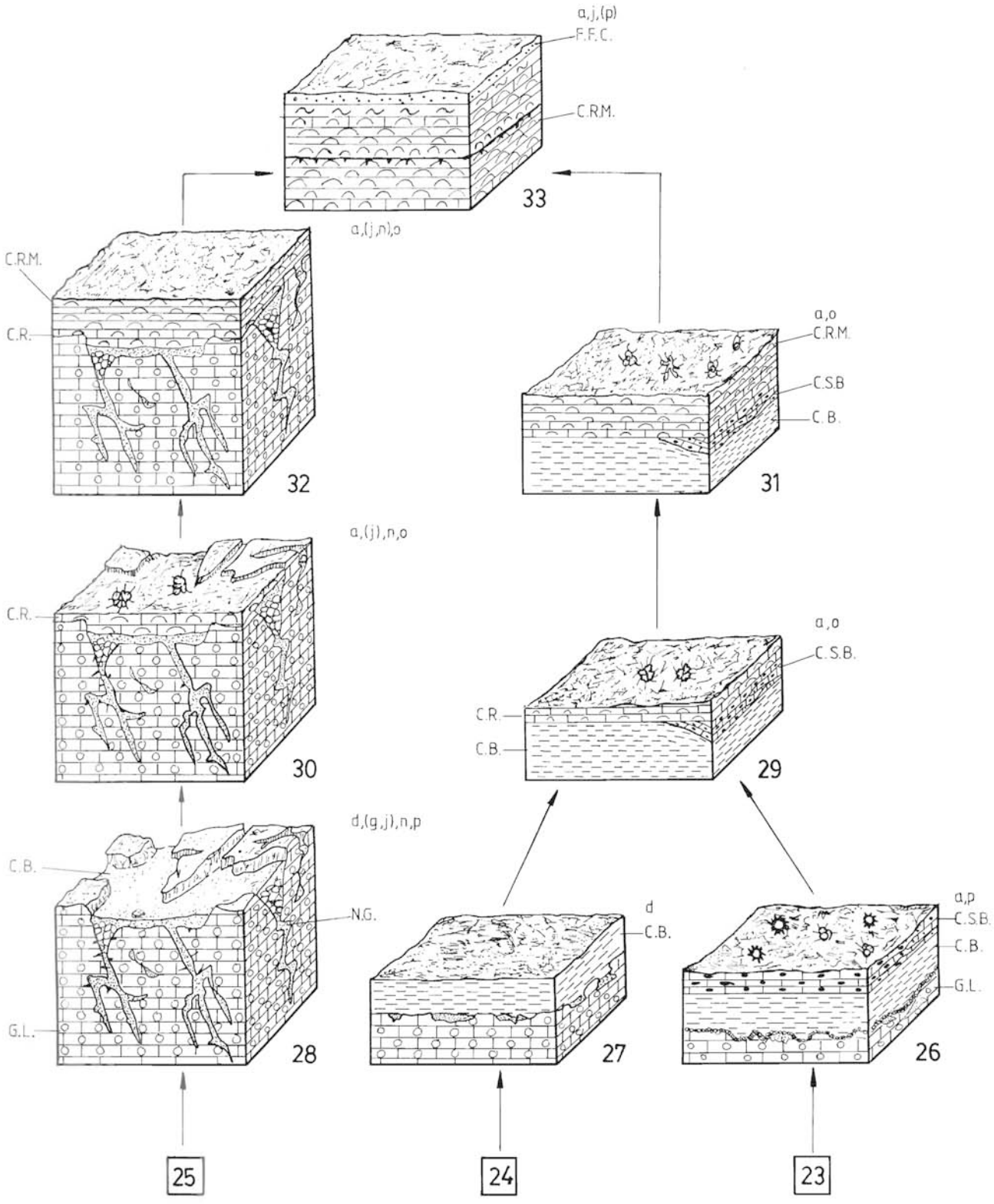

a,j,(p)
F.F.C.
C.R.M.
33
a,(j,n),o
C.R.M.
C.R.
32
a,o
C.R.M.
C.S.B
C.B.
31
a,(j),n,o
C.R.
30
a,o
C.S.B.
C.R.
C.B.
29
d,(g,j),n,p
C.B.
N.G.
G.L.
28
d
C.B.
27
a,p
C.S.B.
C.B.
G.L.
26
25
24
23

FIGURA 45

3.4.1.2.3.- Interpretación sedimentaria.

Prácticamente han sido ya expuestos más arriba los rasgos sedimentarios principales del Penibético durante el Hauteriviense-Barremense. Procederé aquí a un resumir, integrar y completar las conclusiones sedimentarias obtenidas del estudio de las morfologías kársticas y de los sedimentos más arriba descritos (Fig. 43,44).

a) La emersión.

Después de la interrupción sedimentaria submarina intravalanginiense y del depósito de sedimentos pelágicos condensados muy delgados durante el Valanginiense ¿terminal?-Hauteriviense inferior, el Penibético emergió en su práctica totalidad. Esta emersión afectó a un dominio que era pelágico desde el inicio del Jurásico superior, aunque con toda probabilidad muy somero, y está claramente demostrada por la karstificación que afecta de modo generalizado a los materiales anteriores al Hauteriviense superior. La emersión se deduce de la existencia de diversos rasgos diagnósticos (**Esteban** y **Klappa**, 1983), como son:

- La presencia de irregularidades de grandes dimensiones (paleorrelieves) en las calizas del Grupo Líbar, fosilizadas por sedimentos del Grupo Espartina.

- La presencia de formas kársticas de disolución, en particular cavidades (kamenitzas) y mogotes.

- La existencia de brechas de colapso.

- La micritización y lixiviado de algunos aloquímicos, tal vez por acción de organismos endolíticos (probablemente líquenes).

- La precipitación de algunos cementos con el hábito de la calcita con bajo contenido en magnesio, que se suele formar normalmente en ambiente subaéreo.

La emersión y la karstificación no fueron uniformes por todo el Penibético, sino que afectaron más a las partes septentrionales y más externas de éste, en particular a la región entre Ubrique y Grazalema, que a los sectores más internos y meridionales. En las partes más externas la emersión debió llegar a ser de hasta varias decenas de metros sobre el nivel del mar, lo que causó la formación de paleorrelieves relativamente importantes. En los sectores más internos, probablemente no superó los pocos metros. En la alineación Sierra Hidalga-Jarastepar-Las Utreras-Los Canutos tal vez la emersión no tuvo lugar o fue de importancia menor. En consecuencia, el Penibético constituyó, durante una parte del Hauteriviense una isla de muy escasa altura sobre el nivel del mar, formada por rocas carbonatadas (el Grupo Líbar) que eran intensamente karstificadas. Esta isla se encontraba aislada en el seno

de un mar en el que se depositaban sedimentos pelágicos, y al que no llegaban los aportes de terrígenos procedentes de áreas continentales, tan ampliamente representados, sin embargo, en otras regiones someras durante la misma edad (facies Weald: véase **García-Hernández**, 1978; **Canerot** et al.,1982, entre otros).

b) **Contexto tectónico.**

La diferente magnitud de la karstificación de las áreas externas, su progresiva disminución hacia los sectores internos y la presencia de fisuras de probable origen tectónico, sugieren que la emersión se debió producir a consecuencia de una basculamiento del Penibético en su conjunto, probablemente debido a un movimiento a favor de fallas lístricas (**Bally** et al., 1981) que, probablemente, lo delimitaban tanto por su borde externo como por el interno. Estas fallas lístricas pueden provocar una elevación de hasta varios centenares de metros de ciertas partes del fondo marino, a consecuencia de un basculamiento del mismo (véase **Bally** et al., 1981). De todas formas no se entiende la extensión que alcanza la karstificación en el Penibético si no se admite la actuación sincrónica de una caída relativa del nivel del mar, probablemente conectada con un descenso eustático, durante el Hauteriviense (**García-Hernández** et al., 1982).

c) **La karstificación.**

El karst que se formó en el Penibético durante el Cretácico fue un karst de disolución como lo demuestra la sola presencia de formas kársticas de disolución. Prácticamente no hubo precipitación del carbonato en forma de espeleotemas, por lo que puede clasificarse como un epikarst. Esto indica que este paleokarst no evolucionó considerablemente, no sobrepasó un estadio inicial o, como suele denominarse en la literatura kárstica, juvenil. (Fig. 43,44).

Durante la formación del paleokarst el Penibético prácticamente no había sufrido deformaciones tectónicas importantes; la única superficie de discontinuidad presente en las rocas ya depositadas era la estratificación. La fracturación no debió ser importante salvo tal vez, en los márgenes del dominio próximos a las zonas de fallas lístricas. Si bien en ciertas áreas la disolución progresó a lo largo de fisuras, puede asegurarse que la fisuración tectónica ha desempeñado un papel secundario, en el desarrollo y evolución del paleokarst, aunque en las áreas más externas del Penibético (Ubrique-Grazalema) pudo actuar de una forma más importante. La estructura horizontal, ha condicionado claramente la aparición de las formas kársticas reconocibles que, a la escala regional, prácticamente son de un solo tipo: las cavidades de disolución (kamenitzas) y los mogotes, que no han sido afectados por ésta. La coalescencia de cavidades diferentes da lugar a un tipo de lapiaz que recuerda al "**trittkarren**" el cual se suele formar en zonas con pendientes no muy pronunciadas. Otros factores que pudieron favorecer la aparición de estas formas y no de otras han podido ser: 1º) la ausencia de desniveles

en el momento de iniciarse la karstificación, ya que la superficie superior del Grupo Líbar más la pequeña costra de sedimentos del Valanginiense ¿terminal?-Hauteriviense inferior era una superficie planar subhorizontal; 2º) la muy escasa magnitud de la emersión que, probablemente, no superó, en los casos más extremos, las pocas decenas de metros ; y 3º) la escasa duración de la karstificación ya que, durante el propio Hauteriviense, probablemente el paleokarst quedó de nuevo completamente cubierto por las aguas del mar.

Las paredes verticales de los mogotes y las acanaladuras labradas en las mismas, cuando alcanzan dimensiones notables, como sucede en Grazalema, recuerdan a ciertas formas de "**rinnenkarren**" o de "rillenkarren". En todo caso confirman la existencia de una karstificación subaérea y demuestran que la disolución progresó según la vertical y no según la horizontal, lo que indicaría que el nivel de base del karst (nivel freático) no se encontraría a gran profundidad por debajo de la superficie topográfica.

La acción disolvente, probablemente, estuvo favorecida por la acción de microorganismos, en particular de líquenes (**Pomar**, 1976, **Pomar et al.**, 1975) al igual que sucede en cualquier karst actual. La actividad orgánica debía ser especialmente intensa en el fondo de las cavidades, en las cuales el agua de lluvia se debía acumular y las condiciones de humedad debían ser más persistentes lo que, sin duda, favorecería la colonización por líquenes y la acción corrosiva bioquímica de estos organismos. A ésta habría que añadir la erosión mecánica de algunos tipos de invertebrados que se alimentaran de estos líquenes (Schneider, 1977), como, por ejemplo, ciertos tipos de gasterópodos pequeños, continentales o litorales, comúnmente reconocibles en ambientes actuales.

Un rasgo llamativo es la ausencia de "**terra rossa**". Ciertas pátinas rosadas o rojizas podrían indicar su existencia, pero también podrían deberse a mineralizaciones posteriores en ambiente submarino. De todas formas no es de extrañar la ausencia de "**terra rossa**", por dos razones principalmente: en primer lugar, porque la karstificación afecta a unas calizas bastante puras, prácticamente desprovistas de terrígenos; en segundo porque la karstificación fué escasa duración y magnitud; finalmente porque los escasos residuos existentes habian sido fácilmente removidos por las corrientes, después de la sumersión del paleokarst.

d) **Fenómenos diagenéticos ligados a la emersión y karstificación: cementación y dolomitización del Grupo Líbar.** (Fig. 46).

La cementación.

Dos cuestiones interesantes, que es necesario analizar, son: el destino del carbonato que fué disuelto en las zonas karstificadas y la desaparición del karts en profundidad. A título de hipótesis me parece bastante razonable admitir que el destino de la mayor parte

del carbonato disuelto fuera la cementación en la zona freática del Grupo Líbar. En la zona freática, que estaría próxima al nivel de base del karst que sería el nivel del mar, cesaría la disolución y se iniciaría una cementación tardidiagenética lo que, consecuentemente, provocaría la total consolidación en profundidad de las calizas y la pérdida de la mayor parte de lo que le quedara de su porosidad original. El modelo diagenético propuesto lo presento en la figura 46 .El agua de lluvia ejercería su acción disolvente, preferentemente en un sentido vertical, en la zona vadosa. El agua, cargada con el carbonato disuelto, se infiltraría y percolaría por los poros y oquedades diversas de la roca, hasta acumularse en la zona freática, formando un acuífero de agua dulce. Estas aguas, al acumularse a lo largo del tiempo por causa de la recarga debida a la precipitación atmosférica tenderían a expulsar el agua marina que ocupara los poros de los sedimentos semiconsolidados del Grupo Líbar en la vertical del karst, hasta que se alcanzara un equilibrio dinámico entre los aportes atmosféricos y los aportes procedentes del mar. Posiblemente a consecuencia de la mezcla de aguas meteóricas y marinas (**Friedman** y **Sander**, 1967) se facilitó la cementación freática de los sedimentos porosos del Grupo Líbar, con el carbonato procedente de la disolución en las zonas superficiales. Esta hipótesis debería ser comprobada mediante un estudio detallado de la diagénesis, en particular la cementación, de las rocas del Grupo Líbar.

La dolomitización.

Otro fenómeno diagenético muy interesante es la dolomitización que afecta al Grupo Líbar en extensas áreas. Esta también pudo estar directa o indirectamente ligada a la emersión y la karstificación. Como ya se vio anteriormente, al menos una parte importante de la dolomitización que afecta sobre todo a la base y, localmente, al Grupo Líbar en toda su extensión, es claramente tardía y progresa de abajo hacia arriba, hasta reemplazar a las calizas en su práctica totalidad. Si bien no se puede descartar la posibilidad de que la dolomitización haya funcionado con anterioridad, los datos estratigráficos indican claramente que ésta actuó con intensidad durante el Cretácico inferior, inmediatamente antes o durante la formación del paleokarst. No hay evidencias de que haya habido dolomitización posterior, ya que no se reconocen sedimentos cretácicos postkársticos dolomitizados. En un afloramiento (Las Utreras) pueden observarse romboedros de dolomita dentro de un sedimento de edad Hauteriviense superior-Barremense pero, en este caso, no esta claro si se trata de una dolomitización o de una inclusión en el sedimento de cristales de una dolomita anterior. En todo caso, la dolomitización postkárstica sería de carácter muy local e importancia menor, mientras que en amplias regiones del Penibético (Franja Dolomítica) la dolomitización pre o sinkárstica subió hasta la misma superficie de karstificación cretácica. (Fig. 20,46).

Esta espectacular dolomitización hay que relacionarla con un desplazamiento masivo de los fluidos dolomitizantes (salmueras) desde abajo hacia arriba. El proceso, según se admite en estos casos

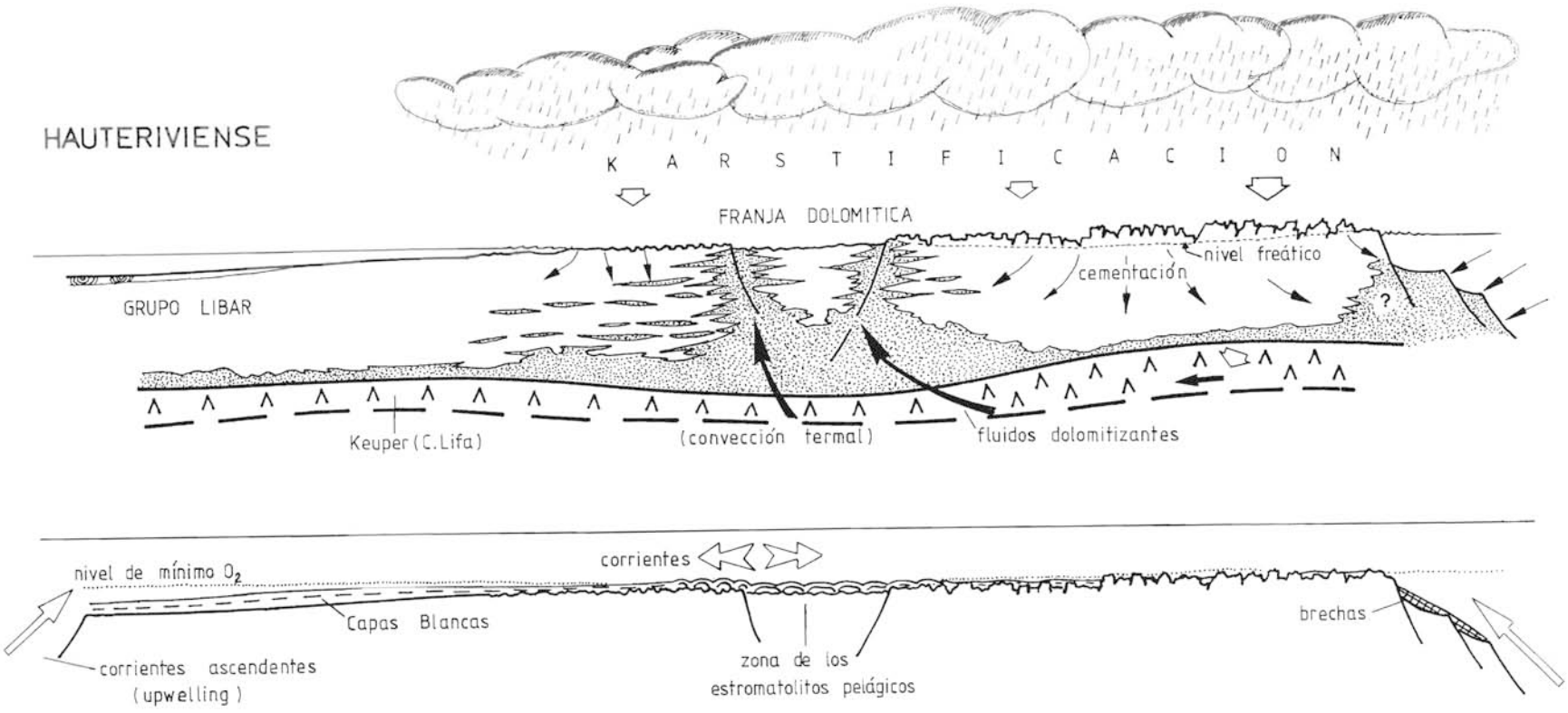


FIGURA 46.-Paleogeografía esquemática y contexto sedimentario durante la karstificación y la formación de la zona de los estromatolitos pelágicos fosfatados.

(**Martín**, 1979, 1980a) pudo haber sido iniciado por causas tectónicas como, por ejemplo, el basculamiento del Penibético previo a la formación del paleokarst, favorecido por la emersión y mantenido por convección termal (convección de Kohout: **Simms**, 1984; **Mullins et al.**, 1985). Los niveles impermeables y yesíferos del Trías superior (Capas de Lifa), pudieron proporcionar el magnesio necesario para la dolomitización como ya propuso **Dürr** (1967), y los fluídos dolomitizantes debieron progresar hacia arriba siguiendo zonas de debilidad, tal vez de fractura de las calizas del Grupo Líbar. Llama la atención el ordenamiento de los afloramientos dolomíticos según una franja alargada aproximadamente coincidiendo con las directrices tectónicas y paleogeográficas regionales, así como los cambios sedimentarios de detalle que, a lo largo del Cretácico, se pueden detectar a uno y otro lado de esta Franja Dolomítica (aumento notable de la karstificación al N de ella; existencia dentro de ella de zonas con sedimentación particular, como por ejemplo la del Cortijo de Líbar; aparición de la zona de estromatolitos pelágicos del Cretácico "medio", y desaparición del Cenomanense medio-superior-Turonense al N de la misma, etc.) que deben estar ligados a algún tipo de fenómeno paleogeográfico o paleotectónico particular.

e) Sumersión del paleokarst: colonización y reanudación de la sedimentación.

En el Hauteriviense superior, el paleokarst fue cubierto de nuevo por las aguas (Fig.43,44), como lo demuestra la presencia de sedimentos de esta edad rellenando huecos o formando estratos sobre los materiales previamente karstificados, incluso en las areas donde el paleokarst alcanzó su máximo desarrollo, como por ejemplo, la región de Villaluenga del Rosario-La Manga. La brevedad y poca importancia en la vertical de la emersión impidió que el paleokarst alcanzara un desarrollo notable en la mayor parte del Penibético, ya que comúnmente afecta tan solo a los decímetros superiores de las calizas de la formación Torcal. No es seguro que el paleokarst fuera totalmente cubierto por las aguas en las zonas más externas y septentrionales, aunque ésta me parece la hipótesis más razonable. Tras la sumersión del paleokarst tuvo lugar, inmediatamente, la colonización del mismo por una activa fauna perforante probablemente de litófagos. (Lam. 23 Fot. 6). La acción de esta fauna no alteró sustancialmente las morfologías kársticas previamente adquiridas. Este fondo rocoso (rock-ground: **Fürsich**, 1979) debió ser fuertemente batido por el oleaje y las corrientes ya que, en la actualidad, no se reconocen los restos fósiles de los organismos perforantes, que debieron ser destruidos en su práctica totalidad.

Tras la sumersión, la sedimentación pelágica comenzó de nuevo. Esto debió estar condicionado por hundimiento relativamente rápido del fondo marino (o una subida rápida del nivel del mar), que impidió la implantación de unas condiciones de plataforma carbonatada somera. No hay que olvidar, por otra parte, que el Penibético, aún durante su emersión, se encontraba aislado dentro de un extenso dominio

pelágico, muy alejado, por tanto, de las influencias continentales. La sedimentación pelágica con la que inició la fosilización del paleokarst era la única posible, fundamentalmente de carácter biogénico (fangos de nannoplancton y foraminíferos con una proporción mínima de terrígenos finos y no necesariamente tendría por qué ser característica de zonas de gran profundidad. Al mismo tiempo que la sedimentación pelágica se producía a una bajísima velocidad, algunas zonas elevadas del paleokarst se derrumbaban, colapsaban, dando lugar, a acúmulos de brechas en las zonas deprimidas. Este proceso, como luego se verá, continuó a lo largo de una gran parte del Cretácico superior. (Fig. 45)

En algunas de las partes más internas del Penibético, donde la karstificación fue de importancia menor o inexistente, los sedimentos pelágicos se depositaron normalmente estratificados (Capas de Manilva). Localmente, en zonas deprimidas con respecto a otras adyacentes, la circulación de las aguas no fue buena lo que permitió el estancamiento, y la estratificación por densidad de las aguas y la formación de sedimentos algo bituminosos (O de los Canutos). Las variaciones en la circulación oceánica, tal vez climática o eustáticamente condicionadas, pudieron también provocar la condensación estratigráfica, acumulación, fragmentación y remoción de los fósiles, la mineralización y la nodulización que afectó a algunos niveles estratigráficos, como sucede en la región de la Sierra Hidalga durante el Hauteriviense superior-Barremense basal. (Fig. 43,44)

3.4.1.3.- La discontinuidad intraaptense. Los sedimentos del Aptense superior.

3.4.1.3.1.- La discontinuidad.

En Sierra Hidalga y Las Utreras, sobre las Capas de Manilva, se reconoce una nueva discontinuidad estratigráfica fosilizada por sedimentos pelágicos del Aptense superior que contienen una abundante fauna de foraminíferos planctónicos. En la mayor parte del Penibético, los escasos sedimentos del Aptense superior existentes aparecen como rellenos de cavidades del paleokarst.

Esta nueva discontinuidad se reconoce claramente en Sierra Hidalga, donde se puede estudiar a unos metros al O del punto donde se levantó el corte de la figura 40 , sobre el mismo trazado de la pista que asciende al Cortijo del Espinarejo. Lateralmente a partir de este punto puede seguirse pero las condiciones de exposición son muy malas. Es una superficie agujereada, irregular, con pináculos y depresiones de dimensiones centimétricas, recubiertas de perforaciones y encostrada por pátinas ferruginosas y verdosas de probable origen glauconítico. Esta superficie es análoga a lo que en algunos trabajos se denomina un biokarst (Schneider, 1977; Fürsich, 1979) y su origen biológico, debido a la acción de organismos perforantes, resulta evidente a simple vista y al microscopio. (Lam.18, Fot.2; Lam.15, Fot.5 y 6). Las perforaciones muestran una banda periférica de alteración de la roca encajante. de

unos milímetros de espesor, y un relleno pelágico rico en foraminíferos planctónicos. Los fósiles, presentes en abundancia tanto en la roca encajante como el relleno permiten datar perfectamente esta discontinuidad.

3.4.1.3.2.- Los sedimentos del Aptense superior. Crinoiditas del Cortijo de Líbar y Niveles de La Manga-Grazalema.

Al contrario de lo que sucede con los niveles del Hauteriviense superior-Barremense, los sedimentos del Aptense superior del Penibético se pueden reconocer en muchos puntos del mismo, pero siempre en muy pequeñas cantidades y frecuentemente resedimentados en materiales cretácicos más recientes. Por otra parte, hasta ahora, no he reconocido estos materiales bien estratificados más que en dos puntos. En el resto del Penibético no aparecen estratificados, ni siquiera en la alineación más interna, en la cual incluso pueden faltar completamente por laguna estratigráfica, como sucede, por ejemplo en el corte nº 17a de González-Donoso et al, (1983).

En La Manga (Fig. 53 ,corte nº 24 de González-Donoso et al., 1983) se reconocen los materiales del Aptense superior estratificados directamente sobre los del Hauteriviense superior-Barremense, sin que entre ambos sea visible ninguna superficie de discontinuidad que no sea la propia estratificación. Dada la relativa abundancia de rellenos del Aptense superior en los alrededores de Grazalema y la presencia de los mismos bien estratificados en La Manga, he denominado a estos depósitos, Niveles de La Manga-Grazalema. Su datación no plantea graves problemas (González-Donoso et al., 1983), dado su contenido en foraminíferos planctónicos (**Hedbergella trocoidea (GANDOLFI) H. gorbachikae, Globigerinelloides barri (BOLLI et al.), G. ferreolensis (MOULLADE), G. algerianus (CUSHMAN y TEN DAM), "Planomalina" cheniourensis) (SIGAL)**,característicos del Aptense superior (Gargasiense).

a) Los niveles de La Manga-Grazalema.

Cuando los niveles de La Manga-Grazalema aparecen formando parte de rellenos de diques neptúnicos o de costras calcáreas sobre la superficie del paleokarst pueden presentar una litofacies calcárea o margosa. En el segundo caso es posible efectuar levigados y aislar los foraminíferos plantónicos, pero con frecuencia se reconocen mezclas de faunas que evidencian la remoción postaptense de estos materiales. Tanto la litofacies calcáreas como la margosa presentan por lo general un color verde y contienen pirita dispersa, a veces formando cubos incrustados sobre los foraminíferos, y una cierta cantidad de material bituminoso. En otros casos son de color amarillento y pueden formar la matriz de brechas de colapso y/o autoclásticas, desprendidas de las paredes de las grietas del paleokarst, (Lam 5 , Fot. 6), como puede reconocerse en el afloramiento situado al oeste de Grazalema (nº 21b de González-Donoso et al., 1983). Cuando forman costras sobre la superficie del paleokarst, sobre todo en el fondo de las cubetas, suelen presentar

numerosas costras ferruginosas con las que pueden alternar. Frecuentemente, además de foraminíferos planctónicos suelen contener abundantes fragmentos de equinodermos (sobre todo crinoides, también radiolas de equínidos), algunos dientes de peces y belemnites picoteados en superficie por perforaciones de cirrípedos.

b) Las crinoiditas del Cortijo de Líbar.

Una litofacies particular existe en el Cortijo de Líbar (Fig. 26,28 corte nº 18, de González-Donoso et al., 1983), en el cual, sobre la superficie del paleokarst, aquí muy débilmente desarrollada, reposa un paquete de poco más de un metro de espesor de calcarenitas con crinoides, con foraminíferos planctónicos y con abundante cuarzo bien rodado, que presentan estratificaciones cruzadas de pequeños tamaño que evidencian la acción de las corrientes sobre la superficie de discontinuidad intracretácica del Penibético, durante el Aptense superior. Estos sedimentos probablemente, formaron plastas discontinuas sobre la superficie del paleokarst (Fig. 43)

3.4.1.3.3.- Interpretación sedimentaria.

Es un hecho llamativo la inexistencia en el Penibético de sedimentos del Aptense inferior y, por el contrario, la relativamente buena representación areal, aunque siempre muy escasa en volumen, de los sedimentos del Aptense superior. Parece razonable pensar que esta ausencia es consecuencia de una nueva interrupción sedimentaria acaecida durante el Aptense inferior (Fig.43,44). No sería éste, un fenómeno extraño, habida cuenta de la escasísima velocidad de sedimentación, nula en amplias áreas, de los sedimentos del ciclo inmediatamente precedente. La existencia de dicha interrupción sedimentaria intraaptense se reconoce, en unos casos, al constatar por micropaleontología una laguna estratigráfica y, en otros, por la presencia de una superficie de discontinuidad sobre el techo de los sedimentos del Hauteriviense superior-Barremense señalada por una intensa cementación y bioturbación de los mismos, o sea, lo que algunos denominan un biokarst.

No hay argumentos en contra de un origen submarino, que parece ser el más probable para esta superficie, dado que, por una parte, sus rasgos morfológicos son debidos a cementación y biocorrosión por organismos perforantes marinos y, por otra, que separa sedimentos pelágicos. El contexto estratigráfico indica, en todo caso, que el Penibético formaba un alto fondo rocoso (rock-ground) en el seno de un mar pelágico.

La sedimentación sobre este alto fondo se reanudó de forma muy precaria, durante el Aptense superior. Practicamente sólo hubo depósito en las cavidades del paleokarst, lo que debió favorecer la colonización de la superficie por organismos epibentónicos, en particular crinoides, cuyos restos aparecen con frecuencia entre los sedimentos

de esta edad. La naturaleza finamente biomicrítica y, en bastantes casos, la abundancia de material bituminoso y de pirita sugieren que el acúmulo se produjo en condiciones de relativa tranquilidad, probablemente anoxigénicas, que debían ser las reinantes dentro de algunas de las cavidades del paleokarst. A ellas llegaban, procedentes del exterior, sedimentos biogénicos finos y, una vez dentro, la circulación de las aguas y, por tanto, la movilización y la oxigenación no debieron ser demasiado buenas. Sobre la superficie del paleokarst, sin embargo, no había prácticamente sedimentación o, más probablemente, los escasos sedimentos que se depositasen debían ser barridos en su mayor parte por las corrientes. La acción de corrientes sobre el alto fondo está avalada por la presencia de estratificaciones cruzadas en las Crinoiditas del Cortijo de Líbar. Estas rocas se debieron depositar en un área deprimida y de fondo plano, lo que facilitó su acumulación estratificada como un sedimento normal, a diferencia de lo que ocurre en las restantes áreas del Penibético durante el Aptense superior, en que solo se reconocen los depósitos de esta edad como rellenos de cavidades. Por sus rasgos petrográficos, recuerdan mucho a las Crinoiditas de la Fuenfría y sobre todo a las Crinoiditas del Pozuelo anteriormente descritas (cf.3.3.3.2.3.). Un rasgo peculiar de estas rocas es que contienen bastante cuarzo, lo que es casi absolutamente desconocido por todo el Penibético en tiempos postriásicos y anteriores al Eoceno superior. La presencia de cuarzo no tiene una explicación sencilla, dado que no se reconoce el más mínimo vestigio de cuarzo en depósitos coetáneos ni en depósitos anteriores ni posteriores de muchos kilometros a la redonda. Algunos autores, en casos parecidos a éste, han especulado con la posibilidad de que el cuarzo haya sido traído por raíces de árboles arrancados por tormentas en zonas costeras y que, flotando, fueran arrastrados mar adentro por las corrientes decenas o incluso centenares o hasta millares de kilómetros, hasta su desintegración y hundimiento final en las zonas pelágicas (Bosellini com pers., 1982). En otros casos se ha especulado con la posibilidad de que tales elementos exóticos pudieran ser antiguos gastrolitos de peces muertos en zonas pelágicas (**Rivas**, com. pers., 1981).

3.4.2.- La discontinuidad intraalbense. Los estromatolitos pelágicos. Los sedimentos del Albense medio-superior-Turonense y otras discontinuidades estratigráficas asociadas.

3.4.2.1.- La discontinuidad intra-albense.

Después del depósito de los delgadísimos y discontinuos materiales del Aptense superior, el Penibético en su totalidad se vio afectado por un nuevo episodio de interrupción sedimentaria que comprendió la parte final del Aptense, la totalidad del Albense inferior y, en la mayor parte de las áreas, el Albense medio. El estudio micropaleontológico mediante foraminíferos planctónicos permite constatar esta laguna estratigráfica (**González-Donoso** et al., 1983) incluso en los rellenos de cavidades y diques neptúnicos del paleokarst. Cuando se reconocen rellenos aptenses cementados en contacto con sedimentos albenses o

o posteriores, se constata, entre ambos, una discontinuidad sedimentaria marcada por una costra ferruginosa y una mayor cementación en los materiales aptenses. En los dos cortes en los que se han detectado materiales estratificados del Aptense superior no se constatan superficies de discontinuidad estratigráfica diferentes de la propia estratificacion, pero sí se reconoce, gracias a la microfauna, la laguna estratigráfica citada (Fig. 44): sobre el Aptense superior reposan, en aparente concordancia (paraconformidad), depósitos del Turonense superior-Coniacense basal (zona de Schneegansi); en el corte del Cortijo de Líbar, sobre las crinoiditas del Aptense superior reposan, mediante un contacto neto, unas calizas micríticas margosas, grises, con nódulos de sílex, del Albense superior-Vraconense inferior.

3.4.2.2.- Los sedimentos del Albense medio-superior-Turonense. Aspectos generales.

A lo largo de la mayor parte del Cretácico inferior, el paleokarst labrado al techo del Grupo Líbar durante el Hauteriviense prácticamente no estuvo cubierto por sedimentos cretácicos. Los escasos sedimentos depositados entre el Hauteriviense superior y el Aptense superior inclusive tan solo rellenaron algunas grietas y cavidades del paleokarst, a veces muy profundas, pero éste en su mayor parte permaneció expuesto en el fondo marino donde era colonizado y recubierto por organismos epibentónicos. Sin embargo, a partir del Albense medio-superior-Vraconense inferior se inició de forma generalizada la fosilización del paleokarst (Figs.41,43,44). En el Cenomanense inferior eran ya muy contadas las áreas en las cuales el paleokarst aún permanecía parcialmente expuesto en el fondo marino; estas áreas, que se restringen al sector actualmente comprendido entre Ubrique y Grazalema, fueron siendo progresivamente enterradas a lo largo del Cretácico superior. (Fig.45).

La datación de los sedimentos del intervalo Albense-Turonense no plantea demasiados problemas ya que, por lo general, contienen una abundante fauna de foraminíferos planctónicos y, en algún caso, ammonites, que permiten una datación precisa. La mayor parte de las dataciones efectuadas fueron ya presentadas en un trabajo precedente (**González- Donoso** et al.,(1983) al que remito al lector interesado. Los criterios bioestratigráficos utilizados fueron expuestos por **Rebollo** (1980) y, posteriormente por **González-Donoso** et al. (1982). Las divisiones bioestratigráficas empleadas se recogen en el Capítulo 1 (ap.3.2.3) de este trabajo (Fig. 54).

Lo más frecuente es que el enterramiento se inicie en el Albense superior (zona de **B. breggiensis**) o el Vraconense inferior (zona de **R. (P.) ticinensis**), pero en dos puntos **González-Donoso** et al. (1982,1983) han podido constatar su comienzo en el Albense medio (zona de **T. primula**).

La sedimentación, continuó ininterrumpidamente hasta el Cenomanense inferior. En bastantes puntos del Penibético, situados al N

de la Franja Dolomítica, los estudios bioestratigráficos permiten constatar una nueva laguna que comprende el Cenomanense medio-superior y el Turonense inferior-medio. Esta laguna desaparece en las zonas meridionales donde se reconocen todas las biozonas del Cretácico postalbense sin discontinuidad alguna en la sedimentación.

Los sedimentos del intervalo Albense (medio) superior-Turonense presentan tres litofacies bastante características, dos de ellas estratificadas, formadas por margas y margocalizas claras y por calizas con sílex. A las primeras las he denominado Capas Blancas, las segundas Calizas con Sílex del Boquerón. Las Capas Blancas tienen rango de formación. Las calizas con Sílex del Boquerón constituyen un miembro dentro de las Capas Blancas. Entre ambas existen tránsitos graduales tanto laterales como verticales pero, en esencia, las segundas suelen ocupar una posición estratigráfica superior. La tercera litofacies está formada por calizas rojas, brechas glauconítico-ferruginosas y estromatolitos pelágicos.

3.4.2.3.- Los estromatolitos pelágicos y los sedimentos asociados.

3.4.1.2.1.- Generalidades.

La existencia de estructuras estromatolíticas pelágicas en el Penibético (fig. 47) ya ha sido mencionada en niveles estratigráficos más antiguos que el Albense, descritos en apartados precedentes. Concretamente, se localizan en la superficie de discontinuidad anterior al Oxfordense medio, que marca la base de la Formación Torcal en los alrededores de Grazalema, y también en el Nivel de Los Canutos de edad Valanginiense ¿terminal?-Hauteriviense inferior. No procedí antes a una descripción concisa de los estromatolitos pelágicos porque los detalles de la estructura, textura y entorno sedimentario de los ejemplos mencionados (salvo en el caso de los asociados a las calizas de la Formación Torcal), son equivalentes a los de los estromatolitos pelágicos que describiré en este apartado. Estas estructuras se pueden reconocer a lo largo de una amplia franja del Penibético, aproximadamente coincidente con la Franja Dolomítica, que se caracterizó en muchos puntos por su escasa sedimentación durante el Albense-Vraconense. Aparecen recubriendo al paleokarst, intercrecidas con sedimentos pelágicos y fosilizadas por las Capas Blancas o, en algún caso, por las Capas Rojas. Los estromatolitos pelágicos objeto de este apartado se formaron, por tanto, durante la interrupción sedimentaria intraalbense o bien inmediatamente después de ésta. En algún caso, no obstante, parece factible la formación de estromatolitos pelágicos durante el Aptense superior. En todo caso, los estromatolitos objeto de este apartado son claramente posteriores a la emersión que originó el paleokarst.

La naturaleza pelágica de estos estromatolitos, y de sus equivalentes más antiguos, es evidente a juzgar por su composición, textura y estructura y por los sedimentos con los que aparecen relaciona-

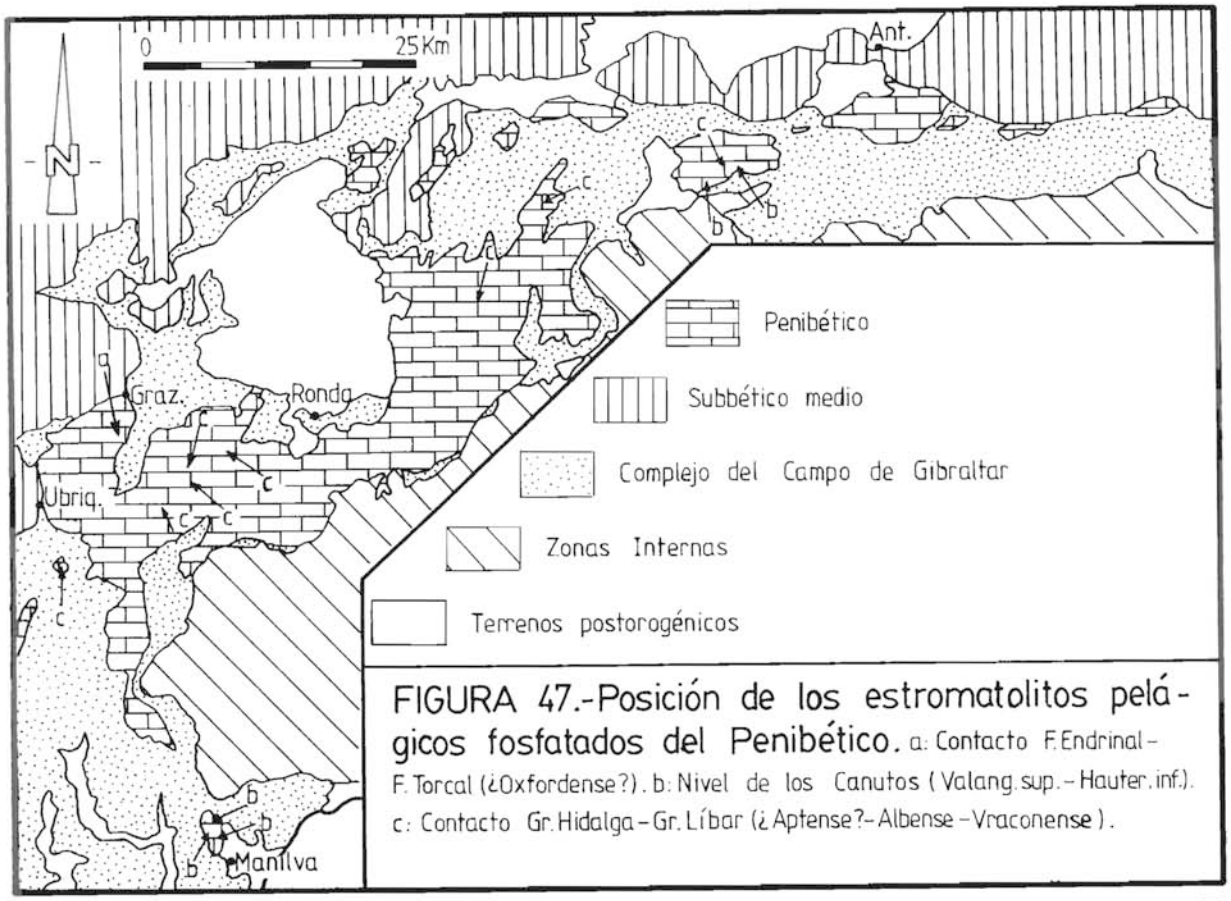


FIGURA 47.-Posición de los estromatolitos pelágicos fosfatados del Penibético. a: Contacto F. Endrinal - F. Torcal (¿Oxfordense?). b: Nivel de los Canutos (Valang. sup. - Hauter. inf.). c: Contacto Gr. Hidalga - Gr. Líbar (¿Aptense? - Albense - Vraconense).

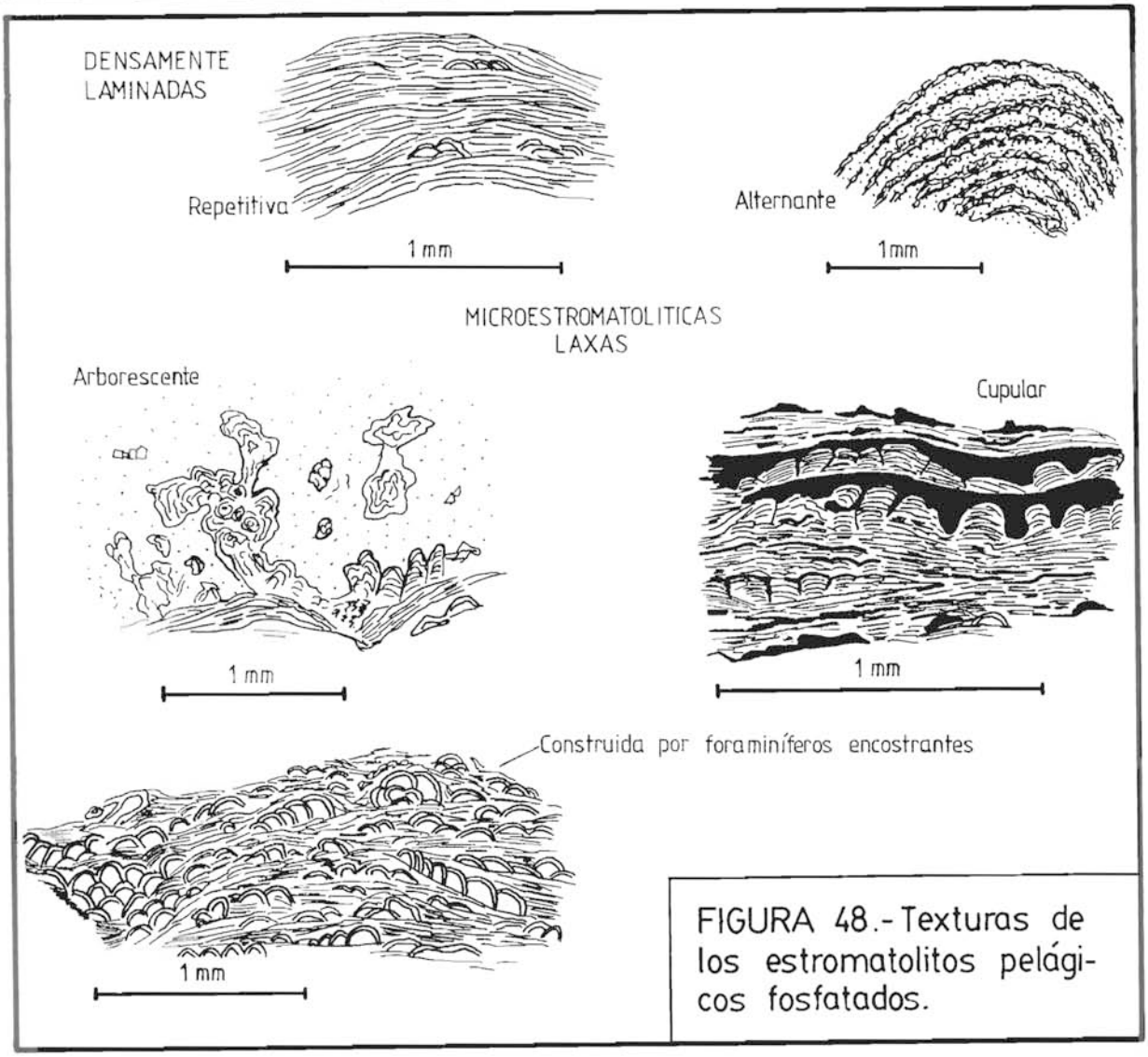


FIGURA 48.- Texturas de los estromatolitos pelágicos fosfatados.

dos y entre los que se encuentran intercalados. En estrecha asociación con estos estromatolitos aparecen calizas amarillentas y rojas, a veces laminadas (Lam. 23 ,Fot. 1, 2), con abundantísimos foraminíferos planctónicos que indican que el crecimiento principal de estas estructuras organosedimentarias tuvo lugar durante el intervalo Albense superior-Vraconense, y que su formación cesó a partir del Cenomanense inferior (**González-Donoso** et al., 1983). También aparecen asociados a brechas y microbrechas glauconíticas y costras ferruginosas que, con frecuencia, contienen fragmentos de materiales más antiguos, especialmente de los niveles altos en la Formación Torcal.

Estructuras semejantes y coetáneas han sido descritas por **Rioult y Royant** (1975) en la Zona del Briançon de los Alpes Occidentales y por **Krajewski** (1981a,b,c, 1983) en los Cárpatos polacos (Montañas del Tatra). Tambien **Massari y Medizza** (1973) y **Massari** (1975) reconocieron estromatolitos análogos asociados a los fondos duros de la base del Senonense de la región de Venecia, en los Alpes meridionales. En el Penibético, los estromatolitos pelágicos cretácicos fueron someramente descritos por **Chauve** et al., (1968) y por **González-Donoso** et al., (1983) quienes reconocieron los rasgos más sobresalientes de su textura y estructura y pusieron de manifiesto su composición química predominantemente fosfatada.

3.4.2.3.2.- <u>Aspectos morfológicos macroscópicos. Composición</u>.

Los estromatolitos pelágicos forman una costra ferruginosa y fosfática de espesor centimétrico, o a lo sumo decimétrico, lateralmente discontinua, que recubre el techo de los mogotes del paleokarst y, en ocasiones, las paredes y fondos de las cavidades de disolución. En algunos casos tapizan también el techo y las paredes de microcuevas y, frecuentemente, aparecen como nódulos de dimensiones variables entre 1 cm y más de 10 cm, con morfologías subsferoidales ovoidales o aplastadas, estas últimas especialmente desarrolladas en los de dimensiones mayores. Los nódulos a su vez, pueden aparecer englobados por envolturas estromatolíticas posteriores (Lam.17,Fot.5;Lam.18, Fot.1).Con frecuencia aparecen fragmentados e incorporados a brechas de matriz margosa, que rellenan las cavidades del paleokarst antes de ser éste definitivamente fosilizado por las Capas Blancas. (Fig. 43,44,45).

Estos estromatolitos son de colores pardos, anaranjados o rojizos, a veces verdosos, dependiendo del grado de mineralización y del color de los sedimentos asociados. Desde un punto de vista mineralógico están constituidos por carbonatos, fosfatos, oxidos de hierro y, en algún caso de manganeso. El fosfato es apatito criptocristalino y normalmente alcanza una proporción del orden del 20% en los estromatolitos aunque en algunos casos puede llegar al 45%. En una muestra entre las láminas estromatolíticas han aparecido agregados radiales milimétricos de cristales agrupados en forma de roseta, verosímilmente formados por precipitación inorgánica sinsendimentaria, que parecen corresponder a algún sulfato, probablemente baritina.

LAMINA 16

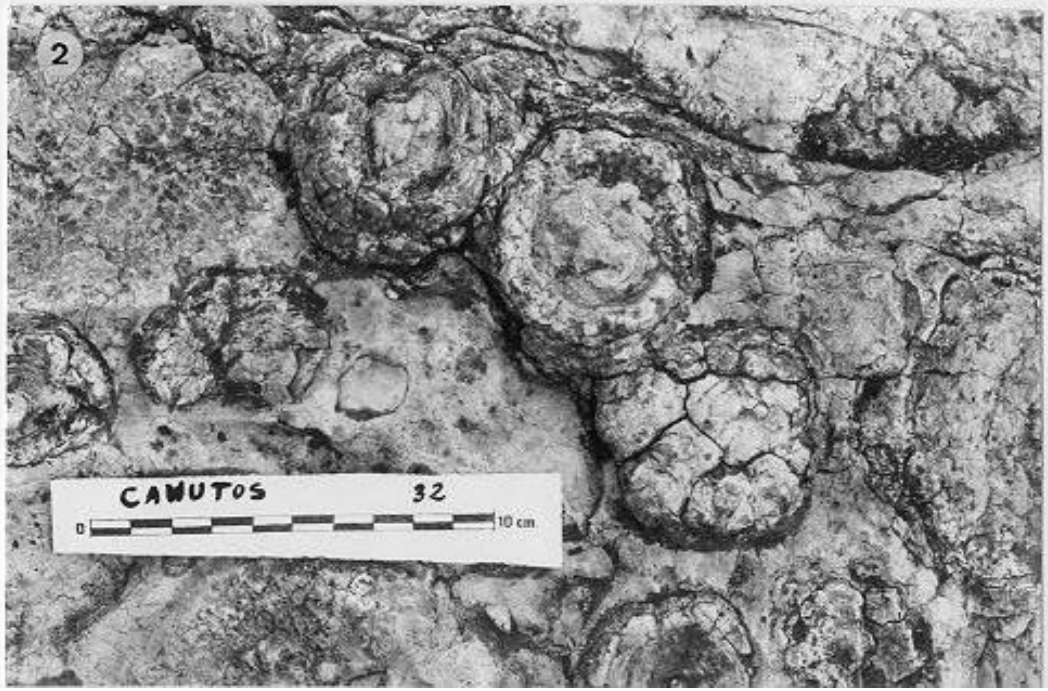
Estromatolitos pelágicos fosfatados. 1 a 5, Nivel de los Canutos.

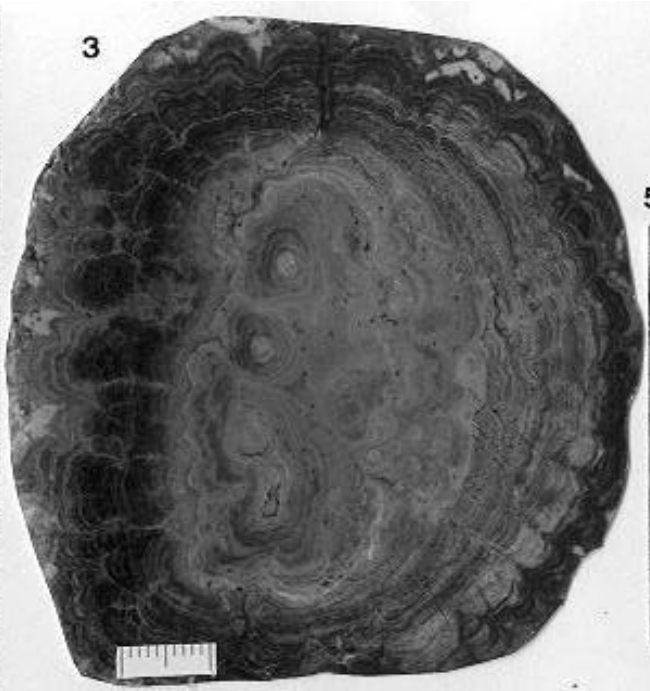
Fotos.- 1 y 2.- Aspecto de campo del nivel de los Canutos visto en planta. Los Canutos de Manilva. Obsérvese la exclusiva presencia de formas oncoidales enclavadas en un sedimento calcáreo de textura biomicrítica a micrítica.

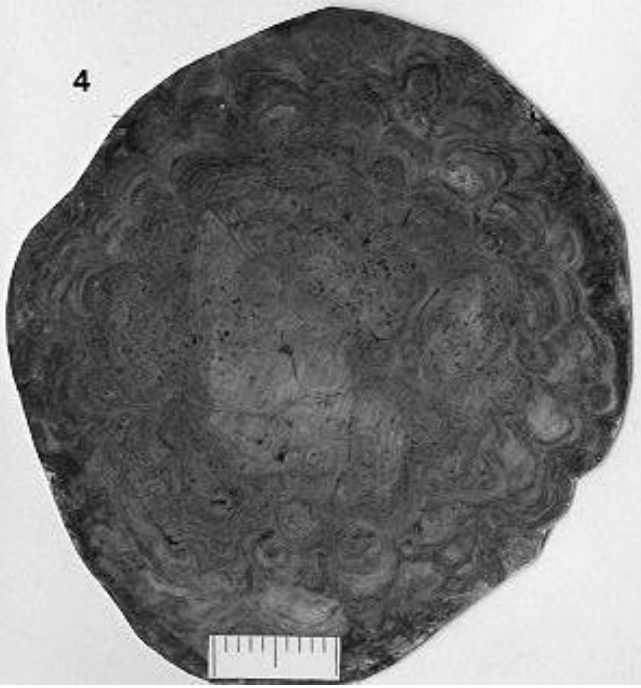
Fotos 3 y 4.- Oncolitos en sección pulida y recubierta de resina. Escala: 1cm. En 4 el corte es tangencial. Obsérvese la textura densamente laminada y la aparición progresiva de cúpulas hemisferoidales hacia la periferia. En las partes más externas del ejemplo de la foto 3 se observan perforaciones orgánicas rellenas de sedimentos pelágicos. Estos ejemplos muestran pocas diferencias texturales con respecto a los ejemplos del Albense-Vraconense. No obstante, a diferencia de aquéllos (Lámina 17), su núcleo no suele estar formado por clastos o cantos blandos ricos en sedimentos pelágicos y microestromatolitos sino que comienza siendo una porción densamente laminada alternante con abundante sedimento microsparítico atrapado entre sus láminas; por otra parte, no son frecuentes los microstromatolitos arborescentes y la laminación en su conjunto presenta un aspecto más compacto que en los ejemplos posteriores. Todo ello sugiere que su crecimiento tuvo lugar en condiciones globalmente más energéticas que la de los ejemplos albovraconenses.

Fotos 5 y 6.- Aspecto superficial de las cúpulas o hemisferoidales. Escala: 1 cm. La foto 5 corresponde al mismo ejemplar que la foto 3 (Nivel de Los Canutos), y la foto 6 al mismo ejemplar que la foto 4 de la lámina 18 (Hacho de Montejaque). Obsérvese en 6 el moteado blanco, sobre las cúpulas, que se corresponde con algunas colonias de foraminíferos en costrantes.

1


2
CAMUTOS 32
0
10 cm


3

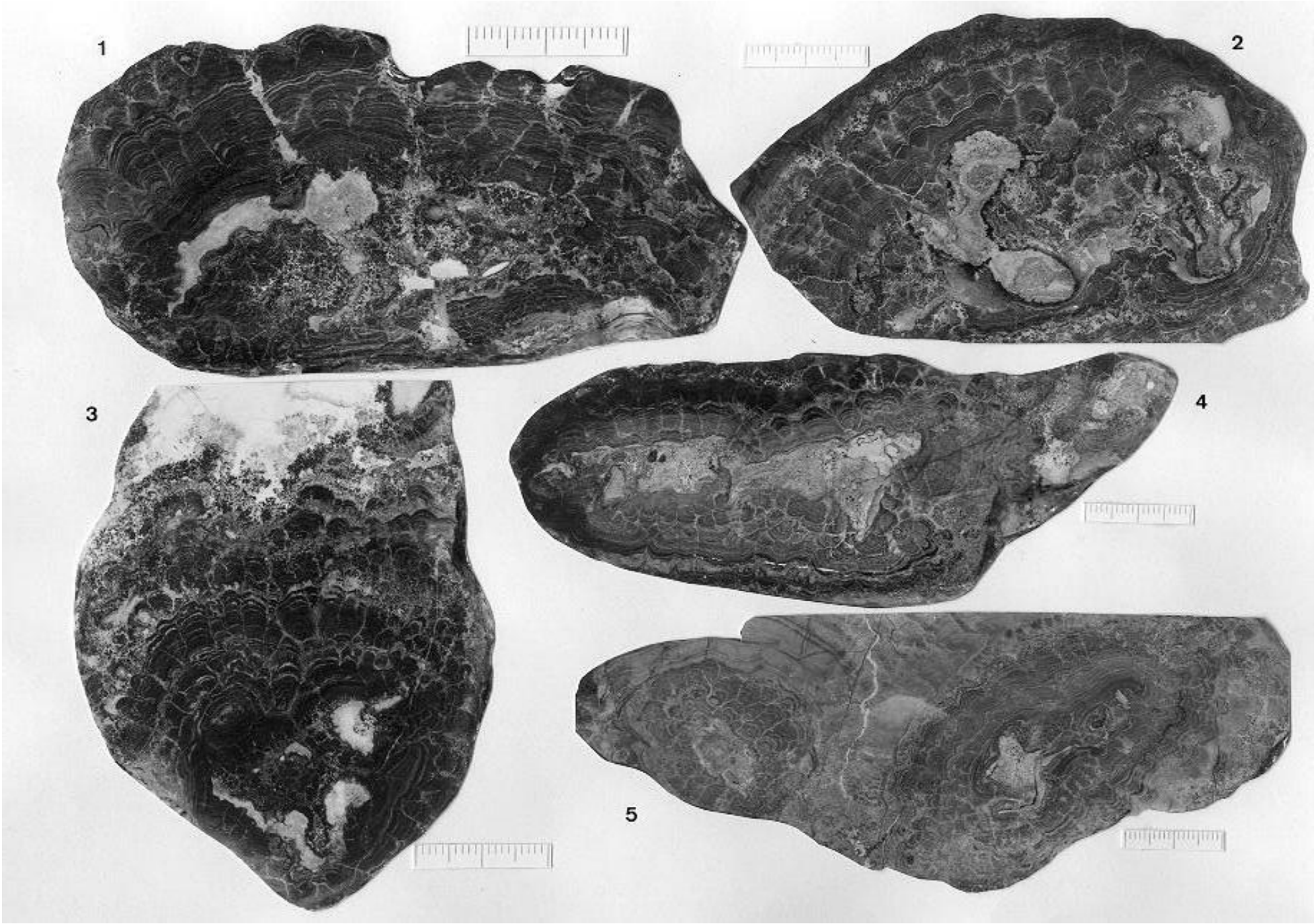

4

5

6

LAMINA 17

Estromatolitos pelágicos fosfatados del Albense-Vraconense del Hacho de Montejaque (1 a 4) y de Benaojan (5). Escala: 2 cm en todos los casos. El núcleo está formado por sedimentos micríticos con abundantes foraminíferos planctónicos que engloban gran cantidad de microestromatolitos arborescentes, así como granos de glauconita (motas negras) y pequeños clastos de calizas de la F. Torcal. En la foto 2 la franja oscura que bordea el núcleo es una costra glauconítica que recubre a una cáscara de calizas oolíticas pelágicas de la F. Torcal que se sitúa a su periferia y sobre la cual, hacia el interior de la muestra han crecido abundantes microestromatolitos arborescentes asociados a sedimentos micríticos con foraminíferos planctónicos. Es un ejemplo típico, pues, de microestromatolitos con polaridad de crecimiento engañosa (cf. Fig. 50), que evidencia que el sedimento que constituye el núcleo fué arrancado, ya semiconsolidado, de un fondo duro asentado sobre la F. Torcal. Obsérvese que el crecimiento del estromatolito principal se inicia con recubrimientos oncolíticos del núcleo inicial, que no son cupulares y que muestran una textura densamente laminada repetitiva, probablemente porque su crecimiento tuvo lugar en condiciones de agitación intensa y frecuente rodamiento. Después aparece la textura alternante, que rápidamente se asocia a morfologías de crecimiento de tipo hemisferoidal (LLH), dentro de las cuales aparecen abundantes foraminíferos encostrantes y microestromatolitos cupulares. Es patente, sobre todo en 3, la existencia de ciclos de crecimiento que comienzan siendo densamente laminados repetitivos, luego alternantes (lo que, al fin y al cabo, representa una ciclicidad de orden menor) y que terminan en niveles ricos en sedimentos pelágicos con planctónicos asociados a microestromatolitos arborescentes que crecen sobre otros cupulares. Esta ciclicidad refleja decrecimientos graduales de la energía en el medio, seguidos por bruscos aumentos de la misma. Aunque, como sucede en 5, los recubrimientos densamente laminados repetitivos pueden alcanzar desarrollos importantes en las zonas periféricas del estromatolito, esto no suele ser lo más frecuente y se puede deducir claramente, de la observación del ejemplo 3, la tendencia general de la energía a disminuir a lo largo del tiempo, probablemente debido al aumento progresivo de la profundidad en el Penibético a lo largo del Cretácico "medio". La ciclicidad de crecimiento del estromatolito revela un comportamiento oscilatorio de las condiciones ecológicas del medio, lo que parece razonable relacionar con cambios climáticos. Tal vez, pues, esta ciclicidad es la expresión, a escala estromatolítica, de la ritmicidad caliza/marga que se observa en los sedimentos coetáneos de la F. Capas Blancas. En 1 y 3 se aprecia la existencia de grietas rellenas de sedimento pelágico algo más claro que el del núcleo y en 1,2 y 4 la presencia de perforaciones orgánicas, igualmente rellenas por un sedimento similar.


1
2
3
4
5

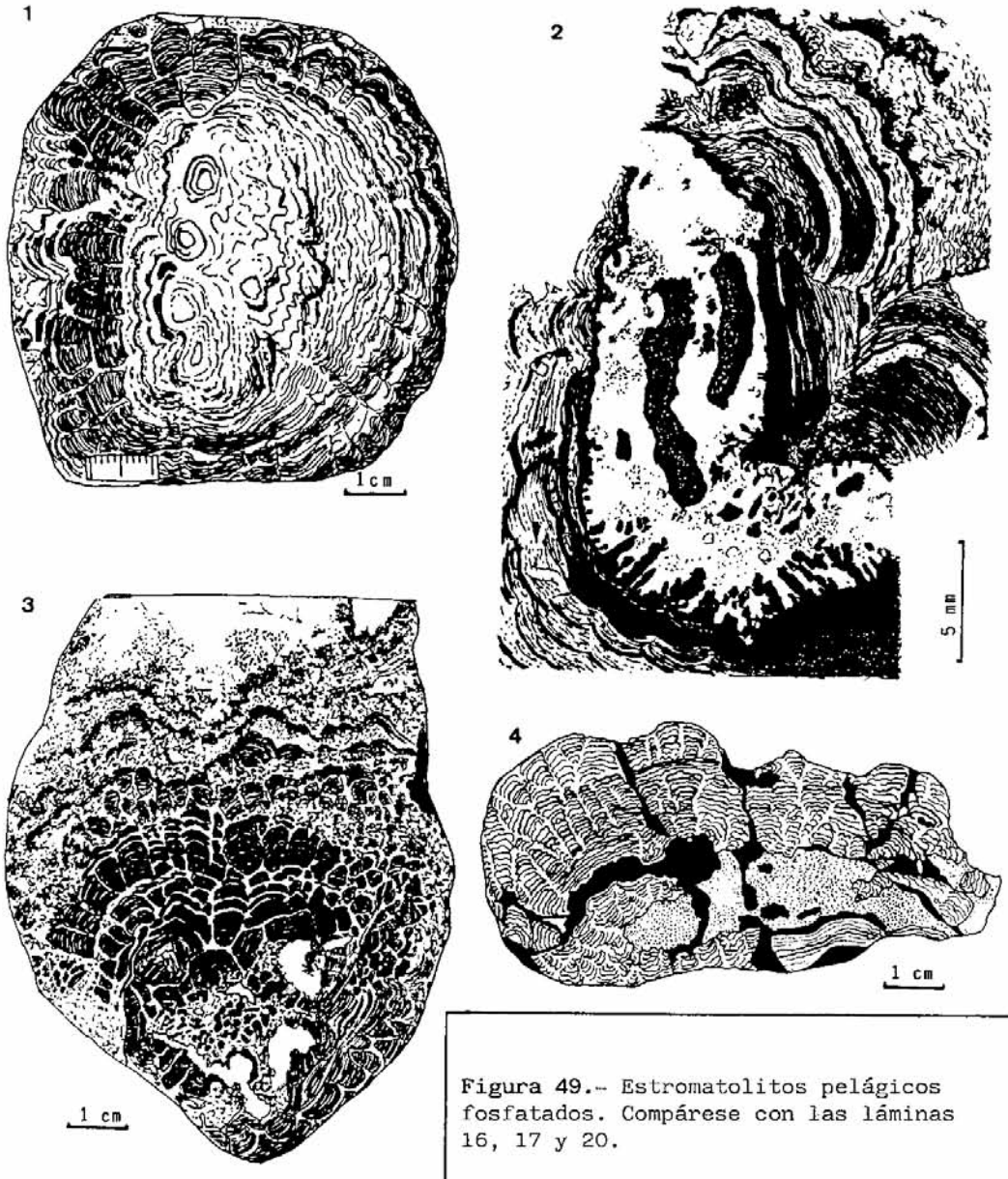


Figura 49.- Estromatolitos pelágicos fosfatados. Compárese con las láminas 16, 17 y 20.

La morfología de los estromatolitos es muy variada: pueden ser planares o estar formados por hemisferoides lateralmente conectados (LLH de Logan et al., 1964) o bien nodulares. Los nódulos estromatolíticos pueden ser denominados oncolitos u oncoides (Peryt, 1983; Flügel, 1982) y por su morfología y textura recuerdan notablemente a los nódulos de manganeso, tan característicos de amplias zonas de los fondos oceánicos actuales (Monty, 1973) de los cuales solo difieren en su composición química y mineralógica. En superficie los estromatolitos suelen mostrar una morfología mamilar o botroidal (Lam.16, Fot.5,6) que no es otra cosa que la forma, vista en planta, de las cúpulas estromatolíticas.

En unos casos, los estromatolitos colonizan directamente la superficie del paleokarst (Lam. 23 ,Fot.3y4). En otros, se intercalan entre las láminas estromatolíticas, pequeñas plastas o bien cantos subredondeados de micritas rojas con abundantes foraminíferos planctónicos, que presentan claros indicios de litificación sinsedimentaria, pátinas ferruginosas y señales de deformación plástica (Lam.17,Fot.1a 5). Los fragmentos de estas micritas son especialmente frecuentes en los núcleos de los oncolitos, junto con fragmentos angulosos de calizas oolíticas pelágicas y con tintínidos, pertenecientes a la Formacion Torcal, y de costras ferruginosas y glauconíticas. Con frecuencia los clastos de materiales más antiguos aparecen notablemente alterados, ferrugenizados, micritizados e incluso internamente colonizados por microestromatolitos (Lam. 17,Fot.1y2). En otros casos aparecen relativamente intactos en su interior y con un borde micritizado.

La estructura estromatolítica está formada por una fina alternancia de láminas claras y oscuras visibles a simple vista, de espesor entre 0'1 y 0'5 mm por lo general, con poco sedimento intercalado (Lam.16 y 17; Fig. 49).

El sedimento pelágico aparece, en unos casos, en lechos delgados intercalados entre las láminas; en otros aparece como matriz de microbrechas que forman el núcleo de oncolitos; también aparece sedimento rellenando perforaciones orgánicas o grietas causadas por contracción y fragmentación, debidas a la litificación y la mineralizacion sinsedimentarias.

Las láminas estromatolíticas pueden ser planares, pero es más frecuente que se ondulen hacia arriba (o más bien hacia afuera del sustrato) formando una serie de cúpulas que suelen aparecer lateralmente conectadas. Es común que el estromatolito u oncolito presente un sustrato morfológicamente irregular en el detalle, con lo cual las primeras láminas tienden a nivelarlo; sobre ellas se instala la típica laminación estromatolítica "en coliflor" que tiende a individualizar cada vez más y mejor las cúpulas hacia arriba (Lam.17 ,Fot. 3). Esta secuencia se puede repetir varias veces en la vertical y, en el límite superior de la misma, puede aparecer un lecho de sedimento pelágico rico en foraminíferos planctónicos, a veces intensamente entremezclado

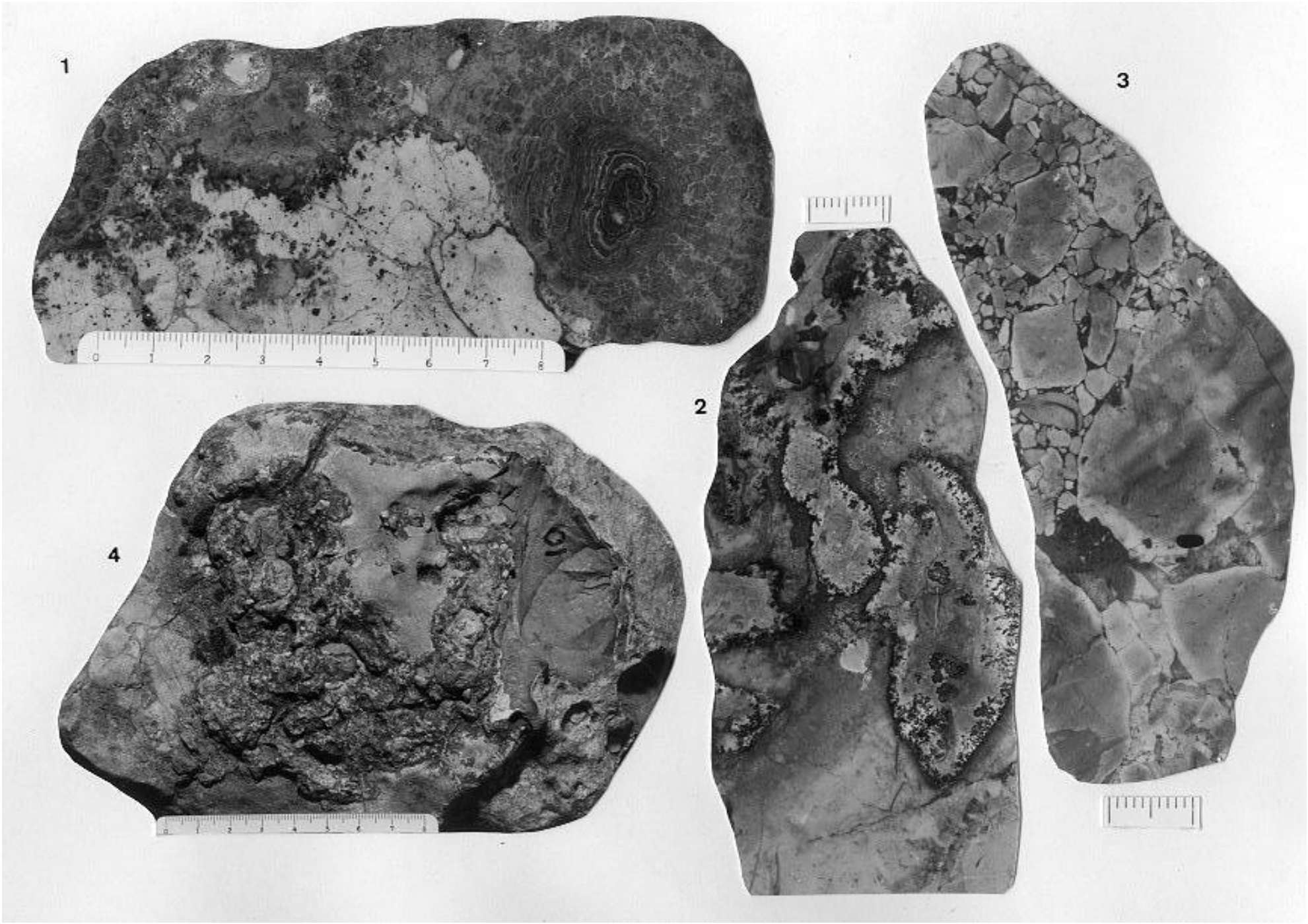
LAMINA 18

Foto 1.- Oncoide pelágico fosfatado asociado a clastos de calizas glauconiticas calizas con foraminíferos planctónicos del Vraconense inferior y con microestromatolitos arborescentes. El conjunto está, a su vez colonizado por nuevas estructuras estromatolíticas que presentan algunas perforaciones posteriores rellenas por sedimentos equivalentes a los de su sustrato. Esta muestra pone de manifiesto la destrucción esporádica de la costras estromatolíticas y de los sedimentos pelágicos recién depositados, por acción de corrientes. La glauconita se corresponde con el motado oscuro. Los puntitos grises en la caliza son foraminíferos planctónicos. Carretera de Benaoján. Escala en cm.

Foto 2.- Perforaciones de litófagos en las calizas de la F. Torcal rellenas de calizas rojas con foraminíferos planctónicos (moteado gris) del Vraconense, y de clastos de glauconita, costras ferruginosas y estromatolitos. Obsérvese la aureola de alteración en las paredes de las cavidades y el crecimiento de microestromatolitos arborescentes en su interior, anteriores al relleno final. Camino de Montejaque al Cjo.. de Líbar. Escala en cm.

Foto 3.- Brecha de cantos de caliza roja con foraminíferos planctónicos del Albense superior-vraconense inferior y matriz equivalente. Esta brecha aparece, en el campo recubierta por una costra estromatolítica ferrugenizada de más de 10 cm de espesor y fosilizada por Capas Blancas del Vraconense inferior. Ortegícar. Escala 1 cm.

Foto 4.- Aspecto en planta de la discon+inuidad intreaptense en Sierra Hidalga. El techo de las calizas biomicríticas, con Caucasella y Nannoconus del Hauteriviense superior-Barremense, aparece corroido y recubierto por una costra glauconitíca y ferruginosa. Las perforaciones orgánicas confieren a la superficie el aspecto de lo que ha sido a veces denominado un "biokarst" y aparecen rellenas de sedimentos con abundantes foraminíferos planctónicos del Aptense superior (véanse las microfacies en las **fotos 4, 5 y 6** de la lámina 15.


1
2
3
4

con microestromatolitos irregulares de morfología arborescente, o una superficie de erosión; en otros casos el estromatolito acaba con una serie de láminas lateralmente continuas y suavemente onduladas, que tienden a hacer desaparecer hacia arriba las irregularidades morfológicas de detalle debidas a las cúpulas (Lam. 17,Fot. 5). La estructura estromatolítica se suele hacer más difusa y grumosa hacia la periferia, por individualización de pequeñas cabezas microestromatolíticas ramificadas, arborescentes, que sugieren un crecimiento del estromatolito en condiciones de relativa tranquilidad ya que, de lo contrario, estas delicadas estructuras serían rotas por las corrientes (Lam. 17 ,Fot. 3 y 4). La formación del estromatolito cesa bien por erosión o bien por un aumento en la velocidad de sedimentación que determina el enterramiento del mismo.

3.4.2.3.3.- Aspectos texturales. Crecimiento de las estructuras estromatolíticas.

De acuerdo con **Krajewski** (1983) he diferenciado, en los ejemplos estudiados de estromatolitos pelágicos, cuatro tipos de fábricas sedimentarias principales (Fig. 48): dos **fábricas estromatolíticas densamente laminadas**, formadas unas por laminación micrítica repetiva (Lam. 19 ,Fot.1 y 2 y otra por laminación micritíca y microsparítica alternante (Lam. 19 ,Fot. 1y6); y dos **fábricas microestromatolíticas laxas**, formadas una por microestromatolitos cupulares (Lam. 19 ,Fot. 4) (1ª clase) y otra por microestromatolitos arborescentes (2ª clase). A estos cuatro tipos de fábricas biosedimentarias hay que añadir, en los ejemplos del Penibético, una **fábrica estromatolítica construida por foraminíferos encostrantes** (Lam. 19 ,Fot. 3). Entre todas ellas se reconocen toda clase de tránsitos laterales y verticales, de un modo especial entre la primera y la última, que aparecen íntimamente asociadas entre sí. Estas dos fábricas atrapan una cantidad perceptible de sedimento micrítico y, a veces, incluso cuarzo de tamaño limo, que aparecen en pequeñas cantidades entre las láminas estromatolíticas. La fábrica microestromatolítica cupular aparece siempre asociada a los dos tipos de fábricas densamente laminadas.

Los microestromatolitos cupulares se reconocen al microscopio, dentro de la laminación principal evidente a simple vista. Su tamaño no suele sobrepasar los pocos centenares de micras. Pueden englobar pequeñas cantidades de sedimento pelágico formado por nannoplancton que aparece formando láminas microsparíticas claras entre láminas oscuras de origen orgánico. Los microestromatolitos arborescentes son más irregulares, entre sus microláminas no atrapan material detrítico alguno y están predominantemente formados por fosfatos, por lo que se parecen, en una primera aproximación, a las estructuras inorgánicas de tipo coloforme; **Krajewski** (1981a) los ha denominado **microestromatolitos coloidales**, de acuerdo con su modo de formación. Paradójicamente, estos microestromatolitos aparecen asociados a los niveles más ricos en sedimento pelágico que se encuentran intercalados entre laminaciones estromatolíticas de los otros tipos mencionados, o que forman los

núcleos centrales e irregulares de estromatolitos y oncolitos, o bien a la periferia de éstos, en contacto con el sedimento fosilizante. Estos microestromatolitos arborescentes aparecen en relación vertical con los anteriores o bien totalmente independientes de ellos (Lam. 19,Fot. 3).

El estudio microscópico revela que las láminas estromatolíticas claras y oscuras visibles a simple vista, a pesar de su aparentemente sencilla estructura son texturalmente complejas y que tanto las láminas oscuras como las claras pueden tener un origen diverso, en el cual, en parte, no hay que excluir a la diagénesis. En efecto, en algunos casos las láminas claras y oscuras se pueden deber respectivamente a acumulaciones diagenéticas de fosfatos y material ferruginoso. En otros casos, las láminas claras se deben a pequeñas acumulaciones de sedimentos o bien a construcciones de foraminíferos encostrantes, mientras que las láminas oscuras están formadas por una densa acumulación de filamentos orgánicos (Lam.19;Lam20,Fot. 4). En todo caso, el estudio microscópico demuestra que la laminacion de estas estructuras estromatolíticas es de una intensidad y una finura mucho mayor de lo que se aprecia a simple vista, aún a pesar que puede haber sido parcialmente obliterada por los procesos diagenéticos, tempranos o no, conectados con la mineralización de estas estructuras. No obstante, la laminación primaria de los estromatolitos parece debida a: la acumulación de mallas de filamentos de origen cianobacteriano, la precipitación de fosfatos ligada a los procesos fisiológicos bacterianos, el depósito y/o atrapamiento de sedimento pelágico, y, por último, a la acción constructiva de colonias de foraminíferos encostrantes.

a) **Los filamentos de cianobacterias** (Lams.16,17y19 a 21) parecen ser los constructores más importantes de la estructura estromatolítica (**Monty**, 1973; **Krajewski**, 1981a,b,c, 1983). Con grandes aumentos (Lam. 20; Fot. 4) es posible distinguir, al microscopio, la constitución filamentosa de las cianobacterias responsables del crecimiento del estromatolito y su disposición predominantemente paralela a la laminación principal. Los filamentos bacterianos tienen un espesor del orden de la micra. Aparecen por lo general agrupados en haces de finas láminas oscuras, lateralmente continuas (aunque a veces la continuidad no es de hecho visible a causa de los procesos diagenéticos), cuyo espesor oscila entre 1μ y 40μ por lo general. Con frecuencia aparecen formando paquetes laminares de mayor espesor (entre 100μ y 600μ) que dan lugar a las láminas oscuras visibles a simple vista, dentro de las cuales se individualizan los microestromatolitos columnares clase 1 de **Krajewski** (1983). Estos filamentos son también unos de los constituyentes principales de los microstomatolitos arborescentes (clase 2ª de **Krajewski**, 1983).

Los microestromatolitos arborescentes plantean problemas de interpretación en no pocos casos, ya que muchas veces muestran una polaridad de crecimiento contraria a la del estromatolito u oncolito principal es decir, hacia el núcleo en vez de hacia el exterior del

LAMINA 19

Textura de los estromatolitos pelágicos fosfatados.

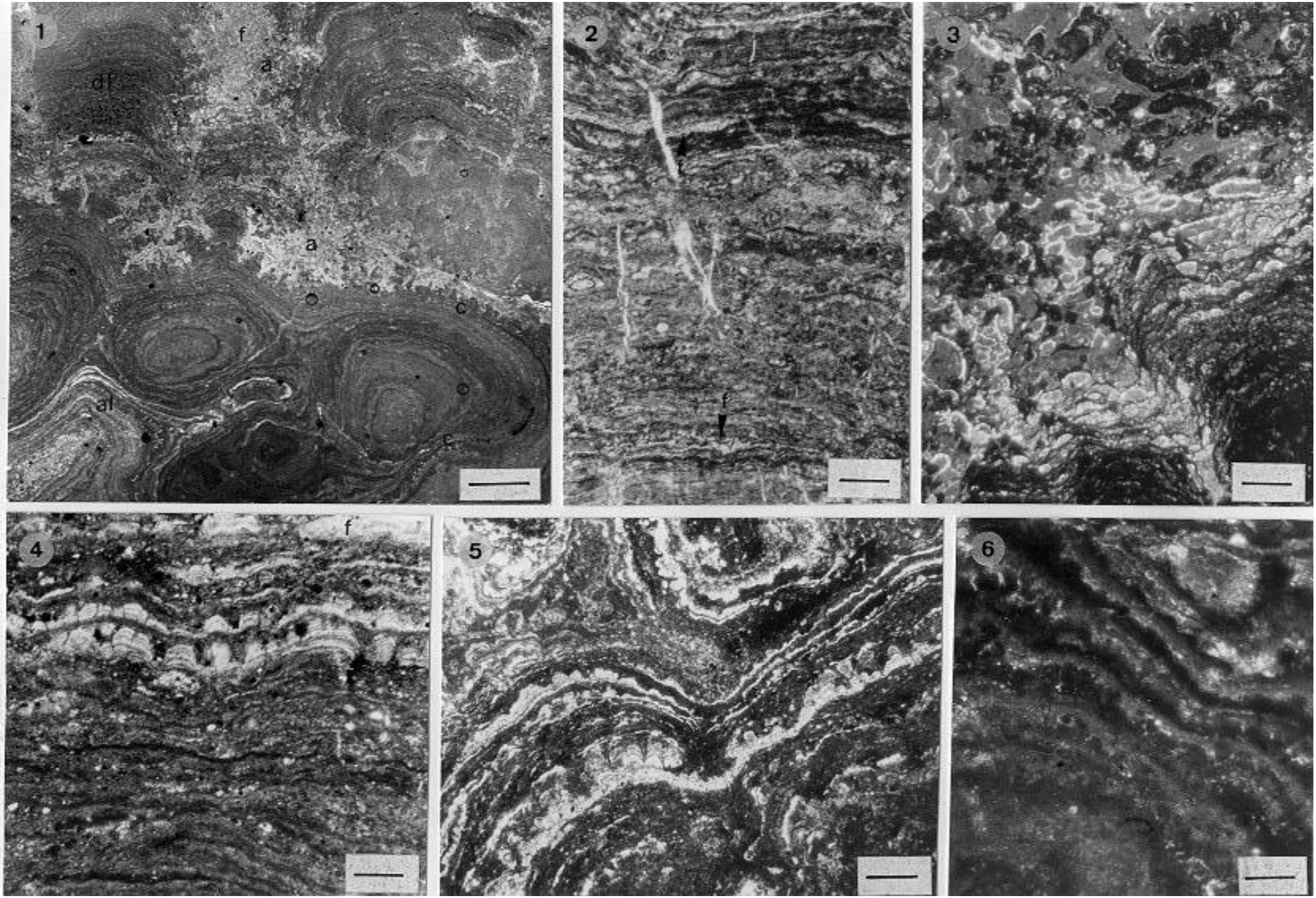
Foto 1.- Aspecto general de la textura de un oncoide pelágico fosfatado del Nivel de los Canutos. Obsérvese la relación entre los distintos tipos de fábricas estromatolíticas. d.l. textura densamente laminada repetitiva. al: textura densamente laminada alternante. c: textura microestromatolítica cupula. a: textura microestromatolítica arborescente. f: textura construida por foraminíferos encostrantes. Barra: 1mm.

Foto 2.- Textura densamente laminada repetiviva que hacia arriba pasa alterante. Obsérvese la aparición de foraminíferos aislados y la existencia de fenestras fosfáticas (f). Banaoján. Barra: 250μ .

Foto 3.- Colonización de cúpulas estromatolíticas por foraminíferos encostrantes y por microestromatolitos arborescentes con abundante sedimento pelágico intersticial con foraminíferos planctónicos. Hacho de Montejaque. Barra: 250μ .

Foto 4.- Microestromatolitos cupulares sobre una fábrica densamente laminada alternante (f: fenestras fosfáticas). Barra: 250μ .

Foto 6.- Fábrica densamente laminada alternante. Los niveles oscuros corresponden agregados de filamentos bacteriano los niveles más claros, micríticos y microsparíticos corresponden a sedimentos atrapados. Los Canutos. Barra: 250μ .


1
f
a
df
a
c
al
c
2
f
3
4
f
5
6

LAMINA 20

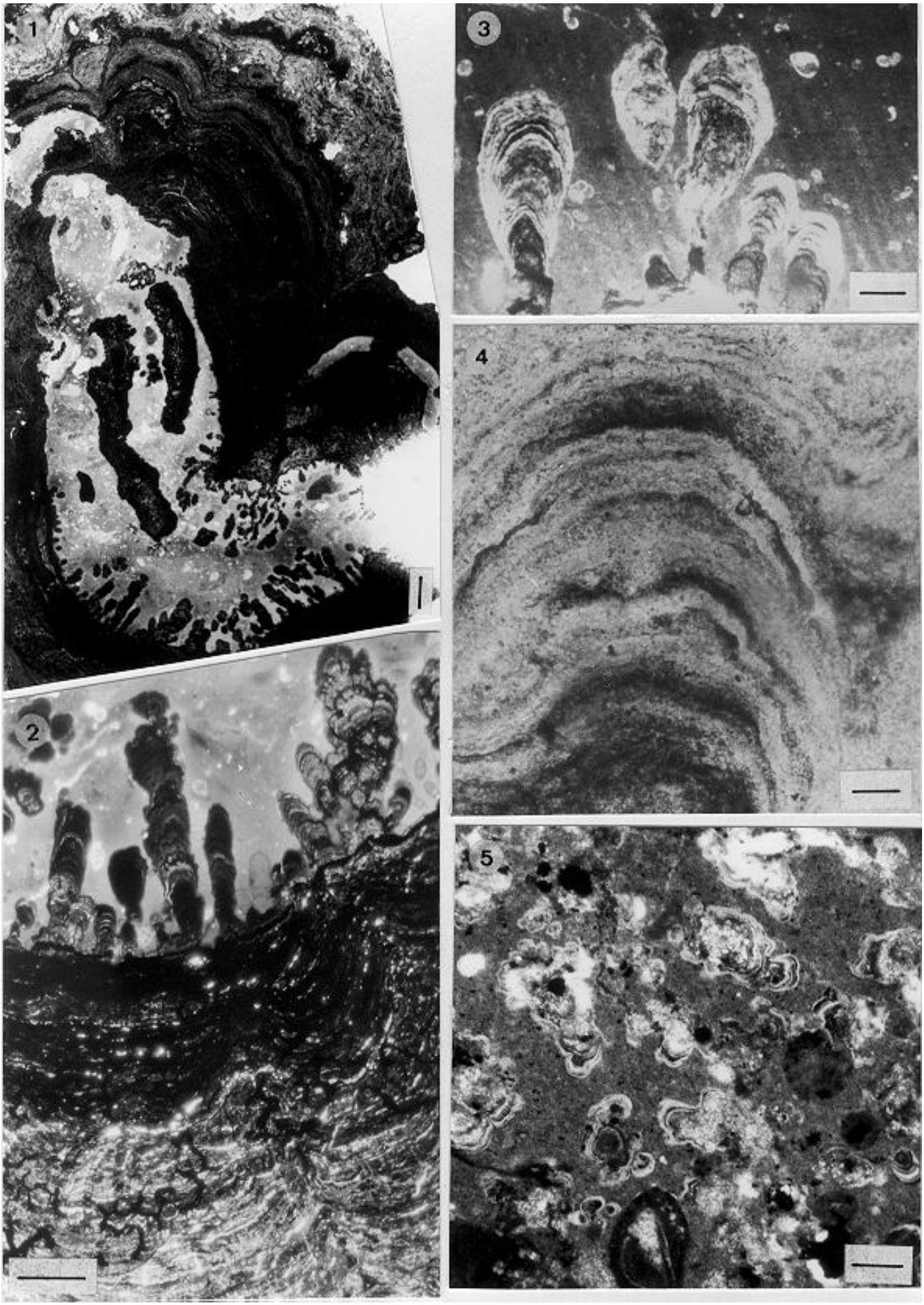
Foto 1.- Aspecto de un oncolito pelágico cuyo núcleo está ocupado por un canto blando de caliza roja con foraminíferos planctónicos del Vraconense inferior y que contiene microestromatolitos con polaridad de crecimiento contrario a la del estromatolito principal. Obsérvese la existencia de una costra ferruginosa negra entre los microestromatolitos y el estromatolito principal. Los clastos negros del centro son fragmentos muy ferrugenizados de calizas oolíticas pelágicas con tintínidos del Berriasense, de la F. Torcal. Peñón del Berrueco. Barra: 1mm.

Foto 2.- Detalle de la anterior. La textura densamente laminada repetitiva está algo obliterada por fosfatización. Barra: 1mm.

Foto 3.- Microestromatolitos coloidales. Detalle de la parte inferior derecha de la foto 1. Barra: 250 μ.

Foto 4.- Detalle de la anterior. Las láminas oscuras corresponden a agregados de antiguos filamentos orgánicos, las claras, a fosfatos. Barra: 25 μ.

Foto 5.- Aspecto de los microestromatolitos coloidales arborescentes y del sedimento micritico pelágico asociado. Obsérvese la calcitización que afecta al núcleo de los microestromatolitos. Hacho de Montejaque. Barra: 250 μ.


1
2
3
4
5

LAMINA 21

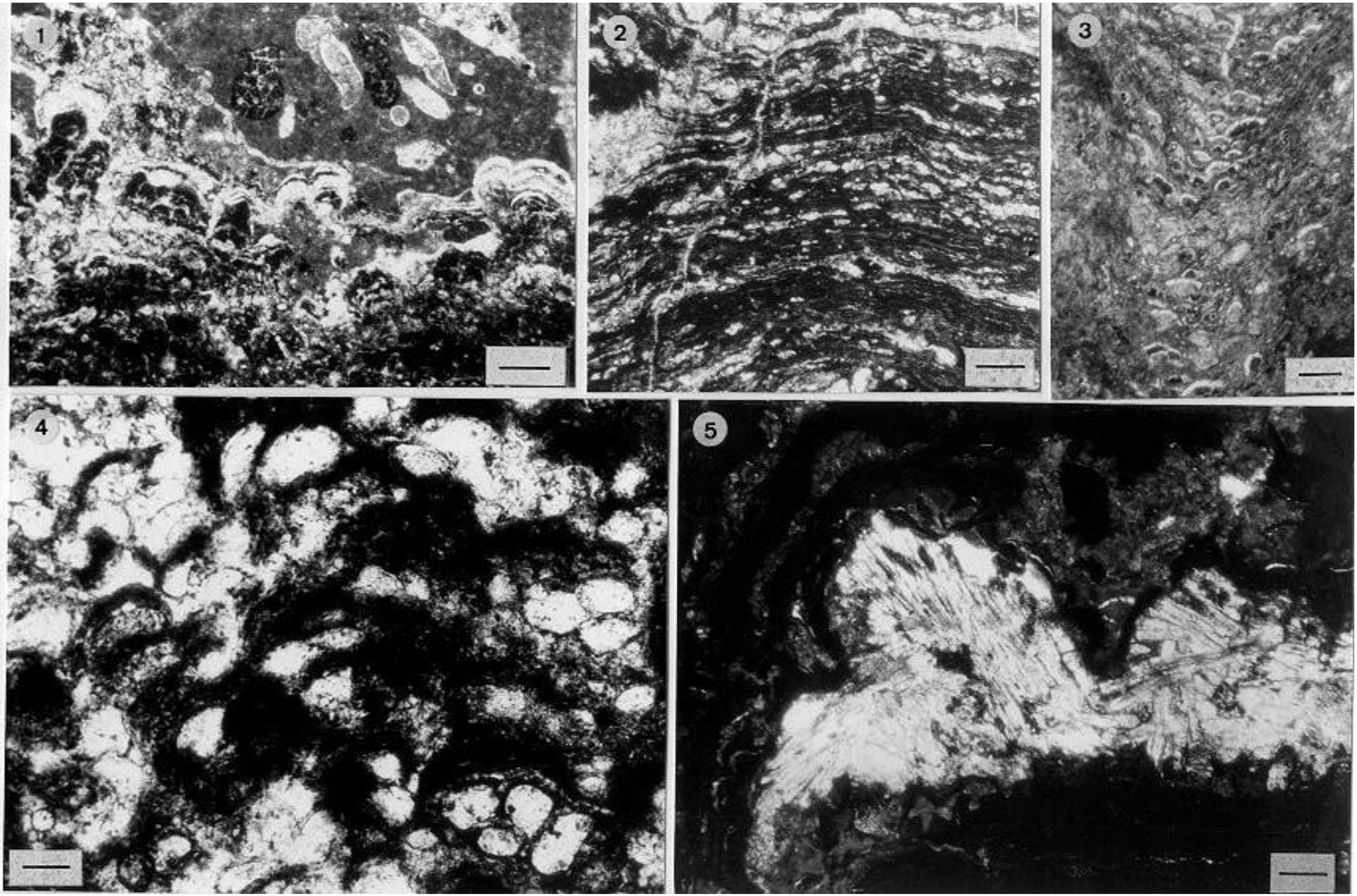
Foto 1.- Nivel micrítico con foraminíferos planctónicos del Albense superior-Vraconense sobre un nivel microestromatolítico cupular de textura algo obliterada por ferrugenización y fosfatización. Hacho de Montejaque. Barra: 250μ.

Foto 2.- Fábrica densamente laminada repetitiva asociada a colonias de foraminíferos encostrantes. Obsérvese el buen desarrollo de las fenestras fosfáticas. Barra: 250μ. Hacho de Montejaque.

Foto 3.- Colonia de foraminíferos aglutinantes entre dos cúpulas estromatolíticas. Hacho de Montejaque. Barra: 250μ.

Foto 4.- Detalle de las colonias de foraminíferos aglutinantes. Obsérvese su en estrecha relación con agregados compactos de filamentos bacterianos. Los huecos de las cámaras están rellenos por fosfatos. Barra: 60μ.

Foto 5.- Agregado dursiforme de cristales de un sulfato, posiblemente baritina, entre las láminas estromatolíticas. Obsérvese la preservación de la terminación en punta de algunos cristales y la truncación apical de otros por las envolturas superiores. Hacho de Montejaque. Barra: 250μ.


1
2
3
4
5

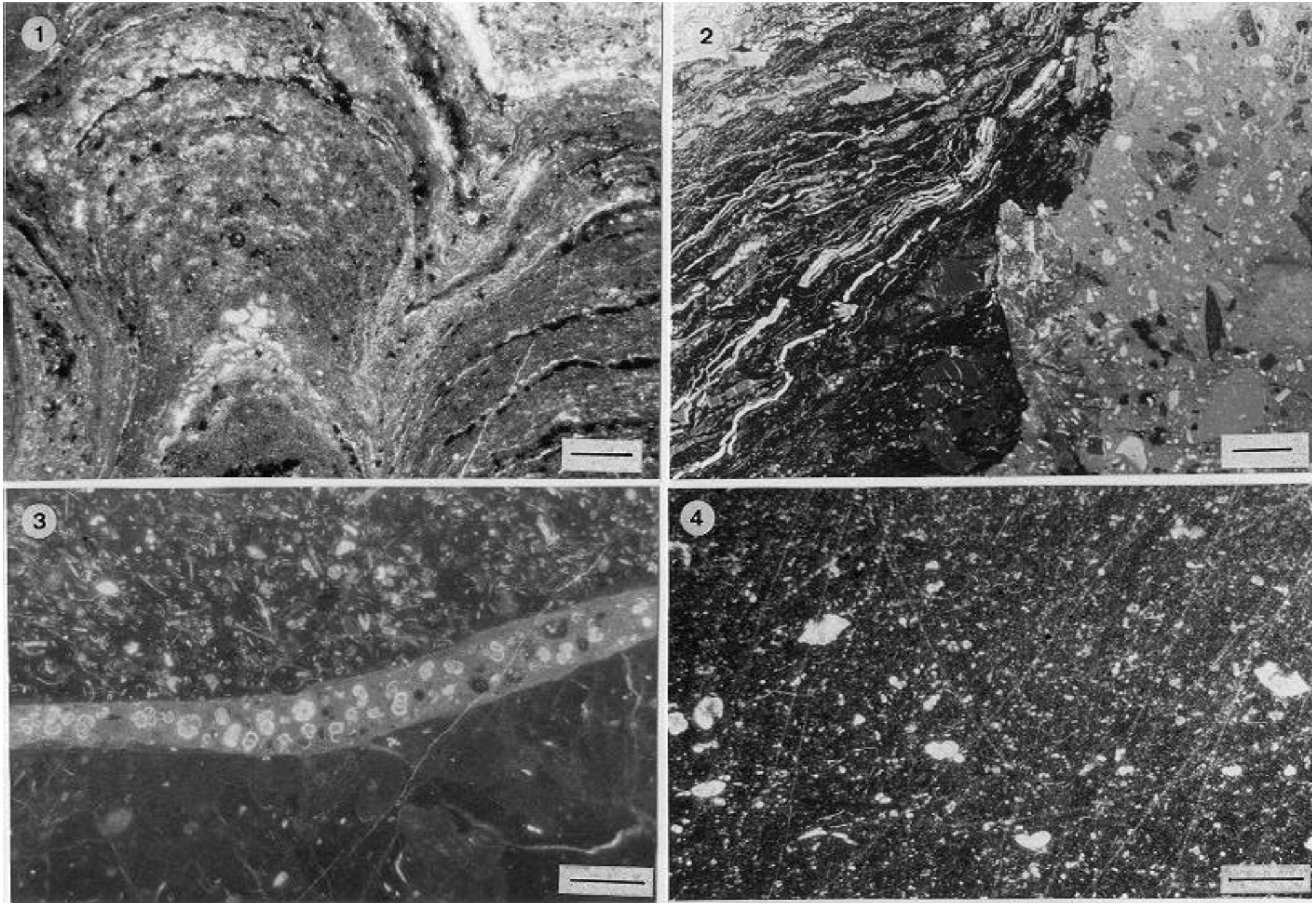
LAMINA 22

Foto 1.- Cúpulas estromatolíticas. La textura densamente laminada aparece bastante micritizada. El moteado oscuro de naturaleza ferruginosa, que se dipone según la laminaciones probablemente el reflejo de la existencia de antiguos sulfuros. Los Canutos. Barra: 1mm.

Foto 2.- Brecha de cantos de calizas con foraminíferos planctónicos, estromatolitos pelágicos y calizas de la F. Torcal, recubierta por un estromatolito posterior cuya textura ha sido completamente obliterada por fosfatización, ferrugenización y fragmentación. Las láminas y fracturas claras están formadas por fosfatos. Las láminas más oscuras son las porciones más ferruginosas del antiguo estromatolito. Las láminas de tonos grisáceos están formadas por micritas rojas con foraminíferos planctónicos del Albense superior-Vraconense inferior. Ortegícar. Barra: 1mm.

Foto 3.- Brecha de cantos de calizas de la F. Torcal empastada por una biomicrita con foraminíferos planctónicos del Aptense superior. E. de Villaluenga. Barra: 1mm.

Foto 4.- Microfacies de las Capas Blancas. Barra: 1mm.


1
2
3
4

LAMINA 23

Fotos 1 y 2.- Brechas formadas por clastos de calizas rojas, fragmentos de estromatolitos y fragmentos del sustrato. Las calizas más claras son fragmentos de la F. Torcal colonizados por estromatolitos que han sido más tarde fragmentados. Esta brecha ocupa una cavidad del paleokarst y dentro de ella se pueden reconocer diversas etapas de fragmentación, colonización por estromatolitos, perforación por litófagos y depósito de calizas rojas con abundantes foraminíferos planctónicos del Vraconense inferior que corresponden con los puntos grisáceos del Vraconense inferior (que se corresponden con los puntos grisáceos). Las calizas a veces aparecen laminadas con tendencia a dar estructuras geopetales, y localmente también bioturbadas. Pista de Montejaque al Cjo. de Líbar. Escala en cm.

Fotos 3 y 4.- Encostramiento estromatolíticos sobre el paleokarst labrado sobre la F. Torcal. Obsérvese la existencia de diversas perforaciones orgánicas y el crecimiento de microestromatolitos arborescentes en sus paredes (foto 3) antes del relleno definitivo de la cavidad por calizas margosas blancas del Albense-Vraconense. Hacho de Montejaque. Escala en cm.

Foto 6.- Perforaciones de litofagos sobre la superficie del paleokarst. Villaluenga del Rosario.

Foto 7.- Relleno de las cavidades del paleokarst (kamenitzas) por sedimentos margosos con abundantes belemnites que muestran su superficie picoteada por perforaciones de cirrípedos. Proximidades de la Cueva de La Pileta.

1
2
3
4

5

6
0
5
10
CM

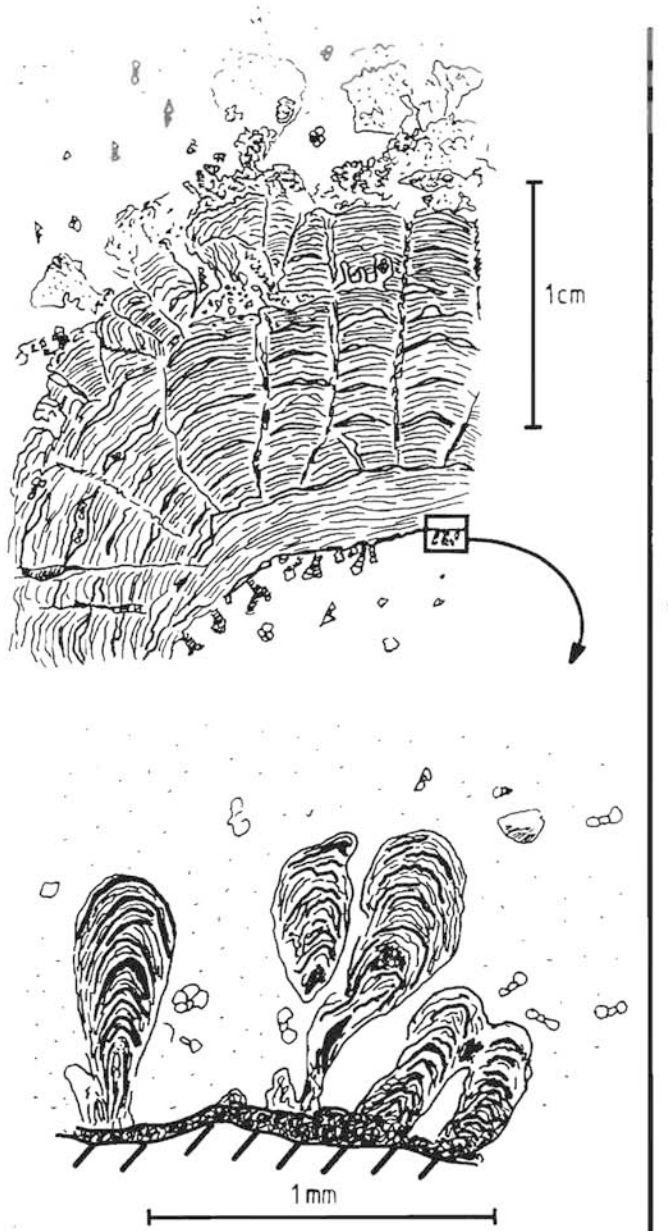
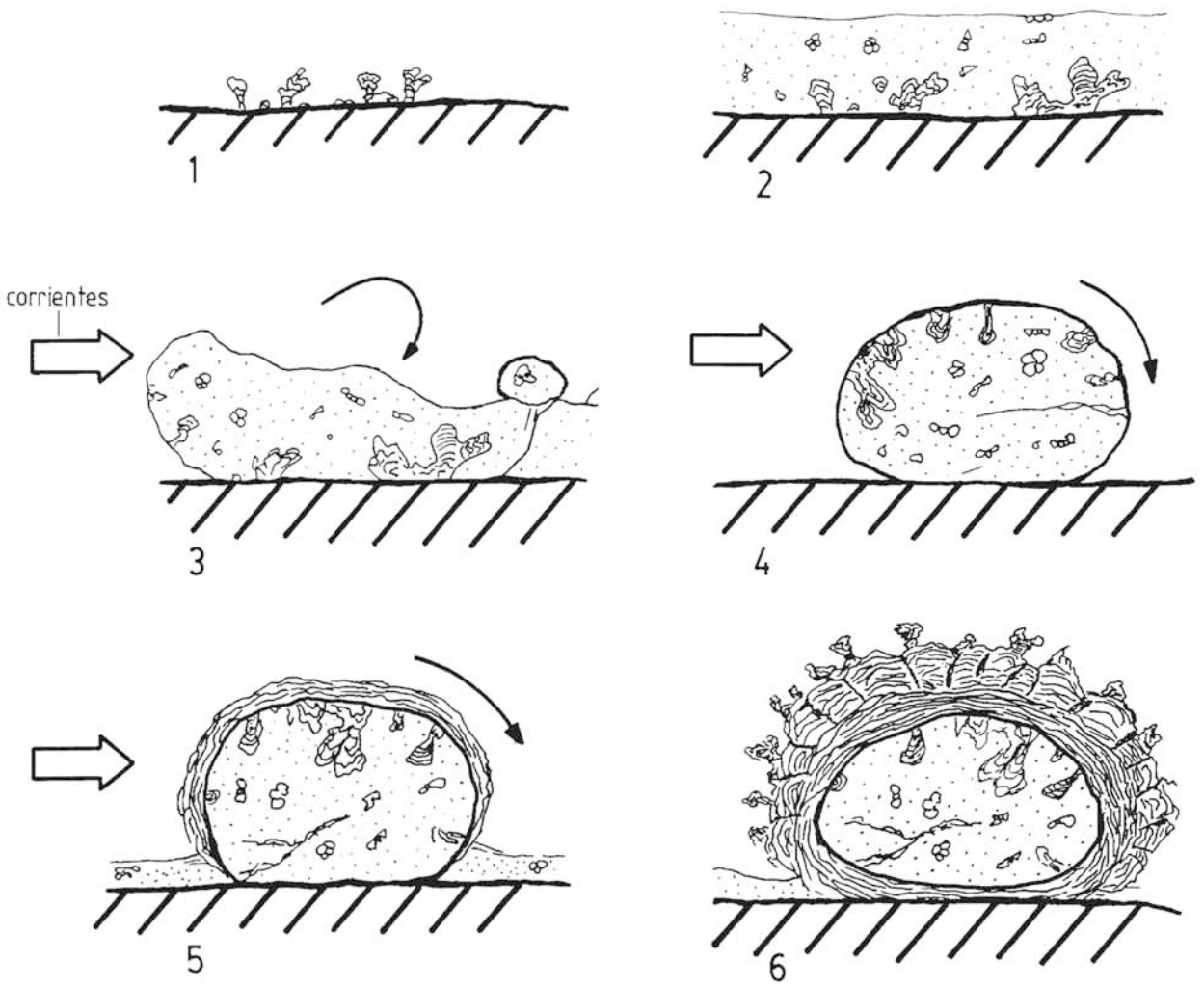


FIGURA 50.- Microestromatolitos con polaridad de crecimiento contraria a la del estromatolito principal. Modo de formación.



mismo (Lam. 20 ,Fot. 1y2). Por ello, uno se plantea, entonces, la posibilidad de que los microestromatolitos arborescente puedan ser en realidad estructuras coloformes de origen inorgánico causadas por alteración, desde afuera hacia adentro, del sedimento que ocupa el núcleo de los estromatolitos pelágicos más evidentes, los cuales forman las cubiertas externas. Tras un análisis microscópico detallado no parece, sin embargo, ésta la interpretación más correcta ya que, por una parte, la textura fina de las láminas claramente estromatolíticas es idéntica a la de las estructuras microestromatolíticas, en cuestión y, por otra, éstas últimas aparecen también dentro de las láminas claramente estromatolíticas, individualizándose como microestratolitos columnares a partir de ellas. Además, la estrecha relación existente entre los microestromatolitos arborescentes y las zonas con mayor contenido en sedimentos pelágicos sugiere una relación entre ambos fenómenos de forma que, a mayor velocidad de sedimentación, el crecimiento de las cianobacterias se vería dificultado y tendería a centrarse en estromatolitos columnares, con un más rápido crecimiento según la vertical. Paradójicamente estos microestromatolitos no contienen ningún material detrítico intersticial. El crecimiento centrípeto de estos microestromatolitos en el núcleo de otros estromatolitos de tamaño mayor, de forma análoga a como progresa la alteración de un sedimento ya depositado (desde afuera hacia adentro), no sería más que una apariencia engañosa: los microestromatolitos habrían crecido sobre un sustrato del cual habrían sido arrancados, junto con el sedimento depositado sobre ellos y ya semiconsolidado, posiblemente por acción de las corrientes; posteriormente pasarían a formar el núcleo de otros estromatolitos y oncolitos que, lógicamente crecerían centrífugamente al núcleo y, por tanto, en sentido contrario al de los microestromatolitos que formarían la periferia del mismo. Este proceso se resume en la figura 50.

b) Los fosfatos se reconocen al microscopio como una masa transparente de color amarillento, aparentemente amorfa (Lam. 19 ,Fot. 4y5). El estudio por difracción de Rayos X, y los análisis químicos efectuados sobre varias decenas de muestras fosfatadas (García-Cervigón et al., 1986) demuestran, sin embargo, la naturaleza cristalina del mineral que, esencialmente, es apatito. El fosfato aparece o bien en íntima relación con los filamentos bacterianos, o bien entre láminas estromatolíticas (Lam. 19 ,Fot. 2,4), rellenando de huecos paralelos a la laminación (fenestras), tal vez originadas por despegue de la lámina superior a consecuencia de la mineralización (sheet cracks). Algunas de estas fenestras muestran un relleno microsparítico (Krajewski, 1981b).

La estrecha asociación textural con los filamentos bacterianos sugiere que el depósito de los fosfatos posiblemente estuvo determinado por la acción de los procesos fisiológicos bacterianos. La naturaleza criptocristalina del fosfato y la morfología botroidal de los microestromatolitos en general y de los arborescentes en particular,

que están desprovistos de material detrítico, sugiere que el fosfato se acumuló inicialmente por floculación alrededor de los filamentos bacterianos de una sustancia fosfatada amorfa, de origen coloidal. Los microestromatolitos arborescentes y las laminaciones estromatolíticas análogas asociadas a fosfatos, en las otras fábricas estromatolíticas debieron formarse por acreción físicoquímica de coloides asociada a una actividad bacteriana, lo que justifica plenamente la denominación de **microestromatolitos coloidales** introducida por **Krajewski** (1981a). Posteriormente el fosfato debió recristalizar **in situ** en forma de apatito criptocristalino. El depósito del fosfato no se restringió sólo a las inmediaciones de los filamentos bacterianos sino que parte del material se acumuló en las fenestras de las estructura estromatolítica, formando lechos fosfáticos laminares de notable continuidad lateral.

c) Los sedimentos son volumétricamente escasos entre las láminas estromatolíticas propiamente dichas. Estos están formados, en unos casos, por pequeñas partículas detríticas de cuarzo o arcillas que aparecen atrapadas entre las láminas; en otros, se trata de un sedimento calcáreo, micrítico o microsparítico formado por nannoplancton, que alterna con los filamentos orgánicos en finos lechos de pocas centenas o decenas de micras de espesor. Los lechos más finos del fango pelágico calcáreo son, no obstante, difíciles de reconocer a causa de la recristalización que los afecta. Por el contrario, los niveles de espesor superior a las 500μ son fácilmente identificables, ya que contienen foraminíferos planctónicos. Estos niveles, más que formar parte de la laminación estromatolítica propiamente dicha, parecen corresponder a episodios durante los cuales ha cesado de forma temporal el crecimiento del estromatolito. Asociados a ellos aparecen abundantes microestromatolitos arborescentes, fragmentos de los estromatolitos anteriores y glauconita.

d) Los foraminíferos encostrantes contribuyen muy notablemente a la construcción de los estromatolitos pelágicos del Penibético de diversas edades en particular de los del Albense-Vraconense. Las construcciones debidas a estos organismos pueden aparecer relativamente aisladas unas de otras entre los filamentos bacterianos, o bien formando verdaderas colonias. Por lo general, las construcciones de foraminíferos aparecen, más frecuentemente, hacia la periferia de los estromatolitos u oncolitos, o bien entre cúpulas adyacentes (Lam. 14 ,Fot. 3). Al microscopio se observan como formas lenticulares planoconvexas que crecen adosadas unas sobre otras. Frecuentemente, es posible reconocer la estructura de la pared, lo que permite una aproximación a la taxonomía de estos organismos:

- Algunos de ellos, los de mayor tamaño (hasta 800μ cada cámara), son claramente aglutinantes (Lam. 21,Fot. 4). Engloban partículas detríticas de tamaño limo, principalmente cuarzo, con un cemento calcáreo para formar la pared. Son foraminíferos pertenecientes probablemente a la familia **Ammodiscidae** (**Loeblich y Tappan**, 1964) y algunos de ellos recuerdan a los atribuidos a **Tolypammina sp.**, figurados por

Wendt (1974). Estos foraminíferos aparecen formando laminaciones estromatolíticas, pero sobre todo entre columnas estromatolíticas.

- Otros foraminíferos, por lo general de tamaño menor (100µ por cámara), parecen ser de pared porcelanácea y recuerdan a ciertas formas de las familias **Fischerinidae y Nubeculariidae** (Lam. 21,Fot. 2). Por lo general presentan menor número de cámaras y crecen en íntima asociación con los filamentos bacterianos formando láminas estromatolíticas, del orden de las 100µ de espesor, con gran número de cámaras, lo que da al estromatolito un aspecto poroso. El interior de las cámaras suele estar ocupado por material fosfatado amarillento, análogo al que aparece asociado a los filamentos bacterianos.

3.4.2.3.4.-Diagénesis.

La diagénesis de los estromatolitos pelágicos está íntimamente ligada a su propio crecimiento. En este apartado trataré algunos aspectos que no son propiamente diagenéticos en sentido estricto, sino que están más bien relacionados con la sedimentación, y otros que se refieren a la removilización y transformación parcial, siempre relativamente temprana, del material ya depositado.

Del proceso de fosfatización ya se hablado algo en el apartado anterior. Este parece conectado con el crecimiento de los estromatolitos, debido a la floculación de coloides fosfáticos alrededor de filamentos bacterianos. Parte del fosfato migró y rellenó poros fenestrales laminares. Otra parte rellenó algunos huecos residuales en cuyos bordes han crecido, hacia el interior, algunos microestromatolitos coloidales.

Un fenómeno particular, sólo reconocido en ejemplos de estromatolitos procedentes del Hacho de Montejaque es la presencia esporádica de sulfatos, posiblemente baritina, en agregados de cristales dispuestos radialmente entre las láminas estromatolíticas (Lam. 21 ,Fot. 5). En algún caso también aparecen como rellenos de fracturas. Estos agregados radiales parecen haber crecido durante cese temporal en el crecimiento del estromatolito, que posteriormente se reanuda de nuevo. Esta interpretación parece confirmada por la presencia, por una parte, de cristales acabados en punta y fosilizados por un sedimento microsparítico y, por otra, de cristales truncados por su extremo; el conjunto de los cristales más los sedimentos asociados es englobado por una nueva serie de envolturas estromatolíticas. Posteriormente un sulfato análogo cristalizaría en fracturas (Fig. 52).

Otros fenómenos diagenéticos tempranos son la formación en algunas láminas de motas ferruginosas que probablemente corresponden a antiguos pequeños agregados de pirita, posteriormente oxidada, la transformación en óxidos de hierro y removilización del fosfato, que oblitera en parte las estructuras estromatolíticas (Lam.

Figura 51.- Aspecto de campo (vista en planta) de las brechas formadas a partir de fragmentos de estromatolitos pelágicos - fosfatados, de calizas margosas glauconíticas y de calizas -- oolíticas pelágicas. Albense superior. Los Canutos de Manilva

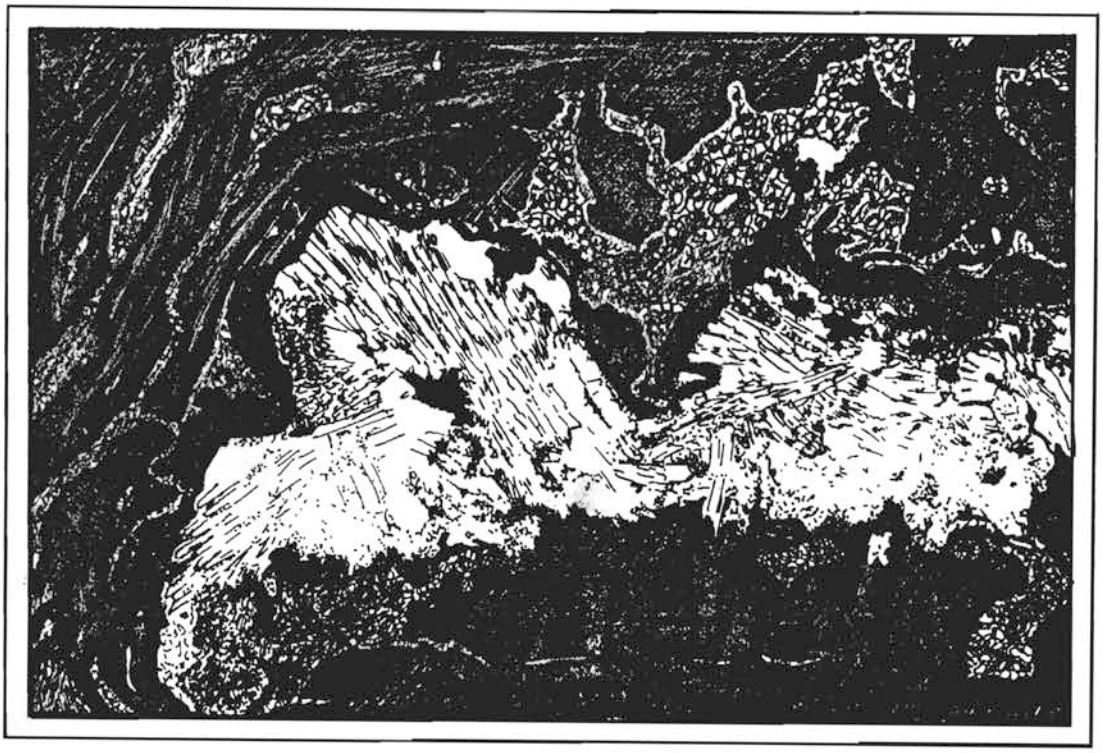


Figura 52.- Agregado de cristales de un sulfato, posiblemente baritina, entre las láminas de un estromatolito pelágico fosfatado del Albense superior-Vraconense (Hacho de Montejaque). Obsérvese la preservación de las puntas de algunos cristales situados en zonas protegidas y la truncación de otros por las láminas suprayacentes.

22.Fot.4). También se reconoce una calcitización por microsparitización (Lam. 20 ,Fot. 5) de algunos microestromatolitos coloidales y, finalmente, en algunos casos una cristalización de esparita en fracturas. Asociada a los procesos de reemplazamiento por óxidos de hierro de ciertas láminas, parece producirse una contracción preferencial de las mismas, que determina la aparición de una serie de grietas perpendiculares a la laminación, que no afectan a los niveles infra ni suprayacentes (Lam. 17,Fot. 1).

Es posible que todos estos fenómenos ocurrieran en el propio ambiente sedimentario ya que la litificación precoz de estas estructuras está demostrada por la repetida brechificación que las afecta. No obstante la litificación debió ser más importante al final de la formación de los estromatolitos antes de su denifitiva fosilización por sedimentos pelágicos. (Fig. 51).

3.4.2.4.-Las Capas Blancas.

He denominado Capas Blancas a una formación de margas y margocalizas con esporádicos nódulos de sílex, muy característica del Penibético, que se sitúa estratigráficamente bajo las Capas Rojas, y que presenta colores claros, blancos o amarillentos por alteración superficial, pero grises o verdosos más o menos oscuros o incluso negros, en corte fresco. Por su color claro en el campo, contrastan netamente con las Capas Rojas lo que permite su fácil identificación, incluso cuando son de muy delgado espesor, lo cual es bastante frecuente. No obstante, en algunos casos, ciertas porciones de las Capas Rojas pueden presentar un color amarillento que puede inducir a confusión. He preferido designar a esta formación como Capas Blancas en vez de con nombre geográfico por lo intuitivo que resulta este nombre, especialmente en comparación con el de Capas Rojas, y también porque rocas equivalentes y coetáneas del Apenino de la Umbría-Marche han sido denominadas de forma similar (**Scaglia Bianca**).

Las Capas Blancas estan representadas por todo el Penibético salvo, localmente, en la región entre Ubrique y Grazalema, donde pueden faltar. En el corte del Chorro se puede reconocer una buena sección de esta formación(Fig.53,54). A la escala regional se constata una marcada reducción de la potencia en las áreas septentrionales y más externas, donde pueden no sobrepasar los pocos metros de espesor (Fig. 55). A la vez, en estas áreas, suelen estar separadas de las Capas Rojas por una laguna estratigráfica que comprende el intervalo Cenomanense medio-Turonense o parte del mismo. En las áreas más internas existe continuidad sedimentaria entre Capas Blancas y Capas Rojas y el transito se efectúa por medio del Miembro de Calizas con Sílex del Boquerón (Lam.24, Fot.2).

Desde un punto de vista textural las porciones calcáreas de las Capas Blancas son de microfacies micrítica o biomicrítica

LAMINA 24

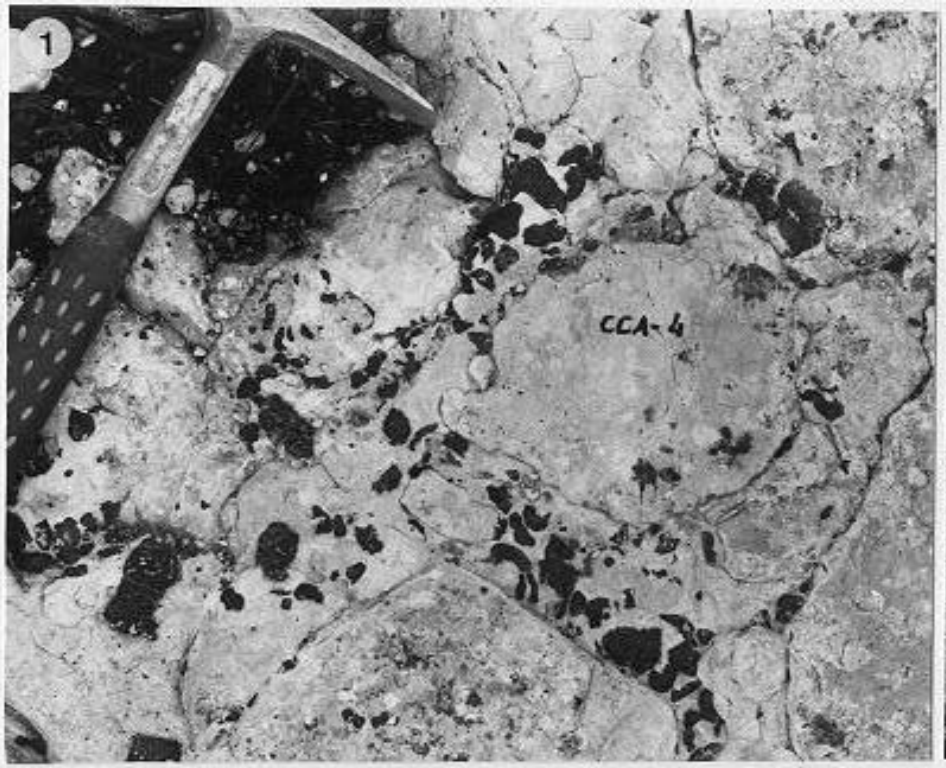
Foto 1.- Vista en planta de la superficie de discontinuidad. Se observan brechas glauconíticas y estromatolíticas rellenando las cavidades entre los mogotes del paleokarst.La matriz de las brechas es una caliza margosa blanca del Albense superior. Los Canutos.

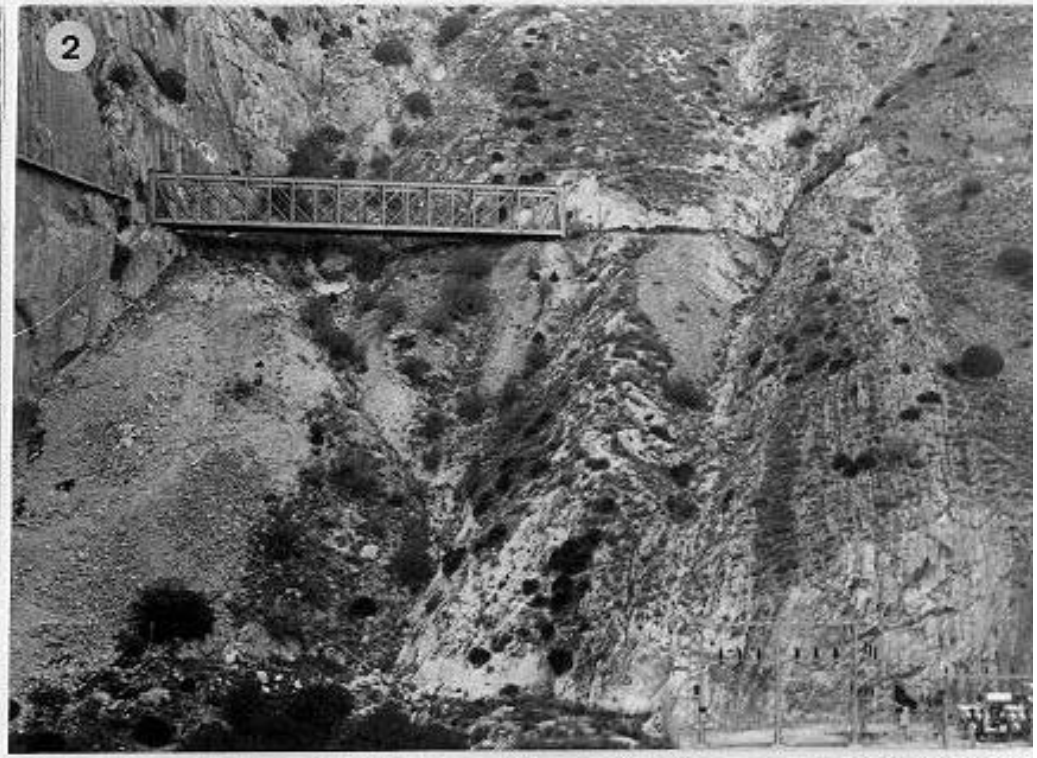
Foto 2.- Panorámica del Cretácico del Corte del Chorro. A la derecha el Sur. Obsérvese la nitidez de la superficie de discontinuidad, sobre la cual reposan las Capas blancas que están cubiertas por derrubios por debajo de la vía del tren pero que aparecen bien expuestas a lo largo de la vía y por encima de ella. A la derecha del puente y hasta la cabecera del barranco más meridional se observan las Calizas con Sílex del Boquerón, bien datadas en este corte y, más a la derecha, las Capas Rojas, cuya ritmicidad de orden decimétrico es patente. La esquina superior derecha de la foto se corresponde ya con el Mioceno del Chorro, subhorizontal y netamente discordante sobre los distintos términos de la serie.

Foto 3.- Pliegue de desplome (slump) en las calizas con Síles del Boquerón. Puerto del Viento.

Foto 4.- Capas Rojas calcáreas del Campanense de Tajo Almarado. Obsérvese la patente existencia de, al menos, dos órdenes de ciclicidad: uno menor, representado por ritmos caliza-marga, de espesor de orden decimétrico, y otro constituído por paquetes estratocrecientes de espesor métrico.

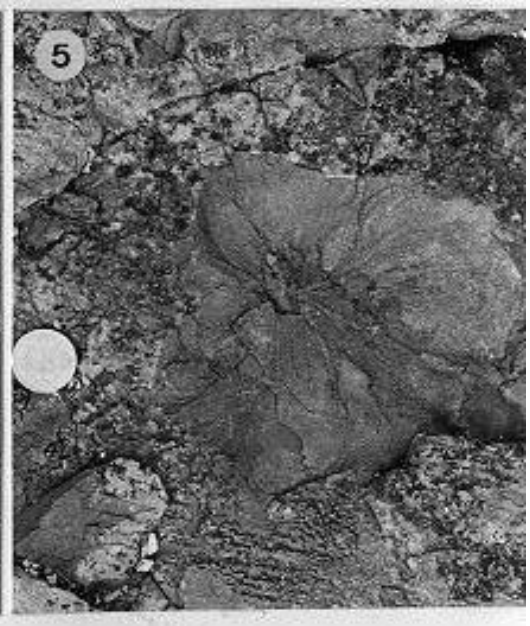
Foto 5.- Zoophycos en las Capas Rojas calcáreas del Hacho de Montejaque.


1
CCA-4


2

3

4


5

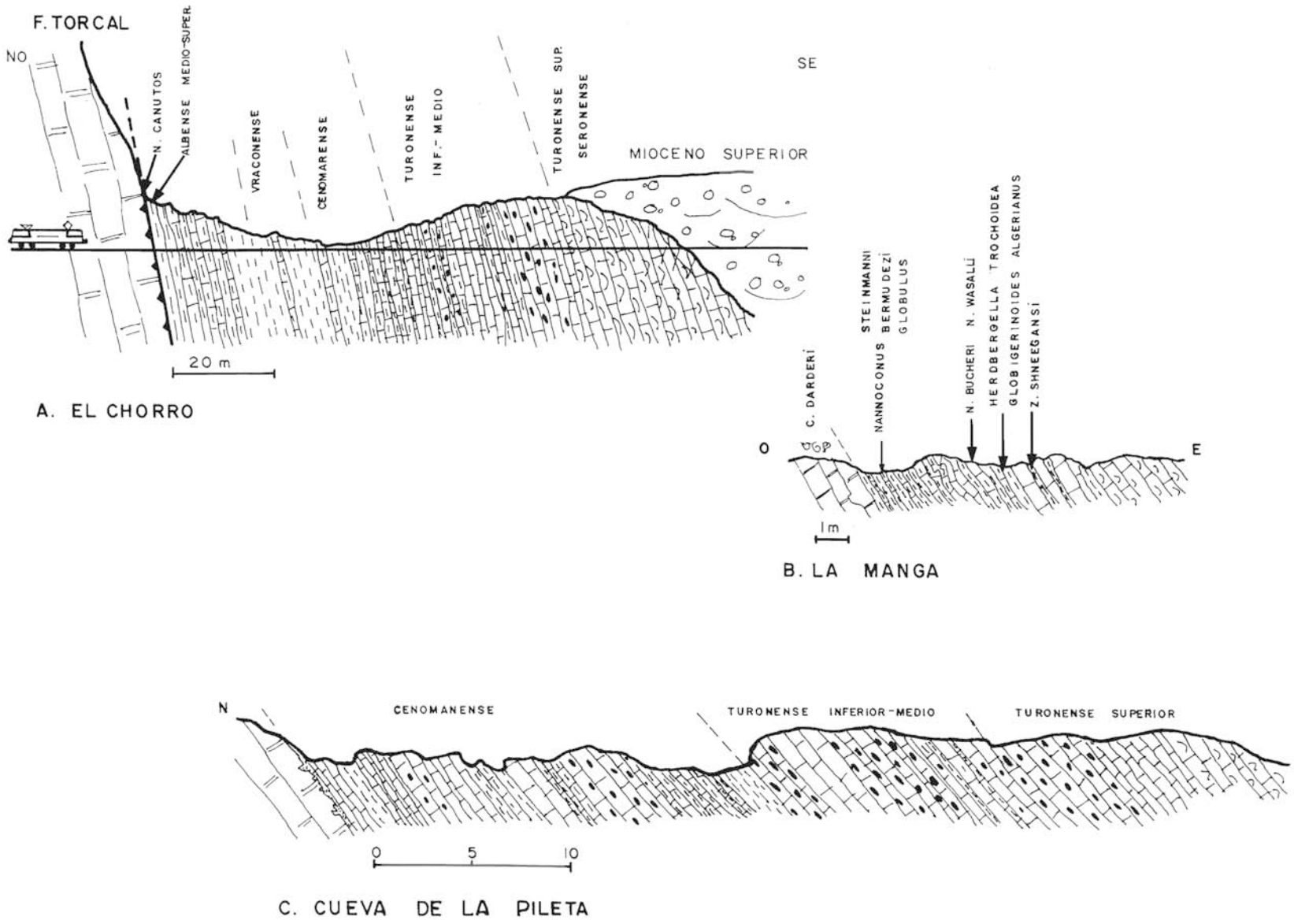
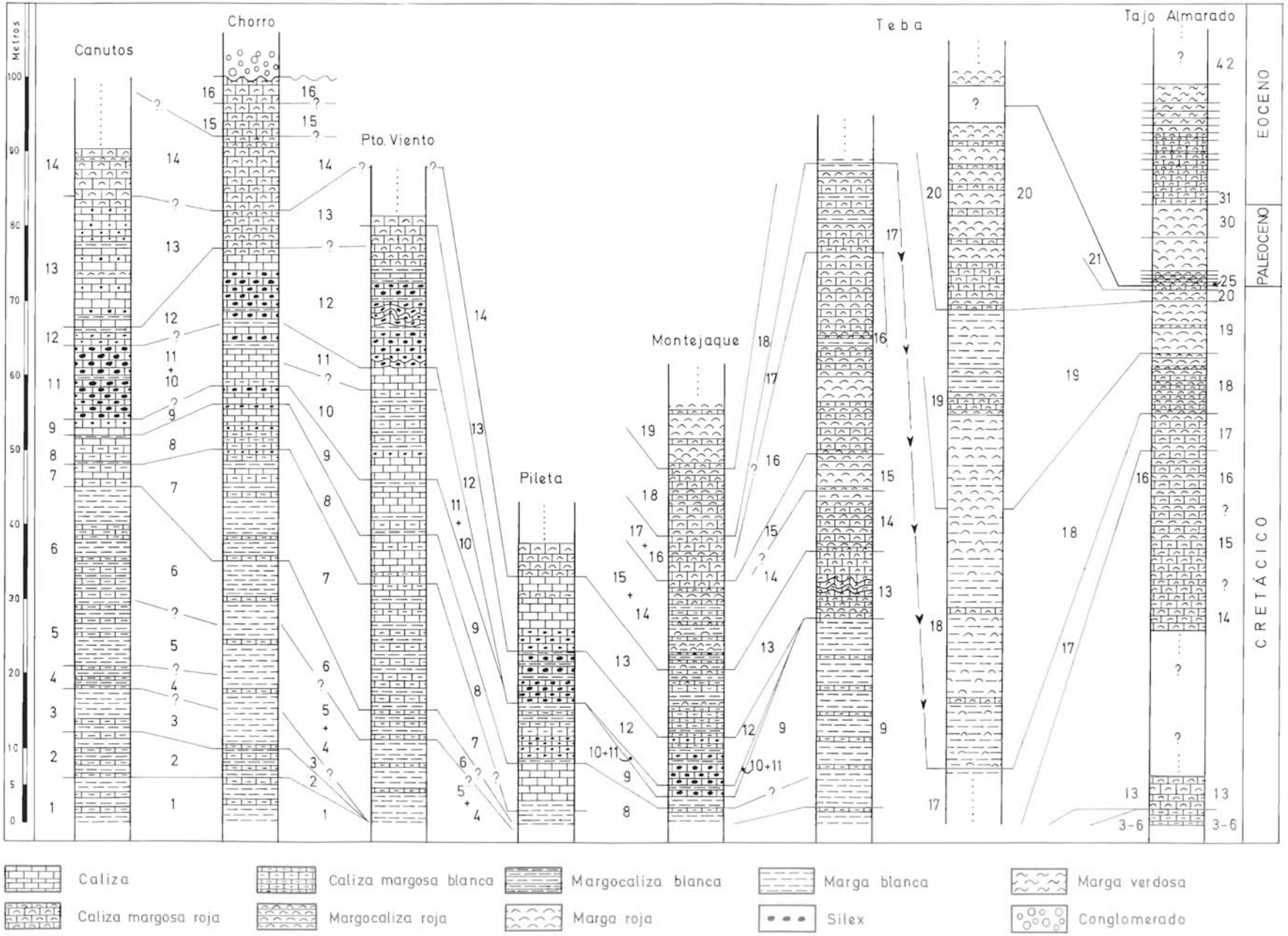


FIGURA 53.-Algunos cortes en los sedimentos estratificados del Grupo Espartina

FIGURA 54.- Series estratigráficas en las Capas Blancas y Capas Rojas (cf. Fig. 60 y 61).



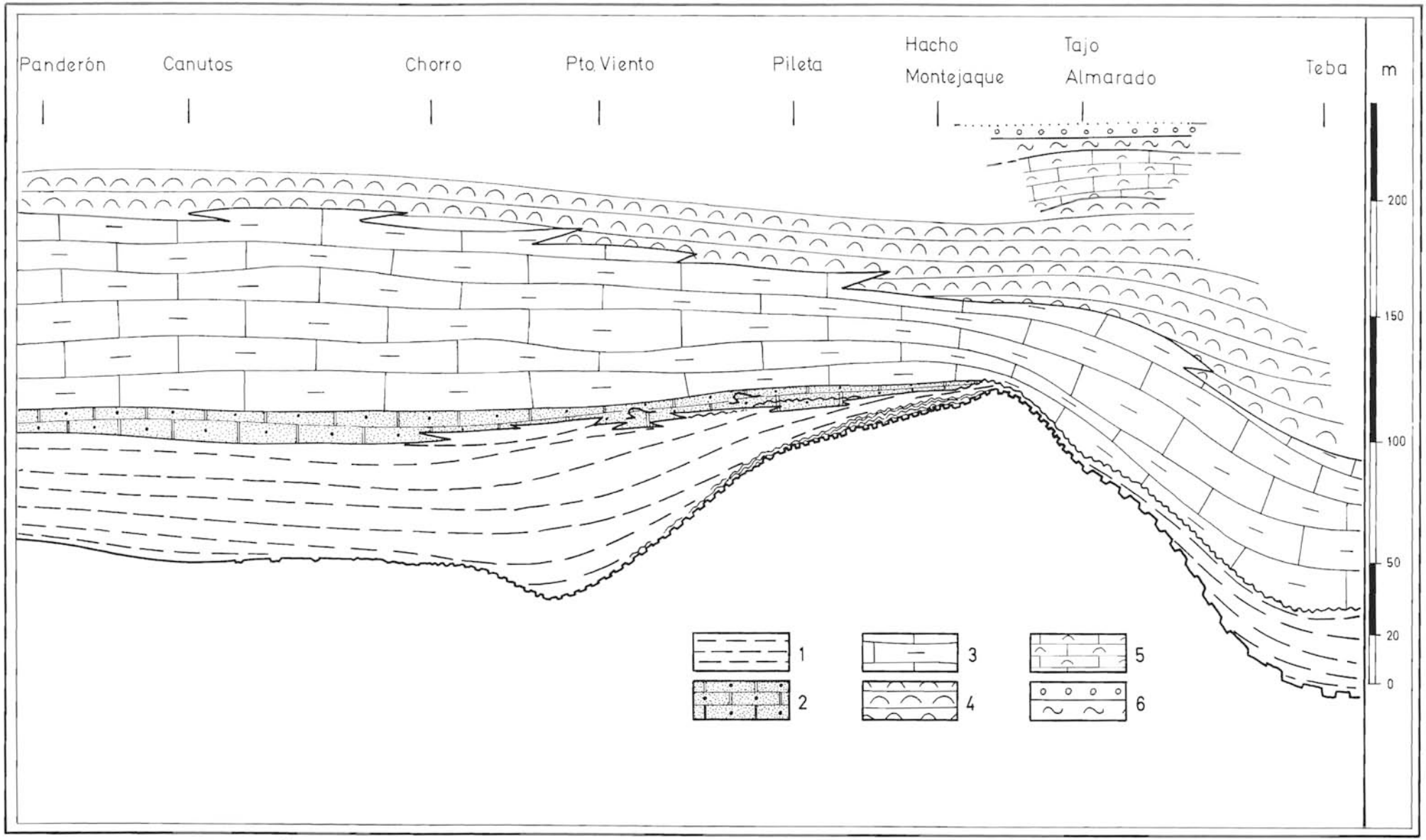


FIGURA 55.- Distribución regional y variaciones en el espesor de las formaciones postaptenses del Grupo Espartina. 1: Capas Blancas. 2: Calizas con Sílex del Boquerón. 3: Capas Rojas calcáreas. 4: Capas Rojas margosas. 5: Capas Rojas calcáreas del Eoceno. 6: F. Fuente del Chiquero (margas verdes y areniscas).

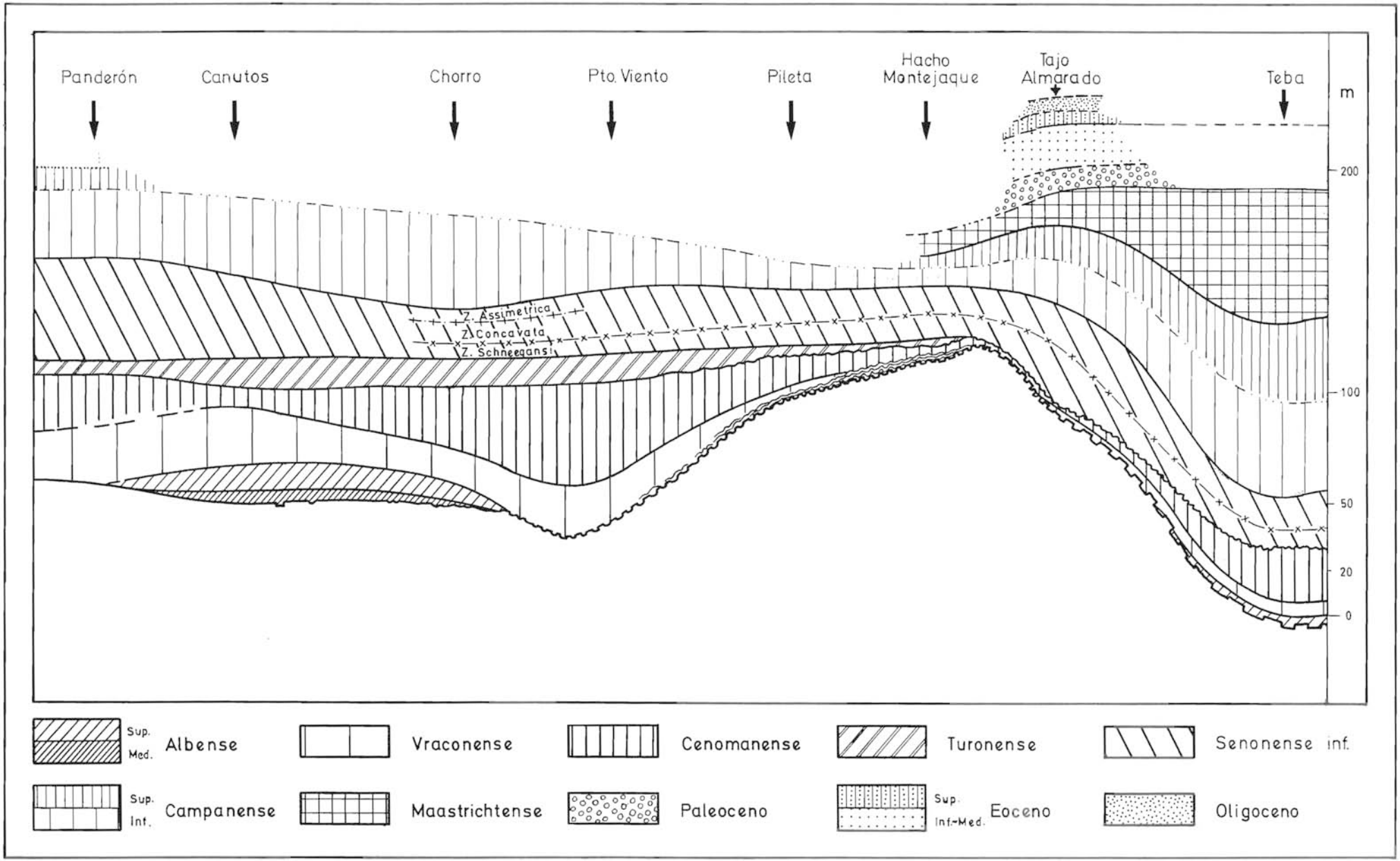


FIGURA 56.- Distribución regional y variaciones en el espesor de los materiales del Grupo Espartina en intervalos de tiempo sucesivos.

(wackestones-mudstones) con foraminíferos planctónicos y bentónicos, radiolarios y placas de equínidos. Las porciones no arcillosas de la matriz están mayoritariamente formadas por coccolitos o sus fragmentos. En algunos casos pueden presentar una laminación horizontal. La bioturbación no es demasiado importante, pero, localmente muy intensa sobre todo en los niveles más bajos de la formación. Algunos estratos contienen belemnites y escasos moldes internos de ammonites del Albense superior. Los belemnites, con abundantes perforaciones de cirrípedos (Lam. 23 ,Fot. 6), pueden ser muy abundantes en algunos rellenos de cavidades del paleokarst.

Un rasgo característico de ciertos niveles de las Capas Blancas es su relativa abundancia en material bituminoso, especialmente en el Albense superior-Vraconense basal, lo que confiere a las rocas en corte fresco un color gris o incluso negro. Otro rasgo característico es la abundancia de nódulos piritosos dispersos en los sedimentos margosos y margocalcáreos; a veces pueden alcanzar diámetros de hasta cinco cm o incluso más.

Por lo general las Capas Blancas están comprendidas entre Albense medio-superior y el Cenomanense inferior. Dentro de ellas existen nódulos de sílex dispersos, pero normalmente el sílex no es abundante hasta la parte alta del Cenomanense inferior. A partir de ahí se va incrementando rápida pero progresivamente hasta individualizarse incluso como estratos dentro de la roca y predominar sobre la propia caliza, lo que justifica la individualización del Miembro de Calizas con Sílex del Boquerón.

Este miembro toma su nombre del Cortijo del Boquerón (UF 207754) en cuyas inmediaciones (sobre todo al NO del mismo) aflora en una apreciable extensión y alcanza un espesor del orden de 30 metros. Se desarrolla ampliamente en las zonas coincidentes con la Franja Dolomítica y, sobre todo al S de ésta que es donde alcanza mayor potencia, siendo incluso fácilmente diferenciable en cartografía. Al N de la Franja Dolomítica pierde rápidamente potencia, hasta incluso desaparecer.

Desde un punto de vista textural, las Calizas son Sílex del Boquerón son análogas a las Capas Blancas, de las cuales sólo difieren por presentar un mayor contenido en radiolarios y, por tanto, en sílex. Los nódulos de sílex son rojos o más frecuentemente negros debido a la abundante materia orgánica dispersa en la roca. Son de forma alargada según la estratificación y pueden coalescer hasta formas estratos lateralmente continuos. Donde el sílex predomina las intercalaciones margosas desaparecen o se hacen muy delgadas.

Al igual que en las Capas Blancas, algunos niveles son especialmente ricos en material bituminoso e incluso han sido objeto de una explotación minera artesanal como asfaltos o "carbón de piedra". Una de estas minas se localiza en las proximidades del

Cortijo de Píldora (UF 320736). De otra de estas minas, situada en el arroyo de la Audaza, al NE de Atajate **Hernández-Pacheco** (1936) recogió algunos restos de peces. El nivel bituminoso más importante parece situarse hacia el límite Cenomanense-Turonense (**Dürr**, 1967) y se puede reconocer bien al N de los Baños Sulfurosos de la Hedionda, en la región de Los Canutos (UF 971310), y coincide con el máximo de la sedimentación silícea.

3.4.2.5.- La discontinuidad del límite Cenomanense-Turonense.

Si bien en la mayor parte del Penibético existe una buena continuidad sedimentaria entre las Capas Blancas y las Capas Rojas por medio de las Calizas con Sílex del Boquerón, en numerosos puntos de las zonas más externas del mismo se constata la falta de éstas y la existencia de una laguna estratigráfica que comprende, al menos, el Cenomanense superior-Turonense basal. Esta laguna estratigráfica es especialmente patente al norte de la Franja Dolomítica que, aproximadamente, también coincide con la zona de los estromatolitos pelágicos. En esta región (**Rebollo**, 1980) la laguna afecta a la mayor parte del Cenomanense, al Turonense, en algunos casos incluso a la totalidad de estos dos pisos y, a veces, también al Vraconense.

Esta laguna y la discontinuidad estratigráfica a ella asociada parecen de naturaleza diferente a la de las anteriormente estudiadas, ya que no afectan a la totalidad del Penibético y tampoco quedó registrada mediante superficies endurecidas (**hard-grounds**) aunque esto puede ser debido a la naturaleza margosa de las Capas Blancas, lo que las haría más resistentes a la litificación. Por otra parte, durante este intervalo acontecen, en las áreas del Penibético en que hay sedimentación, algunos fenómenos sedimentarios significativos, como son:

- La aparición de las Calizas con Sílex del Boquerón que, en su práctica totalidad corresponden al Cenomanense superior-Turonense. El máximo de la sedimentación silícea se localiza precisamente en el tránsito Cenomanense-Turonense.

- El empobrecimiento de las faunas de foraminíferos planctónicos, hasta el punto de que no es posible, por el momento, la caracterización bioestratigráfica de dicho tránsito (**González-Donoso** et al., 1982).

- La existencia de pliegues de desplome (slump) dentro de las calizas con sílex en los niveles correspondientes a este intervalo, sobre todo en la región afectada por el máximo de la dolomitización (p.e. Puerto del Viento, fig. 54;Lam.24, Foto 3).

- La aparición de un nivel asfaltico relativamente bien desarrollado en el límite Cenomanense-Turonense, en algunos puntos de las regiones más internas del Penibético.

3.4.2.6.- Interpretación sedimentaria.

El contexto estratigráfico regional, la escasa velocidad de sedimentación, la presencia de depósitos condensados, costras ferruginosas, glauconita, fosfatos y estromatolitos pelágicos indican que, al igual que en los tiempos precedentes, durante el intervalo Albense-Turonense el Penibético formó un alto fondo, una meseta submarina dentro de un dominio pelágico. En el Albense inferior, este alto fondo se vio de nuevo afectado por una interrupción sedimentaria generalizada, durante la cual se produjo la erosión y la litificación de parte de los escasos materiales aptenses previamente depositados. A partir del Albense medio y superior tuvo lugar un cambio importante en las condiciones sedimentarias, que determinó el reinicio de la sedimentación pelágica a la escala regional y la fosilización del paleokarst formado durante el Hauteriviense, que hasta entonces había permanecido expuesto en el fondo marino (Fig. 43 a 45).

El análisis estratigráfico y de las facies permite reconocer cuatro zonas sedimentarias durante el intervalo Albense-Turonense. En la más externa, correspondiente a la región entre Ubrique y Grazalema, el paleokarst permaneció expuesto en el fondo marino y la sedimentación se limitó al relleno de grietas y cavidades preexistentes. En la más interna, hubo continuidad en la sedimentación cretácica a partir del Albense medio. Entre estas dos zonas se reconocen otras dos: la ocupada por los estromatolitos, caracterizada por una muy escasa velocidad de sedimentación y la situada al exterior de ésta, en la que, si bien las Capas Blancas aparecen bien representadas, faltan las Calizas con Sílex del Boquerón y existe una laguna estratigráfica, entre las Capas Blancas y las Capas Rojas, que comprende parte del Cenomanense y del Turonense, cuando no la totalidad de ambos pisos (Fig.54,55,56).

La zona de los estromatolitos pelágicos coincide, aproximadamente, con la zona en la que la dolomitización del Grupo Líbar fue mayor. Este hecho, así como el aumento de las potencias de las Capas Blancas a uno y otro lado de la zona de los estromatolitos pelágicos, sugiere que estas estructuras ocuparon un área tectónicamente inestable durante el Cretácico medio, posiblemente algo elevada y poco subsidente con respecto a las zonas adyacentes. La zona situada en posición más interna, por el contrario, debió ser la de mayor estabilidad, como lo demuestra la continuidad en la sedimentación que se reconoce a partir del Albense medio-superior (Fig. 46).

3.4.2.6.1. La zona de los estromatolitos pelágicos.

Los mecanismos de crecimiento de los estromatolitos pelágicos y su relación con la precipitación de los fosfatos han sido ya suficientemente tratados en apartados precedentes. Discutiré aquí la información que estas estructuras, y los sedimentos

asociados a ellas, suministran sobre las condiciones físico-químicas y la batimetría del medio sedimentario en que se formaron. Dicho medio se encontraba en relación lateral con el medio en el que tenía lugar la sedimentación normal de las Capas Blancas y fue reemplazado por éste a partir del Cenomanense inferior.

Como es sabido (**Monty**, 1971,1977), los estromatolitos se pueden formar en una gran diversidad de ambientes sedimentarios y a profundidades muy variadas. En los ejemplos del Penibético no hay evidencias de que su crecimiento tuviera lugar en la zona fótica. Por sus características texturales y fauna encostrante se asemejan a los nódulos de manganeso que pavimentan extensas áreas de los fondos marinos actuales, (**Monty**, 1973; **Wendt**, 1974), por lo general bastante profundas (del orden de varios centenares de metros o más). Sin embargo, los ejemplos del Penibético son de composición fosfatada y aparecen asociados a glauconita, lo que parece indicar un medio de depósito de no demasiada profundidad.

La zona de los estromatolitos pelágicos del Penibético se vio afectada esporádicamente por la acción de corrientes, como lo demuestra la repetida brechificación de los estromatolitos y de los sedimentos asociados, así como la frecuente morfología nodular, o sea oncolítica, que presentan. Posiblemente la fosfatización, la glauconitización, la brechificación y el crecimiento de los estromatolitos fueron procesos íntimamente ligados entre sí. La acción de las corrientes, evitó la sedimentación y probablemente favoreció directa o indirectamente a los otros procesos.

La formación de glauconita probablemente se inició durante la interrupción sedimentaria intraalbense ya que, con frecuencia, aparece en las brechas asociadas a la base de las Capas Blancas y a los estromatolitos pelágicos. No obstante, también ocurrió más tarde ya que se reconocen impregnaciones y costras glauconitícas en cantos semilitificados con abundantes foraminíferos planctónicos del Albense superior y Vraconense. La glauconitización es un fenómeno característico del medio marino abierto, que acaece lejos de las zonas de activa sedimentación, en aguas templadas o tropicales no demasiado cálidas, alcalinas y ligeramente reductoras, a profundidades que, en la actualidad, oscilan generalmente entre 60 y 350 m (**Odin** y **Letolle**, 1980). La glauconitización se favorece en las épocas de transgresión, por lo que el Cretácico medio debió ser un periodo bastante favorable a aquélla. Es común que antes de que acontezca una fosfatización tenga lugar una glauconitización lo que, efectivamente, sucede en el Penibético, ya que, fragmentos de glauconita suelen aparecer con frecuencia en el núcleo de estromatolitos pelágicos fosfatados.

En la actualidad los fosfatos se depositan preferentemente en zonas de la plataforma continental abiertas y relativamente someras, normalmente a menos de 400 m de profundidad, en las

cuales existe una notable circulación oceánica ascendente (upwelling; **Bentor**, 1980; **Baturin**, 1982). La fosfatización ocurre preferentemente durante la diagénesis temprana, y está principalmente controlada por factores biológicos, ya que la precipitación inorgánica directa de fosfatos a partir del agua marina parece poco probable (**Bentor**, 1980; **Baturin**, 1982). Existen, no obstante, fosforitas autigénicas actuales (**Birch**, 1980), que se están depositando en zonas muy someras, fóticas, restringidas y adyacentes a ciertas áreas continentales. Las condiciones físico-químicas más favorables a la precipitación de los fosfatos se dan en aguas ligeramente alcalinas y en ambiente medianamente reductor, principalmente en las proximidades del límite superior de la capa de agua pobre en oxígeno (Oxigen minimum layer: **Bentor**, 1980; **Baturin**, 1982; **Arthur y Jenkyns**, 1981).

Es posible que la acumulación de los fosfatos en los estromatolitos pelágicos del Penibético se viera favorecida por la concurrencia de una serie de factores como son:

a) La existencia de un alto fondo, probablemente situado cerca de los límites de la capa pobre en O_2.

b) La existencia de microambientes bacterianos favorables a la precipitación del fosforo directamente sobre el fondo marino, en relación con las construcciones estromatolíticas.

c) La existencia de una buena circulación ascendente de las aguas (upwelling) hacia el alto fondo, desde las zonas más profundas, que aportaban fósforo y nutrientes al microambiente estromatolítico.

d) El enriquecimiento relativo en fósforo de las aguas oceánicas a consecuencia del estancamiento de las aguas profundas provocado por la subida del nivel del mar del Cretácico medio (**Fischer y Arthur**, 1977; **Sheldom**, 1980) y del evento anóxico oceánico a ella asociado (**Schlanger y Jenkyns**, 1976; **Jenkyns**, 1980a).

La presencia de glauconita y fosfatos, en los estromatolitos pelágicos del Penibético, parece sugerir, de acuerdo con los datos arriba expuestos, que estos se formaron a profundidades moderadas, del orden de 200-400 m. En el fondo marino actual se han descrito fosfatos a profundidades mucho mayores, principalmente sobre guyots del océano Pacífico (**Baturin**, 1982); en su mayor parte, sin embargo, no son depósitos actuales, sino relativamente antiguos (frecuentemente premiocenos), que no han sido cubiertos por sedimentos posteriores y, por tanto, no hay una evidencia directa de la profundidad a la que se formaron. No obstante, la mayor parte de las grandes acumulaciones fosforíticas actuales y fósiles parecen haberse formado en zonas abiertas de la plataforma continental y, por tanto, a profundidades relativamente moderadas, de pocos centenares de metros como máximo.

A diferencia de lo que sucede en los fondos actuales, en los que la fosfatización es un fenómeno preferentemente diagenético (**Baturin**, 1982), en el Penibético la precipitación del fosfato estuvo en buena parte ligada a la actividad bioquímica de las bacterias constructoras de estromatolitos (**Krajewski**, 1983,1984) y debió ocurrir directamente en el fondo del mar sincrónicamente con el crecimiento de estas estructuras (**Krajewski**, 1981a,b). Esta precipitación y acumulación directa en el fondo marino es un rasgo característico de muchas fosforitas antiguas, a diferencia de lo que sucede en el océano actual (**Bentor**, 1980). No obstante, una fosfatización diagenética temprana de notable importancia también tuvo lugar, posiblemente por removilización del fosfato previamente precipitado. Esta, incluso, ha obliterado en algún caso la estructura estromatolítica y ha estado acompañada de otros procesos de mineralización.

Las condiciones físico-químicas en las zonas de los estromatolitos pelágicos debieron ser reductoras, como lo atestigua la presencia de fosfatos, glauconita, e incluso pirita dispersa en los estromatolitos, pero no anoxigénicas a juzgar por la abundancia de organismos encostrantes como los foraminíferos, que necesitan oxígeno para realizar sus funciones vitales. La presencia de sedimentos rojos intercalados apunta también hacia el retorno periódico de unas condiciones oxidantes. Estos datos concuerdan con la preferencial localización de las zonas de fosfatización en las proximidades de los límites inferior y, sobre todo superior de la capa pobre en oxígeno los cuales se encuentran, como máximo, entre 100 y 600 m de profundidad de acuerdo con **Arthur** y **Jenkyns** (1981); por tanto las (condiciones físico-químicas dominantes debían ser reductoras, pero eventualmente podrían pasar a ser oxidantes.

3.2.4.6.2. Los sedimentos estratificados: las Capas Blancas y las Calizas con Sílex del Boquerón.

La hipótesis de que el fondo marino del Penibético en la zona de los estromatolitos pelágicos debió ser próximo a la parte superior de la zona pobre en oxígeno, concuerda con la existencia de sedimentos margosos con abundante material bituminoso en las áreas adyacentes. Estos sedimentos, las Capas Blancas, se debieron depositar en zonas algo mas profundas, en aguas tranquilas, cálidas y de salinidad normal, dada la fauna de foraminíferos planctónicos que contienen (**Wonders**, 1980). A juzgar por el color oscuro del sedimento y la presencia de nódulos piritosos las condiciones del fondo y por debajo de la superficie de contacto agua-sedimento debían ser reductoras. La existencia de ostrácodos con tuberculo ocular muy desarrollado (**García-Revuelta**, 1984; **García-Revuelta** y **Martínez-Gallego**, 1984 en concreto **Rehacythereis reticulata (Jones e Hinde)**, parece indicar que la profundidad del ambiente sedimentario, aún en este caso, no debió alcanzar valores notables (máximo del orden de 500-600 m). La importancia de la bioturbación en algunos niveles indica la existencia periódica, o

al menos eventual, de épocas de mejor oxigenación de las aguas del fondo.

La reanudación de la sedimentación en el Albense medio-superior y el inicio de la fosilización del paleokarst, son fenómenos de gran significación paleogeográfica y sugieren que el Penibético comenzó a dejar de ser, en esta época, una zona intensamente batida por las corrientes marinas que impedían la sedimentación de los fangos carbonatados biogénicos y de los terrígenos finos. Estos hechos sugieren un aumento gradual y progresivo de la profundidad del depósito y un cambio notable en las condiciones oceanográficas y tal vez climáticas (**Fischer**, 1976). Dos zonas del Penibético todavía aparecen sin sedimentación o con depósito muy reducido: la región de Ubrique-Grazalema y la zona colonizada por los estromatolitos pelágicos. En la primera la sedimentación tuvo lugar solo en grietas y zonas deprimidas del paleokarst, mientras que en las partes elevadas era impedida por la acción de las corrientes. En la segunda la acción de las corrientes debió ser menos intensa, ya que solo impidió el depósito localmente y, por otra parte, favoreció la actividad biológica de las bacterias y los foraminíferos encostrantes.

En las zonas con sedimentación se depositaron fangos carbonatados formados por nannoplancton, foraminíferos bentónicos y terrígenos finos con abundante materia orgánica preservada como material bituminoso, preferentemente concentrado en algunos niveles del Albense superior y Vraconense basal, a consecuencia de las condiciones anoxigénicas reinantes a escala global (**Schlanger** y **Jenkyns**, 1976, **Arthur y Schlanger**, 1979, **Jenkyns** 1980[a]). La velocidad de sedimentación fue extremadamente lenta, con valores medios del orden de 3 a 5 mm/1000 años lo que confirma el carácter pelágico del Penibético y su alejamiento de las grandes zonas continentales emergidas, emisoras de terrígenos. Desde su inicio, la sedimentación mostró un carácter netamente rítmico, que dió lugar a una secuencia de margocalizas y margas alternantes en estratos de espesor medio inferior al decímetro. Esta ritmicidad revela un comportamiento oscilatorio en las condiciones de depósito que, alternativamente, favoreció el acúmulo de materiales calcáreos frente a los margosos y viceversa. Poco se conoce sobre las causas de estas ritmicidad. Las teorías más atractivas son las que sugieren que se relaciona con cambios climáticos y oceánicos oscilatorios ligados a las perturbaciones orbitales periódicas de la Tierra (teoria de **Milankovitch**) como, por ejemplo, el ciclo precesional (**Fischer**, 1976,1981,1982, **Percival y Fischer**, 1977, Schwarzacher y **Fischer**, 1982). Se requieren estudios detallados para confirmar o rechazar estas hipótesis, pero baste aquí con señalar que un primer análisis realizado a partir de los cortes estudiados indica que cada uno de los estratos decimétricos de las Capas Blancas se debió depositar durante unos 20.000 a 25.000 años. Este valor coincide, grosso modo, con algunas estimaciones de los autores arriba citados y es del orden de magnitud del ciclo

de precesión axial terrestre, que tiene un periodo de unos de 21.000 años (**Fischer**, 1982).

Los aportes silíceos existentes desde el comienzo del depósito de las Capas Blancas, alcanzaron su máximo valor durante el Cenomanese superior-Turonense con el depósito de las Calizas con Sílex del Boquerón. Algunas perturbaciones sedimentarias debieron ocurrir a la vez que este cambio se produjo, probablemente ligadas a movimientos tectónicos del fondo de la cuenca que provocaron el cese de la sedimentación en las partes del Penibético situadas al N de la zona de los estromatolitos pelágicos, tal vez por un basculamiento y/o por la modificación del régimen de corrientes reinantes; a la vez, desplomes submarinos incipientes ocurrían en las zonas meridionales, algo más profundas. La aparición y proliferación del sílex, sin duda debe estar conectada con una profundización del ambiente sedimentario que determinó la generalización de las condiciones anoxigénicas (**Schlanger** y **Jenkyns**, 1976; **Jenkyns**, 1980 a) el depósito de niveles asfálticos en el límite Cenomanense-Turonense y el ascenso notable del nivel de compensación de los carbonatos (**Fischer** y **Arthur**, 1977), factores que provocaron la reducción de los aportes carbonatados biogénicos al sedimento y el aumento de los silíceos procedentes, sobre todo, de los radiolarios. Por otra parte, las condiciones anoxigénicas del fondo influyeron de alguna manera en las capas de agua superiores, cuales debieron ser desfavorables al desarrollo de los foraminíferos planctónicos; de esta manera se puede explicar la poca diversidad y la escasez de la microfauna planctónica hacia dicho límite (**Wonders**, 1980).

La profundización del medio sedimentario, más arriba requerida, no fue tanto debida a una subsidencia del fondo como a un ascenso absoluto del nivel del mar, a un verdadero ascenso eustático (**Vail** et al., 1977; **Hancock** y **Kaufmann**, 1979; **Cooper**, 1977; **Mörner**, 1980; **Matsumoto**, 1980; **García-Hernández** et al., 1982; **Hallam**, 1984), que parece determinado por el aumento en la velocidad de expansión del fondo oceánico (**Hays** y **Pitman**, 1973; **Pitman**, 1978) y el ascenso consecuente de las dorsales mediooceánicas (**Reyment** y **Mörner**, 1977; **Reyment**, 1979a), en particular en el Atlántico. En definitiva, durante el depósito de las Calizas con Sílex del Boquerón, el Penibético debió alcanzar la máxima profundidad de su historia sedimentaria, posiblemente relativamente próxima en algunas zonas al nivel de compensación de los carbonatos existente al comienzo del Cretácico superior. Sin embargo, el Penibético en su conjunto, probablemente continuó siendo una zona topográficamente elevada con respecto a las otras áreas paleogeograficamente adyacentes durante el Cretácico superior y, a juzgar por los datos paleoecológicos que suministran los foraminíferos (**Wonders**, 1980) y, sobre todo, los ostrácodos (**García Revuelta**, 1984; **García Revuelta** y **Martínez-Gallego**, 1984), no debió sobrepasar, en ningún momento de su historia, el millar de metros de profundidad.

3.4.3.-Las brechas del Dornajo.

3.4.3.1.-Definición. Límites. Afloramientos.

Con el nombre de Brechas del Dornajo designo a una formación constituída por brechas, que se reconoce al NE de Benaocaz estratigráficamente situada entre las calizas del Grupo Líbar y las Capas Rojas. Estas brechas forman parte de la serie estratigráfica de una escama tectónica situada en el borde más externo del Penibético, que fue diferenciada por **Bourgois**, 1970, **fide Bourgois** y **Chauve**, 1971a) como unidad del Peñón Grande-Salto del Cabrero.

Los afloramientos de estas brechas se restringen a una pequeña zona situada unos 1500 m al N de la Fuente del Chiquero (TF 854651) a lo largo del curso de un arroyo sin nombre, tributario del arroyo del Pajarito (Fig. 59) y en los alrededores de un cortijo conocido como Casa del Dornajo (TF 849667) que no se corresponde con la casa del mismo nombre que viene situada en el mapa topográfico (hoja 14-44, Ubrique, del Mapa Militar de España (TF 861673), sino que se encuentre más de 1 km al SO de ésta y a casi 1 km al ONO de Casa Fardela.

En algunos casos es díficil delimitar los afloramientos de las Brechas del Dornajo por la existencia de complicaciones tectónicas y por los recubrimientos de materiales más recientes (Capas Rojas, Formación de la Fuente del Chiquero y derrubios). No obstante el límite inferior es claramente erosivo y coincide con la superficie del paleokarst cretácico, al cual fosiliza claramente (Fig. 39). El límite superior lo determina la aparición de las Capas Rojas, pero no es fácil reconocerlo con exactitud; es posible que dicho límite sea relativamente brusco en muchos casos, pero en otros puede existir un tránsito gradual como lo demuestra la aparición de intercalaciones delgadas centimétricas y lateralmente discontinuas de brechas y turbiditas oolíticas en el seno de las Capas Rojas, como puede verse en el lecho del arroyo del Pajarito y alrededores, justo al N de la Fuente del Chiquero.

3.4.3.2.-Litología.

Las Brechas del Dornajo son brechas calcáreas heterométricas, alimentadas a partir de todos los tipos litológicos del Grupo Líbar. Pueden aparecer en forma masiva, sin ordenamiento interno alguno, o bien estratificadas en cuyo caso forman ciclos de espesor y de tamaño de grano y presentan intercalaciones calcareníticas. Pueden contener bloques enormes, de dimensiones incluso superiores a la decena de metros, en los cuales es posible realizar una estratigrafía de detalle. La descripción precisa del corte de la figura 57 da una idea de la litología de esta formación. De abajo arriba, se reconocen en dicho corte:

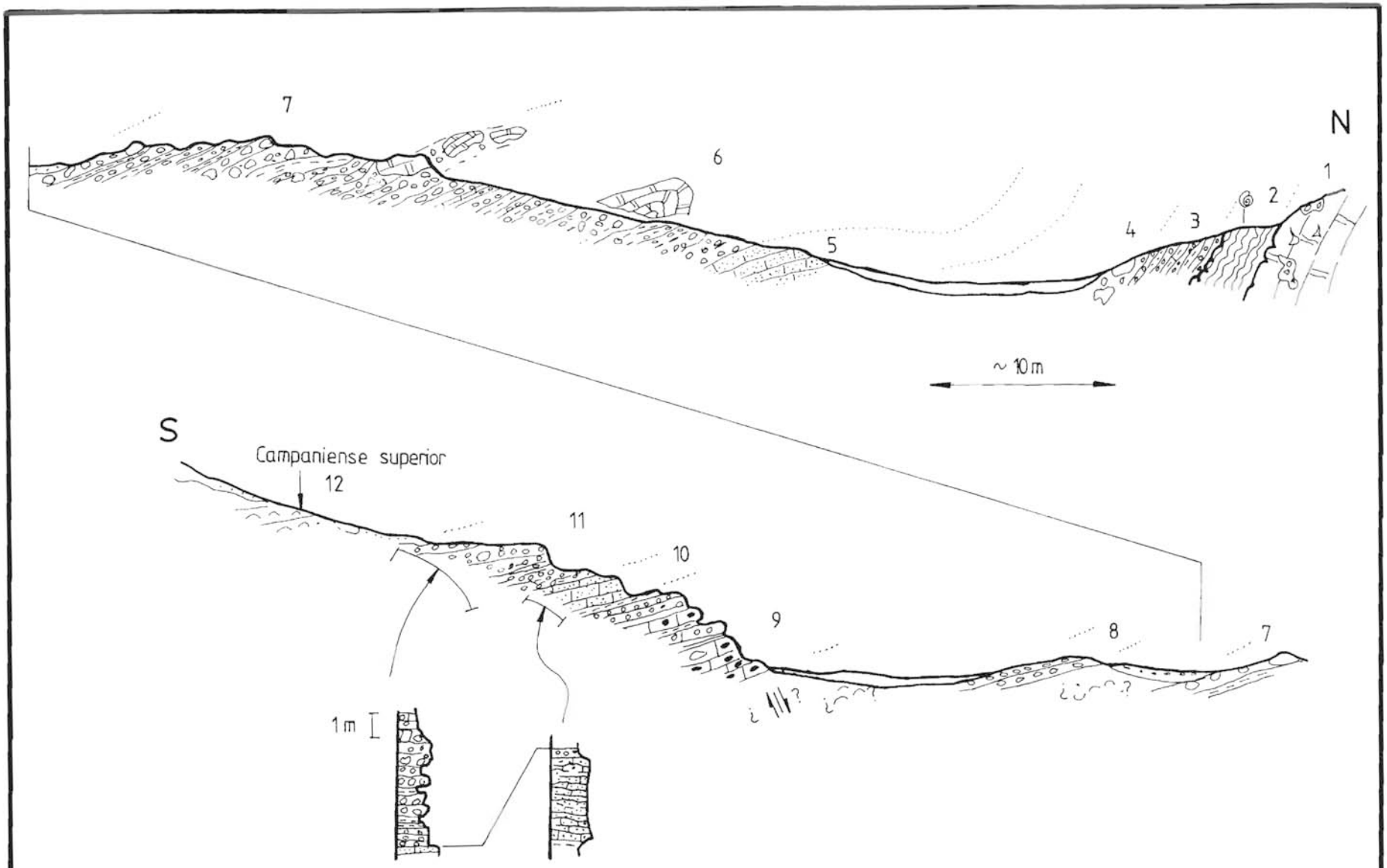


FIGURA 57.-Corte de las Brechas del Dornajo al O de la F. del Chiquero. Ver texto.

a) **Formación Endrinal.**

1.-Calizas con Sílex de Benaocaz: son calizas oolíticas micríticas con abundantes foraminíferos bentónicos. Sobre ellas existe un paleorrelieve irregular, con cavidades rellenas de calizas y margocalizas laminadas amarillentas, en unos casos de textura microsparítica y azoicas, en otros con una microfacies micrítica con abundantes Protoglobigerinas, probablemente del Oxfordense. Por tanto, dicho paleorrelieve debe ser la expresión, en esta zona, de la discontinuidad que separa a la Formación Endrinal de la Formación Torcal.

b) **Formación Torcal.**

2.-Calizas nodulosas-margosas, tableadas, limitadas a la base y al techo por superficies mineralizadas poco marcadas. Por presentar una microfacies micrítica, con abundante **Saccocoma**, se atribuyen al Kimmeridgense y Tithónico; lateralmente, de estos niveles he recogido un ammonites (**Corongoceras sp.**) y una abundante microfauna de **Crasicollaria**, sobre todo **C. massutiniana**, del Tithónico superior.

3.- Conglomerados y brechas de matriz margosa amarillenta, alternantes con margocalizas con abundante microfauna de **Globochaete alpina LOMBARD** y **tintínidos (C. alpina LORENZ, C. elliptica CADISCH, T. carpathica (MURG. y FILIP), R. cadischiana (COLOM)** del Berriasense inferior.

4.-¿Brechas del Dornajo o techo de la Formación Torcal?. Conglomerados y brechas con grandes bloques de calizas con sílex junto con brechas con cantos de calizas oolitícas, sílex, calizas rojas nodulosas y/o margosas o no, y margocalizas blancas y amarillentas. Sobre estas rocas se encuentra un recubrimiento de derrubios sobre el cual discurre un arroyo tributario del arroyo del Pajarito.

c) **Brechas del Dornajo.**

5.-Calcarenitas estratificadas en estratos decimétricos formadas por fragmentos de calcita cristalina y material bioclástico. Son de color blanco o algo rosado. Presentan una estratificación patente, con laminación paralela neta o a veces ligeramente ondulada, marcada por ligeras variaciones en el tamaño de grano.

6+7. Conglomerados y brechas con matriz margosa rosada o blanca. Contienen bloques enormes de calizas oolíticas, calizas con corales, calcarenitas con sílex, brechas cementadas y calizas pelágicas diversas. En la parte baja (6) predominan los cantos y bloques de calizas oolíticas y calcarenítıcas y la matriz es sobre todo blanca, más abundante hacia la base, donde adquiere tonalidad rosada. Unas decenas de metros al E del corte se reconocen grandes bloques de calizas oolíticas y de calizas nodulosas rojas, estas últimas con paquetes de

estratos de casi diez metros de espesor. Hacia la parte alta (7) junto con los cantos y bloques de calizas oolíticas y con sílex aparecen otros de margocalizas y calizas blanquecinas amarillentas y verdosas con abundante glauconita, del Neocomiense. La matriz de las brechas está formada por microsparita o por micritas bioclásticas con Saccocoma y otros organismos fragmentados y, evidentemente, es un producto de la resedimentación de margas y margocalizas más antiguas. En otros casos, la matriz es micrítica, más o menos finamente recristalizada, con **Nannoconnus**. La estratificación, inexistente o poco evidente en la base, salvo dentro de los grandes bloques calizos, por supuesto, se hace más patente hacia arriba, donde se individualizan estratos de brechas de espesor uniforme, no canalizados y lateralmente continuos. Esto se puede reconocer bastante bien, también en el corte del Cortijo Dornajo (Fig. 39). Por tanto, este intervalo del corte parece representar una secuencia granodecreciente y estratodecreciente. La parte superior de la misma no es visible por la existencia de recubrimientos recientes, pero podría estar formada por margas rojas.

8.- Conglomerados rojizos bien estratificados y cementados. A juzgar por el relieve aparecen intercalados en una secuencia margosa, no visible por causa de los recubrimientos recientes.

9.- Calizas oolíticas con sílex y conglomerados. Las condiciones de afloramiento impiden reconocer si se trata de nuevo del sustrato, que aflora por falla y repite de nuevo la serie, o bien si son grandes bloques estratificados de calizas del Grupo Líbar, incorporados a las brechas del Dornajo. Hacia arriba predominan los conglomerados.

10.-Calcarenitas análogas a las descritas en el punto 5.

11.-Conglomerados estratificados, bien cementados, con gruesos bloques de calizas fosilíferas pelágicas rojas del Jurásico superior, calizas nodulosas rojas, margocalizas rojas, calcarenitas rojas, calizas con sílex, calizas micríticas blancas con microfauna planctónica del Jurásico superior y Cretácico inferior, margocalizas claras, micríticas, con **Nannoconus** del Neocomiense, calizas oolíticas y con corales, y dolomías. Entre los estratos de conglomerados se intercalan estratos calcareníticos. Los conglomerados contienen poca matriz, formada por una caliza margosa roja de aspecto noduloso. El conjunto parece formar una secuencia grano y estratocreciente, salvo en el metro superior.

12.-Entre derrubios se reconocen algunos afloramientos de margas rojas senonenses. Más al S aparecen calizas y dolomías que parecen situarse sobre las Capas Rojas, pero las condiciones de exposición no permiten observar claramente las relaciones geométricas. En todo caso, hay que señalar que estas rocas forman parte de una alineación de afloramientos de dimensiones hectométricas en cartografía, lateralmente discontinuos, que se extienden entre Casa Fardela y Benaocaz, en los que no se reconoce una estructura tectónica bien definida. En mi opinión no se debe excluir la hipótesis de que parte de ellos sean bloques gigantes desenraizados de sus sustratos originales y deslizados sobre las

Brechas del Dornajo y las Capas Rojas, o bien paleoresaltes de varias decenas de metros de altura del paleorrelieve kárstico cretácico, tectonizados durante el plegamiento posterior. En otros casos una interpretación tectónica simple (escamación) parece lo más razonable.

3.4.3.3.-**Fósiles y edad.**

En los cantos de las Brechas del Dornajo es frecuente reconocer abundantes fósiles. Estos permiten acotar por abajo la edad de las mismas.

Entre los macrofósiles recogidos de estos cantos destacan los corales (de las Calizas de Coral de Villaluenga) y los ammonites del Kimmeridgense y del Tithónico superior, además de belemnites y aptychus. Entre los microfósiles, son especialmente interesantes los tintínidos, que abundan en muchos cantos; la asociación más moderna reconocida en varios de estos cantos, pertenece a la zona E de **Calpionellites** con:

Tintinnopsella carpathica (MURG. y FILIP.)
Tintinnopsella longa (COLOM)
Calpionellopsis sp.
Calpionellites darderi (COLOM)
Calpionellites sp.
Remaniella dadayi (KNAUER)

lo que demuestra que las Brechas del Dornajo son posteriores con seguridad al Valanginiense inferior.

Por otra parte, las Brechas del Dornajo fosilizan un paleorrelieve de grandes dimensiones labrado sobre las calizas del Grupo Líbar, por lo cual también son necesariamente posteriores a la formación de éste lo que, de acuerdo con los datos regionales, tuvo lugar durante el Hauteriviense. Estos hechos, así como la existencia de cantos con facies neocomiense, sin tintínidos y con Nannoconus (**N. steinmanni, N. kamptneri y N. colomi** sobre todo) inducen a pensar que las Brechas del Dornajo son posteriores a la formación del paleokarst, por tanto, posteriores a la discontinuidad intrahauteriviense y verosímilmente postneocomienses.

Más difícil, sin embargo, resulta precisar la edad del límite superior. Los datos de campo indican que las Brechas del Dornajo se sitúan bajo las **Capas Roja**s pero éstas en la región de BenaocazDornajo **se encuentran bastante cubiertas por vegetación y/o** derrubios. La muestra de Capas Rojas, recogidas en posición más cercana al techo de las brechas ha proporcionado una abundante fauna del Campanense medio, **zona de Ventricosa**, lo que permite asegurar que el depósito esencial de las brechas se efectuó antes del Senonense superior.

Por el momento, por tanto, se puede asegurar que la edad de las Brechas del Dornajo está comprendida entre el Neocomiense y el

Senonense superior ambos exclusive. Habida cuenta de la existencia de brechas parecidas en la región de Grazalema (**Company** et al., 1982) cuya matriz contiene foraminíferos de edad Turonense, de la reanudación generalizada de la sedimentación en el Penibético a partir del Albense y de la inestabilidad tectónica existente durante el Cenomanense-Turonense deducida al estudiar las Capas Blancas y las Calizas con Sílex del Boquerón, parece razonable pensar que las Brechas del Dornajo se depositaran al comienzo del Cretácico superior.

3.4.3.4.- Interpretación sedimentaria.

Los rasgos sedimentarios más significativos reconocidos en las Brechas del Dornajo son:

- La forma angulosa de los cantos calcáreos, algo más redondeada en los margocalizos o margosos.

- La escasa matriz y buena cementación de las brechas.

- La heterometría y carácter masivo de las porciones basales, en las cuales aparecen bloques de dimensiones decamétricas y métricas que, además, fosilizan un paleorrelieve de dimensiones notables con desniveles visibles superiores a la decena de metros.

- La disposición estratificada con bases planares no erosivas de las brechas en las partes estratigráficamente superiores, que se disponen en ciclos de espesor poco patentes, con algunas intercalaciones calcareníticas.

- La inexistencia de secuencias turbidíticas en las calcarenitas.

De estos rasgos se concluye que el transporte fue corto y que el depósito debió producirse en una zona deprimida adyacente a paleoresaltes formados por las calizas del Grupo Líbar. El contexto paleogeográfico regional y el estratigráfico local sugieren que las brechas se formaron en ambiente submarino, por caida gravitatoria (fall rock) de fragmentos calcáreos procedentes de los resaltes (Fig. 45). La mejor organización de las rocas estratigráficamente hacia arriba sugiere una disminución progresiva de la inestabilidad tectónica y de los aportes que, posiblemente, estuvieron en relación con una profundización del medio de depósito, y con la nivelación de las irregularidades del sustrato. No obstante, hay que señalar que, a lo largo del Senonense y hasta el Terciario antiguo, debieron existir paleoresaltes de calizas del Grupo Líbar en el fondo marino todavía no enterrados por las Capas Rojas, sobre los cuales la sedimentación no se producía, posiblemente por la acción de corrientes, o bien quedaba limitada a grietas y cavidades dentro de los propios resaltes. Estos, a su vez, fueron esporádicamente erosionados y sus fragmentos se depositaron entre los sedimentos autoctónos, que eran las Capas Rojas. Estos hechos, confirman de forma indirecta, la notable importancia que

LAMINA 25

Panorámica del Corte de Tajo Almarado y, al fondo, de la Sierra del Valle de Abdalajís. Norte a la derecha. Se observa, en esta última, la existencia de dos bóvedas anticlinales definidas por las calizas del Grupo Líbar (E: F. Endrinal; T: F. Torcal; n: miembro noduloso de la F. Torcal), así como el neto contacto entre este último y el Grupo Espartina, siguiendo el cual, aparecen, localmente las Capas Blancas (C.B.). El conjunto aparece tectónicamente recubierto por el Complejo del Campo de Gibraltar constituído por la formación de Arcillas Variegadas (A.V.), que incluye bloques dispersos de otros materiales en primer término, y por terrenos de la unidad de Algeciras (F. Colorín y F. Algeciras) que constituyen los relieves intermedios de la fotografía.

En el corte del Barranco (Los Coloraos) se constata claramente la patente ritmicidad de orden decimétrico dentro de las Capas Rojas Calcáreas, así como su reemplazamiento por las Capas Rojas Margosas, que acontece en este corte, dentro de la zona de Calcarata. También se aprecia un ligero oscurecimiento en el color de las margas durante el Paleoceno, (la raya de trazos coincide con el límite Cretácico-terciario) la nueva acentuación del carácter calcáreo desde la base del Eoceno y el reemplazamiento de las margas rojas por margas verdosas por encima de la barra calcárea, que tiene lugar a partir del final del Eoceno medio en este corte.

n
E
n
T
n
CB
AV
AV

alcanzó el paleokarst Cretácico en las regiones septentrionales del Penibético, como ya se había establecido sobre la base otros argumentos, en apartados precedentes.

3.4.4.-Las Capas Rojas.

3.4.4.1.-Definición, límites y afloramientos.

Con el nombre Capas Rojas designo a la mas típica formación cretácica del Penibético, que está compuesta predominantemente por margocalizas de colores asalmonados. Estas rocas están ampliamente representadas por toda la Cordillera Bética en el Senonense y Paleógeno, y la mayor parte de los autores la designan con esta misma denominación (**Hermes**, 1978; **Comas** et al., 1982). Las Capas Rojas son equivalentes a la **Scaglia Rosa** de los Alpes meridionales y el Apenino.

El límite inferior de las Capas Rojas puede ser gradual o brusco. En este último caso, reposan sobre los depósitos infrayacentes mediante una superficie de discontinuidad, como sucede en los afloramientos de la mitad externa del Penibético, situados al N de la Franja Dolomítica: en éstos faltan, por laguna estratigráfica, las Calizas con Sílex del Boquerón, y las Capas Rojas reposan directa y bruscamente sobre las Capas Blancas o incluso sobre el Grupo Líbar.Donde las calizas con Sílex del Boquerón están presentes el contacto con las Capas Rojas es gradual, pero la transición se efectúa en pocos metros.

El límite superior de las Capas Rojas está determinado prácticamente siempre por la erosión actual, que ha eliminado a la última formación depositada sobre el Penibético: la de la Fuente del Chiquero. Donde ésta existe, las condiciones de afloramiento son generalmente malas, lo que impide observar las relaciones de detalle entre ambos conjuntos de materiales pero en el corte de la Fuente del Chiquero (Fig. 59) parece existir un tránsito gradual.

Los afloramientos de las Capas Rojas coinciden con los del Grupo Espartina del cual forman, volumétricamente, la masa principal de materiales. Su potencia es variable, normalmente del orden de 150 m, en algún caso (Teba) próximo a los 200 m. Su estudio se puede realizar en numerosos puntos, de entre los cuales pueden destacar (Fig. 54) los cortes de Tajo Almarado, Teba, El Chorro, Hacho de Montejaque, Cueva de La Pileta y Cerro del Panderón (Lam.24;Fot.2,4;Lam.25).

3.4.4.2.-Litología.

Las Capas Rojas del Penibético, al igual que en el resto de la Cordillera, están formadas por margocalizas, margas y calizas más o menos margosas, de colores predominantemente rosados asalmonados, aunque en algunos casos pueden presentar tonalidades amarillentas o grisáceas. Como rasgo peculiar de las Capas Rojas del Penibético puede señalarse su carácter notablemente más calcáreo que el de las rocas coetáneas y homónimas del resto de la Cordillera, especialmente durante el Senonese inferior (Lam.25).

Por su propia naturaleza, las Capas Rojas no se prestan a una subdivisión estratigráfica de validez regional. No obstante, en el Penibético se pueden diferenciar dos grandes subconjuntos que denomino respectivamente Capas Rojas Calcáreas y Capas Rojas Margosas y cuya edad aproximada es, respectivamente Senonense inferior y Senonense superior-Oligoceno. Hacia la parte superior, paleógena, de las Capas Rojas Margosas se reconocen algunos cambios con respecto a la parte cretácica como son: (**Martín-Algarra y Martinez-Gallego**, 1984) la adquisición de una coloración de tono vinoso en el Paleoceno, la acentuación del carácter calcáreo en el Eoceno inferior y medio, y la desaparición local de las tonalidades rosadas con aparición de tonos blancos o verdosos a partir del Eoceno medio o superior.

Desde el punto de vista textural las Capas Rojas son micritas o micritas con foraminíferos planctónicos. El sedimento micrítico está formado por cocolitos o sus fragmentos, que constituyen la mayor parte de la roca. Las Capas Rojas son, por tanto, un equivalente fósil de los fangos calcáreos pelágicos actuales.

En las Capas Rojas Calcáreas pueden aparecer algunos macrofósiles aislados, como equínidos y rudistas en posición de vida. En algún caso pueden presentar trazas orgánicas, concretamente Zoophycos (Lám. 24,Fot.5) al N del Hacho de Montejaque,(TF 986693) pero,por lo general, la bioturbación no es demasiado importante. El color rojo es predominante y parece ser de origen sedimentario pero, a veces, por zonas las rocas suelen tener tonos amarillentos.

3.4.4.3.-Fósiles y edad.

Las Capas Rojas contienen abundante fauna de foraminíferos planctónicos, por lo que su datación no plantea problemas. Buena parte de las determinaciones micropaleontológicas sobre muestras de esta Tesis fueron presentadas en sendos trabajos precedentes (**González-Donoso et al.**, 1983; **Martín-Algarra y Martínez-Gallego**, 1984), y junto con los datos obtenidos por otros autores (**Cruz-Sanjulián**, 1974a;**Bourgois**, 1978, y otros gentilmente suministrados por **J.M. González-Donoso** y colaboradores, quedan recogidos de forma sintética en las figuras 54, 56, 60 y 61.

Dentro de las Capas Rojas se pueden reconocer todas las biozonas de foraminiferos planctónicos establecidas por **Linares** (1977) para el Senonense y por **Martínez-Gallego** (1977) para el Paleoceno y Eoceno, sin que se constaten interrupciones sedimentarias en este intervalo, con la excepción de la laguna del límite Cretácico-Terciario, que comprende las dos primeras zonas del Paleoceno. En algunas áreas puede faltar la totalidad o parte de algunos pisos del Senonense, bien porque no hubo depósito o porque los sedimentos fueron barridos por las corrientes; corresponden a las zonas topográficamente más altas del paleokarst cretácico. A partir del Eoceno superior y sobre todo en el Oligoceno existen más dificultades de datación. Se

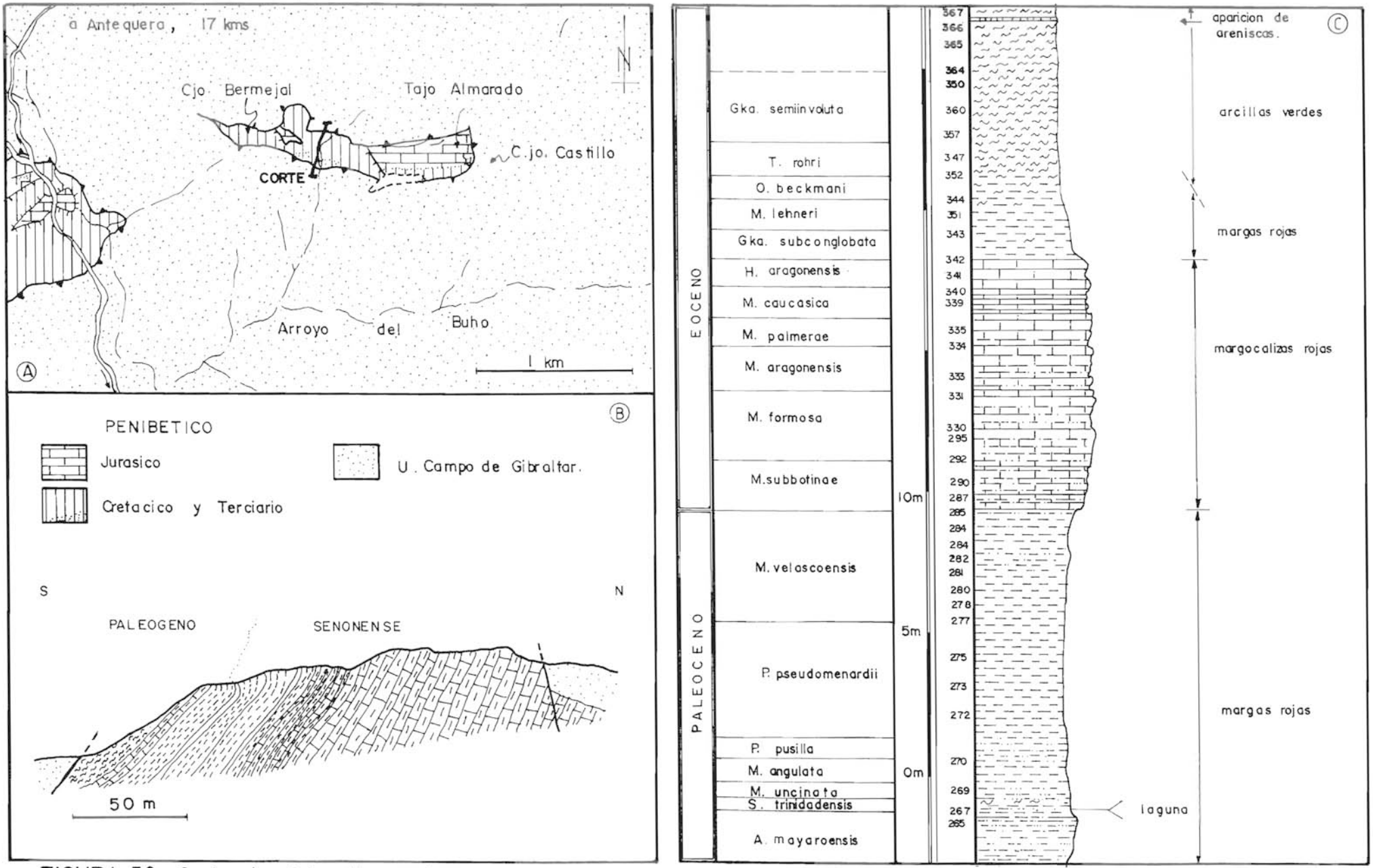


FIGURA 58.- Corte de Tajo Almarado

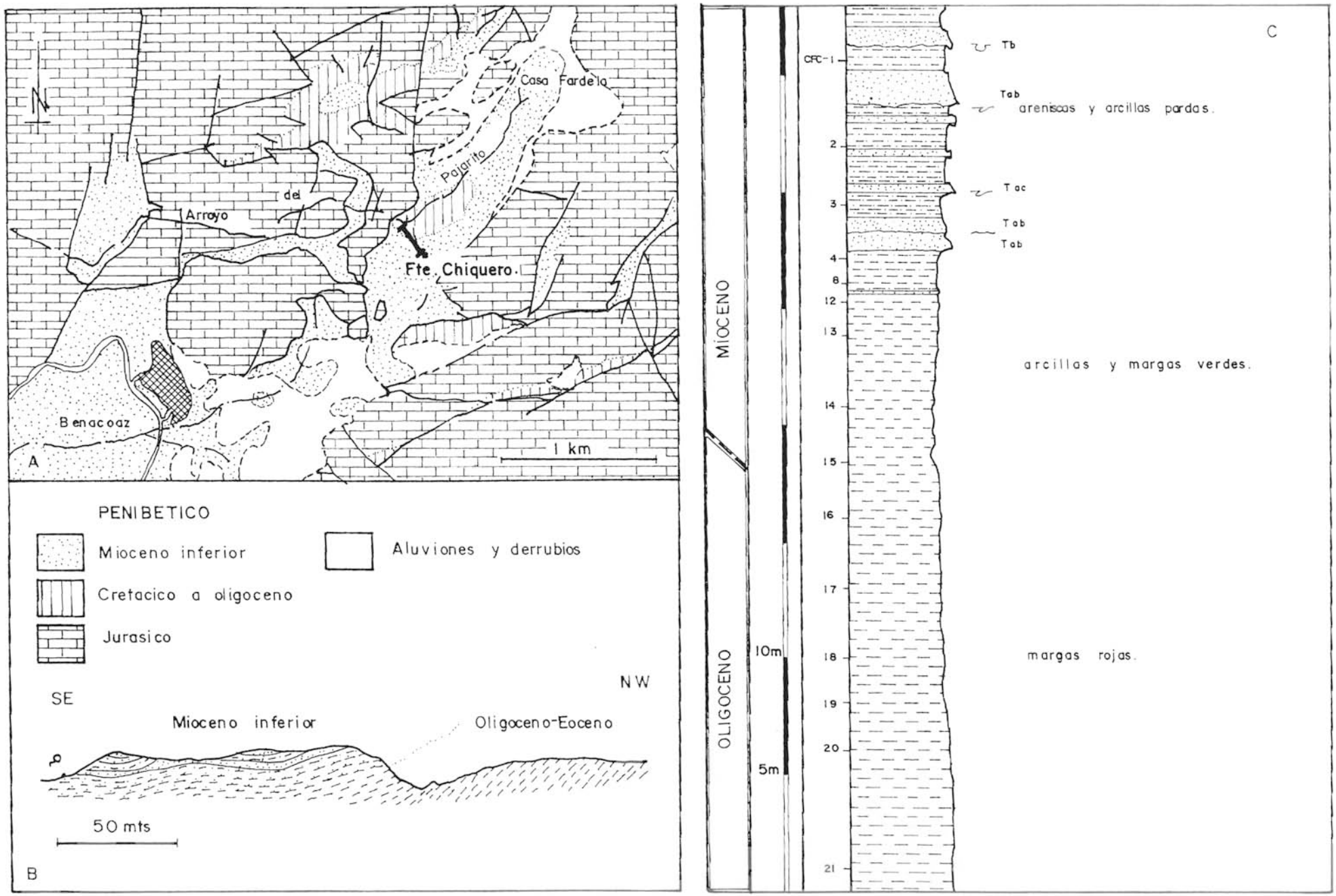


FIGURA 59.- Corte de la Fuente del Chiquero.

puede constatar, no obstante, que las Capas Rojas llegan siempre hasta el Eoceno medio; en la mayor parte de los puntos comprenden tambien el Eoceno superior, y en algunos casos, incluso, el Oligoceno.

3.4.4.4.-Interpretación sedimentaria.

La interpretación sedimentaria de las Capas Rojas fue, en parte abordada en un trabajo precedente sobre el Paleógeno del Penibético (**Martín-Algarra** y **Martínez-Gallego**, 1984). Como en éste se señala, es necesario tener en cuenta la evolución de la sedimentación en tiempos anteriores al Senonense que, como se ha visto en apartados precedentes tuvo lugar sobre un alto submarino durante la mayor parte del Cretácico. El sedimento original fue un fango calcáreo, formado esencialmente por cocolitos y foraminíferos planctónicos, de naturaleza evidentemente pelágica. Este se acumuló en un ambiente con aguas cálidas normalmente estratificadas y con salinidad normal, a una velocidad de sedimentación variable pero, por lo general, inferior a 5 mm/10^3 años (Fig. 60), típica por tanto de un depósito pelágico (**Corrales** et al., 1977) aún cuando no se han considerado las pérdidas de espesor debidas a la compactación. Es evidente que los aportes terrígenos que llegaron al Penibético procedentes de áreas continentales fueron muy escasos, lo que explica el carácter casi exclusivamente biogénico de estos sedimentos pelágicos.

La sedimentación debió producirse en ausencia de corrientes importantes, por decantación prácticamente continua de los restos de micro y nannoorganismos pelágicos, y en condiciones oxidantes en el fondo, a juzgar por el color rojo del sedimento. Los cálculos realizados sobre de la velocidad de depósito de los estratos calizos y margosos, en intervalos parciales de las secuencias datadas con precisión, dan valores del orden de los 15 a 25.000 años por ritmo en la mayor parte de los casos; piénsese, por otra parte, que la velocidad de sedimentación más frecuente es del orden de 3-5 mm/10^3 años y que el espesor de cada ritmo suele ser del orden decimétrico por lo general, aunque puede ser muy variable tanto en el espacio como en el tiempo. Estos datos provisionales apuntan a favor de que la ritmicidad calizamarga (o, más bien, en el caso de las Capas Rojas Calcáreas, caliza-margocaliza) esté de alguna manera condicionada por cambios climáticos determinados por el ciclo precesional (**Fischer**, 1981, 1982; **Arthur et al.**, 1986).

La persistencia de las facies durante largo tiempo sugiere una gran estabilidad de las condiciones sedimentarias, que se caracterizaron, en definitiva, por una notable escasez de aportes terrígenos, con predominio de los biogénicos, una escasa pero continua velocidad de sedimentación y un sistema de circulación oceánica que determinó la oxigenación del fondo. Si se tiene en cuenta la posición paleogeográfica elevada (alto fondo) del Penibético, las consideraciones paleoecológicas hechas anteriormente para las Capas Blancas, la presencia de

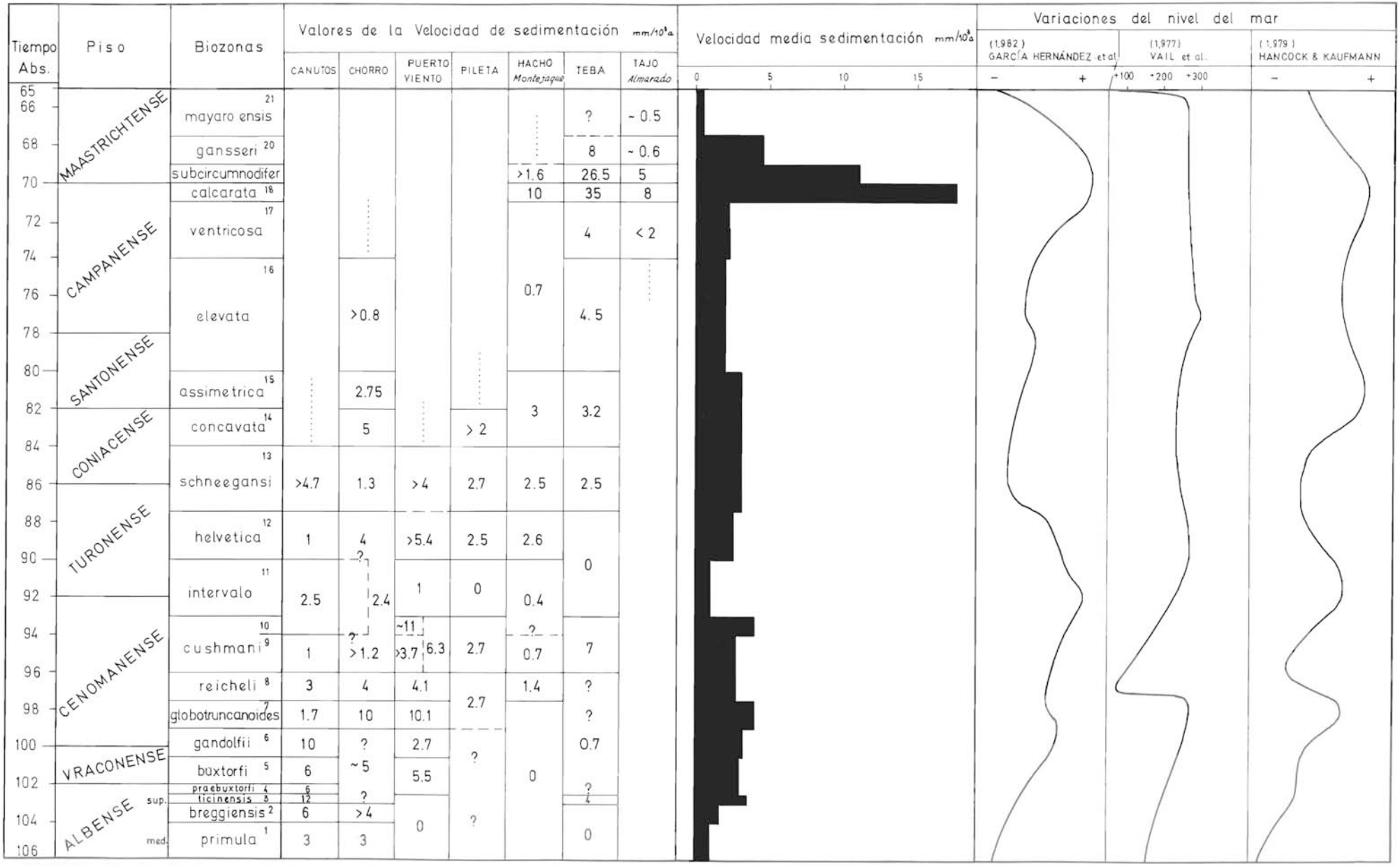
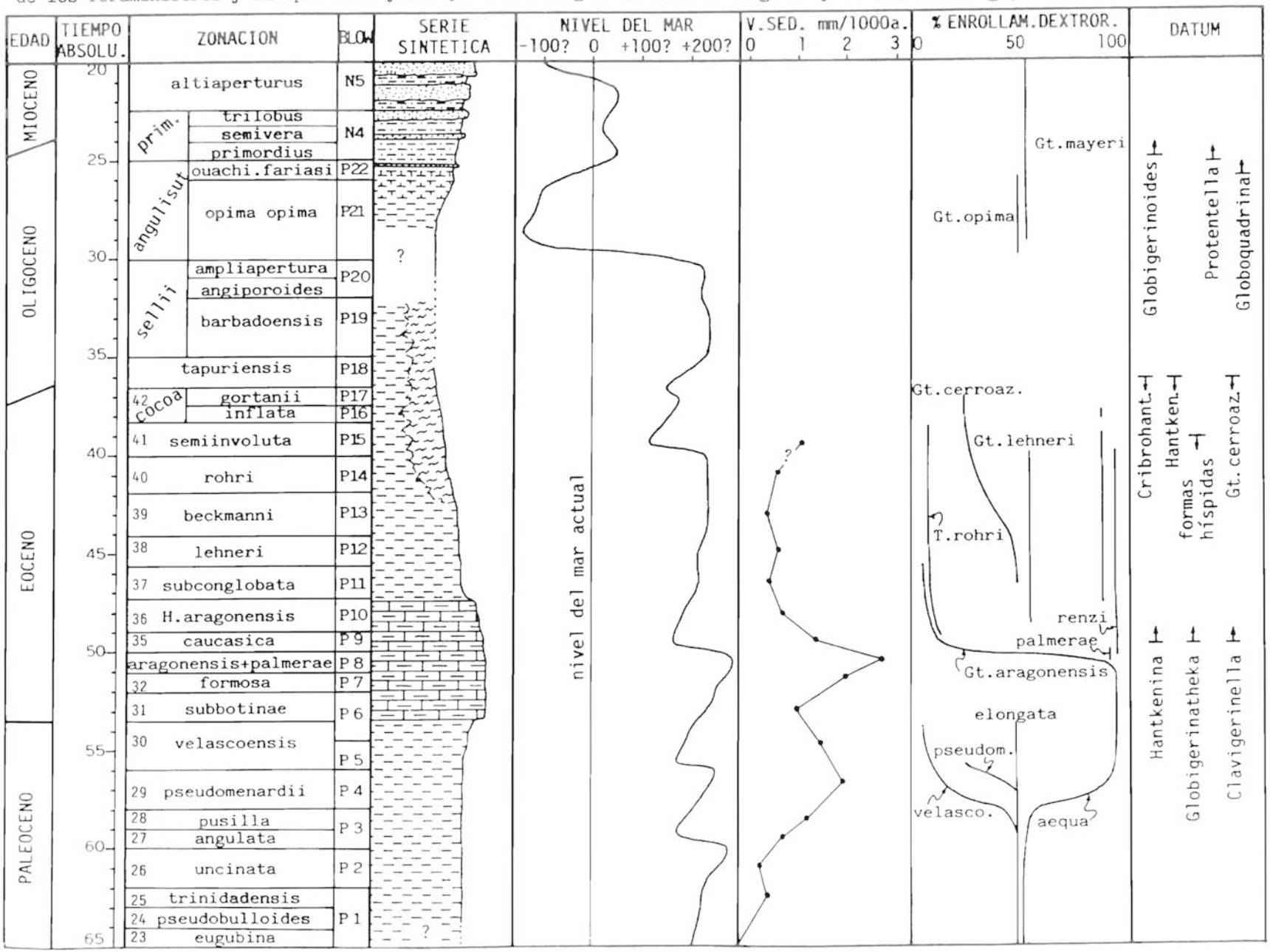


FIGURA 60.-Oscilaciones de la velocidad de sedimentación en el Cretácico del Penibético: su posible relación con los cambios eustáticos.

Figura 61.- Idem Fig. 60 en el Terciario de Tajo Almarado, y su relación con los cambios en el sentido de enrrollamiento de los foraminíferos y la aparición y desaparición de géneros (Martín-Algarra y Martínez-Gallego, 1984).



Zoophycos y el hecho de que en los océanos actuales existe una capa de agua con pobre contenido en oxígeno entre unos 100 y 600 metros de profundidad, parece razonable admitir para las Capas Rojas del Penibético una profundidad de depósito del orden de los 700 a 1000 m, como máximo.

La ausencia de lagunas estratigráficas de extensión regional en el intervalo Turonense superior-Eoceno superior denota igualmente la gran estabilidad del ambiente sedimentario. La interrupción localizada a la base del Paleoceno es la única excepción a esta regla y, como es es bien conocido (**Alvarez** et al, 1980; **Smit** y **Hertogen**, 1980; **Hsü**, 1980) esta laguna es de explicación debatida, tal vez de origen extraterrestre y catastrófico (caída a la Tierra de un meteorito o un cometa), como ha sido propuesto recientemente por diferentes investigadores. En el corte del Tajo Almarado, donde el límite Cretácico-Terciario aparece magníficamente expuesto (Fig. 58) no se aprecia ningún rasgo litológico que permita sospechar siquiera la existencia de esta laguna, que solo se reonoce al hacer el estudio micropaleontológico de detalle (**Martín- Algarra** y **Martínez-Gallego**, 1984).

Una correlación interesante se observa, sin embargo, entre los cambios litológicos principales, la velocidad de sedimentación en las Capas Rojas y los cambios relativos en el nivel del mar (Fig.60,61) Dichos acontecimientos, a su vez, parecen estar relacionados con ciertos cambios en la fauna de foraminíferos planctónicos (**Martín-Algarra** y **Martínez-Gallego**, 1984). Los aumentos de velocidad de sedimentación parecen conectados con las subidas relativas del nivel del mar. El más importante de estos aumentos se produce en el Campanense superior (zona de Calcarata) y coincide con un ascenso del nivel del mar a escala mundial y con la generalización de las Capas Rojas Margosas, que empezaron a ser importantes al inicio del Campanense. Otros aumentos de velocidad de sedimentación se producen en el Coniacense superior-Santonense inferior (zona de Concavata), en el Paleoceno superior (zona de Pseudomenardii) y en el Eoceno inferior (zonas de Aragonensis y Palmerae) que también coinciden con subidas importantes del nivel del mar y con una diversificación de las faunas de foraminíferos y del sentido de enrollamiento de los mismos. Por el contrario, las velocidades de sedimentación más bajas coinciden con los descensos del nivel del mar. El más espectacular se produjo en el Maastrichtense superior-Paleoceno basal y otros tuvieron lugar en el Turonense superior-Coniacense basal (zona de Schneegansi), Santonense superior-Campanense inferior (base de la zona de Elevata), Paleoceno superior y Eoceno basal (zonas de Velascoensis y Subbotinae) e inicio del Eoceno medio. Estos dos últimos cambios coindicen, respectivamente, con la nueva acentuación del carácter calcáreo de las Capas Rojas y con el inicio de la desaparición del color rojo que, no obstante, persistirá en la mayor parte de los puntos hasta el Eoceno superior o incluso el Oligoceno.

A juzgar por lo expuesto, parece razonable admitir que los cambios del nivel del mar tuvieron una influencia directa sobre la

productividad biogénica, posiblemente por haber causado variaciones notables en las condiciones oceanográficas. Las subidas relativas del nivel del mar, al parecer, favorecieron la productividad biogénica y el aumento de la velocidad de sedimentación. Las caídas, tuvieron un efecto contrario en el Penibético, posiblemente al producir alteraciones ambientales en los nichos ecológicos de los micro y nannoorganismos pelágicos.

3.4.5.-Formación de la Fuente del Chiquero.

3.4.5.1.-Definición. Límites. Afloramientos.

La Formación de la Fuente del Chiquero o Flysch Penibético de algunos autores es el último depósito del Penibético, anterior al plegamiento. Reposa sobre las Capas Rojas mediante un tránsito aparentemente gradual, pero la cartografía de ciertas áreas donde aflora, siempre en malas condiciones de exposición y muy cubierto, no permite excluir la posibilidad de que, localmente, pudiera ser ligeramente discordante sobre los materiales infrayacentes. El límite superior es en unos casos, una superficie de erosión y, en otros, una superficie tectónica, la base del Complejo del Campo de Gibraltar. En muchos casos, es difícil de distinguir de algunas unidades de dicho Complejo.

Esta formación toma su nombre de la Fuente del Chiquero (TF 854651) que se sitúa al NE de Benaocaz, en la unidad del Peñón Grande. Allí aflora extensamente y se puede constatar su carácter transicional con las Capas Rojas infrayacentes. Otros afloramientos relativamente extensos de esta formación fueron cartografiados por **Bourgois** (1978) en la ventana tectónica de Cañete la Real; al O de Cuevas del Becerro a lo largo de la carretera a Alcalá del Valle; unos 4 km al SO del Colorado, en la carretera Ronda-Campillos; unos 2-3 km al O y SO del Serrato; al S de la Sierra de los Merinos y al S de la Sierra de Ortegícar. **Didon** (1969), por su parte, asimiló al "Flysch Penibético" algunos afloramientos tectónicamente situados bajo la Unidad de Algeciras en la región entre Cortes de la Frontera y las Sierras de Algatocín y Benadalid. **Peyre** (1974) citó localmente la existencia de unas areniscas a techo de la serie penibética al S del Torcal, que no he podido localizar, y también en la región de Los Tajos, al S del Puerto de los Alazores. Fuera de la Serranía de Ronda no he reconocido afloramientos que se puedan asimilar con certeza a esta formación salvo, tal vez, unas margas y areniscas verdosas que culminan la serie del Tajo Almarado. La pertenencia a esta formación de algunos de los afloramientos arriba citados puede prestarse a discusiones ya que las condiciones de exposición suelen ser siempre muy malas, dada la naturaleza litológica de estos materiales y la de los que se sitúan tectónicamente por encima, pertenecientes al Complejo del Campo de Gibraltar.

3.4.5.2.-Litología.

Dentro de la Formación de la Fuente del Chiquero se

pueden distinguir dos miembros: un miembro inferior de margas y arcillas verdes y grises y un miembro superior de alternancias de areniscas y margas que recuerda a las facies flysch. Ambos miembros se reconocen bastante bien en el corte de la Fuente del Chiquero (Fig. 59). En este corte (**Martín-Algarra** y **Martínez-Gallego**, 1984) sobre las Capas Rojas del Eoceno reposa un conjunto de margas blancas y rosadas con delgados estratos margocalizos, de edad oligocena, que pasa hacia arriba a margas blancas y grisáceas con estratos margocalizos finos y esporádicas pasadas rosadas. Son los niveles de transición entre las Capas Rojas y la Formación de la Fuente del Chiquero. Esta comienza con las margas y arcillas verdes y grises ya mencionadas que, hacia arriba, se hacen progresivamente más arcillosas y menos calcáreas por disminución de los aportes calcáreos biogénicos. A la vez comienzan a aparecer intercalados niveles centimétricos de areniscas finas, que se hacen predominantes en la parte superior, la cual está constituída por alternancias de arcillas grises, amarillentas y verdosas, y areniscas pardoamarillentas y gris-verdosas. Las arcillas pueden contener nódulos ferruginosos. Las areniscas son de composición bastante cuarcítica que recuerda un poco a las areniscas del Aljibe, pero el cuarzo no están tan bien redondeado y el tamaño de grano es medio a fino; son algo glauconíticas y micáceas y presentan estructuras sedimentarias y secuencias que recuerdan un poco al Flysch de Algeciras. Hacia la base del paquete de areniscas pueden aparecer algunas intercalaciones de areniscas calcáreas finas. **Didon** (1969) incluso reconoció intercalaciones calcarenitícas bioclásticas en la región de Jimera de Líbar, que yo no he podido localizar.

La Formación de la Fuente del Chiquero parece mostrar una tendencia hacia un ordenamiento secuencial, a juzgar por lo que se reconoce en el único corte de detalle que he podido medir, junto a la Fuente del Chiquero (Fig. 59). En este corte se reconocen dos secuencias estratodecrecientes de unos cinco metros cada una, que comienzan con bancos de areniscas de casi un metro de espesor. Las areniscas muestran bases netas, con estructuras de corriente y/o de deformación por carga poco desarrolladas, tamaño de grano relativamente uniforme, que hace difícil reconocer la granoclasificación, y predominio de la laminación horizontal o ligeramente ondulada. En el estrato inferior del corte se reconoce una posible superficie de amalgamación.

El espesor de la Formación de la Fuente del Chiquero en el corte tipo es del orden de una veintena de metros. Es posible que a la escala regional sea un poco más potente, pero no mucho más.

3.4.5.3.-Fósiles y edad.

Prácticamente la Formación de la Fuente del Chiquero no contiene microfósiles o, cuando éstos existen, las asociaciones presentes no permiten realizar dataciones muy precisas. Las margas verdes de la base contienen una microfauna planctónica escasa y mal conservada y bentónica algo más abundante pero cuyo estudio no permite todavía

dataciones precisas. Entre la microfauna planctónica se reconoce (**Martín-Algarra** y **Martínez-Gallego** 1984).

Catapsydrax dissimilis dissimilis (CUSHMAN y BERMUDEZ)
Catapsydrax dissimilis ciperoensis (BLOW y BANNER)
Catapsydrax unicavus BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN
Truncorotaloides cf. rohri (BRONNIMANN y BERMUDEZ)
Globigerina cf.tripartita (KOCK)
Globigerina praebulloides BLOW
Globigerina praebulloides oclusa BLOW y BANNER
Globigerina ciperoensis BOLLI
Globigerina praesaepis BLOW
Globigerina venezuelana HEDBERG

que permiten datar el Oligoceno-Mioceno inferior.

Los datos de autores precedentes son análogos a los arriba expuestos. No obstante, son especialmente interesantes los de **Dubois** y **Magné** (1972) quienes, además de parte de la fauna arriba citada, encontraron también **Globorotalia acrostoma WEZEL** y **Globigerinoides trilobus (REUSS)**, lo que permite asegurar de acuerdo con la zonación de **Molina** (1979) que el techo de la Formación de la Fuente del Chiquero alcanzó el Aquitaniense superior-Burdigaliense inferior.

3.4.5.4.- Interpretación sedimentaria.

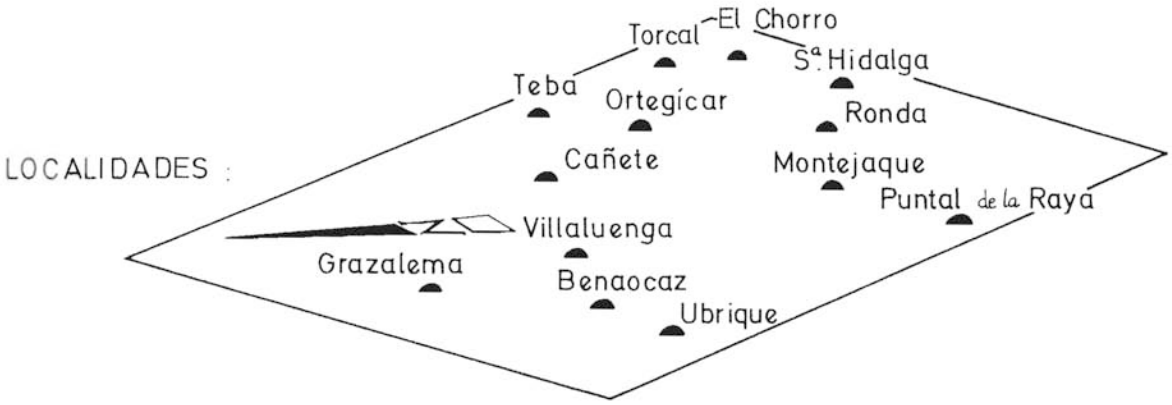
De los datos expuestos no es posible extraer conclusiones sedimentarias definitivas. La desaparición de las Capas Rojas y su reemplazamiento por facies margosas progresivamente más arcillosas implica un cambio notable en las condiciones oceanográficas, cambio que afectó también intensamente a la microfauna y por tanto a los aportes carbonatados biogénicos a la cuenca. Parece lógico pensar en una profundización notable del ambiente sedimentario inmediatamente anterior a la llegada a la cuenca de los primeros aportes terrígenos en cantidades apreciables desde el Trías. Sin embargo, hay que considerar que el Oligoceno es un periodo de caída muy importante del nivel del mar, que llegó a situarse a más de 100 metros por debajo del nivel actual y a más de 400 m por debajo del existente en el Eoceno superior (**Vail** et al. 1977; **Vail** y **Hardenbol**, 1979, **fide Loutit** y **Kennett** 1981). A esta caída del nivel hay que achacar, en parte, los notables cambios sedimentarios y paleogeográficos registrados en dicha edad dentro y fuera del Penibético. Por otra parte, los datos sedimentológicos disponibles no permiten asegurar con certeza ni siquiera si los depósitos areniscosos son de origen turbidítico aunque ésta es la interpretación que me parece más probable. Tampoco es posible conocer la procedencia de los aportes terrígenos que constituyen la Formación de la Fuente del Chiquero. Lo más razonable es pensar en un área fuente relacionada directa o indirectamente con la de los importantes depósitos turbidíticos del Oligoceno-Mioceno inferior del Campo de

Gibraltar, con los cuales esta formación muestra unas ciertas semejanzas. En todo caso, la Formación de la Fuente del Chiquero fue el último depósito del Penibético, anterior a las deformaciones orogénicas principales acaecidas, al igual que en el resto de las Zonas Externas, durante el Burdigaliense inferior. Después de éstas, el Penibético, como dominio paleogeográfico, dejó de existir.

Figura 62.- Leyenda de las figuras 63 a 67. **1:** Sustrato premesozoico del Penibético. **2: Facies Muschelkalk:** F. Meleguetín. **Facies Keuper (4 a 6): 4:** Capas del Peñón Verde. **5:** Capas de Lifa. **6:** Dolomías del Lirio. **Formación Endrinal (7 a 12): 7:** Oolita del Endrinal. **8:** Calizas Tableadas de Sierra Blanquilla. **9:** Calizas de Coral de Villaluenga. **10:** Calizas con Sílex de Benaocaz. **11:** Oolita del Endrinal: niveles bioclásticos con abundantes crinoides de la región de Grazalema. **12:** Calizas del Puntal de la Raya. **13:** Facies oolítico-bioclásticas redepositadas entre calizas con sílex (sectores de la cuenca subbética adyacentes a y más externos que en el Penibético). **Formación Torcal (14 a 16): 14:** Miembro inferior de calizas nodulosas y facies asociadas. **15:** Miembro superior de Oolitas pelágicas. **16:** Crinoiditas del Pozuelo (Formación Torcal) y de la Fuenfría (Gr. Espartina): **17:** Nivel de los Canutos. **18:** Facies margosas y niveles redepositados de los sectores más externos del Penibético y de los sectores de la cuenca subbética adyacentes a ellos durante Jurásico terminal y Cretácico inferior. **19:** Dolomía Jarastepar. **20:** Facies margosas y turbidíticas calcáreas del Cretácico medio de los sectores de la cuenca subbética adyacentes al Penibético. **21:** Crinoiditas del Cortijo de Líbar. **22:** Capas de Manilva. **23:** Capas Blancas. **24:** Calizas con Sílex del Boquerón. **25:** Brechas del Dornajo. **26:** Capas Rojas Calcáreas. **27:** Capas Rojas margosas. **28:** Formación de la Fuente del Chiquero. **29:** Plantas terrestres. **30:** Crinoides. **31:** Corales. **32:** Caráceas. **33:** Ammonites vivos. **34:** Ammonites muertos. **35:** Tintínidos. **36:** Foraminíferos planctónicos. **37:** Peces. **38:** Estromatolitos pelágicos de la Formación Torcal. **39:** Estromatolitos pelágicos fosfatados. **40:** Paleokarst y diques neptúnicos.

Figuras 63, 64, 65, 66 y 67 (págs.208 a 219). Modelo de evolución paleogeográfica del Penibético, del Trías medio al Mioceno inferior.

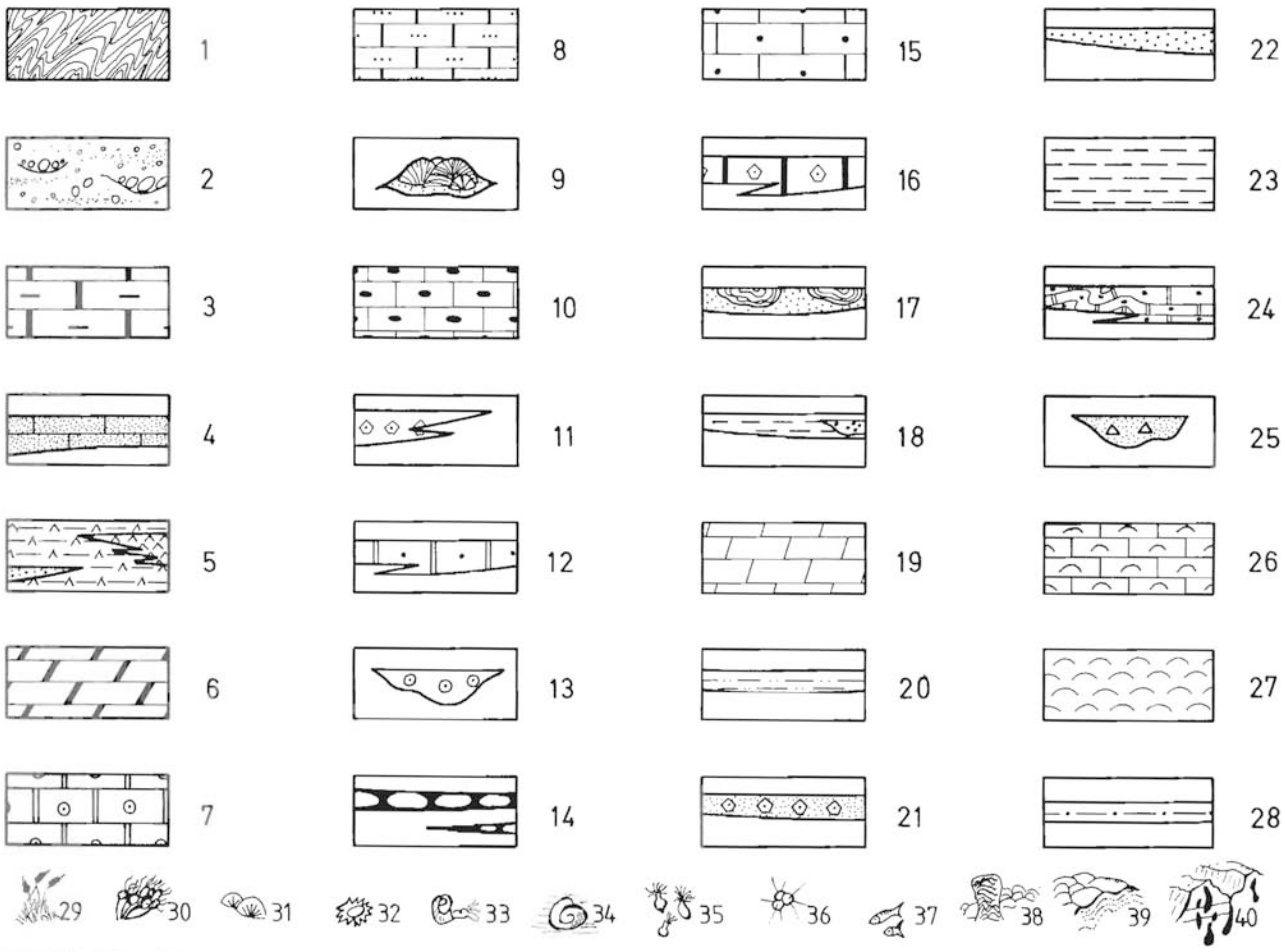
FIGURA 62



Procesos tectónicos

Procesos sedimentarios

LEYENDA :



4.- EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA.

De acuerdo con las características estratigráficas y sedimentarias de sus materiales, en la historia geológica preorogénica del Penibético se pueden diferenciar tres grandes etapas durante las cuales se depositaron, sucesivamente, los materiales que hoy forman parte de los Grupos Hidalga, Líbar y Espartina. Como antes se ha visto, el Grupo Líbar se depositó durante el Trías medio y superior, el Grupo Líbar entre el Jurásico inferior y el Valanginiense inferior y el Grupo Espartina entre el Neocomiense "superior" y el Mioceno inferior. En el apartado precedente también se describieron las características lito y bioestratigráficas de los materiales del Penibético, que están resumidas en la Fig. 15 así como las características sedimentarias y la interpretación de detalle propuesta en cada caso. En este apartado procederé a una recopilación y resumen de las conclusiones obtenidas a fin de describir la evolución de los ambientes y de las condiciones de depósito a lo largo del tiempo. Esta evolución se resume en las figuras 62 a 67 y la descripción que viene a continuación viene a ser un comentario a las figuras.

4.1.- El Trías.

Antes del Trías medio es imposible conocer la historia geológica del Penibético, ya que no afloran materiales de esta edad. No obstante, a juzgar por la facies germánica de los materiales triásicos del Grupo Hidalga, es razonable pensar que su sustrato estratigráfico estuviese formado por sedimentos areniscosos y arcillosos de origen fluvial y edad pérmica y triásica inferior, depositados sobre una región continental peneplanizada formada por terrenos paleozoicos y más antiguos plegados durante la Orogenia Hercínica.

Al comienzo del Trías medio, es decir durante el Anisiense, al igual que sucedió en extensas áreas de Europa y Africa, se inició una transgresión marina que culminó con la implantación de un mar epicontinental durante el Ladiniense. En este mar, cuyo fondo podía ser afectado esporádicamente por la acción de las tormentas, se depositaron sedimentos carbonatados. Estos depósitos, en el Penibético, forman parte de la Formación Meleguetín.

Al inicio del Trías superior tuvo lugar una regresión marina, asociada a la cual se produjo un cambio climático muy importánte que conllevó la generalización de unas condiciones de aridez. Las facies Muschelkalk fueron reemplazadas por las facies Keuper. Este reemplazamiento, aunque rápido, ocurrió gradualmente, de manera que las Capas del Peñón Verde representan la transición entre los depósitos de plataforma submareal que constituyen la F. Meleguetín, y las Dolomías del Lirio, que se debieron depositar en un ambiente perimareal. La situación regresiva alcanzó su máximo desarrollo al final del Trías con el depósito de las Capas de Lifa, que debió tener lugar en una extensa llanura supramareal en la que se acumulaban sedimentos terrígenos finos probablemente aportados, en última instancia, por corrientes fluviales, y sedimentos evaporíticos que se debieron depositar en ambientes de tipo sabkha.

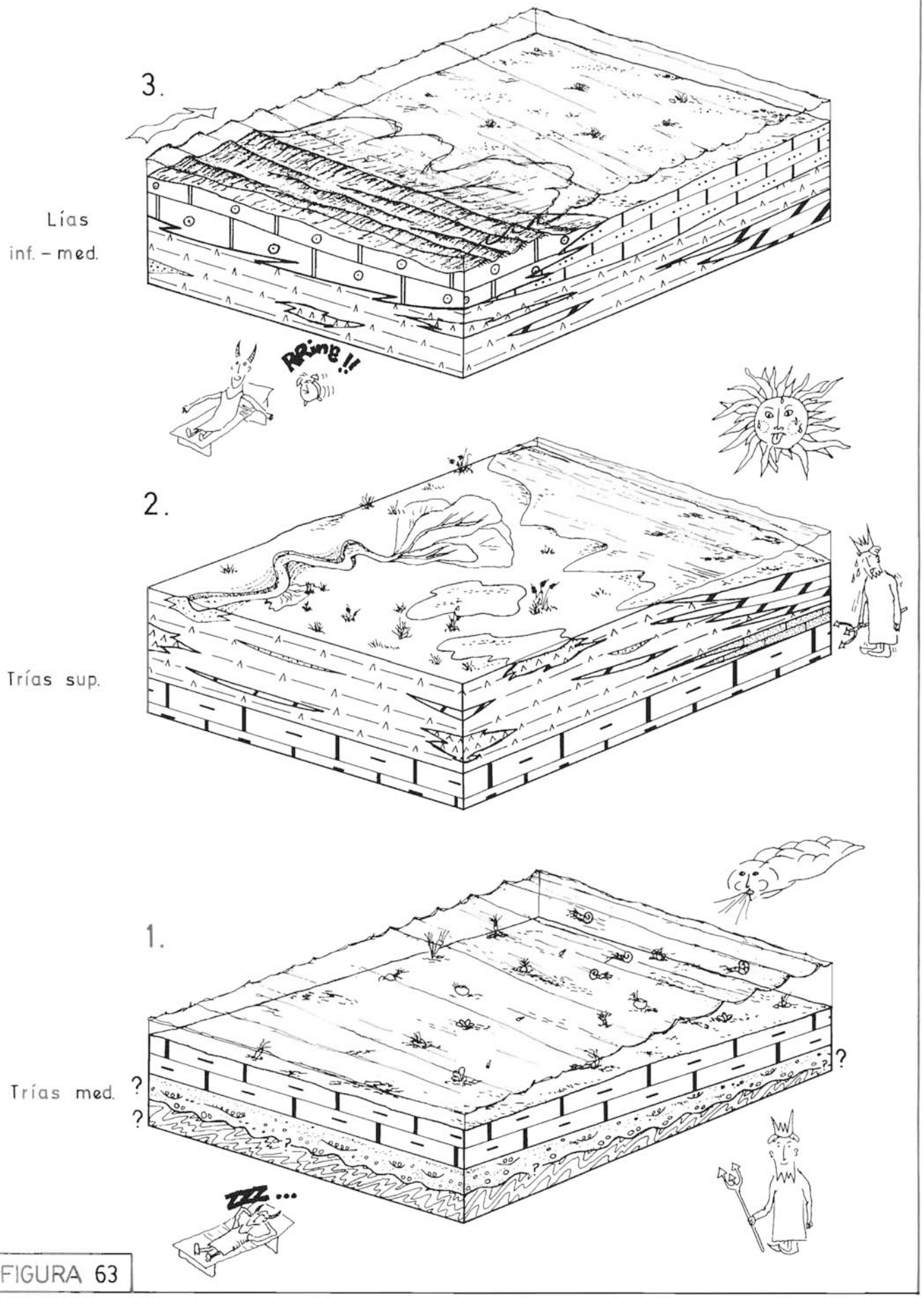


FIGURA 63

4.2.- Del Jurásico inferior al Valanginiense inferior.

Con el depósito de las Capas de Lifa culminó el primer gran episodio de la historia sedimentaria del Penibético. Una nueva transgresión marina, acaecida en el tránsito del Trías al Jurásico, determinó el reemplazamiento de los últimos depósitos del Grupo Hidalga por los primeros del Grupo Líbar. A partir de este momento, el Penibético no volvió a recibir, excepto en las últimas fases de su historia geológica, aportes detríticos de procedencia continental.

Dentro de este segundo gran capítulo de la historia paleogeográfica del Penibético se pueden distinguir, a su vez, dos etapas. Durante la primera, que comprende el Lías y el Dogger, el Penibético constituyó en su totalidad, una plataforma carbonatada somera y nerítica, cuyos depósitos constituyen tanto la Formación Endrinal como la mayor parte de la Dolomía Jarastepar. Durante la segunda etapa tuvo lugar la implantación y generalización de las condiciones pelágicas y, entre el Oxfordense medio y el Valanginiense inferior, se depositaron los sedimentos carbonatados de la Formación Torcal. Estas dos etapas estuvieron separadas por un evento geológico de importancia regional.

4.2.1.- La plataforma carbonatada nerítica del Lías-Dogger.

La transgresión marina del límite Trías-Lías determinó la implantación de una plataforma carbonatada somera de tipo bahamiano, en la que proliferaban los organismos neríticos, sobre las facies supramareales arcillosas y evaporíticas del techo del Grupo Hidalga, al igual que sucedió en la totalidad de las Zonas Externas de la Cordillera (García Hernández et al., 1976, 1980; Azéma et al., 1979). Posiblemente el depósito del Grupo Líbar se inició en un ambiente de tipo perimareal que, al progresar la transgresión, se diversificó hasta constituir una plataforma carbonatada somera con diversos subambientes dentro de ella.

Durante el Lías es posible diferenciar dos grandes cinturones de facies: en el cinturón externo se depositaron principalmente facies oolíticas en zonas de bajío fuertemente batidas por las olas y posiblemente las mareas; en el interno, se depositaban facies micríticas propias de una zona restringida y tranquila, de tipo lagunar. No está claro si hacia el interior del Penibético proseguía la restricción del ambiente sedimentario y su paso lateral a una zona de llanura de mareas o bien si un nuevo cinturón oolítico rodeaba a la zona de la laguna, ya que los sectores más internos del Penibético son inaccesibles a causa de los recubrimientos de otras unidades tectónicas, en particular de las Zonas Internas. La segunda interpretación me parece la más factible a la luz de la geología regional.

El evento tectónico del Lías medio, que determinó la individualización del Prebético y Subbético a consecuencia de la desintegración de la plataforma carbonatada (Jenkyns, 1970, 1971a, b Bernoulli y Jenkyns, 1974; García-Hernández et al., 1980), no se pone de manifiesto en el

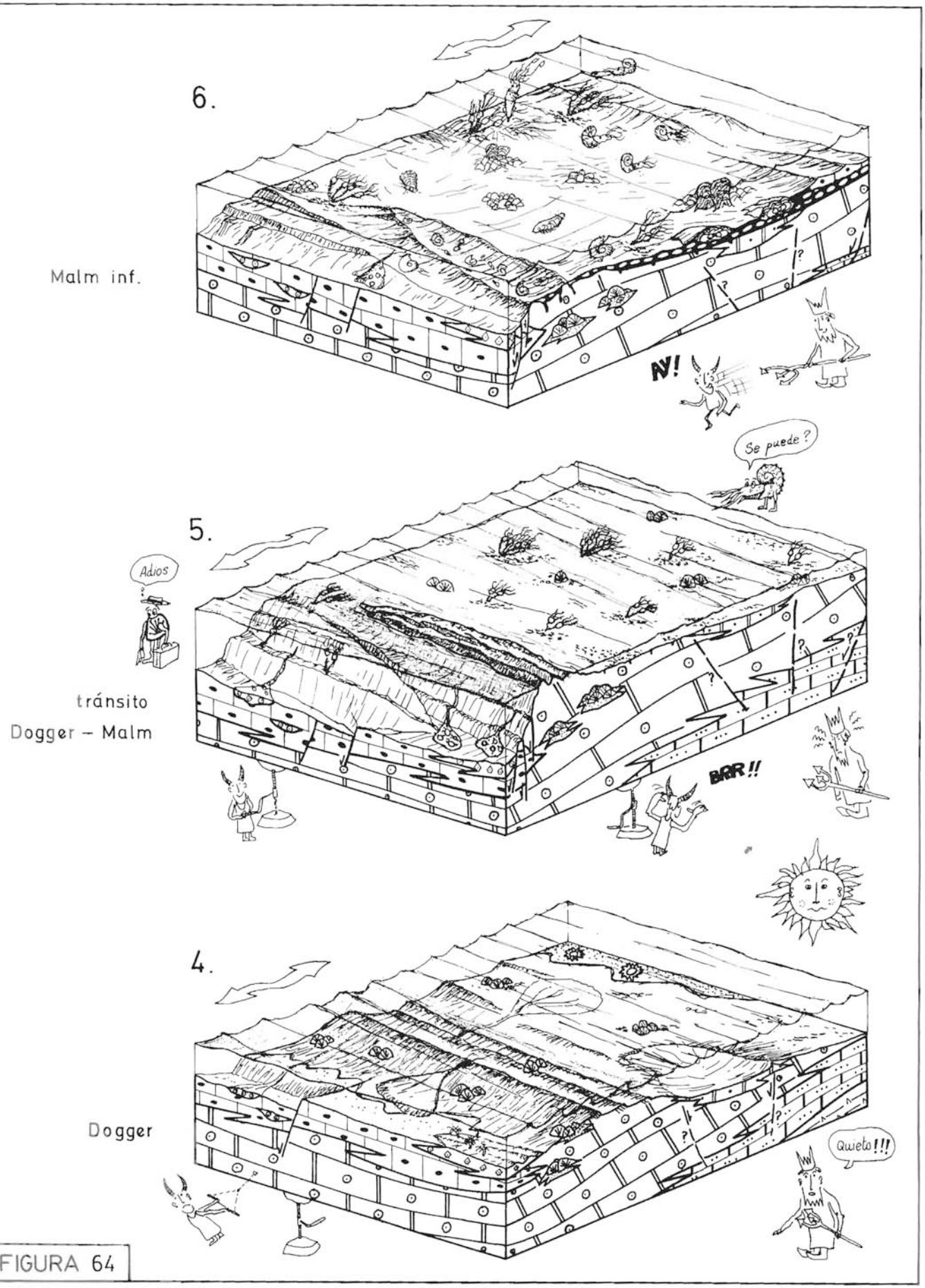

6.
Malm inf.
AY!
Se puede ?
5.
Adios
tránsito
Dogger – Malm
BRR !!
4.
Dogger
Quieto !!!

FIGURA 64

Penibético, ya que las facies de plataforma se mantuvieron después del Lías. Sin embargo, es posible que a consecuencia de dicho acontecimiento tectónico, tuviera lugar la individualización del Penibético como un dominio paleogeográfico diferente de los restantes dominios mesozoicos a él adyacentes y reconocibles en la Cordillera Bética occidental. En efecto, en la mayor parte de las unidades alóctonas que afloran en los alrededores del Penibético, los terrenos del Lías medio-superior y Dogger son de facies pelágicas margosas relativamente profundas. Ello parece indicar que, a partir del Lías medio, el Penibético constituyó un banco carbonatado situado en un contexto paleogeográfico regional análogo al del actual Banco de las Bahamas, es decir, era un dominio de plataforma en el cual se depositaban sedimentos carbonatados de facies someras, predominantemente oolíticos, pero que se encontraba aislado en el interior de una extensa área marina profunda en la que se depositaban sedimentos pelágicos y, por tanto, muy lejos de las influencias terrígenas procedentes de las áreas continentales.

Durante el Dogger tuvo lugar una generalización de las facies oolíticas. Posiblemente se produjo una progradación de los bajíos oolíticos hacia la zona restringida central que acabó por colmatarla. Esta generalización de las facies oolíticas debió guardar algún tipo de relación causal con fenómenos de tipo climático o eustático, que favorecieron su espectacular desarrollo en el Dogger de muchas cordilleras alpinas. No obstante, al final del Dogger, aunque las dataciones disponibles no permiten precisar en qué momento preciso, las facies se diversificaron de nuevo. En los sectores más externos (Ubrique-Grazalema) aparecieron parches arrecifales formados por corales, las Calizas de Coral de Villaluenga, asociados a calizas con nódulos de sílex, las Calizas con Sílex de Benaocaz, procedentes de la removilización de la sílice de unas facies de espículas de esponjas. Estas facies indican la existencia de una zona más abierta hacia el exterior del Penibético, zona que se debía corresponder con el borde interno del surco Subbético medio. Dentro del banco carbonatado oolítico existieron también zonas algo más protegidas, como la zona en la que se depositaron las Calizas Crema del Puntal de la Raya, o también la región de El Chorro en la cual, al techo de la Formación Endrinal, aparece un paquete de calizas micríticas con escasos oolitos, ostrácodos e incluso algunos restos de caráceas.

4.2.2.- La sedimentación pelágica somera del Malm al Valanginiense inferior.

El depósito de las facies de plataforma carbonatada somera en las cuales proliferaban los organismos neríticos (corales, gasterópodos, lamelibranquios, algas, foraminíferos bentónicos, etc.) se interrumpió bruscamente entre el final del Dogger y el principio del Malm ya que, a partir del Oxfordense medio, las facies neríticas fueron reemplazadas por sedimentos pelágicos en los que abundan tanto los macro como los microfósiles planctónicos. El cese de la sedimentación carbonatada posiblemente estuvo relacionado con un **basculamiento del banco carbonatado** a consecuencia de un movimiento en bloque a favor de **fallas lístricas**

situadas en sus márgenes. Este movimiento debió ser provocado por la generalización del ambiente tectónico distensivo en la totalidad de las Zonas Externas de la Cordillera Bética durante el Jurásico superior, en relación con el cual se produjo también una aceleración de la subsidencia y un aumento del volcanismo submarino en el surco Subbético Medio.

El reemplazamiento de las facies de plataforma carbonatada de la Formación Endrinal por los sedimentos pelágicos de la Formación Torcal coincidió con un brusco episodio regresivo-transgresivo que parece en parte determinado por el basculamiento antes aludido, pero que también debió estar relacionado con una importante caída relativa del nivel del mar, tal vez eustática **(Vera, 1984a; Hallam, 1978, 1984).** A consecuencia de la regresión y del basculamiento, los sectores más externos del Penibético emergieron y el techo de la Formación Endrinal fue ligeramente karstificado.La emersión se debió producir sólo en la región de Ubrique y Grazalema, ya que hacia los sectores internos del Penibético desaparecen las irregularidades morfológicas de apariencia kárstica reconocibles a techo de la F. Endrinal. Es posible que, en los sectores internos, también tuviera lugar una interrupción en la sedimentación asociada a la regresión, durante la cual debieron cesar bruscamente las condiciones neríticas hasta entonces reinantes en el ambiente sedimentario.

Una rápida transgresión ocurrida al inicio del Jurásico superior conllevó la implantación definitiva de las condiciones pelágicas en el Penibético: así,se produjo el reemplazamiento de los organismos bentónicos y neríticos por los pelágicos, predominantemente planctónicos y nectónicos, y el comienzo del depósito de las facies de calizas fosilíferas pelágicas y de calizas nodulosas y noduloso-brechoides, en un alto fondo submarino, reacio a la subsidencia y con escasa velocidad de sedimentación. El análisis de las facies (cf. 3.3.3.4.) ha demostrado que, aún a pesar de la naturaleza pelágica de sus sedimentos, la Formación Torcal se debió depositar a una escasa profundidad, probablemente no superior al centenar de metros. Al analizar la sucesión vertical de las facies se constata, además, una tendencia a la somerización asociada la cual se fueron generalizando las facies oolíticas pelágicas. En definitiva, durante el Jurásico superior y Neocomiense inferior el Penibético constituyó un ambiente sedimentario un tanto particular, ciertamente poco conocido en los tratados usuales de Sedimentología y que yo designaría como una **plataforma carbonatada pelágica**, por oposición a las plataformas carbonatadas neríticas del tipo de los Bancos de las Bahamas o del propio Penibético durante el depósito de la Formación Endrinal. Esta plataforma pelágica debía ser una especie de banco carbonatado de pocas deceneas de metros de profundidad, fótico, que era el asiento de una escasa sedimentación carbonatada, en la forma de fangos biogénicos de nannofósiles, y de macro y microorganismos pelágicos entre los cuales hay que señalar a los foraminíferos planctónicos (Protoglobigerinas) ciertas formas de equinodermos planctónicos (Saccocoma), los tintínidos, las fibrosferas las calcisferas las zoosporas y los ammonites. Además proliferaban ciertos tipos de algas cianofíceas y/o de cianobacterias que actuaban como atrapadores de sedimento y que debieron

jugar un papel fundamental en la formación de los oolitos, oncolitos y ciertas formas de estromatolitos pelágicos. La extraordinaria abundancia de oolitos pelágicos indica que el ambiente sedimentario era afectado por corrientes, tal vez olas o mareas.

La formación de este tipo tan particular de ambiente sedimentario sin duda estuvo relacionado con unas condiciones ecológicas particulares, tal vez determinadas por factores climáticos, tectónicos y/o eustáticos; pero, sobre todo, el factor paleogeográfico determinante y fundamental debió ser el acusado grado de aislamiento del Penibético, ya que constituía un dominio somero pero ubicado en el seno de un mar pelágico y profundo, y por lo cual debía situarse muy lejos de las áreas continentales y de las zonas neríticas a ellas adyacentes.

4.3.- El Cretácico y el Terciario.

El cese de la sedimentación carbonatada en la plataforma pelágica del Penibético fue, sin duda, un cambio paleogeográfico fundamental. Con esto se cierra el segundo gran capítulo de la historia sedimentaria del Penibético y comienza el tercero y último, que se extiende desde el Valanginiense superior hasta la desaparición del Penibético como dominio paleogeográfico, a consecuencia de las deformaciones orogénicas, y su individualización tectónica como una de las grandes unidades del edificio estructural de la Cordillera Bética occidental.

Dentro de este tercer apartado se pueden diferenciar dos etapas fundamentales. Durante la primera que comprende buena parte del Cretácico inferior se producen una serie de discontinuidades estratigráficas intracretácicas, cuyo resultado final es una importante laguna que, en la mayor parte de los casos, comprende la práctica totalidad del Cretácico inferior. Durante la segunda se reanuda la sedimentación a la escala regional; en ella, a su vez, se pueden diferenciar otras tres etapas, anterior, simultánea y posterior al depósito de las Capas Rojas.

4.3.1.- Las discontinuidades sedimentarias del Cretácico inferior.

El cese de las condiciones sedimentarias de plataforma pelágica tuvo que guardar necesariamente una relación causal con un acontecimiento geológico de importancia mayor, posiblemente de origen a la vez tectónico y eustático (García-Hernández et al., 1982). El inicio de las perturbaciones paleogeográficas se manifestó por medio de una interrupción sedimentaria **intravalanginiense** de importancia regional que, en algunos puntos pudo estar precedida de otra interrupción sedimentaria intraberriasense. Con la discontinuidad intravalanginiense cesó bruscamente el depósito de la Formación Torcal y desaparecieron de forma definitiva las condiciones favorables al desarrollo de la plataforma carbonatada pelágica. El Penibético permaneció como una meseta submarina, de poca

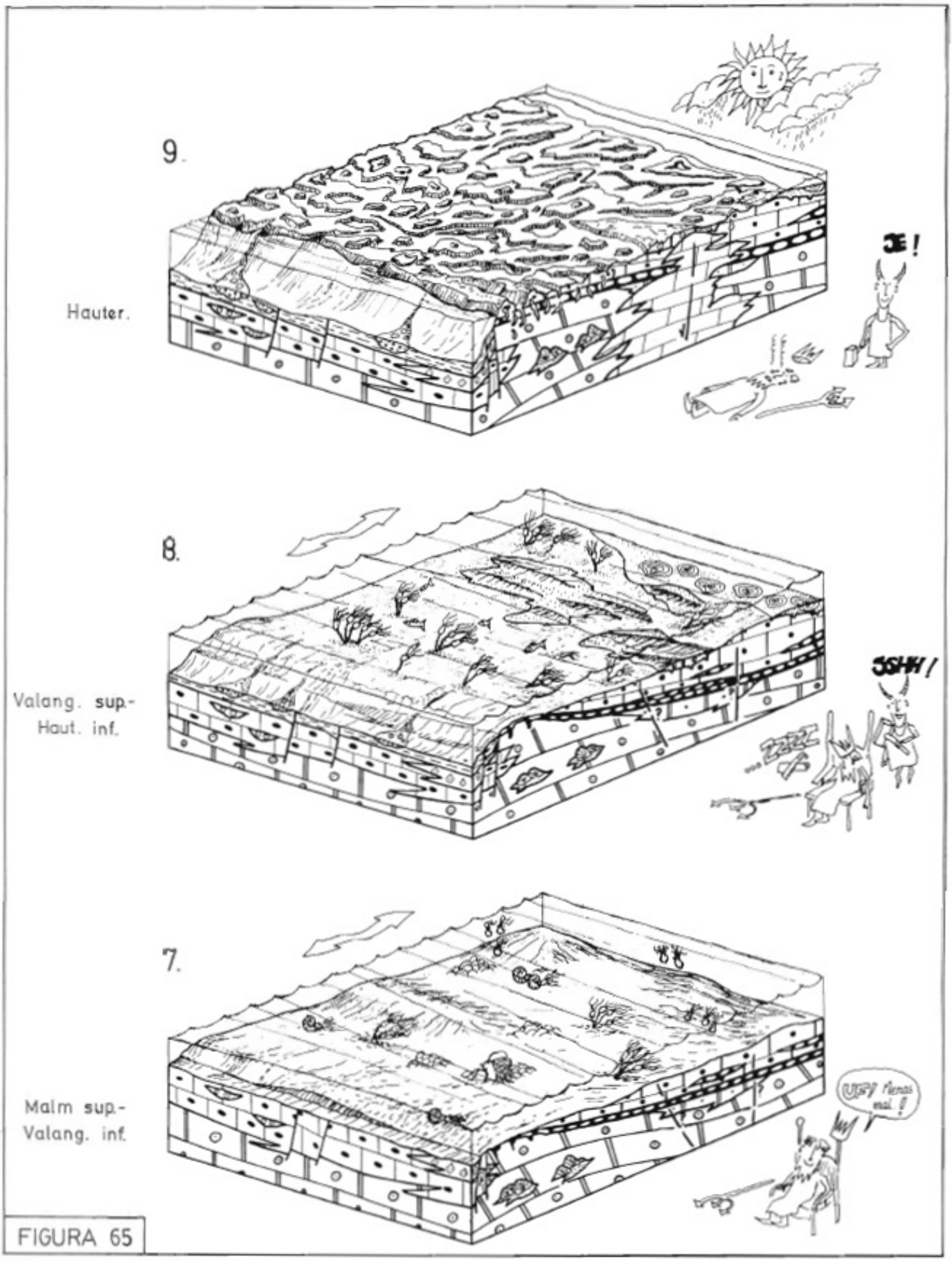


FIGURA 65

profundidad, que era barrida por las corrientes y sobre la cual prácticamente no se producía ninguna sedimentación. Por ello, el techo de la Formación Torcal sufrió una intensa diagénesis y una colonización, encostramiento y perforación por organismos epibentónicos. Tan solo localmente se depositaron escasos sedimentos condensados, de espesor muy reducido (centimétrico), producto de la fragmentación de restos orgánicos o de costras mineralizadas, como las Crinoiditas de la Fuenfría (o del Pozuelo, en su caso), o bien de la acumulación de fangos carbonatados formados por restos de organismos pelágicos sobre todo nannofósiles (Nivel del Cortijo de Líbar), en ocasiones con oncolitos pelágicos fosfatados, como el Nivel de Los Canutos.

Pero el acontecimiento sedimentario más importante que ocurrió en el Penibético durante el Cretácico inferior fue la **emersión** que tuvo lugar durante el Hauteriviense, fenómeno éste que debió estar relacionado con una importante caída del nivel del mar de origen probablemente eustático. A consecuencia de dicha emersión el Penibético constituyó una efímera isla carbonatada ubicada en el seno de un mar pelágico, cuyos materiales (el Grupo Líbar), sufrieron una importante karstificación en unas condiciones climaticas de tipo tropical. El gran desarrollo que alcanzó el paleokarst en las regiones más externas del Penibético, en especial entre Ubrique y Grazalema, y su pérdida progresiva de importancia hacia los sectores más internos, indica que el banco carbonatado debió sufrir un nuevo basculamiento, que probablemente estuvo relacionado con una reactivación de las fallas lístricas que lo separaban de las zonas adyacentes más profundas. En la región entre Ubrique y Grazalema, algunas partes del Penibético emergieron, con seguridad, al menos varias decenas de metros, como lo demuestra el gran desarrollo que han alcanzado las formas kársticas de disolución de tipo lapiaz.

A consecuencia de la emersión, o más bien inducidas por ella, se produjeron transformaciones diagenéticas diversas en los sedimentos del Grupo Líbar, entre las cuales hay que destacar una cementación freática y, especialmente una dolomitización epigenética ascendente, muy espectacular en algunas regiones (Franja Dolomítica) que probablemente sufrieron una fracturación importante durante el basculamiento sincrónico a la emersión, lo que permitió el ascenso de los fluidos dolomitizantes. No hay por qué excluir la posibilidad de que esta dolomitización estuviese, al menos en parte determinada por procesos de convección termal de ciclo abierto (convección de Kohout), como los que han sido descritos en los márgenes de las plataformas carbonatadas de Florida y las Bahamas (**Simms, 1984; Mullins et al., 1985**).

Resulta difícil estimar la duración de la emersión, pero a la escala regional debió tener lugar dentro del Hauteriviense. No obstante, no se puede excluir que algunas regiones en las que el karst alcanzó un importante desarrollo, permanecieran más tiempo emergidas, al menos en parte. Tras la sumersión no se ranudó la sedimentación de forma inmediata en la mayor parte de los puntos; por el contrario el paleorrelieve karstificado permaneció expuesto en el fondo marino durante la práctica totalidad del Cretácico inferior, constituyendo un fondo rocoso

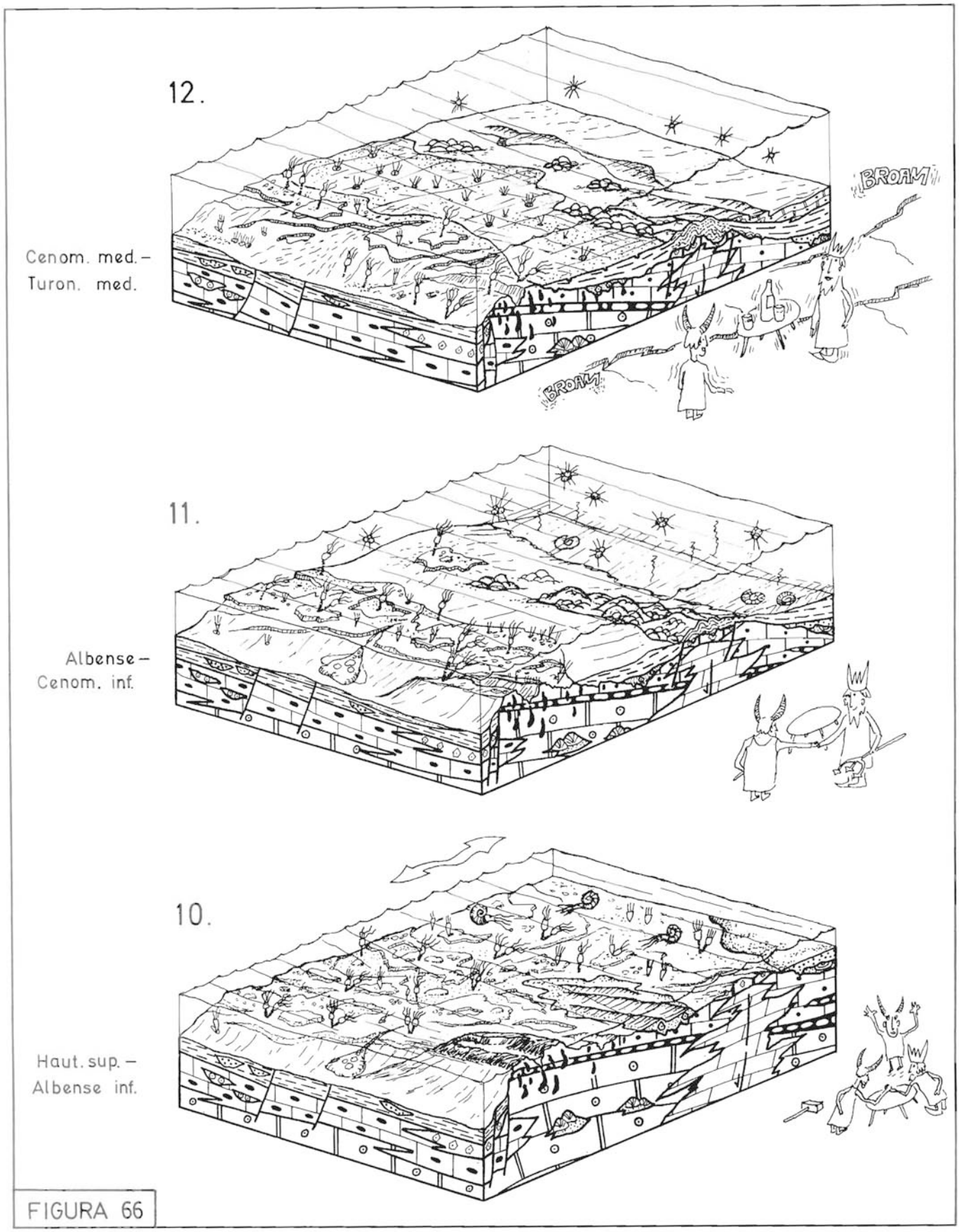

12.
Cenom. med. –
Turon. med.
BROAM!
BROAM!
11.
Albense –
Cenom. inf.
10.
Haut. sup. –
Albense inf.

FIGURA 66

poco profundo, aislado en el interior de una zona pelágica y separado de las áreas continentales por cuencas relativamente profundas. En definitiva, el Penibético constituyó una **meseta submarina o umbral pelágico** sobre el cual prácticamente no había sedimentación, que era batido por el oleaje y por las corrientes y que era colonizado por una fauna de moluscos litófagos y otros organismos perforantes o epibiontes, cuya actividad no modificó sustancialmente la morfología kárstica previamente adquirida. La profundidad de la meseta submarina debió ser, al menos durante un lapso considerable de tiempo, relativamente pequeña como para permitir la acción intensa de las corrientes y la proliferación de la epifauna de litófagos; pero posiblemente debió ir aumentando con el tiempo lo suficiente como para impedir la reimplantación de las condiciones neríticas, aunque no debió superar unas cuantas decenas o, a lo sumo, centenas de metros.

Localmente y en determinados momentos a partir del Hauteriviense superior, se depositaron algunos sedimentos sobre el paleokarst. Se trata de sedimentos reducidos y condensados, esencialmente de carácter biogénico que, en la mayor parte de los casos, aparecen rellenando grietas y cavidades del paleokarst. En los sectores en los que el desarrollo del paleokarst fué menor, pueden aparecer estratificados con reducido espesor, pero entonces se reconoce la presencia de otras superficies de interrupción sedimentaria, de edad **intra-aptense e intra-albense**, en este caso originadas en ambiente submarino por cementación, mineralización y biocorrosión sinsedimentarias. Estos sedimentos están formados por fangos carbonatados, ligeramente arcillosos y a veces bioclásticos constituídos por nannofósiles y foraminíferos planctónicos (Capas de Manilva, Niveles de La Manga-Grazalema) a veces con ammonites, o bien por calcarenitas mal lavadas formadas, sobre todo, por fragmentos de crinoides (Crinoiditas del Cortijo de Líbar). En las áreas más externas del Penibético, aparecen algunos sedimentos margosos estratificados que, por su facies, indican la proximidad a los sectores más internos del surco Subbético medio y que posiblemente se depositaron en una zona de fallas en escalón.

4.3.2.- La sedimentación margosa del Albense medio al Mioceno inferior.

A partir del Albense medio y, sobre todo, del superior, comienza de nuevo la sedimentación normal pero, en este caso, de carácter esencialmente margoso. La reanudación de la sedimentación debió estar relacionada con el cese de las corrientes o con una disminución de su actividad, debido a una profundización importante en el ambiente sedimentario. Estos fenómenos pudieron haber sido determinados, por una reactivación de la subsidencia combinada con un ascenso eustático del nivel del mar que, durante el Cretácico "medio", se detecta a nivel mundial. La sedimentación fue esencialmente calcárea y margocalcárea, de origen biogénico y carácter rítmico, formada por acumulación de micro y nannoorganismos. Las variaciones en la velocidad de sedimentación y la ritmicidad, por ello, se relacionan claramente con las variaciones en la

abundancia y diversidad orgánica, que están condicionadas por factores climáticos, ecológicos y evolutivos. En este último capítulo de la historia sedimentaria del Penibético se pueden diferenciar tres etapas que son, respectivamente, anterior, sincrónica y posterior al depósito de las Capas Rojas.

En la primera etapa, en el fondo marino existían grandes zonas del paleokarst incipientemente cubiertas de sedimentos margosos y otras desprovistas de ellos. Como han señalado **Company et al. (1982)** la fosilización del paleokarst fue heterocrónica, dada la gran magnitud que éste llegó a alcanzar, sobre todo en las áreas más externas del Penibético, y la escasa velocidad de sedimentación de los materiales cretácicos.

En una zona especial, a grandes rasgos coincidente con la Franja Dolomítica, proliferaron asociaciones simbióticas de foraminíferos encostrantes y cianobacterias, que colonizaron la superficie del paleokarst y construyeron estructuras estromatolíticas fosfatadas. El máximo crecimiento de estas estructuras tuvo lugar entre el Albense superior y el Vraconense, como lo demuestra la presencia de foraminíferos planctónicos entre las láminas estromatolíticas. La formación de estas estructuras debió ocurrir en las proximidades de los límites de la **Capa de Aguas pobre en O_2** (O_2 mínimum layer) que son los lugares más apropiados para la precipitación de los fosfatos y, por tanto, de acuerdo con lo que es usual en los mares actuales, a una profundidad comprendida, como máximo, entre 100 y 600 m. Los sedimentos coetáneos son las **Capas Blancas**, que presentan algunos niveles ricos en materia orgánica cuya formación hay que relacionar con los Eventos Anóxicos Oceánicos acaecidos durante el Cretácico "medio" a escala mundial. El depósito de las **Calizas con Sílex del Boquerón**, que esencialmente tuvo lugar entre el Cenomanense superior y el Turonense medio, parece guardar una relación clara con un máximo de profundización del medio sedimentario, debido a un ascenso eustático muy importante del nivel del mar, que provocó un aumento considerable de los aportes biogénicos silíceos, en detrimento de los calcáreos. A la vez, en los sectores del Penibético situados al N de la Franja Dolomítica; los sedimentos del intervalo Cenomanense superior-Turonense medio sufren una brusca reducción de potencia hasta incluso desaparecer completamente por laguna estratigráfica, fenómeno que puede estar relacionado con algún tipo de inestabilidad tectónica y con la acción de corrientes submarinas. Recuérdese que, en algunos puntos, las Calizas con Sílex del Boquerón presentan pliegues sinsedimentarios debidos a deslizamientos submarinos.

Cuando se inició el depósito de las **Capas Rojas** son contadas las áreas en las que el paleokarst aún permanecía expuesto en el fondo marino. Se trataba de los paleorrelieves más elevados de la región entre Ubrique y Grazalema que, dada la lenta velocidad de sedimentación de los sedimentos cretácicos, aún no habían sido enterrados. De las partes altas de estos relieves serían barridos los escasos sedimentos que se hubieran depositado, por la acción de las corrientes marinas. El comienzo del depósito de las Capas Rojas debió estar relacionado con cambios

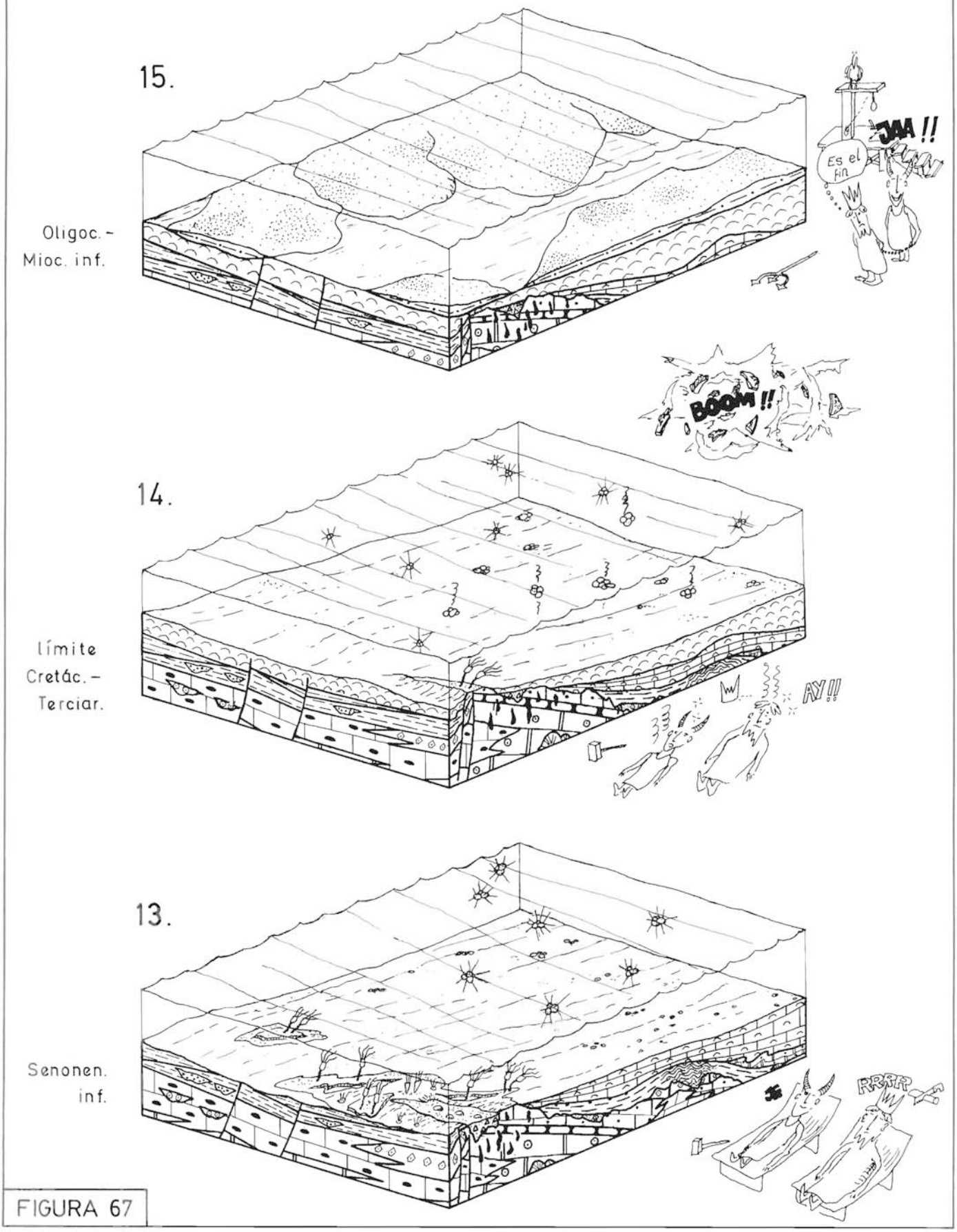

15.
Oligoc. –
Mioc. inf.
JAA !!
Es el fin
BOOM !!
14.
límite
Cretác. –
Terciar.
AY !!
13.
Senonen.
inf.
RRRR

FIGURA 67

oceanográficos importantes que determinaron el cese del estancamiento de las aguas del fondo, favoreciendo su circulación y oxigenación, y la diversificación de las faunas y floras planctónicas. La profundidad, sin embargo, no debió ser muy diferente de la de los sedimentos precedentes, y estos materiales continuaron depositándose sobre una meseta submarina pelágica, de profundidad posiblemente del orden de unos 1000m, y netamente elevada con respecto a las zonas profundas adyacentes. En las zonas deprimidas del paleokarst, allí donde aún no habían sido niveladas las irregularidades, se producía la acumulación de brechas, producto del desmantelamiento submarino del los relieves preexistentes. La formación de estas brechas, aunque tuvo lugar en diversos intervalos de tiempo durante el Cretácico inferior y "medio" parece ser que fue especialmente importante, al NE de Benaocaz, durante él Senonense inferior (Brechas del Dornajo).

Durante el Senonense superior se acentuó considerablemente el carácter margoso de las Capas Rojas lo cual coincidió, además, con un brusco aumento de la velocidad de sedimentación, que se multiplicó por diez en el Campanense superior con respecto a los valores precedentes. Ambos fenómenos coindicen también con el máximo eustático del Mesozoico y Terciario, calculado a nivel mundial **(Vail et al., 1977).**

A lo largo del Terciario las capas rojas solo cambiaron ligeramente de facies: el color se hace de un rojo algo más vinoso durante el Paleoceno, aumenta de nuevo el carácter calcáreo durante el Eoceno inferior y medio, etc., pero no se produjeron cambios fundamentales en el medio sedimentario. Tal vez la acentuación progresiva del carácter margoso de los sedimentos guarde relación con un gradual y lento aumento de la profundidad, y con una disminución progresiva de las irregularidades morfológicas de la cuenca y de los desniveles existentes con respecto a las zonas adyacentes más profundas. La velocidad de sedimentación, por su parte, no presenta valores diferentes de los reconocibles durante el Senonense. Es a partir del Eoceno superior y sobre todo a lo largo del Oligoceno cuando tuvo lugar la desaparición progresiva de las Capas Rojas, que fueron reemplazadas por margas y arcillas verdosas que contituyen el miembro inferior de la **Formación de la Fuente del Chiquero.** La desaparición de las Capas Rojas estuvo relacionada con una marcada disminucion de la naturaleza calcárea del sedimento, con un aumento del contenido arcilloso y con un empobrecimiento de la fauna planctónica. Estos fenómenos fueron coetáneos con el inicio de la sedimentación de facies flysch, debido al inicio de las perturbaciones tectónicas relacionadas con la estructuración de ciertos sectores de la futura cadena, en especial de las Zonas Internas. El depósito de los materiales areniscosos de la Formación de la Fuente del Chiquero durante el Mioceno inferior representa la primera llegada de aportes terrígenos al Penibético, en cantidades importantes, después del Trías superior. Con ellos cesó la sedimentación en el Penibético, que a partir de entonces desapareció como dominio paleogeográfico y comenzó a ser plegado a consecuencia de las deformaciones orogénicas.

C A P I T U L O 3:

LAS UNIDADES SUBBETICAS

CAPITULO 3. LAS UNIDADES SUBBETICAS.

INDICE

1. INTRODUCCION..... 225

2. ANTECEDENTES..... 226
   2.1. Sobre la procedencia ultrapenibética de ciertas unidades subbéticas..... 226
      2.1.1. Los primeros aloctonistas..... 226
      2.1.2. El esquema del equipo alemán y la interpretación de Hoppe..... 227
      2.1.3. Los trabajos del equipo francés: la noción de Zona Boyar-Alazores..... 228
      2.1.4. La Tesis de Cruz-Sanjulián: el Subbético ultrainterno..... 230
      2.1.5. La Tesis de Bourgois: Las unidades del sustrato de los Flyschs..... 230
   2.2. Discusión de las hipótesis expuestas..... 231
      2.2.1. Argumentos tectónicos..... 232
      2.2.2. Argumentos estratigráficos y paleogeográficos..... 234
      2.2.3. Conclusión..... 236

3. DESCRIPCION DE LOS MATERIALES..... 236
   3.1. El Trías Germano-Andaluz..... 237
   3.2. Las series subbéticas de la región de Montellano..... 238
   3.3. La región central de la provincia de Cádiz..... 239
   3.4. La región entre El Bosque y Zahara..... 240
   3.5. Las series del tipo de la Sierra del Pinar..... 242
      3.5.1. Trías..... 242
      3.5.2. Jurásico..... 242
      3.5.3. Cretácico..... 244
      3.5.4. Comparación con series subbéticas más orientales.... 245
   3.6. La región del Corredor del Boyar..... 246
      3.6.1. Las escamas del Corredor del Boyar..... 247
         3.6.1.1. Trías..... 247
         3.6.1.2. Jurásico..... 247
         3.6.1.3. Cretácico..... 251
         3.6.1.4. Terciario..... 252
      3.6.2. La unidad de Montecorto..... 253
   3.7. La región de la Alta Cadena..... 254
      3.7.1. Situación y antecedentes..... 254
      3.7.2. Sobre la estructura y la estratigrafía de la Alta Cadena. Intento de sistematización..... 258
         3.7.2.1. Estructura general..... 258
         3.7.2.2. Posición relativa de los distintos elementos..... 260
      3.7.3. Estratigrafía..... 262

3.7.3.1. Trías..... 262
3.7.3.2. Lías inferior y medio..... 262
3.7.3.3. Lías medio y superior a Jurásico superior.. 263
3.7.3.3.1. El sector septentrional..... 263
3.7.3.3.2. El sector central..... 266
3.7.3.3.3. El sector meridional..... 267
3.7.3.4. Cretácico..... 268
3.7.3.5. Terciario..... 268
3.8. Sobre la unidad de Zafarraya..... 270
3.9. Sobre las unidades de Sierra Gorda y de Sierra Arana..... 272

4. INTERPRETACION SEDIMENTARIA Y RECONSTRUCCION PALEOGEOGRAFICA.... 273
4.1. Posición relativa de las unidades dentro de la cuenca..... 273
4.1.1. Sobre la posición original y la procedencia de las series subbéticas del sector occidental..... 273
4.1.2. Relaciones entre las unidades diferenciadas..... 274
4.1.3. Sobre las relaciones paleogeográficas con el Subbético interno..... 275
4.2. Evolución paleogeográfica e interpretación sedimentaria.... 276
4.2.1. El Trías y el Lías inferior..... 277
4.2.2. El intervalo Lías medio-Jurásico superior..... 277
4.2.2.1. La desintegración de la plataforma carbonatada..... 277
4.2.2.2. La diversificación paleogeográfica y la tectónica sinsedimentaria..... 277
4.2.2.3. Vulcanismo y dolomitización..... 278
4.2.2.4. Las facies margosas y silíceas del Lías medio-superior y Dogger..... 279
4.2.2.5. La plataforma carbonatada del Dogger y los sedimentos con ella relacionados..... 280
4.2.2.6. Las condiciones sedimentarias durante el Jurásico superior..... 281
4.2.3. El Cretácico..... 282
4.2.3.1. Los sedimentos del Neocomiense y la fase tectónica anteneocomiense..... 282
4.2.3.2. El Cretácio medio y superior..... 285
4.2.4. El Terciario..... 286
4.2.4.1. El origen de las calizas de Microcodium.... 286
4.2.4.2. Actividad tectónica y sedimentación entre el Eoceno y el Mioceno inferior..... 288

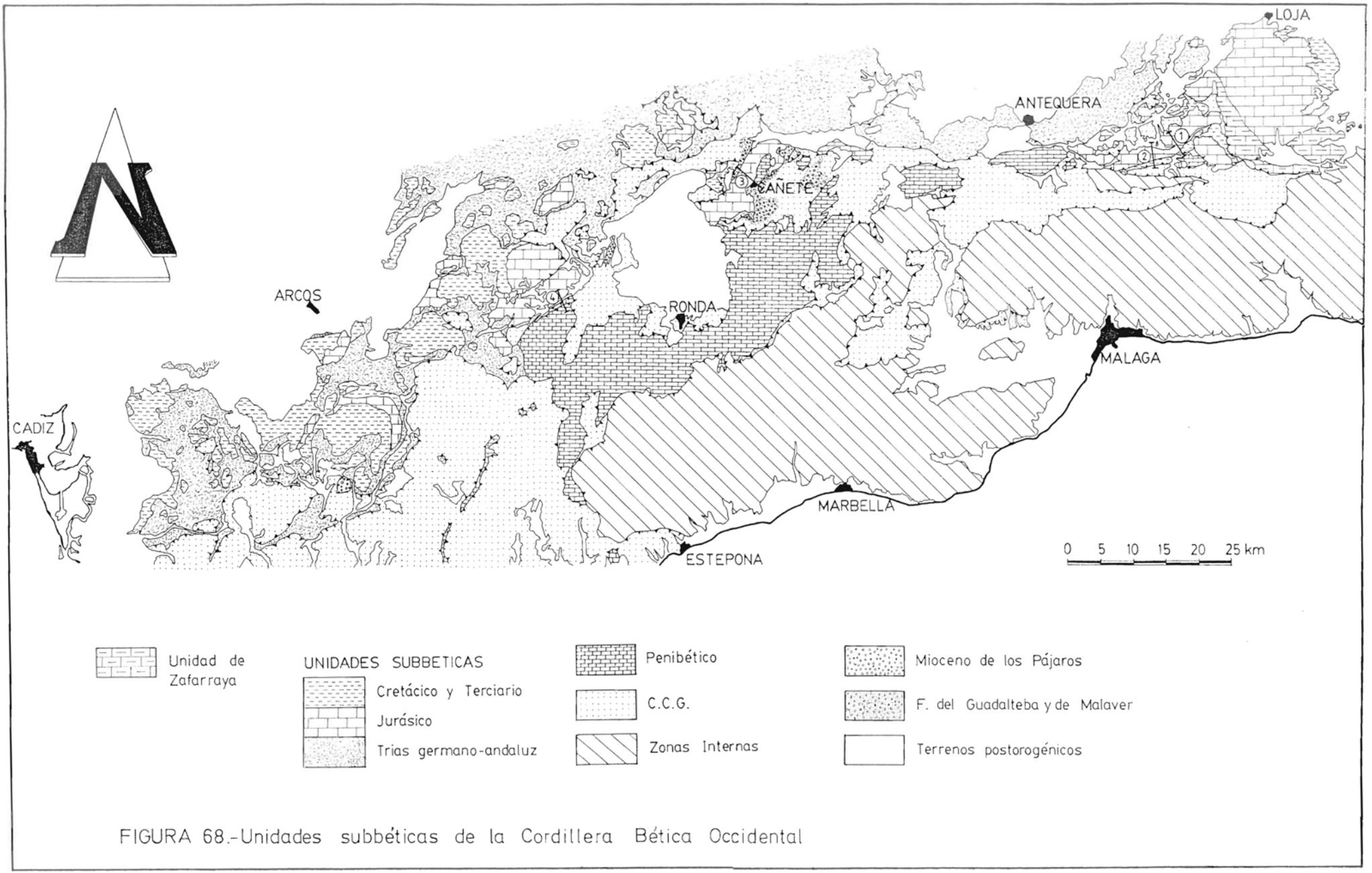


FIGURA 68.-Unidades subbéticas de la Cordillera Bética Occidental

CAPITULO 3: LAS UNIDADES SUBBETICAS

1.- INTRODUCCION.

Un simple vistazo a un mapa de la Cordillera Bética occidental (Fig.69) permite reconocer dos rasgos característicos de la geología de las Zonas Externas de este sector: el predominio areal de los afloramientos triásicos de facies germano-andaluza y la ausencia de una estructura tectónica bien definida. Estos dos rasgos fueron ya señalados por **Fallot (1948)**. Los materiales triásicos ocupan más de las tres cuartas partes de los afloramientos y alcanzan espesores muy notables, en algunos casos bastante superiores al millar de metros, como han puesto de manifiesto los sondeos petrolíferos (**Perconig, 1960-62**).

Los materiales jurásico-cretácicos de la Zona Subbética aparecen distribuidos en dos sectores: el más interno presenta una notable uniformidad y homogeneidad tectónica y se corresponde con el Penibético. Al exterior del Penibético los materiales jurásico-cretácicos y terciarios están peor representados y se encuentran intensamente tectonizados y aislados unos de otros, con una estructura autónoma con respecto a su sustrato triásico sobre el cual reposan, en muchos casos, mediante una superficie de cepillamiento basal. De especial complejidad es la zona donde se efectúa el contacto entre el Penibético y las unidades que hoy ocupan una posición más externa. Esta zona está afectada por una intensa tectónica de escamas que pone en contacto diferentes unidades que muestran series estratigráficas muy variadas en el detalle y vergencias opuestas en sus estructuras. Hay que añadir también que, a lo largo de dicho contacto, es común la presencia de materiales correlacionables con diversas unidades del Complejo del Campo de Gibraltar o que muestran ciertas afinidades litológicas con algunas de ellas. Todos estos hechos dificultan el análisis geológico y, sobre todo, el reconocimiento de las relaciones paleogeográficas originales entre las diferentes unidades, lo que explica la diversidad de modelos tectónicos propuestos y las discrepancias de interpretación existentes entre los diversos autores.

Un número considerable de autores que han trabajado recientemente en la Cordillera Bética occidental (**Hoppe, 1968,1972; Chauve, 1968, 1969; Peyre, 1969a,b, 1974; Cruz Sanjulián, 1974,1976a,b; Bourgois,1978**) han supuesto un origen muy interno (últrapenibético) para un número importante de unidades clásicamente consideradas subbéticas y han propuesto una relación paleogeográfica directa con algunas de las unidades cuyo estudio era el punto de partida de esta Tesis Doctoral. Es por ello necesario tener en cuenta la geología de estas unidades cuando se aborda el problema de la evolución paleogeográfica de la Cordillera Bética occidental y, muy especialmente, de la región del contacto entre las zonas Internas y las Externas de la misma, aún a pesar de que se encuentran en la actualidad relativamente alejadas de dicho contacto. La mayor parte de estos terrenos y unidades sólo han podido ser estudiados en este trabajo de un modo marginal. Mis observaciones más detalladas, si

bien de carácter local, las he realizado en el Corredor del Boyar, una parte del Pinsapar de Grazalema, algunos puntos de la región de Alta Cadena (especialmente los alrededores de la Sierra del Gibalto, y la región de Zafarraya. Estas observaciones han sido completadas con la realización de itinerarios generales seleccionados de acuerdo con los trabajos más arriba citados, en los cuales se pueden encontrar detalladas descripciones de la estratigrafía y la tectónica de estas unidades. Debo mencionar también aquí, que mi labor de reconocimiento se ha visto enormemente facilitada gracias a la ayuda inestimable de **C. Sanz de Galdeano** que, además de acompañarme al campo en algunas ocasiones; ha puesto a mi disposición todos sus datos, en su mayor parte inéditos, sobre la región comprendida entre el Torcal de Antequera y la Sierra Gorda de Loja.

De lo que acabo de decir se concluye, necesariamente, que son pocos los datos nuevos que sobre estas unidades puedo aportar aquí, la mayor parte de los cuales, además, confirman o complementan algunos resultados obtenidos por autores precedentes. He procedido, sin embargo, a un detallado análisis crítico de la bibliografía a una comparación de la estratigrafía y tectónica interna de las diferentes unidades supuestamente ultrapenibéticas con la de las unidades situadas en el mismo contacto entre las Zonas Internas y Externas, que han constituído el centro de mi trabajo, y a la confrontación de las diferentes hipótesis y modelos paleogeográficos emitidos. Debo añadir también que creo que las características estratigráficas y tectónicas generales de las unidades a las que me voy a referir están suficientemente bien establecidas gracias a los trabajos realizados por los autores más arriba mencionados, y que son las relaciones paleogeográficas generales las que están actualmente pendientes de aclaración.

2.- ANTECEDENTES.

2.1.- Sobre la procedencia ultrapenibética de ciertas unidades subbéticas.

2.1.1.-Los primeros aloctonistas.

La procedencia tectónica y paleogeográfica de las diferentes unidades pertenecientes al Subbético es una cuestión debatida desde los tiempos en que se reconoció la estructura en mantos en la Cordillera Bética. Los primeros investigadores aloctonistas (**Brouwer, 1926; Van Bemmelen, 1927; Staub, 1926,1934; etc.**) admitían que el Subbético en su totalidad constituía la cobertera mesozoica y terciaria de los mantos béticos, en particular de los Alpujárrides. Esta hipótesis comenzó a ser abandonada muy pronto, ya que para **Blumenthal (1927,1928,1931)** se enraizaban al N de Sierra Nevada los terrenos triásicos que **Staub (1926)** atribuía a su "Manto del Trías de Antequera", para los cuales propuso la denominación de "Trías Citrabético". Blumenthal (op. cit.), no obstante, mantuvo inicialmente la hipótesis "ultra" para la mayor parte de las restantes unidades externas de la Cordillera, a las que subdividió en tres grandes complejos: el Prebético, el Subbético y el Penibético; este

último representaría la cobertera despegada del "Bético de Málaga", la más alta de las unidades béticas. Poco después, **Blumenthal (1934a)** abandonó estas concepciones y pasó a admitir la parautoctonía de la mayor parte de estas unidades (en particular de su Penibético externo) y su origen paleogeográfico y tectónico citrabético, mientras que **Staub (1934)** continuó manteniendo su primitiva interpretación "ultra", en la cual el "Manto de Antequera" que debía representar la cobertera sedimentaria del "Cristalino de Sierra Nevada" que era la más profunda de las unidades béticas, jugaba un papel tectónico fundamental.

Los puntos de vista de Blumenthal fueron definitivamente consolidados con la síntesis de **Fallot (1948)** y, especialmente, con las investigaciones realizadas por toda la Cordillera Bética después de 1950, si bien algunos autores en un principio **(De Booy y Egeler, 1961)** volvieron a sugerir una posible relación estratigráfica original entre el Bético de Málaga y el Subbético, de forma que ambos conjuntos podrían estar superpuestos a los Alpujárrides. En el sector occidental de la Cordillera, fueron los geólogos alemanes de **Bonn (Dürr et al., 1961; 1960-62)** los primeros en confirmar las concepciones citrabéticas.

2.1.2.-El esquema del equipo alemán y la interpretación de Hoppe.

El equipo de los geólogos alemanes de la Universidad de Bonn **(Hoeppener et al.1963,1964)** fue el primer colectivo de geólogos que ofreció un esquema moderno de la geología de la Cordillera Bética occidental. De acuerdo con una parte de sus conclusiones generales, las Zonas Externas de este sector de la cadena quedaron subdivididas en dos grandes complejos tectónicos: el Subbético y el Penibético. El Subbético, que aflora en posición tectónica externa con respecto al Penibético, se habría depositado igualmente en posición externa con respecto a éste (citrapenibética), y ambos en posición externa con respecto a las diferentes unidades que integran la Zona Bética (citrabética), de manera que la tectónica alpina no habría trastocado de manera esencial el ordenamiento relativo de las unidades paleogeográficas mesozoicas y terciarias de la Cordillera Bética occidental.

Del esquema general del equipo alemán difiere parcialmente uno solo de sus miembros: **Hoppe (1968, 1972)**. Para este autor, el Subbético del sector occidental de la cordillera procedería de una zona paleogeográfica más interna que el Penibético, al cual habría sobrepasado a consecuencia de un importante cabalgamiento de edad alpina. El Subbético sería, por tanto, **ultrapenibético**. Esta interpretación, que no ha sido aceptada en su totalidad por autores posteriores, sí ha sido aplicada por algunos de ellos para algunas unidades tectónicas que previamente habían sido consideradas subbéticas o, en algún caso, penibéticas.

Las razones que llevaron a **Hoppe (1968,1972)** a sostener esta interpretación ultrapenibética del Subbético del sector occidental de la Cordillera fueron de orden tectónico y estratigráfico. Los argumentos tectónicos se basaron en el reconocimiento, por este autor, de la

superposición tectónica sobre el Penibético de ciertos elementos cuyas series estratigráficas eran de tipo subbético, en la región de Cañete la Real y en el Corredor del Boyar. En esta última región, la superposición tectónica del Subbético sobre el Penibético había sido ya reconocida por **Blumenthal (1934a,b; 1935a,1936, 1937 a)** e interpretada como debida a un retrocabalgamiento provocado por empujes "antibéticos" que habían trastocado el dispositivo tectónico original (superposición del Penibético sobre el Subbético) dando lugar a un "Doble Pliegue Gaditano", análogo al famoso Doble Pliegue del Glarus, de la Zona Helvética de los Alpes **(Heim, 1921, in Rutten, 1969 y Ellemberger y Lemoine, 1978).** Los argumentos estratigráficos y paleogeográficos en los que **Hoppe (1968, 1972)** basó su interpretación ultrapenibética del Subbético consideran que la serie subbética es muy diferente de la penibética, mientras que resulta relativamente parecida a la de los elementos béticos más externos, los Rondaides, en concreto, a la de la unidad de las Nieves de **Dürr (1967).** **Hoppe (1972)** llegó a proponer que esta unidad y una unidad subbética situada al N del Penibético, en la región de Cañete la Real, constituían un único elemento tectónico, hoy desmembrado por la erosión, al que denominó "Unidad de Mojón Gordo-Prieta-Nieves".

En la provincia de Cádiz, **Chauve (1960, 1960-62, 1961, 1962, 1963)** indivualizó una unidad tectónica bajo el Subbético a la que denominó unidad de Paterna. En un estudio conjunto de la región del Corredor del Boyar, **Chauve y Hoppe (1962 a,b, 1963)** individualizaron tres escamas tectónicas que se encuentran situadas tanto bajo el Penibético como bajo el Subbético y atribuyeron una de ellas, la más externa, a la unidad de Paterna. Para **Hoppe (1968)** las dos escamas más internas (las escamas de Majales y Fresnillo o escamas del Corredor del Boyar) pertenecerían al frente externo del Penibético, mientras que la tercera que está constituída por materiales con facies flyschoide (el Flysch del Corredor del Boyar) sería equivalente a la unidad de Paterna, ya que se encuentra tectónicamente bajo el Subbético de la Sierra del Pinar. El Subbético, por tanto, habría rebasado al Penibético hasta superponerse sobre la unidad de Paterna, que podría ser, según **Hoppe (1968)**, un equivalente lateral del Prebético en la Cordillera Bética occidental.

2.1.3.- Los trabajos del equipo francés: la noción de Zona de Boyar-Alazores.

Argumentos geológico-regionales llevaron a **Chauve (1968)** a rechazar la asimilación de la unidad de Paterna al Prebético y la interpretación ultrapenibética del Subbético propuestas por **Hoppe (1968)**, particularmente sobre la base de la existencia de unas unidades intermedias entre el Prebético y el Subbético, definidas por **Foucault (1964).** Sin embargo, **Chauve (1968, 1969)** atribuyó un origen ultrapenibético a otra serie de unidades por él mismo definidas en la provincia de Cádiz, que consideró paleogeográficamente afines a algunas unidades del Campo de Gibraltar. Por una parte, admitió la identidad litológica y paleogeográfica de la unidad de Paterna con la "serie de base" de la unidad del Aljibe lo que, además, le obligó a admitir que la superposición del Subbético sobre la unidad de Paterna habría tenido lugar en una fase

posterior a una primera colocación de los mantos, fase que habría trastocado el dispositivo tectónico original, según el cual el Subbético aparece tectónicamente por debajo del Complejo del Campo de Gibraltar. Por otra parte **Chauve (1968)** consideró que las escamas de Majales y Fresnillo del Corredor del Boyar debían proceder del margen interno del Penibético, de un sector paleogeográficamente próximo al dominio de los flyschs, sobre la base de las características de los materiales cretácicos y terciarios de su serie estratigráfica, en particular por la presencia de calizas con Microcodium.

Aproximadamente al mismo tiempo que Chauve, **Peyre (1969a,b)** proponía un origen paleogeográfico ultrapenibético para una serie de elementos tectónicos existentes entre el Torcal de Antequera y la Sierra Gorda de Loja, que muestran bastantes semejanzas estratigráficas y tectónicas con las escamas del Corredor del Boyar. Estos elementos tectónicos habían sido ya en parte diferenciados por **Blumenthal (1931).**

Los trabajos arriba mencionados culminaron con la atribución de todas las unidades supuestamente ultrapenibéticas y algunas otras, a una zona de transición entre el Penibético y el surco ultrapenibético pero citrabético de los flyschs cretácicos del Campo de Gibraltar; fué denominada Zona de Boyar-Alazores (**Bourgois, Chauve y Peyre, 1970**). Esta interpretación llevaba implícita la aceptación del esquema paleogeográfico y geotectónico general propuesto unos años antes por **Durand-Delga** (1963,1966).

En este cuadro general de conocimientos e hipótesis, **Bourgois (1970)** comenzó sus trabajos en la región del Corredor del Boyar y dató como Cretácico el Flysch del Corredor del Boyar, que había sido considerado terciario por sus predecesores. Una de sus primeras conclusiones fué la de separar del Subbético s.s. de la región de Grazalema a la unidad de la Sierra del Pinar y proponer una conexión paleogeográfica de ésta con el dominio de los flyschs. Este trabajo supuso la reintroducción de las concepciones ultrapenibéticas de **Hoppe (1968)** para algunas unidades que hasta entonces habian sido consideradas típicamente subbéticas por todos los autores. Según **Bourgois (1970)** la unidad de la Sierra del Pinar, que está formada por una secuencia estratigráfica de edad Trías a Berriasense de tipo subbético, no sería propiamente subbética, sino que constituiría la base estratigráfica del Flysch del Corredor del Boyar, cuya serie está comprendida entre el Valanginiense y el Senonense superior. De acuerdo con esta interpretación, estos dos elementos que, en la actualidad, son tectónicamente independientes (la unidad de la Sierra del Pinar cabalga al Flysch del Corredor del Boyar), fueron agrupados por **Bourgois (1970)** en un elemento tectónico de entidad superior que denominó **unidad del San Cristobal.**

El argumento principal en el que **Bourgois (1970)** basó su hipótesis de la complementaridad estratigráfica original de la serie de la Sierra del Pinar y de la serie del Flysch del Corredor del Boyar, fue la presencia, al techo de la primera y a la base en la segunda, de una formación peculiar de edad neocomiense: el **"Complejo de Aptychus"**. Esta

formación fué reconocida por **Didon y Durand-Delga (1959)** en el Rincón de Estepona y así denominada por **Didon (1960,1960-62,1969)**, que la consideró el término estratigráfico distintivo de su unidad de Camarote, cuya base estaría constituída por terrenos jurásicos, y también señaló su presencia a la base de la unidad de los Nogales. Según **Bourgois (1970)**, el Flysch del Corredor del Boyar sería un equivalente de los flyschs cretácicos del Campo de Gibraltar más arriba citados; la serie de la Sierra del Pinar, por su parte, sería equivalente a la serie jurásica del Camarote. Ello le llevó a proponer un origen ultrapenibético para la unidad del San Cristóbal.

La existencia de otras series análogas a la del Flysch del Corredor del Boyar y a la de la Sierra del Pinar indujo a la extensión de la hipótesis ultrapenibética a otros afloramientos próximos **(Bourgois et al., 1971**.a). En poco tiempo el catálogo de unidades supuestamente ultrapenibéticas se amplió considerablemente **(Bourgois , Chauve y Dubois, 1971 ,b; Bourgois y Chauve, 1971a,b; Bourgois, 1974)**. Este proceso ha culminado con la atribución por **Bourgois (1978)** de un importante número de elementos tectónicos, hasta entonces considerados subbéticos por la práctica totalidad de los autores (Sierras de la Silla, Lagarín, Malaver, Líjar, Tablón, Blanquilla, Cañete, Pinar, etc.), al supuesto **sustrato jurásico de los flyschs cretácicos.**

2.1.4.- La tesis de Cruz-Sanjulián: el Subbético ultrainterno.

Cruz-Sanjulián (1974a,b, 1976a,b) es otro de los autores que ha propuesto un origen ultrapenibético para diversas unidades subbéticas. Este autor confirmó la aloctonía sobre el Penibético (=Subbético interno de este autor) de la unidad subbética de Mojón Gordo o de la Sierra de Cañete, definida por **Hoppe (1972)** en la región de Cañete la Real. Un razonamiento en parte análogo al de **Hoppe (1968, 1972)**, basado en la suposición, generalmente aceptada por lo demás, de que los corrimientos de las unidades alóctonas subbéticas se han efectuado desde el interior hacia el exterior de la Cordillera, llevó a **Cruz-Sanjulian (1974a)** a admitir la procedencia paleogeográfica ultrapenibética de la unidad en cuestión. Por sus características estratigráficas, este autor atribuyó dicha unidad a un dominio paleogeográfico mesozoico con características de surco durante el Jurásico, situado en posición más interna que el Penibético, que denominó **Subbético Ultrainterno.** La inexistencia de terrenos cretácicos en la unidad de Mojón Gordo-Sierra de Cañete, le llevó a rechazar la hipótesis de una conexión paleogeográfica directa con las unidades del surco de los flychs cretácicos y, por tanto, el concepto de Zona de Boyar-Alazores. Por otra parte, **Cruz-Sanjulián (1972, 1974a,b, 1976a,b)** constató la superposición tectónica del Trías Germano-Andaluz y sobre las unidades subbéticas de su sector de estudio, lo que le llevó a reintroducir el concepto de Manto de Antequera de **Staub (1926, 1934). Cruz-Sanjulián (op. cit.)** consideró que esta unidad procedería del margen más interno del Subbético s.l. que sería adyacente al surco de los flyschs citrabéticos del Campo de Gibraltar.

2.1.5.-La tesis de Bourgois: las unidades del sustrato de los Flyschs.

Tanto la noción de Manto de Antequera, como la de Zona de Boyar-Alazores y Subbético ultrainterno han sido posteriormente rechazadas por **Bourgois (1975, 1978)**. Al primero lo ha zonsiderado, de acuerdo con la opinión más aceptada como el Trías del Subbético, que se habría independizado tectónicamente de su cobertera postriásica, y deslizado autónomamente hacia el exterior de la cadena, hasta resedimentarse de forma generalizada en la depresión neógena del Guadalquivir, lo que habría dado lugar a un Complejo Tectonosedimentario del Guadalquivir, formado por fragmentos de unidades alóctonas principalmente subbéticas y también por brechas poligénicas con cemento yesífero alimentadas del Trías. El rechazo del concepto de Zona de Boyar-Alazores se debe a que **Bourgois (1977a,b, 1978)** admitió la hipótesis de que no existen unidades de carácter flysch (cretácicas o terciarias) paleogeográficamente ligadas a la Cordillera Bética y que todas las reconocibles en ella, actualmente, deben ser consideradas de procedencia africana. Según esta hipótesis, las diferentes unidades atribuidas por este autor al sustrato jurásico de los flyschs deben ser consideradas igualmente de procedencia africana.

Para **Bourgois (1978)** la desconexión paleogeográfica entre las Zonas Externas de las cadenas alpinas situadas a uno y otro lado del Estrecho de Gibraltar se debería a la existencia de un accidente transformante que separaría la Placa Ibérica del conjunto formado por las Zonas Internas bético-rifeñas y el continente africano. La colocación tectónica en el lado europeo de las diferentes unidades flysch, así como de sus supuestos sustratos, pasaría por la "resedimentación" a gran escala de todas estas unidades en una especie de antefosa en la que se depositaban arcillas variegadas, que se situaría a la periferia de las Zonas Internas y que habría sido creada a consecuencia del desplazamiento en bloque de éstas hacia el oeste. Este proceso, que denominó "Hispanización de los Flyschs Rifeños", habría ocurrido durante el Mioceno inferior y dado lugar a su **Formación de Arcillas con Bloques.**

Autores posteriores **(Olivier, 1984; Durand-Delga, 1980a,b)** han criticado o rechazado el significado, la importancia y la extensión que **Bourgois (1978)** atribuyó a su Formación de Arcillas con Bloques, pero ninguno ha cuestionado la pertenencia al sustrato de los flyschs de las unidades atribuidas a éste por dicho autor; es más incluso han admitido un origen africano y, por tanto, ultrapenibético, para tales unidades.

2.2.- Discusión de las hipótesis expuestas.

De acuerdo con lo expuesto en el apartado precedente una serie de unidades tectónicas diferenciadas en el sector occidental de la Cordillera Bética han sido consideradas de origen ultrapenibético. Aparte de las diferentes unidades que integran las Zonas Internas, así como el Complejo del Campo de Gibraltar, estas unidades son las siguientes **(Chauve, 1968; Bourgois, 1978; Peyre, 1974; Cruz-Sanjulián 1974a):**

- Las escamas del Corredor del Boyar.
- La unidad de Montecorto.
- La unidad de la Sierra del Pinar, la Silla y el Lagarín.
- La unidad de la Sierra de Líjar.
- Las unidades de las Sierras de Cañete, Blanquilla, Molina y Viján.
- Las unidades de la Sierra del Tablón, y
- Las unidades de la Alta Cadena, entre el Torcal de Antequera y la Sierra Gorda de Loja.

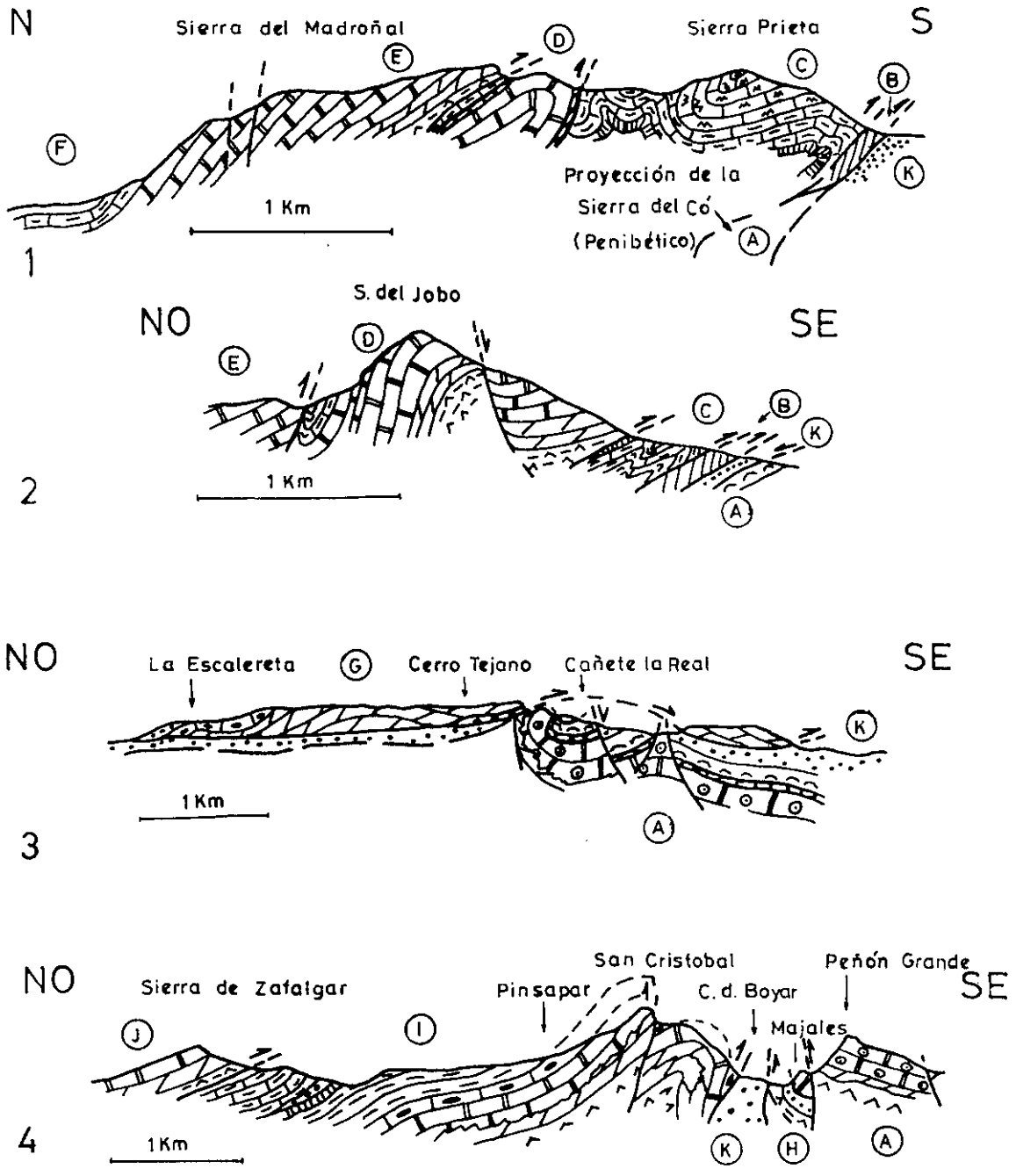
Además, la totalidad del Subbético del sector occidental de la Cordillera ha sido considerado de origen ultrapenibético por **Hoppe (1968)** así como una gran parte del Trías Germano-Andaluz por **Cruz-Sanjulián (1974a,b, 1976a,b).**

Paradójicamente, todas las unidades de supuesta procedencia ultrapenibética mencionadas más arriba afloran en el borde externo del Penibético e incluso al N de éste, en clara relación espacial con materiales indudablemente subbéticos. Me parece necesario plantearse si en realidad es segura la procedencia ultrapenibética de todas estas unidades, o si es posible una interpretación diferente; por tanto, es necesario revisar los argumentos utilizados por los autores precedentes para adoptar dicha hipótesis. Estos argumentos son tanto de orden tectónico como estratigráfico o paleogeográfico.

2.2.1.- Argumentos tectónicos.

Es un hecho indiscutible que algunas de las unidades mencionadas reposan tectónicamente sobre materiales del Penibético. Sin embargo, no puede afirmarse que ésta disposición sea general ya que tales unidades aparecen sistemáticamente en la porción más externa del Penibético y, con la sola excepción de la unidad de la Sierra de Cañete **(Hoppe, 1972)**, no se puede afirmar en ningún caso que las superposiciones sean de una importante magnitud. Esto resulta extraño si se admite, de acuerdo con la hipótesis ultrapenibética, que estos elementos alóctonos han debido recubrir ampliamente al Penibético al desplazarse, desde un área más interna hacia el exterior de la cadena hasta incluso rebasar ampliamente el límite septentrional del Penibético. Un hecho enormemente significativo es que, en la mayor parte de los casos, los pliegues y las fallas inversas que se reconocen dentro de muchas unidades supuestamente ultrapenibéticas muestran una clara vergencia hacia el S, (Fig. 69) como puede reconocerse entre el Puerto de las Pedrizas y el de los Alazores **(Peyre,1974)**, o en las Sierras del Pinar, Silla y Lagarín **(Hoppe, 1968; Bourgois y Chauve, 1971b)**. Si se tiene en cuenta, además, que la mayor parte de las unidades arriba enumeradas presentan afinidades estratigráficas muy marcadas con elementos indudablemente subbéticos más externos y/o orientales, parece más lógico interpretar que su superposición tectónica sobre el Penibético es el resultado de **retrocabalgamientos** hacia el interior de la Cordillera y que todas ellas deben proceder de un sector de la cuenca subbética situado al exterior del Penibético durante el Mesozoico y Terciario y, por tanto, paleogeográfica-

FIGURA 69.- Cortes en el límite Penibético - Subbético



1 y 2 según Peyre (1974); 3 y 4 según Hoppe (1972 y 1968 respect.)

mente ligado al Subbético medio antes de las deformaciones tectónicas principales.

Esta hipótesis de una estructuración de estas unidades debida a "empujes antibéticos" fue ya expresada por **Blumenthal (1934a,b, 1935a, 1936, 1937)** y sus efectos han sido reconocidos por toda la Zona Subbética, especialmente en su mitad meridional, por un gran número de autores **(Vera, 1969; Van Veen, 1969; Paquet, 1969; García-Dueñas, 1967, 1970, 1969a; Sanz de Galdeano, 1973; Soediono, 1971; Geel, 1973; F. Jerez Mir, 1979, 1980; De Smet, 1984a,b)**. Tal vez pueda parecer sorprendente que la tectónica de retrocabalgamiento haya podido ser de una magnitud tal que haya provocado la superposición de la unidad de la Sierra de Cañete sobre el Penibético, superposición que supera probablemente la decena de kilómetros **(Hoppe, 1972; Cruz Sanjulián, 1974)**. No obstante cabalgamientos hacia el S de semejante envergadura, e incluso superior se han podido reconocer en algunas regiones del sector oriental de la Cordillera como por ejemplo, en las Sierras de Orce, María o Pericay **(Baena et al., 1977; Azéma et al., 1979, fig.** 6 y 7 **)**. Por último, el hecho de que también aparezcan estructuras con vergencia opuesta, que han provocado la superposición del Penibético sobre las unidades supuestamente ultrapenibéticas (p.e., entre Ubrique y Grazalema) o que con frecuencia aparezcan tectónicamente intercalados, entre las unidades en cuestión, materiales atribuibles al Complejo del Campo de Gibraltar, sugiere que la estructuración del borde externo del Penibético y, por tanto, la tectónica de cabalgamientos fue con bastante probabilidad polifásica y posiblemente relacionada con movimientos laterales de gran magnitud **(Hermes, 1978a,1985)**. Más adelante será necesario volver sobre esta cuestión.

2.2.2.- Argumentos estratigráficos y paleogeográficos.

Muchos de los autores anteriormente mencionados han asignado a determinadas unidades un origen ultrapenibético, sobre la base de los siguientes argumentos:

- La presencia de ciertos tipos de materiales o formaciones. Así, tanto el denominado "Complejo de Aptychus" como las calizas de Microcodium han sido consideradas formaciones características del "dominio de los flyschs" del Campo de Gibraltar, cuyo origen ultrapenibético estaría claramente establecido **(Chauve, 1968; Peyre, 1969b,1974; Bourgois, 1970,1974,1978)**.

- La supuesta continuidad estratigráfica original de ciertas unidades, constituidas por terrenos jurásicos principalmente, con otras atribuidas al Complejo del Campo de Gibraltar; por ejemplo, la Sierra del Pinar constituiría la base estratigráfica del Flysch del Corredor del Boyar según **Bourgois (1970)**. Por ello la Sierra del Pinar y otras unidades afines han sido atribuidas por este autor **(Bourgois, 1974, 1978)** al sustrato jurásico de los Flyschs Cretácicos.

- La comparación de las series estratigráficas de las unidades en cuestión con las de otras unidades que afloran en posición más interna que el Penibético y tectónicamente superpuestas a éste (Sierras del Pinar y de Cañete con el Tajarillo o la Sierra de las Nieves: **Hoppe, 1968,1972; Bourgois, 1970).**

Por lo que se refiere al primero de los argumentos hay que decir que rocas y formaciones análogas o incluso idénticas a las arriba aludidas aparecen con frecuencia en el Neocomiense y en el Paleoceno de muchas series subbéticas, como han puesto de manifiesto numerosos y muy diversos autores **(Vera, 1969; García-Dueñas, 1967 Van Veen, 1969; Paquet, 1969; Sanz de Galdeano, 1973; Comas, 1978; Hermes, 1978a; De Smet, 1984a).** Por tanto, la presencia de dichos materiales no puede considerarse un rasgo diagnóstico de unidades ultrapenibéticas.

Por lo que se refiere al segundo de los argumentos, es preciso señalar que, en ningún caso, se ha podido demostrar la superposición estratigráfica original del Flysch del Corredor del Boyar ni de ninguna otra formación perteneciente al Complejo del Campo de Gibraltar sobre ninguna de las unidades atribuídas a sus supuestos sustratos. Es más, en todos los casos citados por **Bourgois (1978)** las supuestas coberteras flyschoides cretácicas son tectónicamente independientes de sus supuestos sustratos y aparecen incluso por debajo de ellos. Ciertamente, la hipótesis de la continuidad estratigráfica original entre las unidades que presentan series afines a la de la Sierra del Pinar y las unidades que afloran al NE de la provincia de Cádiz que están constituídas por materiales cretácicos flyschoides (Flyschs del Corredor del Boyar y de Ubrique, unidad del Algarrobo) es bastante atractiva, sobre todo si se tiene en cuenta que en las primeras nunca se han detectado materiales postneocomienses, las segundas no poseen términos precretácicos, unas y otras presentan un Neocomiense relativamente parecido y, por último afloran actualmente en estrecha relación espacial. Sin embargo, la supuesta continuidad estratigráfica está por demostrar al igual que el origen ultrapenibético de los flyschs cretácicos mencionados (Algarrobo, Ubrique, Boyar), ya que, sorprendentemente, dichas unidades afloran sistemáticamente al exterior del Penibético, sólo allí, y claramente cabalgados por materiales subbéticos.

Finalmente, las semejanzas estratigráficas entre las unidades supuestamente ultrapenibéticas y otras situadas en el contacto entre las Zonas Internas y Externas son más que discutibles. Así, la unidad de la Sierra del Pinar presenta un Lías inferior muy potente y formado por dolomías y calizas de plataforma somera, de características análogas a las de la mayor parte de las series subbéticas **(García-Hernández et al., 1976),** las cuales son reemplazadas a partir del Lías medio por una potente secuencia margosa de características pelágicas. En la "unidad del Tajarillo" o la de las Nieves, con las cuales han sido comparadas la Sierra del Pinar o la de Cañete **(Hoppe, 1968,1972; Bourgois, 1970),** la secuencia liásica es de un espesor comparativamente menor y de características netamente pelágicas a partir del Lías inferior, hecho éste que es completamente desconocido en las series subbéticas y, por el contrario,

típico de muchas unidades situadas en el contacto entre las Zonas Internas y Externas. Por otra parte, el Trías de estas unidades con Lías inferior pelágico es de tipo alpino, mientras que en las Sierras del Pinar, Cañete y afines,el Trías es de facies germano-andaluza, análoga a la del resto del Subbético. Las únicas semejanzas estratigráficas entre las series "tipo Tajarillo" y lasseriesj "tipo Pinar" son las relativas a la serie postliásica y, aún éstas podrían ser cuestionadas con cierta base.

2.2.3.- Conclusión.

A juzgar por lo expuesto, los argumentos que han servido a diversos autores para atribuir un origen ultrapenibético a las unidades más arriba enumeradas no me parecen indicativos indudables de dicho origen. Es más, me parece más fácil, de acuerdo con los datos geológicos regionales, explicar la colocación tectónica de estas unidades y reconstruir la paleogeografía mesozoica y terciaria del sector occidental de la Zona Subbética y su relación con dominios más internos, si se admite un origen citrapenibético para dichas unidades.

3.- DESCRIPCION DE LOS MATERIALES.

Ya he comentado antes que la independencia tectónica del Trías, la discontinuidad formal de los afloramientos de materiales postriásicos y la ausencia de una estructura tectónica bien definida son rasgos característicos de las Zonas Externas de la Cordillera Bética occidental. Hay que añadir que todo ello dificulta enormemente la correlación de unos puntos a otros ya que, al igual que sucede en otras regiones subbéticas, las variaciones locales de facies y potencias pueden ser de bastante importancia.

La mayor parte de las series estratigráficas que describiré a continuación presentan características que permiten asignarlas al Dominio Subbético medio (**García-Dueñas 1967a,b; Azéma et al., 1979; García-Hernández et al., 1980**), que constituyó un surco sedimentario profundo y subsidente durante la mayor parte de su historia. No obstante, existen diferencias estratigráficas significativas de unas series a otras, de acuerdo con su situación dentro de la cuenca, cuya reconstrucción paleogeográfica se ha de realizar teniendo en cuenta la posición relativa de los diferentes afloramientos existentes y por comparación con la distribución de las series subbéticas equivalentes reconocibles en el sector central, en el cual los materiales que se depositaron en la cuenca subbética han sido menos intensamente desarticulados y desmembrados por las deformaciones tectónicas.

La discontinuidad de los afloramientos del sector occidental de la Cordillera obliga a describirlos en unos casos por áreas y en otros por agrupamientos de series estratigráficas afines.

3.1. El Trías Germano-Andaluz.

De acuerdo con la mayor parte de los autores, el Trías de facies germano-andaluza constituye la base estratigráfica de las unidades subbéticas, aunque desde el punto de vista tectónico constituye una entidad totalmente independiente del resto de la serie, como ya pusieron de manifiesto, si bien con concepciones diferentes, **Staub (1926)** y **Blumenthal (1927)**. Aunque la marcada aloctonía del Trías en el sector occidental de la Cordillera me parece claramente demostrada **(Perconig, 1960 62; Chauve, 1960, 1960-62, 1967, 1968)**, no comparto la noción de "Manto de Antequera-Osuna" tal y como ha sido propuesta por **Cruz Sanjulián (1972, 1974a,b, 1976a,b)**, ya que implica la independencia paleogeográfica de la mayor parte del Trías Germano-Andaluz y un origen ultrapenibética del mismo, lo que, en mi opinión, plantea más problemas que soluciones y me parece en desacuerdo con numerosos datos geológico-regionales. Tampoco estoy de acuerdo con la atribución al Penibético de una parte de este Trías (p.e. el de la región de Antequera) como ha sugerido **Peyre (1974)** ya que el Trías estratigráficamente ligado al Penibético presenta algunos rasgos que lo diferencian del Trías Germano-Andaluz, el cual pienso que debe considerarse perteneciente a otras series subbéticas más externas.

Las principales características del Trías de facies germano andaluza estriban en el gran desarrollo que presentan las rocas evaporíticas y en la naturaleza caótica de la mayor parte de sus afloramientos, si bien este último rasgo no es original sino que se debe a una removilización posterior de los materiales triásicos.

Realizar un estudio estratigráfico del Trías Germano-Andaluz no es fácil, dada la escasez de fósiles y la complejidad tectónica de sus afloramientos aunque estudios palinológicos recientes están aportando nuevos e interesantes resultados **(Besems, 1982)**.

En cartografía se pueden diferenciar dos grandes conjuntos litológicos: una formación carbonatada y otra arcillosa-evaporítica, que es la que ocupa una mayor extensión areal. La formación carbonatada aparece muy fragmentada, sin continuidad lateral, y está constituída por calizas y calizo-dolomías más o menos arcillosas, en buena parte bioturbadas ("calizas de fucoides") que se atribuyen al Trías medio **(Muschelkalk)**.**Mauthe (1970)** y **Peyre (1974)** han ofrecido cortes detallados de esta formación. La formación arcilloso-evaporítica, que también contiene cantidades minoritarias de areniscas y carbonatos (carniolas) se atribuye al Trías superior (Keuper), aunque puede que localmente incluya términos más antiguos ya que también aparece intercalada entre la formación carbonatada, cambiando de facies con ella, e incluso a la base estratigráfica de la misma.

Uno de los rasgos litológicos más característicos de muchos afloramientos triásicos del sector occidental del Subbético es la naturaleza bréchica con que aparecen. **Bourgois (1975, 1978)** ha interpretado que la brechificación es el resultado de una resedimentación generalizada del Trías sobre sí mismo a consecuencia de los desplazamientos gravitatorios submarinos de las masas de materiales subbéticos alóctonos hacia la

depresión del Guadalquivir durante el Mioceno. Aunque en mi opinión **Bourgois (1978)** ha exagerado la importancia de esta brechificación, varias observaciones me parecen congruentes con el origen sedimentario de estas brechas, de acuerdo con el mecanismo propuesto por este autor, como son: la naturaleza poligénica de las brechas, su aparición en estratos bien diferenciados y la enorme extensión areal que pueden llegar al alcanzar, como se puede reconocer muy bien entre los kilómetros 92 y 94 de la carretera N-342, entre Olvera y Algodonales. Otros factores que pueden ser responsables de la brechificación en muchas áreas pueden ser la removilización postmiocena de los materiales triásicos y su resedimentación en ambientes fluviales s.l. subactuales. Finalmente, en muchas áreas, en especial en la región de Antequera, la brechificación del Trías parece debida, al menos en parte, a causas tectónicas. La presencia de bloques de materiales metamórficos y paleozoicos en el seno del Trías de Antequera **(Peyre, 1960-62, 1974; Vera, 1969)**, así como el metamorfismo de alta presión que afecta a algunas ofitas que aparecen embaladas en el Trías **(Puga et al., 1983)** no pueden ser explicados más que como el resultado de una intensa tectonización. Como más adelante se verá, diversos datos geológico-regionales sugieren que el Trías de Antequera aflora a favor de un importante accidente transcurrente cuyo funcionamiento podría ser el responsable de su intensa brechificación.

3.2.- Las series subbéticas de la región de Montellano.

Las series subbéticas de esta región fueron estudiadas por **Mauthe (1970)**. Constituyen los afloramientos postriásicos subbéticos más externos de las Cordillera Bética occidental, aparte de la Sierra de Estepa **(Peyre, 1974; Cruz Sanjulián, 1974a)**, que es el último elemento tectónico que, por sus características estratigráficas, puede ser atribuido sin reservas al dominio Subbético externo **(Azéma et al., 1979; García-Hernández et al., 1980)**.

Estas series se caracterizan (Fig. 68, 70) por presentar un Jurásico relativamente poco potente, con una cierta abundancia de sílex en el Lías medio-superior y el Malm inferior, y con un Dogger formado por calizas nodulosas. A veces se reconoce una laguna estratigráfica que comprende el Dogger y el Malm inferior.

El Cretácico y el Terciario aparecen relativamente completos, aunque un despegue a favor del Cretácico "medio" diverticula la serie cretácica en dos fragmentos, de manera que el Cretácico inferior aparece solidario con la serie jurásica. El Neocomiense presenta la típica facies de margas y margo-calizas de colores claros, grises en corte fresco. El Cretácico "medio" es predominantemente margoso y de colores oscuros. El Senonense inferior es relativamente calcáreo, de color crema y violáceo que anuncia la facies de las capas rojas y presenta delgadas intercalaciones de turbiditas calcáreas, a veces con sílex. Las facies de capas rojas aparecen en el Senonense superior y pueden llegar hasta el Eoceno, pero suele existir un nivel de margas verdes con intercalaciones de turbiditas calcáreas (¿microcoditas?) y conglomerados

(¿olistostromas?) en el Paleoceno. La serie acaba con una formación de margas y turbiditas calcáreas bioclásticas de edad eocena, ya que los niveles más recientes descritos por **Mauthe (1970)** pertenecen al Complejo del Campo de Gibraltar.

Las series de la región de Montellano tienen equivalentes casi exactos en la región de Rute **(Dabrio y Vera, 1970)** y al S de Jaén (unidad del Ventisquero de **Sanz de Galdeano,** 1973 . Todas ellas se caracterizan por presentar un Jurásico relativamente poco potente, con un paquete bien desarrollado de calizas nodulosas en el Dogger. Estas series son características del margen externo del Subbético medio, anuncian el paso al Subbético externo y, efectivamente, presentan rasgos sedimentarios propios de las pendientes de los umbrales, como son **(Azéma et al. 1979; Seyfried, 1979; Aubouin, 1964)**: la relativa abundancia de calizas con sílex, la existencia de lagunas estratigráficas de envergadura variable y desigual distribución en puntos próximos, la presencia de calizas nodulosas margosas y la aparición esporádica de sedimentos redepositados. Durante el Cretácico, las series estratigráficas también presentan rasgos equivalentes y característicos de zonas relativamente externas dentro del Subbético medio, que transicionan al Subbético externo, y son semejantes a las que se reconocen al N de la Sierra de Arcas **(Peyre, 1974)** o en algunos elementos tectónicos de la "zona central" del área Caravaca-Huéscar **(Hermes, 1978a; De Smet, 1984a)**, todas ellas caracterizadas por series cretácico-terciarias relativamente completas, con dos paquetes de capas rojas separados entre sí por un nivel de margas grises y verdes con turbiditas calcáreas (microcoditas) del Paleoceno.

3.3.- La región central de la provincia de Cádiz.

Las series subbéticas de esta región (Fig. 70) en particular de la Sierra de las Cabras **(Chauve, 1967, 1968)**, muestran un Jurásico más potente y litológicamente uniforme que el de la región antes descrita. Por lo general, aparece constituído por una monótona sucesión de calizas micríticas y calizas margosas, bastante pobre en macrofósiles, salvo en el Lías superior. El Cretácico es relativamente parecido al descrito en la región de Montellano, pero las facies de capas rojas aparecen ya en el Turonense terminal-Senonense inferior. En el Maastrichtense superior la serie se hace algo más margosa y aparecen intercalaciones de turbiditas calcáreas que alcanzan un desarrollo máximo en el Paleoceno. El Eoceno está formado principalmente por margas blancas y grises con intercalaciones de turbiditas de macroforaminíferos bentónicos. **Chauve (1968)** ha reconocido unas margas y margocalizas blancas, a veces son sílex en la base y con intercalaciones calcareníticas en la parte alta, del Oligoceno y Mioceno inferior. Estas facies parecen ser las predecesoras de las moronitas del Mioceno inferior y medio, que aparecen con frecuencia intercaladas entre diversas unidades tectónicas subbéticas.

Las series subbéticas de la región central de la provincia de Cádiz presentan un Jurásico bastante parecido al de la serie del Pedroso de **Peyre (1960-62, 1960, 1962)**, aunque con una diversidad de facies menor. La monotonía de las facies jurásicas, constituídas por margas, margocalizas y calizas margosas alternantes desde el Lías medio-superior, indica que la uniformidad y estabilidad del surco subbético fué muy acusada en ciertas partes de su sector occidental. Durante el Cretácico las condiciones sedimentarias se uniformizaron en todo el Subbético medio **(García-Hernández et al., 1980)** y también en esta región, en la que se reconocen series análogas a las descritas en el apartado anterior.

3.4.- La región entre El Bosque y Zahara.

Los terrenos subbéticos (Fig. 70) de la región situada al N y O del Pinsapar de Grazalema (Sierras de Zafalgar, Albarracín, Labradillo y Margarita) difieren también en el detalle de las descritas más arriba y muestran llamativas variaciones de facies y potencias en sentido lateral **(Hoppe, 1968; Bourgois, 1978)**.

El conjunto calizo-dolomítico liásico suele acabar con un paquete de calcarenitas con sílex, con abundantes crinoides y braquiópodos del Lías medio, sobre los cuales se reconoce una superficie de interrupción sedimentaria, asociada a la cual puede faltar una parte del Lías medio e incluso del Lías superior (Sierra de Albarracín). Sobre esta superficie reposa una serie margosa en la que aparecen intercalados niveles noduloso-margosos, más o menos fosilíferos, lateralmente discontinuos. En el Dogger el sílex puede ser localmente más abundante y el Malm puede aparecer constituído por calizas nodulosas rojas o bien por una alternancia de margocalizas y margas con esporádicos niveles nodulosos que pasan gradualmente al Cretácico inferior. Localmente (Sierra Margarita: J.L. Díaz y A. Herrera, com. pers. 1985) se puede reconocer una laguna estratigráfica que comprende una buena parte del Dogger y la totalidad del Malm.

El Cretácico inferior (Neocomiense-Barremense) es análogo al de las regiones antes descritas y está constituído por margas y margocalizas grises y blancas. El Cretácico "medio", por el contrario, no ha sido identificado y el Cretácico superior y terciario afloran en algunos puntos (especialmente al N de El Bosque) constituído por margas y margocalizas asalmonadas, las características Capas Rojas. El Oligoceno aparece completamente despegado y aislado tectónicamente del resto de la serie **(Bourgois, 1978)** con una facies análoga a la de regiones más occidentales.

Las series subbéticas de la región comprendida entre El Bosque y Zahara son muy parecidas a algunas series de la transversal de Granada que **García-Dueñas (1969a,b,1970)** incluyó en el Subbético medio meridional. Entre sus rasgos más característicos hay que señalar las fuertes variaciones laterales de facies y potencias en poca distancia, debido a una marcada subsidencia diferencial durante el Jurásico. Otros

Figura 70. Las series subbéticas más externas del O de la Cordillera Bética, según **Chauve (1968**: Sierra de las Cabras), **Mauthe (1970**: Sierra de Montellano), **Peyre** (1974: Sierras de Arcas y de Pedroso, región de Iznájar, Sierra de Rute), **Hoppe (1968)** y **Bourgois (1978)** región al N del Pinsapar de Grazalema. 1: Arcillas y yesos. (Facies Keuper). 2: Dolomías. 3: Calizas (neríticas/pelágicas o hemipelágicas). 4: Calizas con sílex. 5: Calizas nodulosas. 6: Calizas margosas/grises. 7: Margocalizas rosadas. 8: Margocalizas grises. 9: Margocalizas rosadas. 10: Margas grises. 11: Margas rojas. 12: Arcillas y margas oscuras (facies bituminosas). 13: Turbiditas calcáreas. 14: Radiolaritas y silexitas. 15: Turbiditas terrígenas. 16: Nummulites. 17: Microcodium. 18: Crinoides.

Figura 71.- Series estratigráficas de algunas unidades subbéticas que han sido consideradas ultrapenibéticas por algunos autores (Basadas principalmente en datos de **Hoppe, 1968, 1972; Cruz-Sanjulián, 1974a y Bourgois, 1978**). 1: Areniscas. 2: Arcillas y yesos. 3: Dolomías. 4: Calizas masivas neríticas. 5: Calcarenitas. 6: Calizas con sílex. 7: Calcarenitas con sílex (pro parte, turbiditas calcáreas). 8: Calizas nodulosas. 9: Calizas micríticas pelágicas. 10: Calizas margosas, margocalizas y margas grises. 11: Turbiditas calcáreas y microbrechas. 12: Conglomerados y brechas. 13: Radiolaritas. 14: Microcodium.

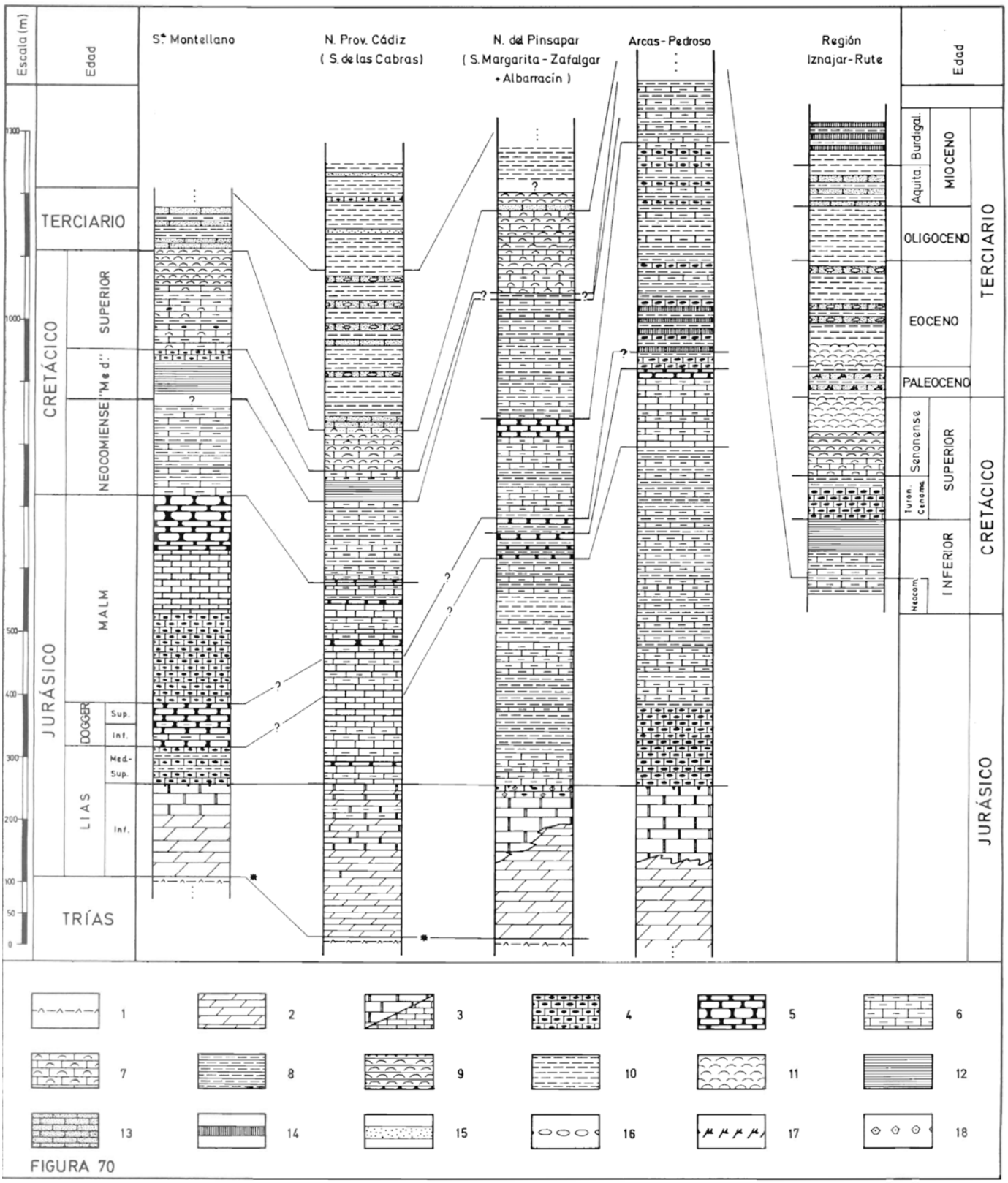

Escala (m)
Edad
S.ª Montellano
N. Prov. Cádiz
(S. de las Cabras)
N. del Pinsapar
(S. Margarita - Zafalgar
+ Albarracín)
Arcas - Pedroso
Región
Iznajar - Rute
Edad
TERCIARIO
CRETÁCICO
JURÁSICO
TRÍAS
SUPERIOR
"Medio"
NEOCOMIENSE
MALM
DOGGER
Sup.
Inf.
LIAS
Med.-
Sup.
Inf.
MIOCENO
Burdigal.
Aquita.
OLIGOCENO
EOCENO
PALEOCENO
TERCIARIO
Senonense
Turon.
Cenom.
SUPERIOR
INFERIOR
Neocom.
CRETÁCICO
JURÁSICO
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18

FIGURA 70

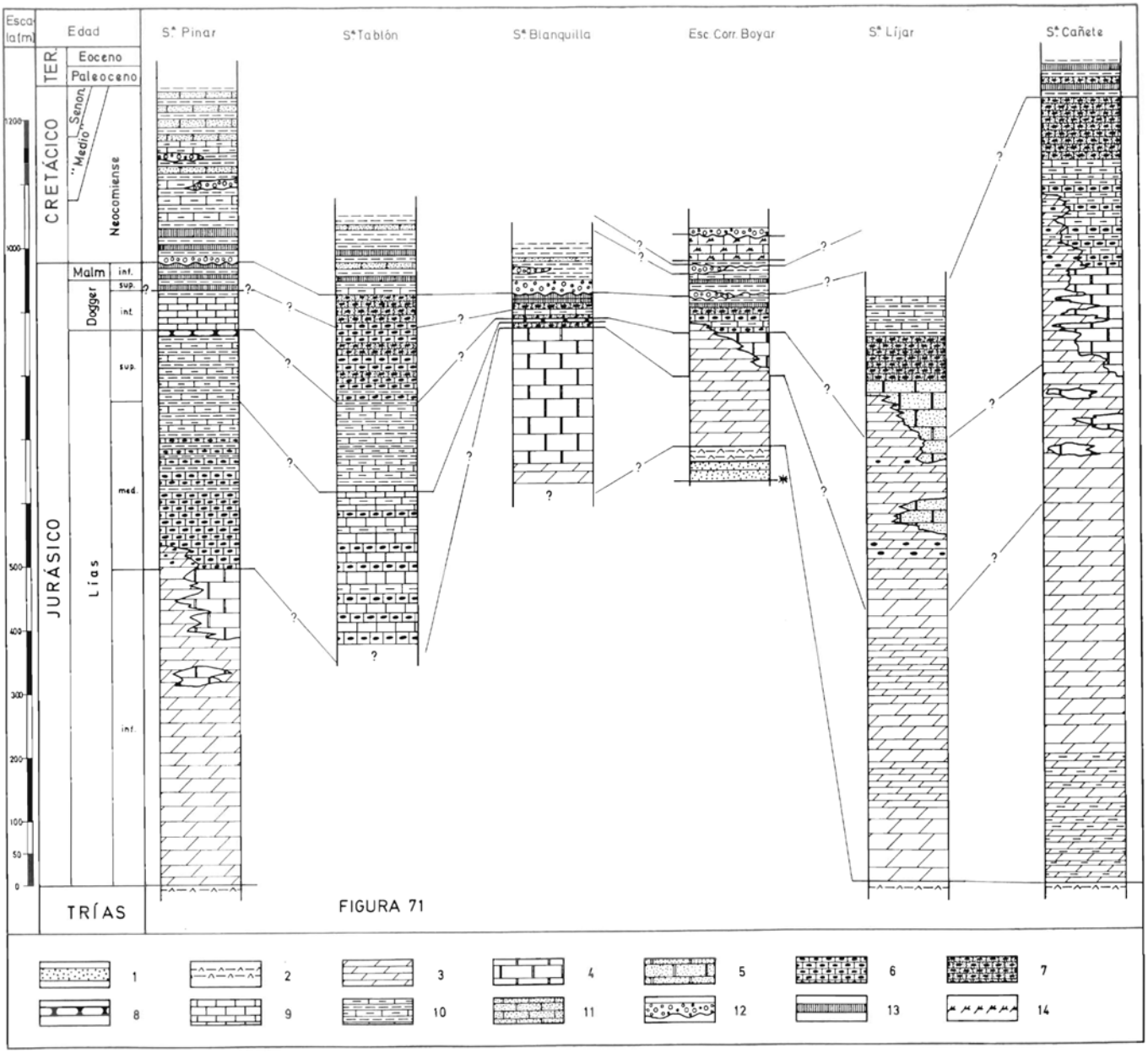

Escala (m)
Edad
S.ª Pinar
S.ª Tablón
S.ª Blanquilla
Esc. Corr. Boyar
S.ª Líjar
S.ª Cañete
TER.
Eoceno
Paleoceno
CRETÁCICO
Senon.
Medio
Neocomiense
JURÁSICO
Malm
int.
sup.
Dogger
int.
sup.
med.
Lías
inf.
TRÍAS
1200
1000
500
400
300
200
100
50
0
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

FIGURA 71

rasgos típicos son la abundancia de crinoides al techo del paquete calcáreo liásico, la intercalación de niveles nodulosos lateralmente discontinuos en la serie margosa del Lías superior-Dogger inferior y el predominio de las facies silíceas durante el Dogger superior-Malm inferior, aunque estas últimas aparecen mejor representadas en la transversal de Granada. El Cretácico muestra facies y rasgos estratigráficos también equivalentes, como por ejemplo la falta del Cretácico medio y la persistencia de las capas rojas desde el Senonense inferior al terciario.

3.5.- Las series del tipo de la Sierra del Pinar.

La Sierra del Pinar, en la cual se asienta el famoso Pinsapar de Grazalema, constituye los relieves situados en la parte septentrional del Corredor del Boyar. Su serie estratigráfica comprende desde el Trías superior al Cretácico inferior y ha sido el primero de los elementos subbéticos a los que **Bourgois (1970, 1978)** ha atribuido un origen ultrapenibético sobre la base de la suposición de que constituye el sustrato estratigráfico del Flysch del Corredor del Boyar, dada la presencia de un "Complejo de Aptychus" de edad neocomiense en ambas unidades. Otros elementos tectónicos cuyas series estratigráficas son bastante parecidas a la de la Sierra del Pinar son: el Macizo de la Silla, situado al N de Ubrique, la Sierra del Lagarín, la Sierra de Los Caballos y los Picos de Almadenes y la Sierra del Tablón. Otras unidades que presentan series estratigráficas parecidas son las de las Sierras de Líjar, Blanquilla y Cañete, aunque también poseen ciertas particularidades que sugieren una posición algo más interna en la cuenca sedimentaria subbética, como más adelante se verá (cf. 4). Las series estratigráficas de todos estos afloramientos han sido descritas previamente por **Hoppe (1968,1972), Cruz-Sanjulián (1974)** y **Bourgois (1970, 1974, 1978)** se representan en la figura 71 y serán descritas de forma sintética a continuación.

3.5.1.- Trías.

El Trías de las unidades del tipo de la Sierra del Pinar es de facies germano-andaluza y en muchos casos es imposible de separar del resto del Trías subbético. En algunos casos aparece estratigráfica y tectónicamente ligado a la base de las series jurásicas, como se reconoce localmente al SE de la Sierra del Pinar (TF873717) o a la base de la unidad de la Sierra de Cañete. En esta última el Trías aflora en relativa extensión y está formado por unos términos carbonatados de dolomías y calizodolomias negras en la base que, hacia arriba, pasan a las típicas facies Keuper de arcillas y yesos, las cuales, a su vez, transicionan gradualmente a la secuencia carbonatada jurásica.

3.5.2.- Jurásico.

Un rasgo típico del Jurásico de estas unidades es la enorme potencia que alcanzan las dolomías del Lías inferior, que es superior a

500 m en la Sierra del Pinar y próximo a los 1000m en la Sierra de Cañete. Estas dolomías son marcadamente cristalinas y masivas. Su origen secundario es evidente, ya que su límite superior es muy irregular y engloban enormes relictos de calizas blancas a medio dolomitizar, como puede verse muy bien en los tajos situados al pié del Torreón, en la Siera del Pinar.

Otro rasgo típico de estas series es la gran potencia del Lías medio y superior (Domerense-Toarcense), que está constituído hacia la base por calizas y margocalizas en bancos decimétricos con abundante sílex y luego por alternancias de margas y margocalizas amarillentas (grises en corte fresco) con ammonites, que aparecen bien desarrolladas en las Sierras del Pinar, Silla (**Hoppe, 1968; Bourgois, 1978**) y del Tablón (**Cruz-Sanjulián, 1974a**). Un buen corte de estos materiales se puede levantar a lo largo de la carretera de Zahara a Grazalema por el Puerto de las Palomas. Hacia la parte superior del paquete margocalizo, pueden aparecer intercalaciones discontinuas de calizas nodulosas rojas con ammonites del Toarcense (Sierra del Pinar, Lagarín, Sierra Blanquilla: **Hoppe, 1968; Cruz-Sanjulián, 1974a; Bourgois, 1978**).

El desarrollo del resto de la serie es variable, según los puntos. En unos casos (Sierra del Pinar, Silla, Lagarín, Sierra Blanquilla p.p.) las margas y margocalizas grises y amarillentas del Lías superior pasan gradualmente a un paquete de margas y margocalizas radiolaríticas con intercalaciones de calizas micríticas con sílex y abundantes filamentos, que comprenden el Dogger y parte del Malm. En otros casos (Sierras de Líjar y Cañete) no se constata claramente el paso de las calizas de plataforma liásicas a las facies pelágicas del Lías medio-superior, y aparentemente se produce un reemplazamiento gradual y progresivo de las calizas de plataforma, que llegan al Dogger en la Sierra de Líjar, por calizas con sílex, estando el conjunto intensamente dolomitizado. Las calizas con sílex aumentan su contenido margoso hacia arriba, pueden alternar con niveles de calizas oolíticas y finalmente pasan a ser, en la parte superior, turbiditas calcáreas y microbrechas alimentadas de fragmentos de plataforma, entre los cuales abundan los oolitos y los foraminíferos bentónicos del Dogger (**Bourgois 1978; Cruz Sanjulián 1974a**). Hacia arriba estas calizas turbidíticas con sílex son reemplazadas por margas radiolaríticas y radiolaritas (**Hoppe, 1972; Cruz Sanjulián 1974a; Bourgois, 1978**) atribuibles al Dogger superior-Malm.

Las Sierras del Tablón y Blanquilla presentan una secuencia jurásica con rasgos intermedios entre los dos tipos descritos. En efecto, sobre un paquete de calizas con sílex, muy potente en la Sierra del Tablón reposa una secuencia formada por alternancias de margocalizas y margas de las que **Cruz Sanjulián (1974a)** ha recogido faunas de ammonites del Lías medio y superior (Domerense y Toarcense). Estratigráficamente superpuesto a estos niveles **Bourgois (1978)** ha reconocido, en la subunidad de Lebronas de la Sierra del Tablón, un potente paquete de calizas con sílex que corresponden a turbiditas calcáreas con abundantes oolitos y foraminíferos bentónicos del Dogger. En Sierra Blanquilla sobre estas rocas reposa un paquete de margocalizas radiolaríticas y radiolaritas con esporádicas intercalaciones de turbiditas calcáreas

que, por su posición estratigráfica, se puede atribuir al Dogger superior-Malm. En la Sierra del Tablón las radiolaritas pasan hacia arriba a una secuencia de margas con intercalaciones radiolaríticas y microbréchicas del Tithónico superior Berriasense, con calpionelas (**Bourgois, 1978**).

3.5.3.- Cretácico.

En ninguna de las unidades del tipo de la Sierra del Pinar el Jurásico superior puede ser bien caracterizado mediante fósiles, lo que sin duda se debe a que en parte debe aparecer en facies radiolaríticas.

Sin embargo, cantos de calizas nodulosas rojas y calizas micríticas grises con microfacies características del Kimmeridgense y del Tithónico aparecen, con frecuencia, en los conglomerados y brechas de la base del Cretácico inferior que **Bourgois (1978)** han incluído en el denominado "Complejo de Aptychus", y cuya presencia ha sido, como más arriba ya he comentado, uno de los argumentos principales que sirvieron a este autor para atribuir un origen ultrapenibético a estas unidades. El término "Complejo de Aptychus" fué introducido por **Didon (1960)** para designar a una formación margoareniscosa con intercalaciones de brechas y microbrechas calcáreas con abundantes aptychus que pertenecería a la secuencia estratigráfica de la unidad del Camarote y cuya afinidad con otras formaciones del Tithónico-Neocomiense de ciertas unidades alóctonas de carácter flyschoide reconocidas en el Rif (unidad o manto del Yebel Tisirén: **Durand-Delga y Mattauer, 1959; Durand-Delga et al., 1960-62**) y en Argelia (Flysch de Guerrouch; **Durand-Delga y Lambert, 1955**) había sido constatada por **Didon y Durand-Delga (1959)**. En mi opinión es abusivo designar a esta formación sea como "flysch tithónico-neocomiense" o sea como "Complejo de Aptychus," ya que ni presenta los rasgos característicos de lo que normalmente se denomina un flysch ni tampoco puede decirse que los aptychus sean tan extraordinariamente abundantes como la denominación sugiere, salvo localmente en algunos niveles. Esta formación es análoga al Neocomiense de muchas series subbéticas más orientales, aunque presenta un carácter globalmente algo más arcilloso y de color más oscuro, gris verdoso y rojizo, que aquéllas, en las cuales suelen aparecer en muchos casos niveles de margas y margocalizas blancas, que es la litofacies más características del Neocomiense subbético (**Comas et al., 1982**). Aparece bien desarrollada en las Sierras del Pinar, Blanquilla y del Tablón (Lebronas), puede reposar en ligera discordancia sobre su sustrato jurásico y ha sido descrita con detalle por **Bourgois, (1974, 1978)**.

En el Pinsapar de Grazalema, la base del Cretácico se puede reconocer en las inmediaciones del Arroyo del Pinar (TF847736), en cuya margen derecha afloran las radiolaritas de la parte superior de la serie jurásica. Sobre estos niveles, atribuidos al Dogger por **Bourgois (1978)**, pero que en mi opinión pueden comprender también una parte del Malm, aparecen unos conglomerados y brechas de edad Berriasense, lateralmente discontinuos, alimentados de diversos tipos de calizas pelágicas jurásicas. Por encima aparecen margas y margocalizas de colores rosados y

blancos, cuyo aspecto es análogo al de la base del Neocomiense de muchas series subbéticas. Las condiciones de exposición de estos materiales no son demasiado buenas, debido a la abundante vegetación. La serie se puede continuar a lo largo de la pista que conduce desde el Pinsapar a Benamahoma, por la cual se atraviesa, en primer lugar, una porción importante de la secuencia jurásica. Los niveles cretácicos más bajos de la serie cretácica claramente reconocibles en la trinchera de la pista (TF842740 a TF834737) corresponden a la parte alta de la formación. Se trata de una serie margosa de colores blancos o grises verdosos claros, con intercalaciones decimétricas a métricas de turbiditas calcáreas bien desarrolladas en las partes baja y alta del corte. La parte intermedia está predominantemente formada por margas y margocalizas que presentan frecuentes pliegues sinsedimentarios (slumping) e intercalaciones de conglomerados y brechas de matriz margosa (pebbly mudstones) alimentados de cantos jurásicos diversos, que muestran en algunos casos bases irregulares erosivas; también son frecuentes las microbrechas de aptychus en estratos gradados y con superficies de erosión internas. En la parte superior del corte las turbiditas calcáreas alcanzan su mayor desarrollo y muestran abundantes estructuras sedimentarias que permiten reconocer un sentido de las paleocorrientes hacia el SE; localmente los niveles turbiditícos aparecen silicificados. La parte alta de este corte está cubierta por derrubios que ocultan las relaciones tectónicas de detalle con los materiales cabalgantes de la Sierra de Zafalgar.

En ninguna de las secuencias del tipo de la Sierra del Pinar se han reconocido terrenos postneocomienses. **Hoppe (1968)** citó al techo de la serie de la Sierra del Pinar unas brechas y microbrechas con foraminíferos bentónicos del Eoceno que ni **Bourgois (1978)** ni yo mismo hemos podido localizar. Es posible que las series continuaran durante el Cretácico superior y Terciario con materiales análogos a los de otras series subbéticas (capas rojas en el Senonense, margas con intercalaciones de turbiditas en el Paleógeno), pero no hay datos objetivos a favor de esta posibilidad. Por la misma razón no puede descartarse radicalmente la hipótesis de **Bourgois (1970, 1978)** de que el Flysch del Corredor del Boyar y otros equivalentes **(Bourgois, Chauve y Dubois, 1971, 1973)** constituyeran la continuación estratigráfica de las series de tipo Pinar, pero en ese caso me parece obligado concluir que dichos elementos corresponden a fragmentos subbéticos citrapenibéticos que no guardarían una relación paleogeográfica simple con el surco de los Flyschs Cretácicos del Campo de Gibraltar.

3.5.4.- Comparación con series subbéticas más orientales.

Las series estratigráficas que son el objeto de este apartado recuerdan bastante a algunas series subbéticas del sector central que debieron ocupar una posición relativamente interna dentro del surco Subbético medio, como por ejemplo las de Sierra Elvira o de la alineación del Puerto del Zegrí **(García-Dueñas, 1967a)**. En estas series el Lías medio y superior también alcanza una notable potencia en comparación con el resto de la serie jurásica. Sin embargo, la mayor potencia de las

facies de calizas con sílex del Lías medio y superior, así como el máximo de la dolomitización secundaria se reconocen, en el sector central, en series a las que se atribuye una posición algo más interna, en concreto a las de la unidad de Parapanda de **Vera (1966, 1969)** o de Moclín de **García-Dueñas (1966, 1967a,b)** que éste último autor atribuyó al Subbético interno, pero que **González-Donoso et al., (1971)**, sobre la base de la gran potencia del Lías precisamente, consideraron que debería ocupar una posición adyacente al surco subbético, opinión que comparto. Las series de las Sierras de Cañete y Líjar son especialmente parecidas a la de la Sierra de Parapanda, y la del Hacho de Loja a la de la Sierra de Viján que constituye una prolongación meridional de la Sierra Cañete, pero en estas unidades de la transversal de Granada no han sido citadas las facies con foraminíferos bentónicos del Dogger.

3.6.-La región del Corredor del Boyar.

En la inmediaciones de Grazalema el Penibético y la unidad de la Sierra del Pinar se ponen en contacto a lo largo de una estrecha zona de dirección NE-SO correspondiente a un importante accidente tectónico, que se conoce en la literatura geológica con el nombre de Corredor del Boyar. En este Corredor, cuya estructura es muy compleja en el detalle, se pueden diferenciar numerosos elementos tectónicos de filiación variada (Fig. 72): El borde septentrional lo forman diversos elementos subbéticos (unidad de la Sierra del Pinar, Subbético de las Sierras de Albarracín y de Benamahoma); el borde meridional lo constituye el Penibético (unidades del Peñón Grande y de la Sierra del Endrinal). A ambos extremos del Corredor afloran extensamente materiales subbéticos, sobre todo triásicos y también jurásicos (Silla, Lagarín...) así como otros pertenecientes al Complejo del Campo de Gibraltar, en especial la Formación de Arcillas Variegadas y a la unidad del Aljibe. Dentro del Corredor propiamente dicho afloran dos conjuntos diferentes: el Flysch del Corredor del Boyar, localizado en la mitad septentrional del mismo y las escamas del Corredor del Boyar, que afloran en el borde meridional del sector central del Corredor. La unidad de Montecorto, que es un elemento tectónico un tanto particular, aflora sólo y exclusivamente al NE del Corredor, entre Montecorto y El Gastor. El Flysch del Corredor del Boyar será descrito más adelante, dentro del capítulo dedicado al Complejo del Campo de Gibraltar.

La escamas del Corredor del Boyar fueron diferenciadas por **Chauve y Hoppe (1962a, 1963)**. La Unidad de Montecorto fué individualizada por **Bourgois y Chauve (1971a)** quienes la separaron de la unidad de Paterna a la cual había sido atribuída por **Hoppe (1968)**. Estas unidades han sido estudiadas con gran detalle por **Bourgois (1978)**. Sus series estratigráficas serán descritas a continuación.

3.6.1.- Las escamas del Corredor del Boyar.

No es posible reconocer, en un solo corte, la serie estratigráfica completa de ninguna de las escamas del Corredor del Boyar. La serie debe establecerse mediante cortes parciales en las diversas escamas. En ellas se reconoce un acusado adelgazamiento tectónico que se ceba especialmente en los niveles más blandos que, además, aparecen muy cubiertos. En la figura 73 se representan los cortes levantados, a partir de los cuales, completados con otras observaciones locales, he realizado la descripción estratigráfica que viene a continuación.

3.6.1.1.- Trías.

Aflora bastante bien a lo largo de la carretera de Grazalema al Puerto del Boyar, sobre todo en el mismo Puerto, donde se pueden diferenciar dos paquetes: uno esencialmente formado por areniscas rojas y amarillentas y otro por alternancias de arcillas de colores abigarrados con calizas y dolomías tableadas, localmente lumaquélicas, areniscas en delgadas capas y yesos. En el corte del Puerto del Boyar, las areniscas aparecen geometricamente por debajo del paquete calcáreo, que ha suministrado fósiles del Trías medio (Chauve, 1968). Bourgois (1978) ha atribuido el paquete de areniscas al Trías superior, por lo que este corte debería estar invertido, pero yo no he reconocido criterios de polaridad claros a favor ni en contra de esta interpretación. Si la atribución de las areniscas al Trías superior es correcta, debe llamarse la atención sobre el gran desarrollo local que alcanzan estas rocas en el Corredor del Boyar, en comparación con las facies arcilloso-evaporíticas del Trías superior de las Zonas externas.

3.6.1.2.- Jurásico.

Los terrenos del Jurásico forman la mayor parte de las alineaciones de relieves menores existentes en el Corredor del Boyar, en particular, los peñones de Majales y del Fresnillo. Están constituidos por calizas, dolomías y calizas con sílex.

Las dolomías reposan sobre el Trías mediante un contacto mecanizado por lo general. Son rocas de colores grises, deleznables o compactas según los casos, y de aspecto cristalino. A la base pueden aparecer estratificadas pero, por lo general, se presentan masivas. Dentro de ellas, sobre todo hacia la parte superior, se reconocen relictos de calizas a medio dolomitizar, con texturas principalmente calcareníticas, sobre todo oolítico-oncolíticas, con foraminíferos bentónicos y algas. En el Fresnillo (TF885716) contienen lumaquelas de braquiópodos a partir de los cuales Hoppe (1968) dató el Toarcense. Por su facies y posición estratigráfica las dolomías y calizas dolomitizadas

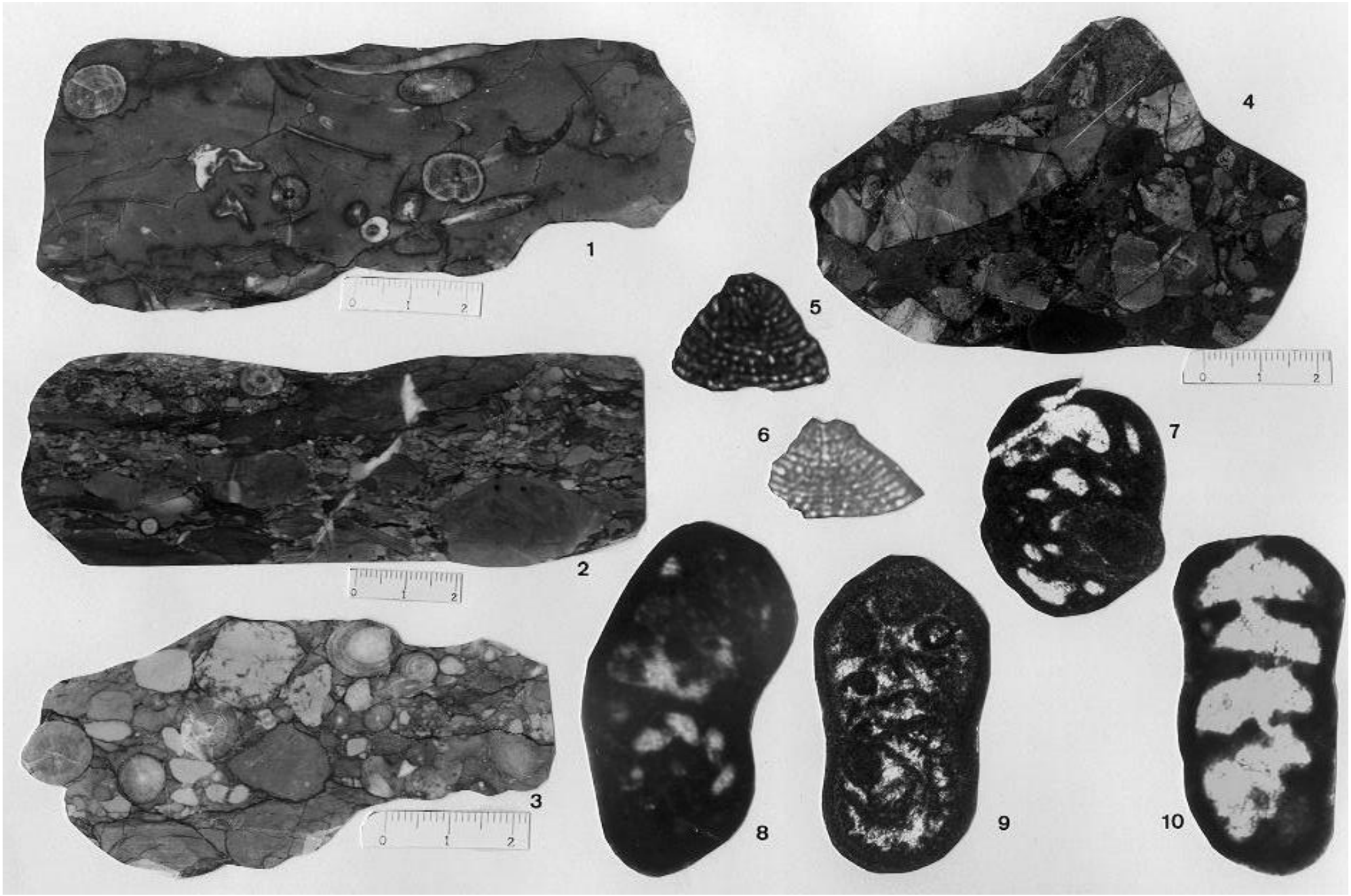
LAMINA 26

Fotos 1, 2, y 3.- Aspectos de las calizas nodulosas (1) y brechas más o menos nodulosas del Neocomiense de la escama de Majales (Corredor del Boyar). Estas facies constituyen los niveles más calcáreos intercalados entre los sedimentos margosos blancos y rosados del Neocomiense. Obsérvese la abundancia de rostros de belemnites y de aptychus, por el contrario, no aparecen nunca restos de ammonites, ni siquiera moldes internos. Ello sugiere, por una parte, que el depósito tuvo lugar en un área adyacente a una zona de gran productividad orgánica y, por otra, que las conchas aragoníticas se disolvían a la profundidad de depósito, pero no las calcíticas. Escala en cm.

Foto 4.- Brecha formada por cantos de radiolaritas y margas radiolaríticas, intercalada entre margas y margas radiolaríticas de probable edad Jurásico superior-Berriasense. Escama de Majales. Corredor del Boyar.

Fotos 5 y 6.- Dictyoconus cayeuxi.

Fotos 7, 8, 9 y 10.- Mesoendothyra croatica.


1
2
3
4
5
6
7
8
9
10

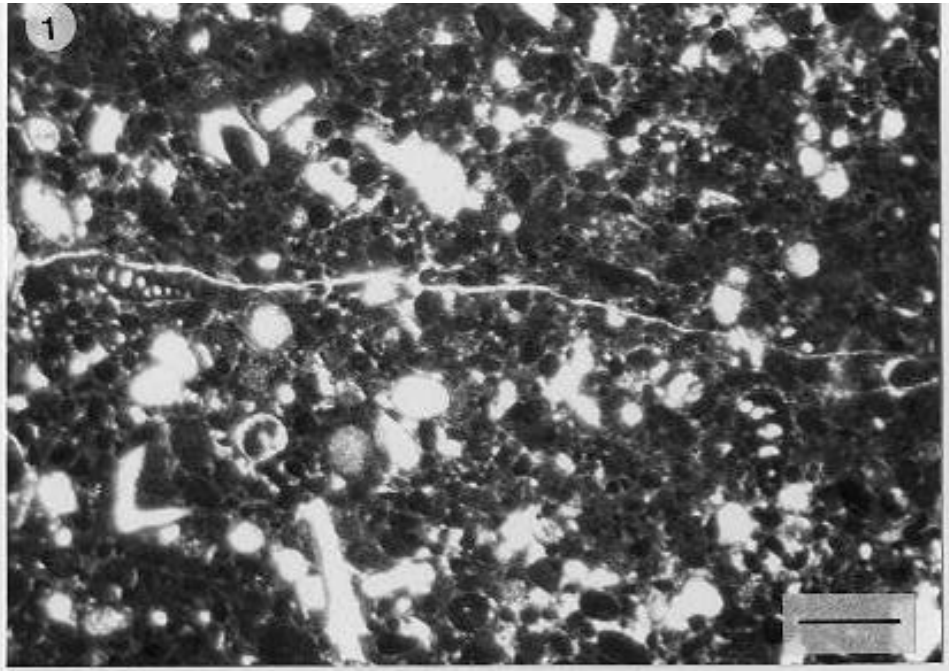
LAMINA 27

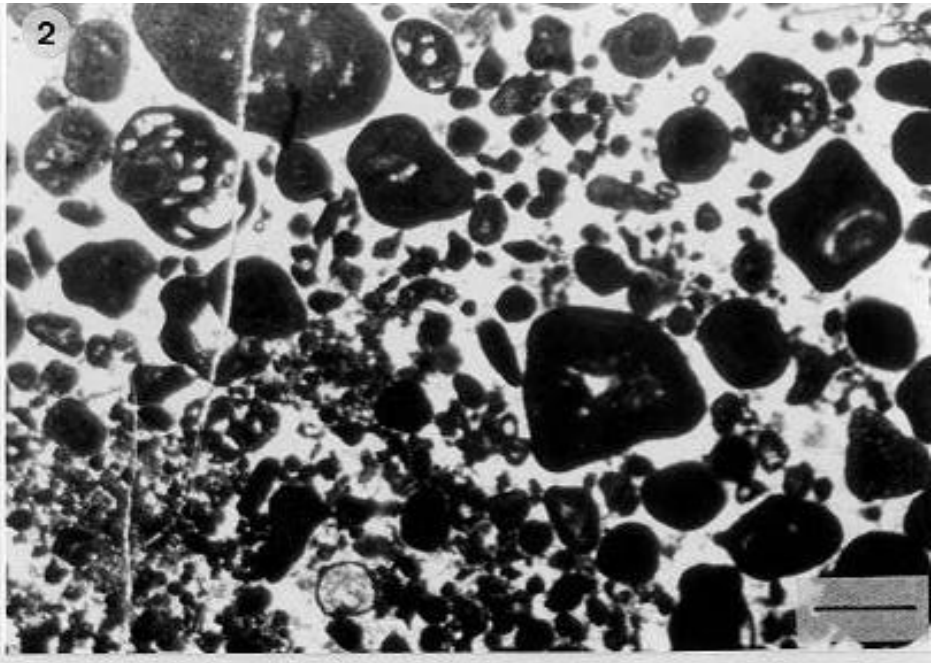
Microfacies de las escamas del Corredor del Boyar.

Fotos 1 y 2.- Calizas del Lías-Dogger. Facies calcareníticas con foraminíferos bentónicos en 2, D. cayeuxi abajo a la derecha, y M. croatica arriba a la izquierda. Escama del Fresnillo. Barra: 1mm.

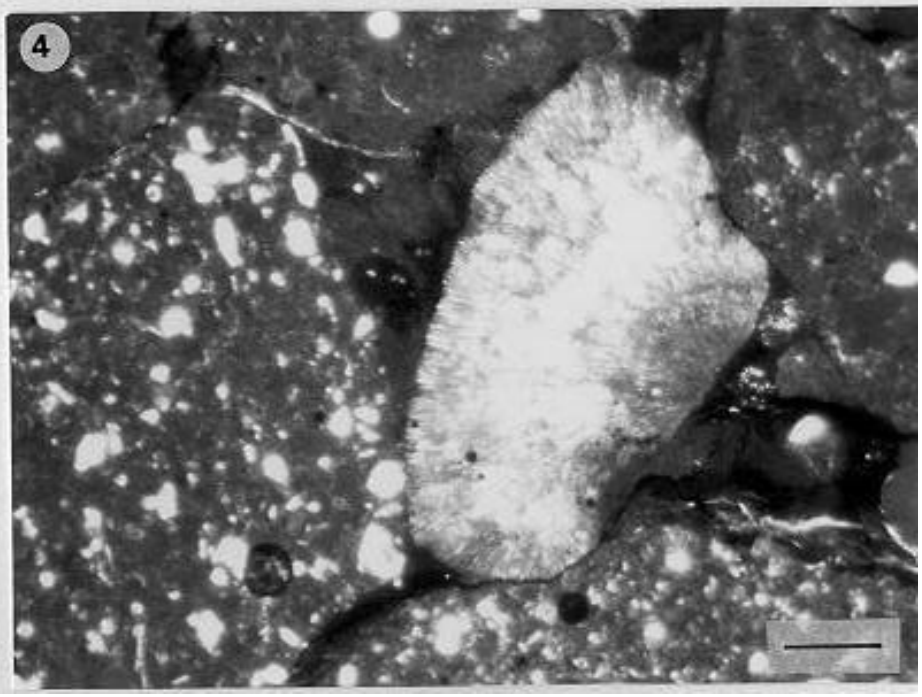
Foto 3.- Microbrecha de Aptychus. Barra: 1mm.

Foto 4.- Brecha del Cretácico inferior.


1


2

3


4

deben corresponder al Lías inferior y medio pero, a diferencia de lo que sucede en muchas series subbéticas, es posible que comprendan también una parte del Lías superior e incluso del Dogger. Lamentablemente algunos ejemplares de braquiópodos que he recogido del yacimiento antes citado no han podido ser aún determinados, por lo que no he podido confirmar ni desmentir la datación de **Hoppe (1968)** para la parte superior de este paquete calcáreo.

En el corte del Fresnillo las calizas transicionan gradualmente hacia arriba, y también lateralmente, a unas calizas de colores grises a crema, estratificadas en bancos, con nódulos de sílex. En la mayor parte de los puntos no existen las calizas blancas y la dolomitización afecta a la base de las calizas con sílex, que presentan texturas peletoidales (packstones) con espículas, algunos radiolarios, filamentos y cuarzo de tamaño limo. Esporádicamente pueden intercalar niveles oolíticos, a veces gradados **(Bourgois, 1978)** de probable origen turbidítico. Hacia la parte alta aumenta el contenido en sílex, la estratificación se hace más patente, el contenido arcilloso algo mayor y la microfacies más micrítica, con filamentos y radiolarios más abundantes; esporádicamente pueden aparecer intercalaciones de brechas y microbrechas. En la escama de Majales (TF875710) dentro de las calizas con sílex, que están dolomitizadas en la base, se observan pliegues sinsedimentarios y brechas intraformacionales, también visibles en Puerto Chico (TF898721) y, sobre las calizas con sílex, unos metros de calizas blanco-grisáceas. Estas rocas, de las cuales se reconocen con frecuencia cantos en los niveles estratigráficamente suprayacentes, presentan una microfacies calcarenítica, principalmente oolítica, localmente con abundantes microfósiles, entre los cuales se ha podido determinar (lam. 26).

Cayeuxia sp.
Salpingoporella sp.
Thaumatoporella parvovesiculifera RAINIERI
Solenoporáceas
Pseudocyclammina sp.
Pseudocyclammina maynci HOTTINGER.
Dictyoconus cayeuxi LUCAS
Mesoendothyra croatica GUSIC
Ammobaculites sp. cf. A. coprolitiformis (SCHWAGER)
Textulariidae
Ataxophragmiidae
Verneuilinidae y
Valvulinidae.

Estos microorganismos son característicos del Dogger, sobre todo del Bajocense, lo que concuerda con las microfacies de los niveles superiores de las calizas con sílex, que presentan abundantes filamentos (cf.**Azéma et al., 1979**).

Por encima de estas calizas oolíticas aparecen unos niveles semicubiertos de radiolaritas puras, así como una brecha formada por

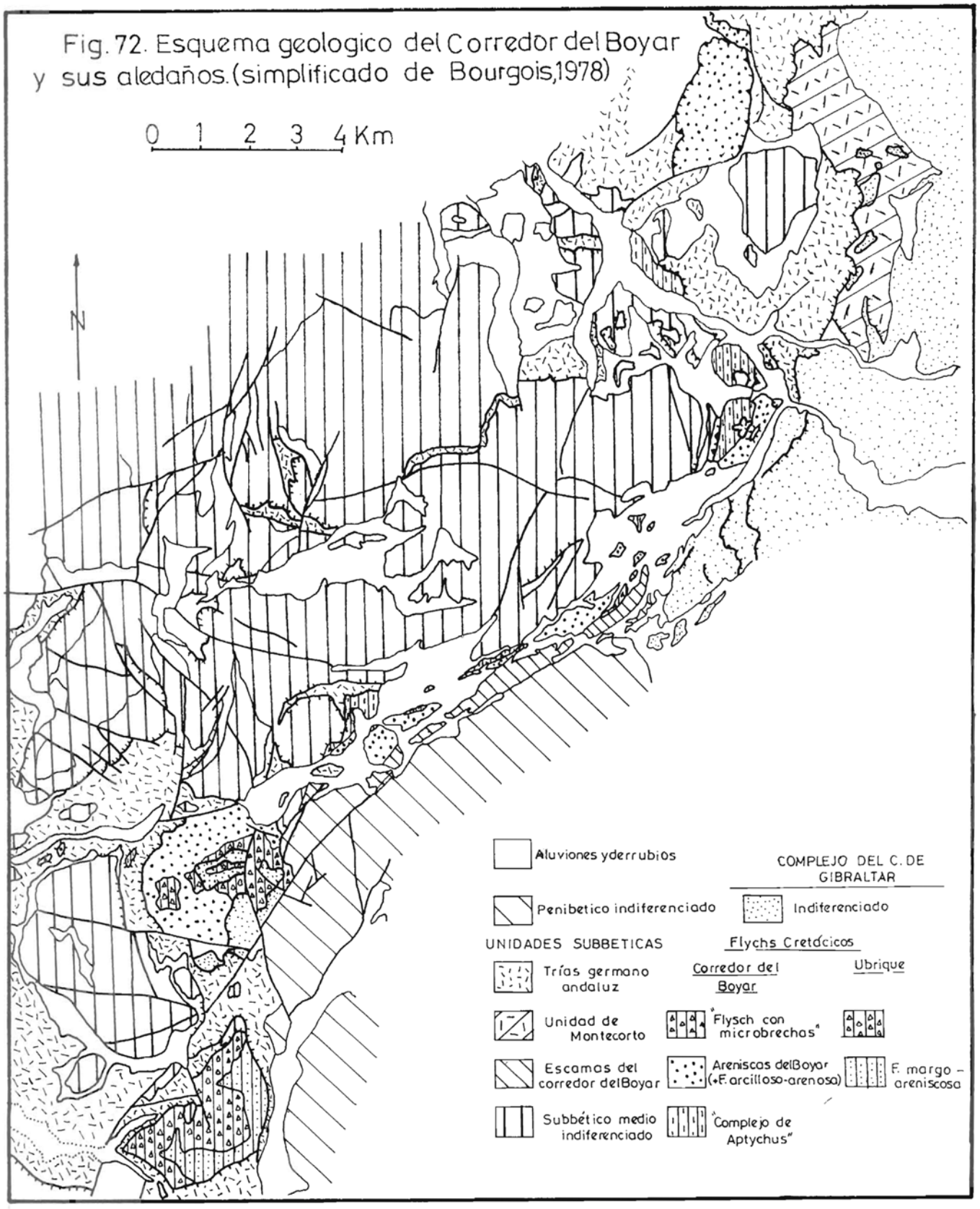


Fig. 72. Esquema geologico del Corredor del Boyar y sus aledaños. (simplificado de Bourgois, 1978)
0 1 2 3 4 Km
N
Aluviones y derrubios
Penibetico indiferenciado
UNIDADES SUBBETICAS
Trías germano andaluz
Unidad de Montecorto
Escamas del corredor del Boyar
Subbético medio indiferenciado
COMPLEJO DEL C. DE GIBRALTAR
Indiferenciado
Flychs Cretácicos
Corredor del Boyar
Ubrique
"Flysch con microbrechas"
Areniscas del Boyar (+F. arcilloso-arenosa)
"Complejo de Aptychus"
F. margo - areniscosa

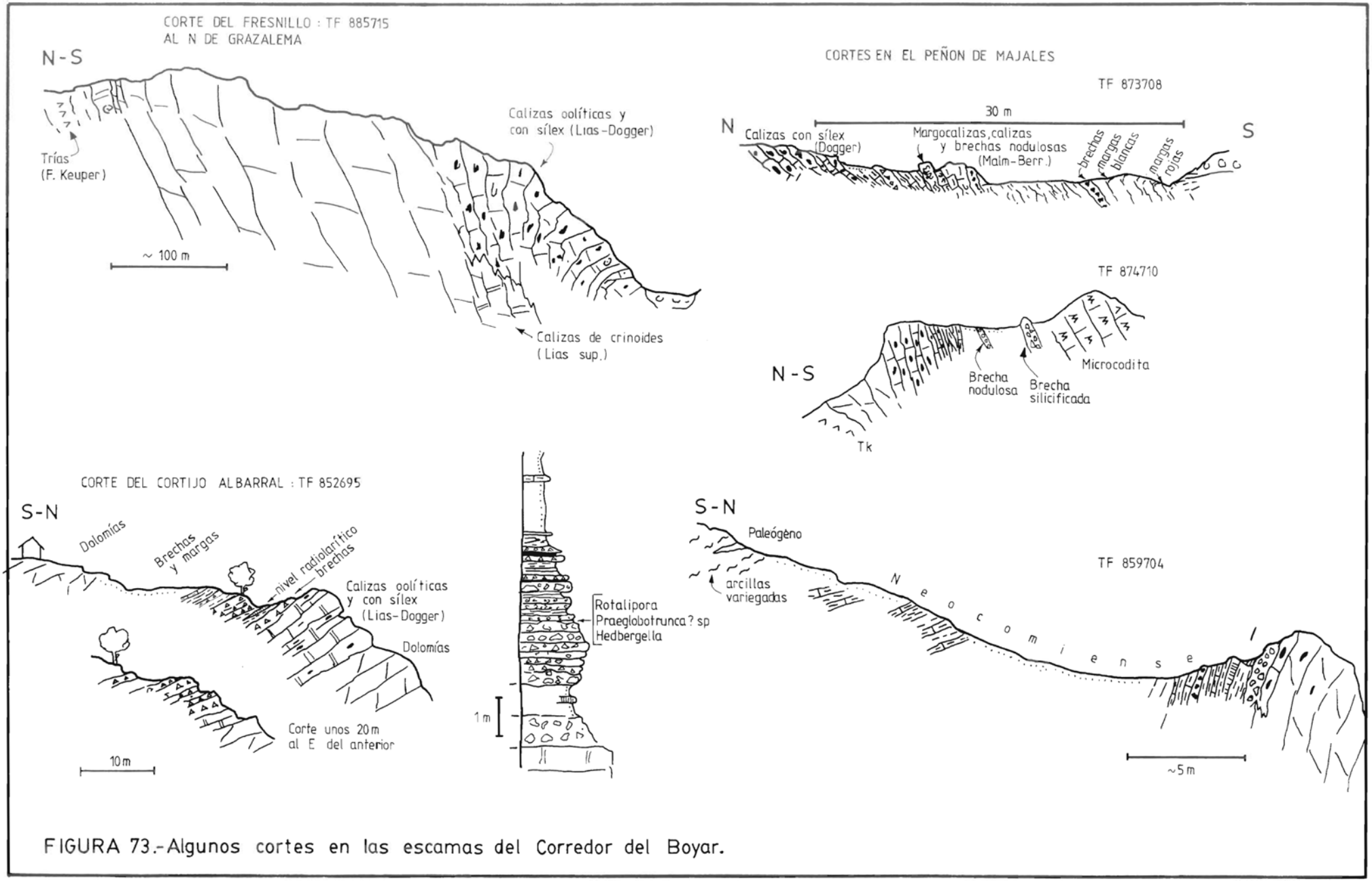


FIGURA 73.-Algunos cortes en las escamas del Corredor del Boyar.

cantos de radiolaritas cementadas por cuarzo, que no he podido datar pero que, por la posición estratigráfica que ocupan, pueden ser atribuidos al Dogger superior-Malm.

No he reconocido terrenos jurásicos más recientes excepto en cantos, dentro de brechas y microbrechas cretácicas, con microfacies micríticas con Saccocoma, Globochaete alpina, Cadosina, radiolarios, etc., que demuestran que, al menos localmente, se debió depositar un Jurásico superior pelágico en las proximidades de los afloramientos de las brechas.

3.6.1.3.- Cretácico.

Al techo de los niveles anteriormente descritos se reconoce una discontinuidad estratigráfica que es la responsable de la ausencia del Jurásico superior. En un corte próximo al Peñón de Majales (TF875710) las calizas oolíticas y con sílex del Dogger se interrumpen bruscamente y, sobre una superficie neta, se reconoce un paquete de brechas muy cementadas, de unos metros de espesor. Las calizas oolíticas y con sílex presentan grietas y cavidades irregulares rellenas de un sedimento micrítico amarillento, azoico, a veces laminado y con ordenación geopetal, de probable origen kárstico. Sedimentos similares he reconocido, en idéntico contexto en el Puerto Chico (TF898721), donde además aparece una brecha formada por cantos y bloques de calizas oolíticas, calizas on sílex y calizas rojas más o menos incipientemente nodulosas, además de fragmentos de belemnites y aptychus que evidencian que estas brechas se formaron en ambiente submarino; las brechas contienen una escasa matriz margocaliza, de color rosado y textura micrítica, y los cantos pueden presentar una costra ferruginosa.

Estos niveles de brechas pueden faltar en algunos puntos y, sobre las calizas con sílex, reposan directamente margas y margocalizas entre las cuales aparecen niveles de margas radiolaríticas, microbrechas y conglomerados. En los alrededores del Peñón de Majales (TF873708) sobre las calizas con sílex aparece un nivel de brecha, por encima del cual se encuentra un paquete de margas y margocalizas de colores rosados y blancos. Los niveles más calcáreos presentan con frecuencia una textura nodulosa fluidal, y contienen fragmentos de belemnites, de aptychus y de calizas más antiguas. Se trata, obviamente de depósitos originados por flujo gravitacional de los sedimentos a favor de una pendiente sindeposicional. Hacia arriba la secuencia se hace más margosa y los niveles bréchicos desaparecen.

Tanto la matriz rosada de las brechas como los estratos margocalizos han suministrado tintínidos:

Calpionella alpina LORENZ
Crassicollaria parvula REMANE
Crassicollaria gr. intermedia (DURAND-DELGA)
Tintinnopsella carpathica (MURGEANU y FILIPESCU).

que permiten asignar a estos niveles una edad Berriasense inferior. La totalidad de la formación probablemente corresponde al Berriasense.

Un corte interesante de las brechas cretácicas se reconoce en el Cortijo Albarral (TF850695). En este afloramiento (Fig. 73) sobre las dolomías aparecen unos metros de calizas grises a crema, estratificadas en bancos decimétricos y con sílex, sobre las que reposa una secuencia de brechas de unos 10 m de espesor. El primer nivel, de aproximadamente 1 m de espesor, es una brecha formada por bloques de la caliza infrayacente y, sobre todo, por sílex; su base es planar; la parte inferior del nivel aparece desorganizada y el techo localmente algo estratificado; la matriz, escasa, es margocaliza, de color rojizo o amarillento. Por encima aparece un nivel de 1 m aproximadamente, de margas rojizas con un estrato intercalado de radiolaritas y por encima, unos 5 m de brechas estratificadas en estratos decimétricos, con abundantes belemnites y aptychus hacia la parte alta, entre los cuales se intercalan niveles margosos blancos o verdosos, y calcarenitas. Uno de estos niveles calcareníticos ha proporcionado una abundante fauna de:

Rotalipora sp.
Hedbergella sp.
Praeglobotruncana? sp.

que permite asignarlo al Albense superior-Cenomanense, lo que indica que localmente hubo depósito de materiales del Cretácico "medio" en las escamas del Corredor del Boyar. Las brechas están formadas por cantos de calizas oolíticas y oncolíticas, algunos con microfaunas del Dogger, calizas micríticas grises con o sin sílex, calizas rojas, sílex rojo, verde, negro o gris, glauconita, aptychus y belemnites. Sobre las brechas aparece una zona cubierta en la que aflora localmente algún estrato de margocaliza gris de textura micrítica formada por nannoplancton y fragmentos finos de carbonato, probablemente de origen turbidítico.

3.6.1.4.- Terciario.

Bourgois (1978) reconoció, en un punto, unos niveles microbréchicos de edad Senonense superior, que yo no he podido localizar, a la base de un paquete de calizas de Microcodium, rocas que aparecen bastante bien representadas en el Corredor del Boyar. Las calizas de Microcodium de esta región presentan un color pardo oscuro por alteración superficial a veces algo rojizo. Localmente contienen nódulos ferruginosos de hasta 2 cm de diámetro. Su aspecto es bastante masivo, aunque localmente aparecen estratificadas en bancos decimétricos algunos de los cuales muestran granoclasificación y laminación que evidencian un origen turbidítico. En un solo punto (TF855697) he reconocido niveles posterio-

res. Se trata de unas brechas que aparecen superpuestas a las microcoditas mediante una superficie ligeramente erosiva, recubierta por una costra ferruginosa, sobre las cuales aparecen unas margas de una decena de metros de espesor, con intercalaciones calcareníticas y microbréchicas con abundantes foraminíferos bentónicos (**Nummulites, Assylina, Ortophagmina y Alveolinidae**) del Eoceno inferior y medio. En otro punto (TF859703) he observado, sobre los niveles margosos de Cretácico inferior, unas arcillas escamosas variegadas, azoicas, que afloran en malas condiciones de exposición, pero que contienen algunos bloques dispersos de margocalizas y brechas del Neocomiense y que, por su aspecto, parecen idénticas a las arcillas características del Complejo del Campo de Gibraltar. Rocas similares afloran también al NE de Grazalema y fueron atribuidas por **Bourgois (1978)** a la matriz burdigaliense de su Formación de Arcillas con Bloques.

3.6.2.- La unidad de Montecorto.

Definida por **Bourgois y Chauve (1971b)**, esta unidad está esencialmente constituída por lutitas micáceas rojas y areniscas finas que, por sus facies, recuerdan a las rocas que constituyen el Permotrías Maláguide (Formación Saladilla), más que a otras litofacies existentes en el Subbético, como ya señaló **Hoppe (1968)**. Este autor atribuyó estos materiales a la base estratigráfica de la unidad de Paterna ya que reconoció que las arcillas variegadas que **Chauve y Hoppe (1962b)** habían asignado a esta unidad reposaban "en transgresión" sobre el Permotrías. **Hoppe (1968)** reconoció y cartografió una serie de pequeños afloramientos de calizas micríticas pelágicas rojas, de edad jurásica, estratigráficamente asociados al PermoTrías. **Bourgois y Chauve (1971b)** y **Bourgois (1978)** han señalado otros pequeños afloramientos, y constatado que en realidad constituyen rellenos de filones sedimentarios (diques neptúnicos) abiertos en los materiales permotriásicos, probablemente por fisuración tectónica. Estos últimos autores han recogido faunas de ammonites, belemnites y aptychus del Calloviense, Kimmeridgense y Tithónico inferior, así como tintínidos del Tithónico superior. Estos autores han reconocido también al O de Montecorto, un conglomerado formado por cantos bien rodados de Permo-Trías, y calizas de Microcodium que constituye la base de una formación arcillosa y microbréchica con abundante fauna de foraminíferos bentónicos del Eoceno inferior y medio.

La unidad de Montecorto soporta, en discordancia a la Formación del Malaver **(Bourgois y Chauve, 1971a, b)** que está constituída por conglomerados y brechas con enormes cantos de procedencia subbética que aparecen intercalados entre arcillas variegadas análogas a las existentes en el Complejo del Campo de Gibraltar. Por ello **Bourgois (1978)** consideró a esta región como área tipo de su Formación de Arcillas con Bloques.

Sobre la base de las facies del Permotrías y la presencia de alveolinas en el Eoceno, **Bourgois (1978)** consideró que la unidad de Montecorto debía proceder de un dominio próximo al Maláguide. Las dificultades que plantea admitir esta hipótesis son claras ya que resulta muy

difícil explicar cómo un elemento de afinidad maláguide ha podido alcanzar una posición tan externa sin haber dejado ningún rastro de su viaje en muchos kilómetros a la redonda. Por otra parte, si la facies del Permotrías de esta unidad es un tanto particular, también lo es el Trías del Gallo-Vilo, o el de las escamas del Corredor del Boyar, con respecto al Trías subbético más característico, y sin embargo todas estas unidades afloran siempre en una posición externa con respecto al Penibético. En mi opinión, considerando no obstante que la solución no es del todo convincente, la unidad de Montecorto debe ser considerada un elemento subbético en sentido amplio y, por tanto debe ocupar en la actualidad una posición tectónica análoga a la que debió ocupar durante su depósito, es decir, al borde externo del Penibético.

3.7.- La región de la Alta Cadena.

3.7.1.- Situación y antecedentes.

El término "Alta Cadena" tiene un significado geográfico y fué introducido en la literatura geológica por **Blumenthal (1931**: Haute Chaîne de la Dorsale) para designar a la alineación de relieves calcáreos comprendidos entre el Torcal de Antequera y la Sierra Gorda de Loja. (Fig. 74). Si bien no es un nombre oficial, es cómodo para designar a una serie de relieves de características estratigráficas y tectónicas parecidas, para los que no existe, a mi conocimiento, ningún nombre geográfico de conjunto. Tras ser usado por **Peyre (1974)** con un sentido análogo al de Blumenthal,ha sido citado en diversas publicaciones geológicas, sobre todo francesas **(Haute Chaîne: Mathis, 1974; Olivier, 1984)** y utilizado informalmente por bastantes geólogos españoles **(Baena y Jerez, 1982)**.

En la Alta Cadena se agrupan los relieves comprendidos entre la Boca del Asno (Torcal de Antequera), el Trías de Antequera, la Sierra Gorda de Loja y la zona del Flysch de Colmenar. Se trata, por tanto, de una alineación de relieves calcáreos con forma arqueada, cuya convexidad se dirige hacia el S (el también llamado Arco Cabras-Gibalto, por **Delgado y Sanz de Galdeano, 1981**), en cuya porción oriental se individualiza un saliente, el Gallo-Vilo, que se prolonga hacia el SE por la Sierra de Alhama hasta las proximidades de Sierra Tejeda. A este conjunto morfológico que constituye la "espina dorsal" de la región, hay que añadir el Macizo de las Buitreras y los terrenos comprendidos entre Villanueva del Rosario y Villanueva del Trabuco.

La estructura tectónica de esta región, es bastante compleja. **Peyre (1974)**, que es el autor que la ha estudiado con más detalle, realizó un magnifico análisis de la misma, pero lamentablemente introdujo una complicada terminología para designar a los diferentes elementos estratigráficos y tectónicos en ella diferenciables. Diversos relieves que ocupan la posición tectónica inferior (Sierras de Co y del Rey, Altos del Fraile,de Gomer y de Doña Ana, Tajos de Sabar y del Cortijo de Pai) fueron atribuidos a su unidad de Ronda-Torcal, que se corresponde

exactamente con el Penibético, tal y como se entiende en este trabajo. Superpuestas al Penibético diferenció un grupo de tres unidades que, de abajo arriba son: la del **Gallo-Vilo**, la de **Ballesteros** y la de la **Venta de los Domajos**; sobre ellas reposarían dos conjuntos tectónicos de estructura interna compleja, que denominó respectivamente, de la Prieta al inferior y de las Cabras al superior.

Según **Peyre (1974)** el **Conjunto de la Prieta** se superpone, por el S, a las unidades antes descritas o bien directamente al Penibético y al Flysch de Colmenar, mientras que, por el N, reposa sobre el Trías de Antequera. Para los diferentes elementos tectónicos y series estratigráficas distinguidos en este conjunto, empleó las siguientes denominaciones:

- **Series de Malaceite y de la Alhajuela** para designar a los terrenos blandos que afloran respectivamente al S y al N de la Boca del Asno, entre las Sierras de las Cabras, del Torcal y Caracolea.

- **Series de Villanueva del Rosario y de Villanueva del Trabuco** para la mayor parte de los terrenos comprendidos entre las Sierras del Gibalto y de las Cabras.

- **Macizo de Buitreras**, que consideró tectónicamente superpuesto a las anteriores.

- **Escamas inferiores de la Sierra del Gibalto, escama de Calero y escamas del Gibalto.** Estos elementos habían sido denominados previamente por **Delgado (1970), unidad de Fuentelana, unidad de Hoyón-Zafarraya y unidad del Gibalto-Sierra Gorda.** Por su parte, **Delgado y Sanz de Galdeano (1981)** atribuyeron estos elementos a la unidad de Villanueva del Trabuco, al **Conjunto Encinares y al Conjunto Gibalto** (escama inferior + elemento del Collado).

El Conjunto de las Cabras, según **Peyre (1974)** de O a E estaría formado por una serie de elementos separados unos de otros por accidentes subverticales:

- **Las escamas de los Lastonares** (superior) y de la Yedra (inferior) constituirían la Sierra de las Cabras y se propongarían al E del Puerto de las Pedrizas hasta el accidente del Puerto de la Fresneda.

- Al E del Puerto de la Fresneda el conjunto estaría constituido principalmente por un solo elemento tectónico que aparece cortado por varios accidentes transversales (del Enebral, del arroyo de los Portillos, de los Hornajuelos, del Cortijo Choza de Breve y de la Manga), que comprende las Sierras del Madroñal, Gorda (donde aparece localmente duplicado), San Jorge y Tres Mogotes. El elemento más septentrional de este conjunto sería la **escama de la Parrilla**, la más alta de la Sierra del Gibalto, que fué designada por **Delgado (1970)** como **unidad del Caserío de Campos**, y por **Delgado y Sanz de Galdeano (1981)** como la **escama superior de su Conjunto Gibalto.**

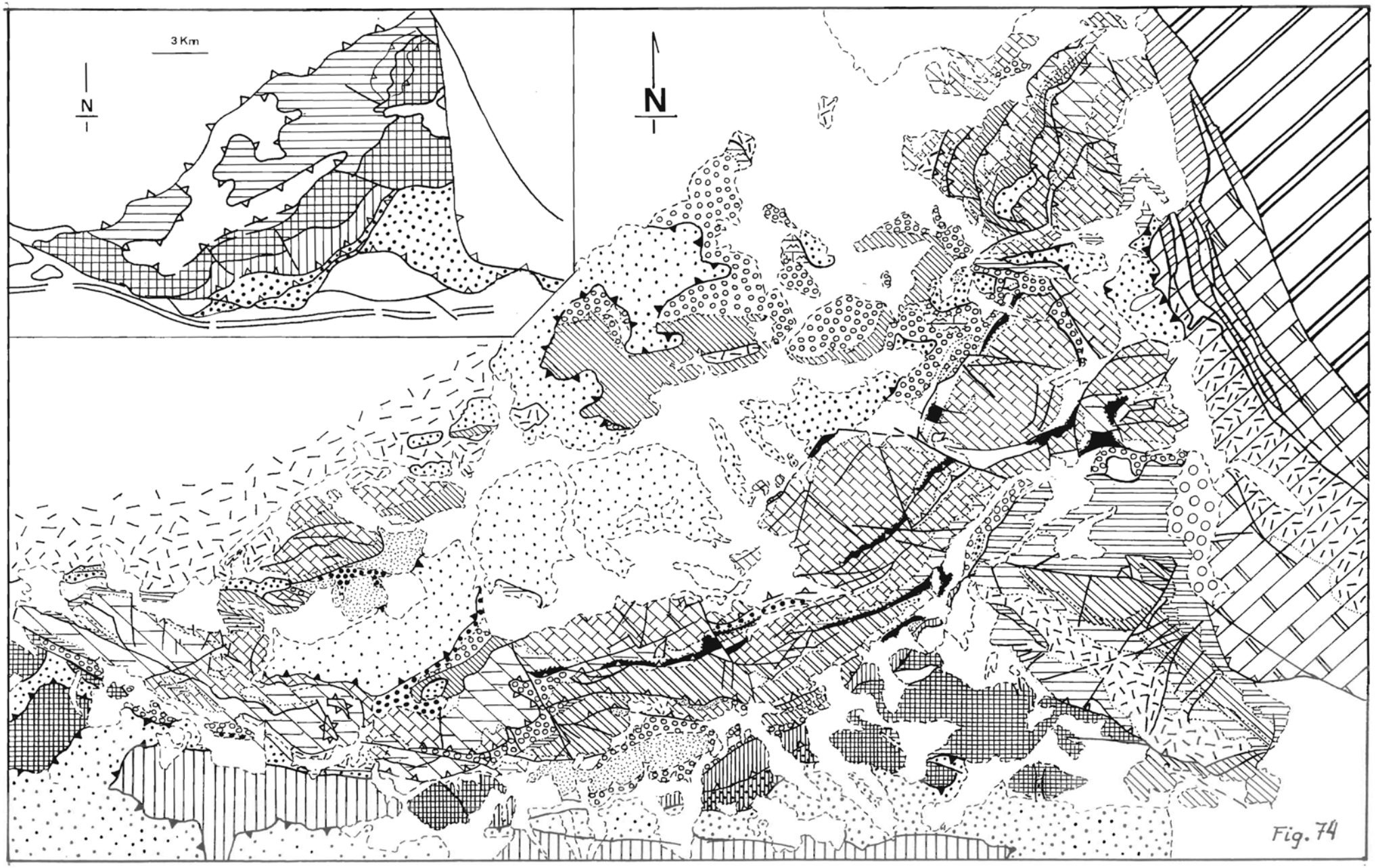


Fig. 74

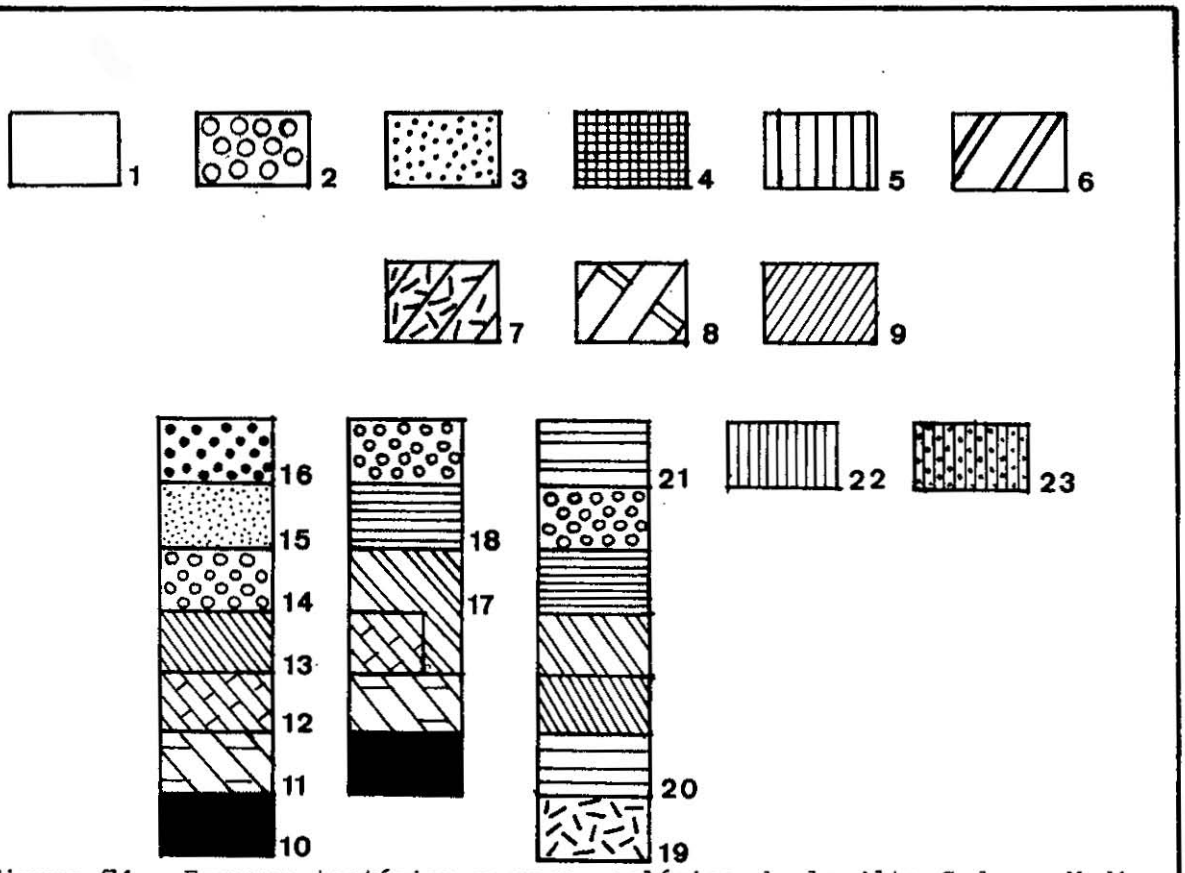


Figura 74.- Esquema tectónico y mapa geológico de la Alta Cadena. Modificado de Peyre (1974), con datos de Sanz de Galdeano (inédito) y observaciones propias. 1: Aluviones y derrubios. 2: Mioceno superior de Alfarnate. 3: Complejo del Campo de Gibraltar indiferenciado. 4: Penibético. 5: Maláguide indiferenciado. 6: Unidad de Sierra Gorda. 7,8 y 9: Unidad de Zafarraya. 7: Dolomías Trías superior de facies alpina). 8: Calizas blancas (Trías superior-Lías inferior). 9: Calizas con sílex (Lías inf. (?) a Jurásico superior (?). Unidades subbéticas de la Alta Cadena, Sector septentrional. 10: Rocas volcánicas. 11: Dolomías (Lías inferior). 12: Calizas (Lías inferior). 13: Calizas con sílex, calizas nodulosas margosas, margas, margocalizas, radiolaritas y brechas (Dogger-Malm). 14: Margas y margocalizas (Cretácico indiferenciado; localmente, además, Paleógeno). 15: Calizas de Microcodium (Paleoceno). 16: Conglomerados y microbrechas (Eoceno). Sector central. 17: Calizas blancas del Lías-Dogger. 18: Calizas nodulosas a veces con sílex, brechas y calizas fosilíferas pelágicas (Dogger superior-Malm). Resto de la leyenda igual a la del sector septentrional. Sector meridional. 19: Arcillas, yesos y areniscas (Trías del Gallo-Vilo) y Trías de Antequera. 20: Calizas y dolomías del Lías inferior-medio. 21: Conglomerados, margas, areniscas y silexitas (Oligoceno?) Mioceno inferior). 22: Cretácico superior-Eoceno de la escama de la Venta de los Domajos. 23: Senonense superior de la escama de Ballesteros. Esquema tectónico. A: Sector septentrional. B: Elementos transicionales son el sector central (C). D: Sector meridional.

La unidad de Zafarraya, que al N y E de la Depresión de la Venta de los Alazores aparece separada de las Sierras del Gibalto y de los tres Mogotes, así como de la **unidad de Sierra Gorda**, por accidentes subverticales muy importantes **(Vera, 1969)** y que al SE de Alfarnate reposa tectónicamente sobre el Gallo-Vilo y las unidades del Flysch de Colmenar, sería, según **Peyre (1974)**, afín al Conjunto de las Cabras. Según **Delgado (1970)** la unidad de Zafarraya se continuaría por los elementos intermedios de la Sierra del Gibalto, que pertenecerían al Conjunto de la Prieta de acuerdo con la nomenclatura del primer autor.

En un trabajo previo a su tesis doctoral, **Peyre (1969b)** señaló las peculiaridades estratigráficas de los materiales cretácicos de los diferentes elementos más arriba enumerados y consideró que diferían tanto de los terrenos coetáneos del Subbético como de los del Penibético. Esto, así como su posición tectónica **(Peyre, 1969a)** lo llevaron a admitir un origen ultrapenibético para todas ellas, que fueron asignadas a las "Zonas Medias", dominio paleogeográfico situado entre las Zonas Internas y las Externas, que sería correspondiente, en parte, al "dominio de los flyschs" y en el cual se habrían depositado otros diversos elementos tectónicos que hoy forman parte de la "Zona de Colmenar". Posteriormente, **Bourgois, Chauve y Peyre (1970)** señalaron las semejanzas estratigráficas entre dichas unidades y algunas otras diferenciadas en la región de Grazalema, y las atribuyeron a la "Zona de Boyar Alazores".

3.7.2.- Sobre la estructura y la estratigrafía de la Alta Cadena. Intento de sistematización.

La nomenclatura utilizada por **Peyre (1974)** se basa principalmente sobre criterios tectónicos para definir los elementos principales, pero también sobre una mezcla de criterios tectónicos y estratigráficos para definir los elementos secundarios, lo que provoca una cierta confusión. Por otra parte, otros autores anteriores **(Blumenthal, 1931)** o posteriores, **(Baena y Jerez, 1982)** han utilizado nombres diferentes para designar a los mismos materiales, o iguales pero con sentido diferente, lo que hace bastante difícil la comprensión y la correlación de las termologías propuestas aún a pesar de que hasta ahora no han sido muchos los geólogos que han trabajado en la región. Por último, **Peyre (1974)** ha propuesto un esquema tectónico general para la Alta Cadena que me parece discutible en varios aspectos importantes, como expondré a continuación.

3.7.2.1.- Estructural general.

Según **Peyre (1974)** las unidades de la Alta Cadena ocuparían una posición superior en el edificio estructural y flotarían, por el S, sobre el Penibético y sobre las unidades de la "Zona de Colmenar" (= Complejo del Campo de Gibraltar) y, por el N, sobre el Trías de Antequera. En su conjunto, las unidades de la Alta Cadena presentarían, además, un

neto cepillamiento basal. Algunos escasos materiales reconocibles en la Depresión de los Alazores serían el vestigio de ciertas unidades alóctonas superpuestas a la Alta Cadena, que pertenecerían al Complejo del Campo de Gibraltar.

Ciertamente, la posición tectónica superior de las unidades de la Alta Cadena sobre otras que afloran al S de la misma (Penibético, Complejo del Campo de Gibraltar), al menos entre el Puerto de las Pedrizas y la región de Ventas de Zafarraya, es un hecho bien establecido y fácilmente observable. Sin embargo, como ya señalé en un apartado anterior (cf.2.2.1.) es evidente que tal superposición está acompañada de numerosas estructuras, en el complejo cabalgante, cuya vergencia resulta ser clara e indiscutiblemente hacia el S, lo que obliga a situarlas al N de las cabalgadas antes de la superposición. Esta se realiza, además, mediante un contacto bastante inclinado hacia el N, y no subhorizontal, de ahí que sea pequeña la envergadura visible de la superposición.

Por lo que se refiere al contacto septentrional no me parece que, como propone **Peyre (1969a, 1974)**, la superposición de las unidades de la Alta Cadena sobre el Trías de Antequera sea claramente reconocible. Según algunas observaciones personales y, sobre todo, de **C. Sanz de Galdeano (com. pers.)** se puede sostener que, en muchos puntos, es el Trías de Antequera el que se superpone sobre la Alta Cadena y no al revés; la superposición se efectúa mediante un contacto inclinado hacia el N, lo que sugiere una vergencia hacia el S del cabalgamiento, pero en diversos puntos parece subvertical.

De acuerdo con lo expuesto, con la sola excepción de la Sierra del Gibalto y sectores adyacentes, que están netamente estructurados hacia el NO, la región de la Alta Cadena aparece afectada en su conjunto por estructuras de vergencia predominante hacia el S y tectónicamente intercalada entre el Penibético y la "Zona de Colmenar", por el S, y el Trías de Antequera, por el N. Esta disposición indica que las unidades de la Alta Cadena, más que flotando sobre los restantes conjuntos tectónicos mencionados, aparecen enraizadas entre ellos. Esto obliga a desechar, por una parte, el cepillamiento basal que, según **Peyre (1969a, 1974)** afecta a estas unidades y, por otra, el origen ultrapenibético de las mismas, lo cual está apoyado por diversos datos estratigráficos. En efecto, los afloramientos más septentrionales de esta región presentan series estratigráficas jurásicas equivalentes a las del Subbético medio de regiones septentrionales y el cepillamiento basal propuesto por **Peyre (1974;** véanse sobre todo, las dos láminas fuera del texto) en especial en la Sierra de las Cabras y las Buitreras puede ser cuestionado. En las Buitreras, según **C. Sanz de Galdeano (com. pers.)** nada induce a sospechar la existencia de tal cepillamiento basal: los escarpes calcáreos que afloran en la parte septentrional del macizo y que constituyen los niveles más bajos de su serie estratigráfica, se levantan con respecto a los terrenos adyacentes, incluído el Trías, por medio de fallas normales de gran salto vertical, lo que indica que, antes del fallamiento, dichos materiales se encontraban tectónicamente

por debajo del Trías de Antequera y que, en todo caso, se deben continuar bajo aquél en profundidad. En la Sierra de las Cabras se puede observar que sus dos laderas están formadas por estratos verticales o fuertemente inclinados y que los terrenos margosos que afloran a su periferia constituyen, al menos en buena parte, la continuación de su serie estratigráfica; en su conjunto, la Sierra de las Cabras aparece más que como un isleo tectónico que flota sobre los terrenos margosos de sus alrededores, como una gran escama subvertical incrustada y enraizada entre ellos. Algo parecido sugiere la disposición de los buzamientos en la Sierra del Madroñal, cuyas dolomías y calizas liásicas, fuertemente buzantes al N, parecen constituir el sustrato estratigráfico de los terrenos margosos que, con buzamientos parecidos, afloran al N de esta Sierra, en no muy buenas condiciones de exposición, y que **Peyre (1974)** incluyó en su Serie de Villanueva del Rosario.

Como conclusión, me parece que la mayor parte de los datos geológico-regionales no indican que la región de la Alta Cadena esté constituída por un complejo de unidades alóctonas que se encuentra flotando sobre su sustrato tectónico y cuyo origen sería ultrapenibético; más bien, al contrario, parece que se trata de un conjunto de materiales que **se enraiza entre el Penibético y el Trías**, cuya procedencia paleogeográfica debe ser de un área adyacente o próxima al Subbético medio y que presenta una complicada estructura que, como más adelante se verá (Cap. 8) puede ser consecuencia de la intensa deformación sufrida por la cuenca sedimentaria al encontrarse implicada, durante la orogénesis, en una zona de fallamiento transcurrente mayor.

3.7.2.2.- Posición relativa de los distintos elementos.

Como es obvio, la nomenclatura propuesta por **Peyre (1974)** así como por otros autores que han trabajado en la región (**Blumenthal, 1931; Delgado, 1970; Barba et al., 1979; Delgado y Sanz de Galdeano, 1981**) es difícil de utilizar y debe ser revisada. De los nombres introducidos por **Peyre (1974)** solo los que se refieren a las unidades del Gallo-Vilo, los Ballesteros y la Venta de los Domajos me parece que deben ser preservados ya que se refieren a unidades tectónicas bien delimitadas en cartografía. La unidad del Gallo-Vilo (**Vera, 1969; Magné et al., 1969**) es la más baja de la Alta Cadena y reposa directamente sobre el Penibético o sobre los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar (= "Zona de Colmenar"). Localmente sobre el Gallo-Vilo y, normalmente, sobre las unidades infrayacentes, reposa la unidad de Ballesteros y,sobre ella la de la Venta de los Domajos; ambas están constituídas exclusivamente por materiales del Senonense superior al Eoceno, que probablemente han sido arrancados de sus sustratos originales los cuales debieron ser análogos a la serie del Gallo-Vilo o a la de otros elementos tectónicos suprayacentes.

A diferencia de las tres unidades anteriores, en los Conjuntos de las Cabras y de la Prieta **Peyre (1974)** incluyó una gran cantidad de elementos tectónicos cuya asignación a uno u otro realizó sobre la base de criterios tectónicos y estratigráficos. Como he dicho más

arriba, el Conjunto de las Cabras ocuparía una posición tectónica superior, según **Peyre (1974)**, pero, sin embargo, algunos afloramientos a el asignados (Sierra del Madroñal) parecen constituir la base estratigráfica de otros que fueron atribuidos al Conjunto de la Prieta (Serie de Villanueva del Rosario). Desde un punto de vista estratigráfico, según **Peyre (1974)** los conjuntos de las Cabras y de la Prieta serían diferentes entre sí: el primero se caracteriza por presentar rocas volcánicas en el tránsito Trías-Lías, una espesa serie carbonatada del Lías, un Dogger-Malm de espesor reducido y un Neocomiense arcilloso y detrítico; el segundo se caracteriza por presentar una serie jurásica preferentemente margosa, un Neocomiense margocalizo blanco y un Paleoceno formado por calizas de Microcodium. No obstante, el análisis, de los datos presentados por el propio **Peyre (1974)**, completado con observaciones personales sobre el terreno, pone de manifiesto que rasgos estratigráficos característicos de un conjunto a menudo aparecen en el otro, y viceversa: por ejemplo, también aparecen rocas volcánicas en la base triásico-liásica de una escama de la Sierra del Gibalto (escama de Calero, o de los Encinares, según los autores) que fué asignada al Conjunto de la Prieta, mientras que la escama superior de esta misma Sierra, que es asignada al Conjunto de las Cabras, presenta un Neocomiense margoso blanco. Estos hechos hacen poco recomendable el uso de la nomenclatura propuesta por este autor.

Aunque la región de la Alta Cadena aún debe ser objeto de un estudio estratigráfico y tectónico más detallado que el que yo he realizado, pienso que puede ser considerada como un complejo tectónico único en el que se pueden diferenciar diversos elementos tectónicos con valor local, pero que ocupan posiciones relativas análogas a las que debieron ocupar durante el depósito, el cual debió tener lugar, como sugieren los datos regionales, en el borde meridional del surco Subbético medio y al exterior del Penibético. Uno de los rasgos estratigráficos más característicos de esta región es la variabilidad en las litologías, espesores y facies de los términos posteriores al Lías medio, variabilidad que, en mi opinión, es el reflejo de una diversidad importante en la morfología del fondo marino y de una acusada inestabilidad tectónica sinsedimentaria, como seguidamente intentaré demostrar. El análisis de las series postliásicas permite diferenciar tres sectores:

a) **Un sector septentrional**, caracterizado por poseer una secuencia bastante continua y predominantemente margosa. Comprende los afloramientos de Las Buitreras, la región de Villanueva del Rosario y de Villanueva del Trabuco y las escamas inferiores de la Sierra del Gibalto. Las Sierras de las Cabras, Gorda, San Jorge y Tres Mogotes, así como La Manga y las escamas superiores del Gibalto, presentan ya rasgos estratigráficos que indican la transición al siguiente sector.

b) **Un sector central**, caracterizado por presentar una serie postliásica calcárea, sobre todo nodulosa o brechoidea en el Malm. Incluye a los relieves que constituyen la espina dorsal de la Alta Cadena: Sierra del Madroñal, Morrón de Gragea, Realengo, Rodadero, Cruz, Sierra de Camarolos, Sierra del Jobo, Chamizo y Morrón de Liceras.

c) Un sector meridional que comprende la Sierra Prieta y el Gallo-Vilo, en los cuales la secuencia postliásica es relativamente calcárea a la base, pero margosa en la parte superior. Probablemente las unidades de la Venta de los Domajos y de Ballesteros se deben asignar a este sector.

En la figura 75,76 se representan esquemáticamente diversas series estratigráficas locales. Sobre ella basaré la descripción estratigráfica sintética que viene a continuación.

3.7.3.- Estratigrafía.

3.7.3.1.- Trías.

Los terrenos atribuibles al Trías afloran principalmente al S del Puerto de las Pedrizas, al SO del Puerto de los Alazores y en el núcleo del anticlinal del Gallo-Vilo. Otros afloramientos menores aparecen en diversos puntos de la Alta Cadena a la base de algunas de las escamas.

Más al N los terrenos triásicos afloran ampliamente formando parte de la unidad tectónica del Trías de Antequera. El Trías fosilífero del Cortijo de la Alhajuela (**Peyre, 1974**) es probable que esté originalmente relacionado con esta última unidad.

Estos terrenos presentan la típica facies del Trías subbético: arcillas abigarradas y yesos con esporádicas intercalaciones de areniscas finas y carniolas. En el Gallo-Vilo las areniscas rojas aparecen bien representadas en estratos delgados, y también algunos niveles de conglomerados de cantos carbonatados. Un rasgo característico es la frecuente presencia de rocas subvolcánicas básicas intercaladas entre los terrenos en los que se efectúa el tránsito del Trías al Lías. Estas rocas subvolcánicas son muy semejantes a las que se localizan, en idéntica posición estratigráfica, a la base estratigráfica de las dolomías de la unidad de Sierra Arana (Estévez et al., 1984).

3.7.3.2.- Lías inferior y medio.

La mayor parte de los relieves de la Alta Cadena están formados por dolomías grises y calizas blancas. Las dolomías se presentan mejor estratificadas hacia la base y con aspecto masivo hacia el techo. Por su posición estratigráfica se atribuyen al Lías inferior. Sobre ellas reposa un potente paquete de calizas blancas, por lo general masivas, a veces estratificadas en bancos, que muestran microfacies micríticas con algas, foraminíferos bentónicos y moluscos, o bien calcareníticas, sobre todo oolíticas. Son depósitos de plataforma carbonatada somera. **Peyre (1974)** ha reconocido en algunos puntos hacia la parte superior de estas calizas, algas dasycladáceas y foraminíferos del Lías medio.

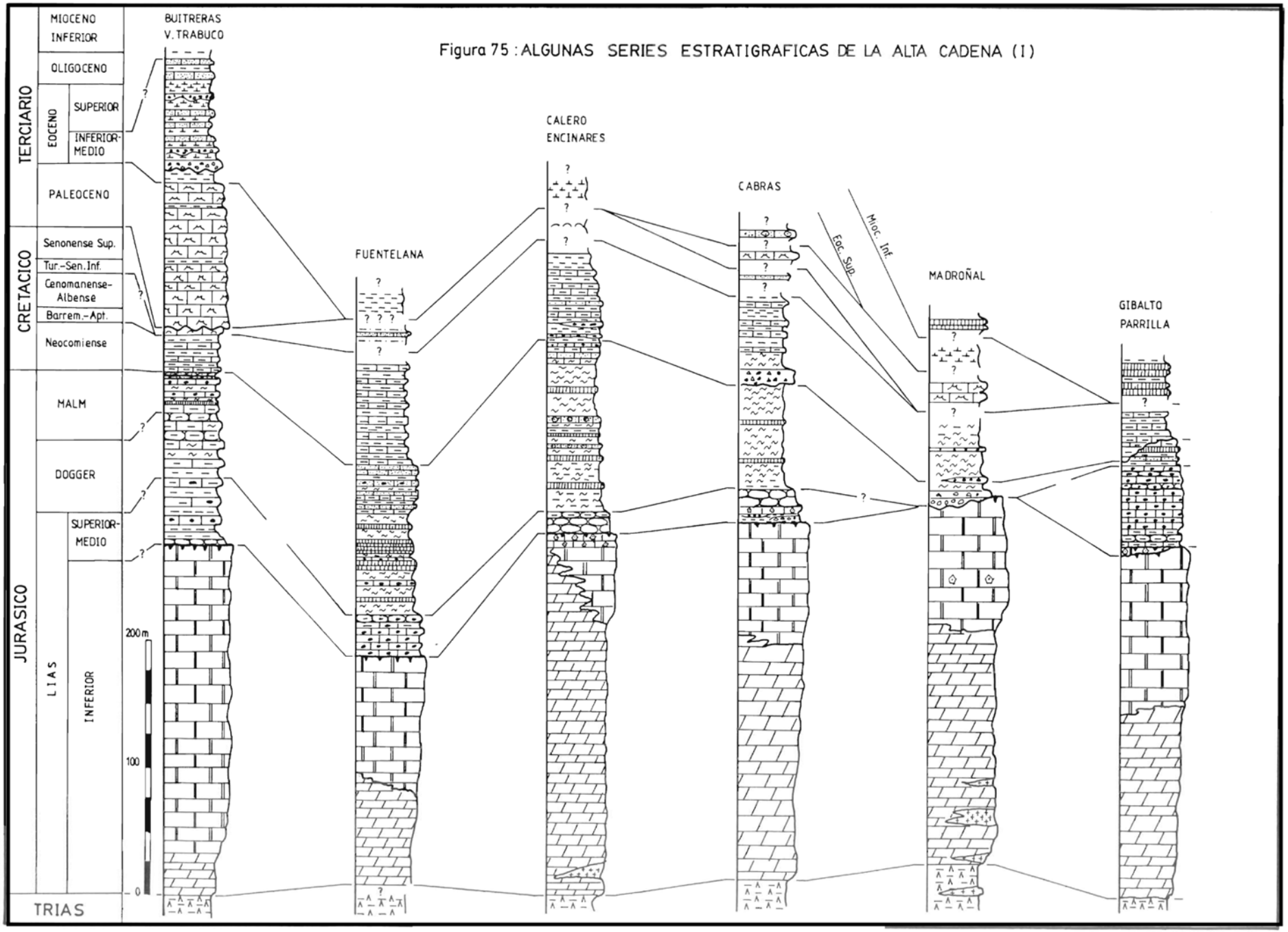


Figura 75 : ALGUNAS SERIES ESTRATIGRAFICAS DE LA ALTA CADENA (I)
TERCIARIO
CRETACICO
JURASICO
TRIAS
MIOCENO INFERIOR
OLIGOCENO
EOCENO
SUPERIOR
INFERIOR-MEDIO
PALEOCENO
Senonense Sup.
Tur.-Sen. Inf.
Cenomanense-Albense
Barrem.-Apt.
Neocomiense
MALM
DOGGER
LIAS
SUPERIOR-MEDIO
INFERIOR
200 m
100
0
BUITRERAS
V. TRABUCO
FUENTELANA
CALERO
ENCINARES
CABRAS
Mioc. Inf.
Eoc. Sup.
MADROÑAL
GIBALTO
PARRILLA

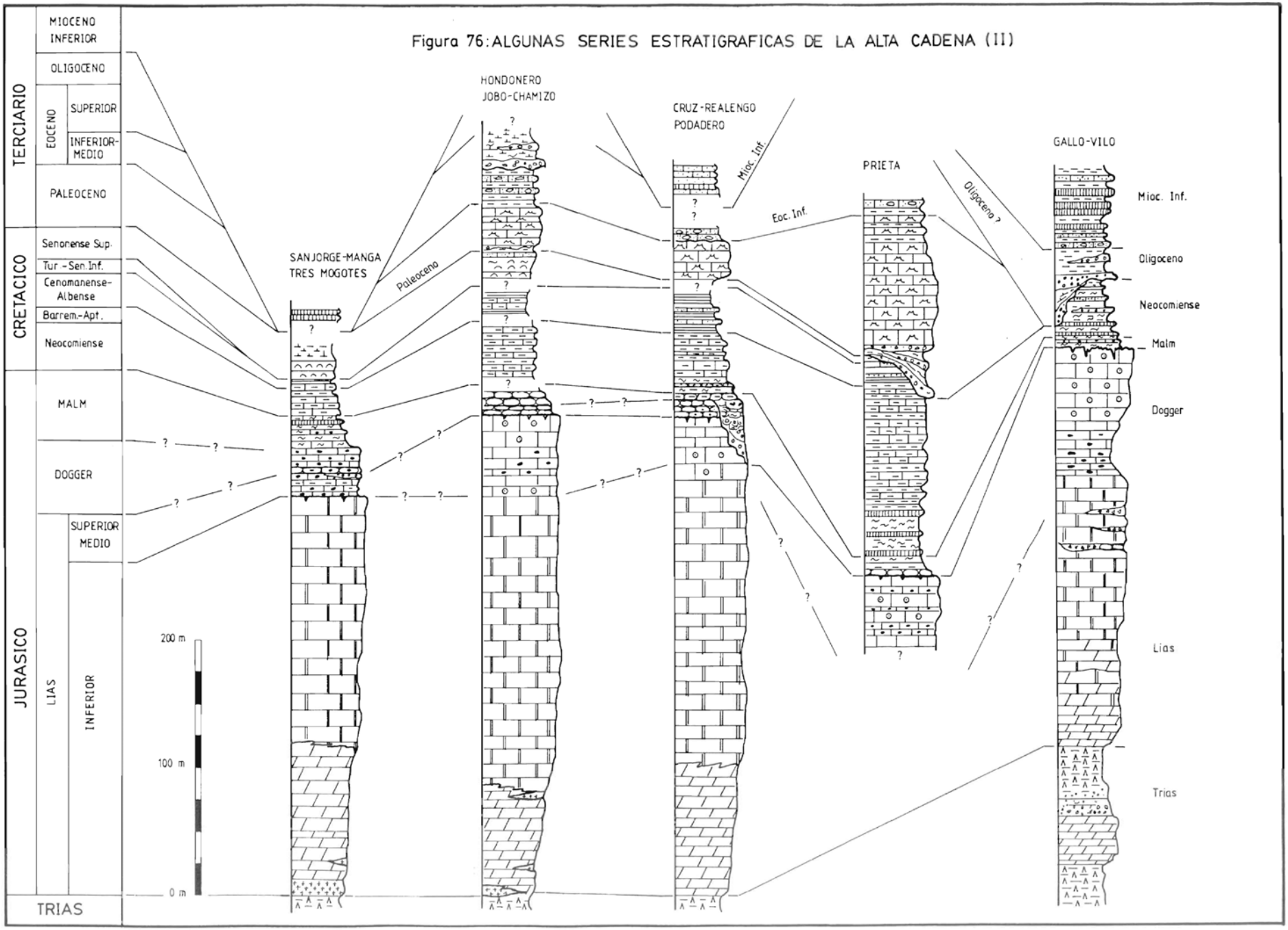


Figura 76: ALGUNAS SERIES ESTRATIGRAFICAS DE LA ALTA CADENA (II)
TERCIARIO
CRETACICO
JURASICO
TRIAS
MIOCENO INFERIOR
OLIGOCENO
EOCENO
SUPERIOR
INFERIOR-MEDIO
PALEOCENO
Senonense Sup.
Tur.-Sen.Inf.
Cenomanense-Albense
Barrem.-Apt.
Neocomiense
MALM
DOGGER
LIAS
SUPERIOR MEDIO
INFERIOR
200 m
100 m
0 m
SANJORGE-MANGA
TRES MOGOTES
Paleoceno
HONDONERO
JOBO-CHAMIZO
CRUZ-REALENGO
PODADERO
Mioc. Inf.
Eoc. Inf.
PRIETA
Oligoceno ?
GALLO-VILO
Mioc. Inf.
Oligoceno
Neocomiense
Malm
Dogger
Lias
Trias

3.7.3.3. Lías medio-superior a Jurásico superior.

Después del Lías medio, las facies del Jurásico de los elementos que componen la Alta Cadena sufren una notable diversificación lo que ha permitido diferenciar tres sectores: septentrional, central y meridional.

3.7.3.3.1. El sector septentrional.

Los afloramientos incluídos en este sector presentan un Lías medio y superior margoso, de características pelágicas, que reemplaza bruscamente a los sedimentos de la plataforma carbonatada, al igual que sucede en numerosos puntos de la Zona Subbética (**García-Hernández et al., 1976**). En los distintos afloramientos diversos autores (**Blumenthal,1931; Peyre,1974; Sanz de Galdeano, com. pers.**) han recogido faunas del Domerense y Toarcense, también presentes en la unidad o escama superior de la Sierra del Gibalto (**Delgado, 1970; Peyre, 1974**) como veremos a continuación, la cual presenta ya algunos rasgos estratigráficos que la aproximan al sector central. Las facies son de margas y margocalizas, con colores rojos e incipientemente nodulosas hacia la base, grises en el resto. En las escamas inferiores del Gibalto aparecen, directamente sobre las calizas de plataforma, unas calizas con sílex. Las microfacies son micríticas peletoidales con escasos restos de equinodermos, espículas radiolarios y filamentos y pueden contener cuarzo anguloso de tamaño limo. Hacia arriba aumenta el contenido margoso y también el silíceo y la secuencia pasa a estar constituída por margas con niveles radiolaríticos y calizas con sílex y filamentos que intercalan, localmente hacia la base, niveles nodulosos margosos que, por su microfacies, se pueden atribuir al Dogger-Malm inferior (**Delgado y Sanz de Galdeano, 1981**). La parte alta de la secuencia jurásica es algo menos margosa y está constituida por margocalizas, margas y calizas con sílex, localmente rojizas y con tendencia nodulosa que intercalan esporádicamente niveles calcareníticos y microbréchicos; facies y microfacies permiten atribuir estos últimos niveles al Malm superior y al tránsito Jurásico-Cretácico.

Como antes he dicho, algunos elementos situados al S de los anteriores presentan rasgos estratigráficos intermedios entre los del sector central y el septentrional. Así, en la Sierra de las Cabras, a las calizas blancas del Lías inferior-medio se le superponen unos niveles rosados con abundantes crinoides y braquiópodos del Toarcense superior-Aalenense, sobre los cuales se encuentra un paquete de calizas nodulosas con filamentos del Dogger. Encima viene una secuencia margosa y radiolarítica con intercalaciones calcareníticas y microbréchicas atribuibles al Dogger superior-Malm.

En la escama superior de la Sierra del Gibalto también existe una serie estratigráfica cuyos rasgos indican una transición gradual hacia el sector central. En dicha escama he levantado tres cortes (Fig. 77) situados, uno al N del Cortijo de la Parrilla (UB896041) y dos al O y al N del Cortijo de la Fuente de Don Pedro. En el primero de los cortes, que he levantado con más detalle (Fig. 77), la base está formada por calizas blancas bien estratificadas con microfacies oolíticas, incipiente-

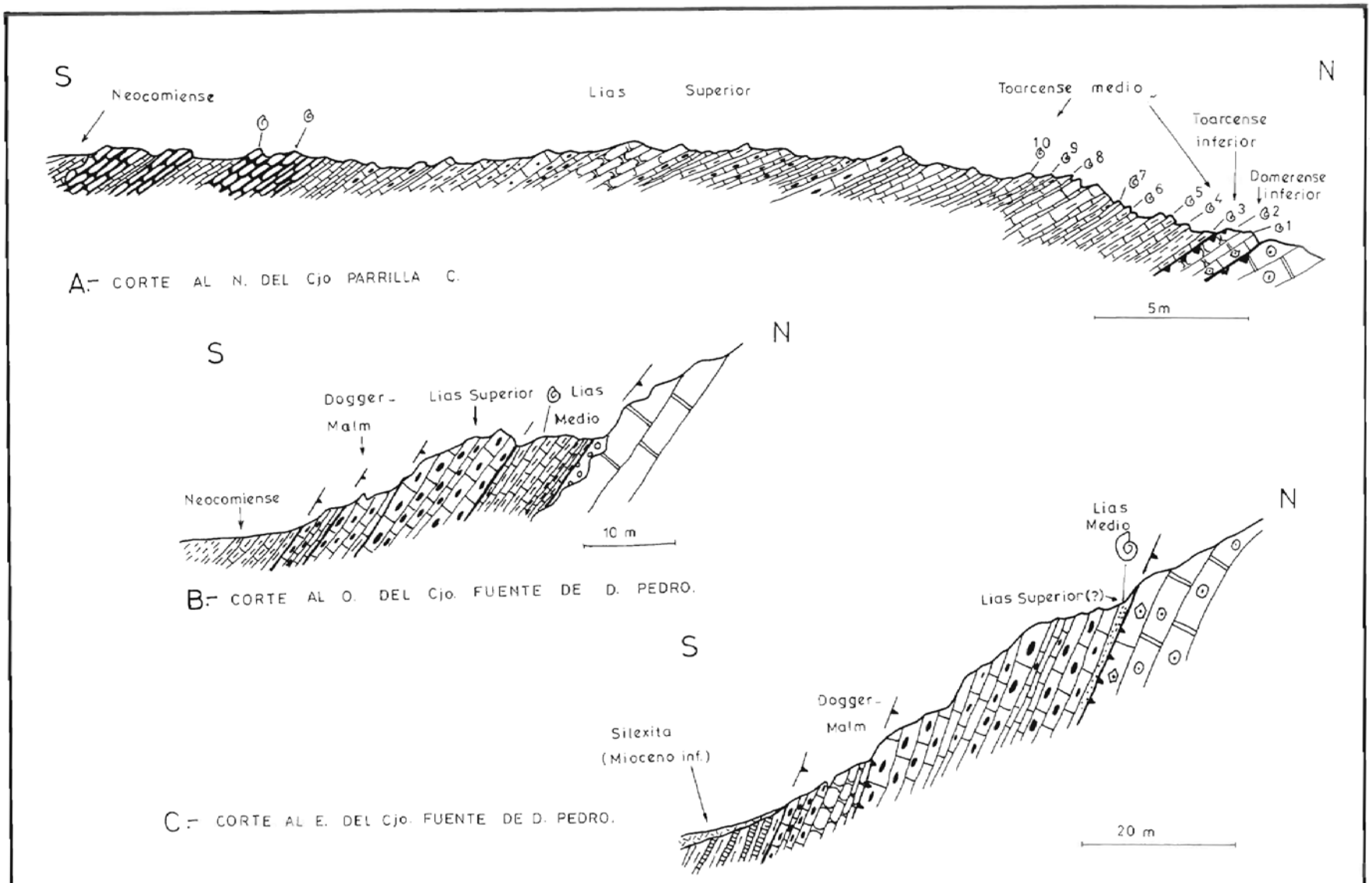


Figura 77. Tres cortes en la escama de la Parrilla - Caserio de Campos (Sierra del Gibalto)

mente dolomitizadas en la parte inferior. Sobre ellas se observa una superficie neta, ligeramente irregular, que constituye la base de un paquete de 1 m de espesor de calizas de color gris a crema que presentan una microfacies micrítica con abundantes fragmentos de crinoides y foraminíferos bentónicos, entre los cuales he podido determinar **Involutina liásica JONES**, que permite asignar al Lías medio estos niveles. El techo de este paquete es de color amarillento y aspecto noduloso, presenta claros indicios de constituir una superficie de interrupción sedimentaria y ha suministrado una fauna de ammonites del Domerense inferior con ligera condensación estratigráfica:

Protogrammoceras bonarellii (FUCINI)
Protogrammoceras sp.
Fuciniceras isseli (FUCINI)
Lytoceras villae MENEGHINI

La presencia de una fauna de ammonites, del Toarcense inferior, con
Hildaites sp. y
Calliphylloceras sp.

en el estrato que se superpone a la superficie de discontinuidad, pone de manifiesto una **laguna estratigráfica** que comprende el **Domerense medio y el superior.** Este estrato forma la base de un paquete blando del orden de la decena de metros de espesor, que da una depresión fácilmente reconocible en el relieve, constituído por margas, margocalizas y calizas margosas rojas y grises que contienen ammonites del Toarcense medio a diversos niveles:

nivel 4: Hildoceras sublevisoni FUCINI
nivel 5: Hildoceras bifrons (BRUGUIERE)
Pseudopolyplectus sp.
niveles 6 y 7: Collina gemma (BONARELLI)
Mercaticeras sp.
nivel 8: Polyplectus discoides (ZIETEN)
nivel 9: Brodieia alticarinata (MERLA)
Phymatoceras sp.
nivel 10: Polyplectus sp.

Estos niveles presentan abundantes estructuras de bioturbación, principalmente asignables a Zoophycos.

En la parte alta del paquete, el carácter margoso disminuye, a la vez que aparecen nódulos de sílex, con lo que la secuencia pasa a estar constituída por calizas bien estratificadas, localmente algo margosas, con nódulos de sílex. Tanto estas rocas como las infrayacentes muestran microfacies parecidas, pelmicríticas con escasos equinodermos espículas y filamentos (estos últimos progresivamente más abundantes hacia arriba), y también con una cierta cantidad de cuarzo anguloso de tamaño limo. El paquete de calizas con sílex alcanza un espesor del orden de la veintena de metros en este corte y, en su parte superior, presenta interelaciones de calizas nodulosas brechoides, muy duras y con

sílex, de colores rojos y verdes, localmente intensamente bioturbadas por Thalassinoides, que contienen algunos ammonites difícles de extraer, entre los cuales he recogido:

Phylloceras sp. y
Alocolytoceras sp.,

que demuestran que todavía estos niveles pertenecen al Lías. En este corte, el techo de las calizas con sílex lo constituye una superficie irregular sobre la que reposan margocalizas y margas blancas del Neocomiense.

Los otros dos cortes, levantados en la proximidades del Cortijo de la Fuente de Don Pedro, son de características análogas, si bien la base de la secuencia pelágica es localmente bastante irregular, está jalonada por un conglomerado calcáreo y los fósiles aparecen bastante mal conservados.

Algunos niveles de las calizas con sílex de las escamas superiores de la Sierra de Gibalto presentan una microfacies atribuible al Dogger, con abundantes filamentos y escasos oolitos que, locamente, pueden intercalar verdaderas calizas oolíticas, a veces silicificadas, cuyo origen turbidítico resulta evidente y cuya presencia ya fue señalada por Delgado (1970). Estos niveles oolíticos contienen, además, foraminíferos bentónicos característicos de ambientes de plataforma, entre los cuales he podido reconocer

Dictyoconus cayeuxi LUCAS
Pseudocyclammina sp.
Meandrospira sp. y
Spiroconulus perconigi ALLEMANN y SCHROEDER,

que indican una edad mínima Dogger para estos niveles. **Delgado y Sanz de Galdeano (1983)** han observado en esta región calizas nodulosas rojas atribuibles por su microfacies al Oxfordense, así como un delgado nivel de radiolaritas puras de color verde, de no más de 1m de espesor, que han atribuido al Malm superior. Sin embargo los niveles del Dogger y del Malm de la escama superior del Gibalto son muy delgados y lateralmente discontinuos, de manera que el Cretácico inferior puede reposar directamente sobre las calizas con sílex liásicas mediante una superficie irregular rellena por brechas, entre cuyos cantos aparecen calizas de plataforma con foraminíferos del Dogger.

3.7.3.3.2. El sector central.

Los elementos que constituyen el sector central de la Alta Cadena se caracterizan por presentar un Jurásico enteramente calcáreo, sin niveles margosos intercalados. Las calizas blancas de plataforma alcanzan una gran potencia, con predominio de las facies oolíticas, incluso con corales (al NO de Sierra Prieta, por ejemplo: UF790920), que recuerdan bastante a ciertos niveles de la Formación Endrinal del Penibéti-

co, pertenecientes al Dogger. **Serrano (1975)** ha señalado la existencia de foraminíferos bentónicos del Dogger, por lo que cabe pensar que los elementos texturales de plataforma carbonatada de esta edad, reconocibles en niveles de origen turbidítico intercalados entre las calizas con sílex y filamentos de las unidades tectónicas más internas del sector antes descrito, proceden de estas calizas del sector central.

Sobre las calizas blancas se observa, en muchos puntos, una superficie de interrupción sedimentaria bastante neta, sobre la cual se encuentra un paquete de calizas nodulosas rojas, a cuya base puede aparecer algo de sílex. El espesor es variable de unos puntos a otros, pero en un corte levantado al N del Realengo (UF770914) las calizas nodulosas alcanzan un espesor cercano a 20 m. Al S del cerro de la Cruz (UF78-7925) he observado un buen afloramiento de calizas y brechas rojas rellenando grandes cavidades de morfología muy irregular y apariencia kárstica en las calizas de plataforma, con abundantes fragmentos de ammonites indeterminables que conservan la concha, cuyas microfacies contienen abundantes Protoglobigerinas, lo que en la Zona Subbética suele ser característico del Dogger superior y, sobre todo del Oxfordense **(Azéma et al., 1979). Serrano (1975) y Sanz de Galdeano (com. pers.)** han recogido ammonites del Tithónico de la parte superior de las calizas nodulosas en diversos afloramientos al N de Sierra Prieta y **Peyre (1974)** ha reconocido diversas microfacies características del Jurásico superior.

En algunos puntos (Sierra del Madroñal, al N de Cjo.del Enebral) sobre las calizas blancas reposan directamente unas brechas atribuibles al Jurásico superior. Unas brechas análogas reconoció **Peyre (1974)** en el Rodadero, donde constató además su paso lateral a margas y arcillas con niveles bréchicos, también asignables al Malm, y que parecen indicar la transición al siguiente sector.

3.7.3.3.3. El sector meridional.

Está constituído por el Gallo-Vilo y por la Sierra Prieta. En esta última no se han reconocido los terrenos del Lías y la serie comienza con unas calizas micríticas con sílex, con niveles oolíticos intercalados, que por sus microfacies con abundantes filamentos **Peyre (1974)** ha atribuido al Dogger-Malm, y sobre la cual **Serrano (1975)** ha encontrado un nivel noduloso lateralmente discontinuo con abundantes ammonites del Tithónico inferior. La parte superior del Jurásico está constituída por un paquete de margas radiolaríticas y calizas con sílex que pasa gradualmente al Cretácico. En el Gallo-Vilo **(Magné et al., 1969)** han señalado la presencia de un potente paquete de calizas oolíticas que asignan al Malm inferior, que reposa sobre unos niveles de calizas con sílex y filamentos que atribuyeron al Lías superior-Dogger. **Peyre (1974)** recogió un ammonites del Toarcense inferior en los niveles de calizas con sílex, lo que, junto con otros datos regionales me incita a asignar al paquete oolítico más bien una edad Dogger. El techo del paquete oolítico lo constituye una superficie de interrupción sedimentaria, de morfología irregular y apariencia kárstica, que aparece silicificada, sobre la cual reposan margas radiolaríticas rojas y verdes con niveles microbréchicos que contienen abundantes aptychus del Kimmeridgense y que pasan gradualmente al Cretácico inferior.

3.7.3.4.- Cretácico.

El Cretácico ha sido reconocido en muchos puntos de la Alta Cadena aunque sus afloramientos suelen aparecer muy cubiertos, lo que dificulta considerablemente su estudio. En el Cretácico inferior predominan las margas y margocalizas de colores claros, con abundantes Nannoconus del Neocomiense, que esporádicamente contienen niveles de microbrechas de aptychus (escamas inferiores del Gibalto). En la Sierra de las Cabras, la región de Villanueva del Rosario y la Sierra del Madroñal la secuencia es bastante margosa, de color grisáceo e intercala frecuentes niveles microbréchicos y conglomeráticos; en la Sierra del Madroñal se reconoce un conglomerado a la base del Neocomiense y directamente sobre calizas atribuídas al Lías (**Peyre, 1974**), al igual que en la unidad superior de la Sierra del Gibalto, aunque en este caso reposa sobre niveles más altos de la serie liásica.

El Cretácico medio se detecta en bastantes puntos del sector central, aunque siempre en afloramientos bastante malos: está constituído por margas y margocalizas grises, oliváceas o negruzcas, de aspecto localmente bituminoso, aunque en general son muy parecidas a las del Neocomiense. Pueden intercalar esporádicos niveles de microbrechas y de turbiditas calcáreas de grano fino, areniscas verdosas, calizas con sílex y brechas, que contienen abundantes foraminíferos planctónicos y calciesferúlidos (**Stomiosphaera conoidea BONET; Pithonella ovalis KAUFFMANN**, etc.) **Peyre, 1974; Serrano, 1975; Barba et al., 1979**) del Albense-Cenomanense y, localmente, Nannoconus del Barremense-Aptense (**Peyre, 1974**). Un afloramiento bastante extenso de estos niveles se reconoce en la región central de la Alta Cadena, en la depresión del Cortijo del Enebral (UF777928); **Peyre (1974)** lo denominó **Formación del Enebral.**

En la mayor parte de los casos, el Cretácico medio-superior falta en su práctica totalidad por laguna estratigráfica. En un solo punto (Puerto de los Alazores: **Peyre, 1974**) ha sido reconocido el Senonense inferior. Por el contrario **Peyre (1974)** ha citado el Maastrichtense en bastantes puntos, sobre todo a la base de diversos afloramientos de calizas con Microcodium y también en las unidades de la Venta de los Domajos y de Ballesteros, de las cuales constituye la parte principal. La unidad de la Venta de los Domajos se caracteriza por presentar un Maastrichtense en facies de capas rojas bastante margosas, muy parecido al Senonense superior del Penibético. La unidad de Ballesteros por su parte, contiene un Maastrichtense formado por margas rojas y grises, microbrechas calcáreas y calizas arenosas de grano fino con cuarzo, glauconita y foraminíferos bentónicos. El Maastrichtense reconocible a la base del las calizas on Microcodium está formado por calcarenitas y margas rosas y grises, con niveles microbréchicos que pueden considerarse una facies equivalentes a la de la unidad de Ballesteros; en Sierra Prieta aparece en neta discordancia sobre el resto de la serie.

3.7.3.5.- Terciario.

La formación más característica del Terciario de la Alta

Cadena son las calizas de Microcodium. Los mejores afloramientos de estas rocas se reconocen en la Sierra Prieta y la región de las Buitreras y también en la Boca del Asno. Son calizas detríticas de color grisáceo, en corte fresco, pardo amarillento en superficie, bien estratificadas y de origen turbidítico. Están en la mayor parte de los casos exclusivamente constituídas por fragmentos de Microcodium por lo que pueden ser denominadas microcoditas. Esporádicamente intercalan niveles turbidíticos formados por un puré de foraminíferos planctónicos, y margas grises y blancas, sobre todo hacia la parte superior. Pueden alcanzar una potencia importante, del orden del centenar de metros o más, aunque normalmente es algo menor.

Sobre las calizas de Microcodium, normalmente mediante un contacto erosivo, reposa una secuencia litológicamente variada del Eoceno inferior y medio, formada por margas rojas con abundantes foraminíferos planctónicos, conglomerados alimentados de todos los materiales ya descritos de la secuencia estratigráfica, y calcarenitas predominantemente constituídas por foraminíferos bentónicos (nunmulítidos). Esta formación alcanza un notable desarrollo al S de las Buitreras.

Peyre (1974) ha atribuido a la secuencia estratigráfica de las series de su Conjunto de la Prieta, diversos afloramientos de materiales con carácter flysch del Eoceno superior-Mioceno inferior que afloran ampliamente en los alrededores de Villanueva del Rosario y que **Blumenthal (1931)** incluyó en su Formación del Saucedo.

He observado algunos cortes de los materiales atribuidos a esta formación en la carretera de Granada a Málaga y, por su aspecto, me parecen correlacionables con formaciones de la unidad de Algeciras, perteneciente al Complejo del Campo de Gibraltar, lo que me hace suponer que este conjunto debe ser alóctono, y no transgresivo, como afirma **Peyre (1974)**, sobre los afloramientos ya descritos de la Alta Cadena. Sin embargo no he podido realizar un estudio detallado del contacto inferior de estos materiaes por lo que la afirmación que he realizado debe tomarse con las debidas reservas.

Otros materiales terciarios atribuibles a la secuencia estratigráfica de las unidades de la Alta Cadena son unas margas rojas con niveles arenosos y calcareníticos de edad oligocena, así como unas margas silíceas y silexitas atribuibles al Oligoceno-Mioceno inferior, que han sido descritas por **Peyre (1974)** en la Sierra del Madroñal y en la región del Puerto de los Alazores.

En el Gallo-Vilo (**Magné et al., 1969**), por el contrario, no hay duda de la naturaleza transgresiva y discordante de los materiales terciarios sobre la secuencia mesozoica. La base está constituída por un conglomerado alimentado de cantos bien redondeados, de las calizas jurásicas sobre todo, que presenta intercalaciones de margas rojas del Oligoceno superior.Por encima aparecen margas grises con niveles de turbiditas calcáreas y calcarenitas con **Lepidocyclinas** del tránsito Oligoceno-Aquitaniense y finalmente un potente paquete de margas silíceas con niveles de silexitas, del Aquitaniense-Burdigaliense inferior. Niveles silexí-

ticos equivalentes aparecen también en la depresión de la Venta de los Alazores y en la Sierra del Madroñal. **La Formación de Santana,** definida por **Mathis (1974)** al SO de ventas de Zafarraya, debe formar parte, como este autor señala, de la secuencia terciaria del Gallo-Vilo, aunque ha sido tectónicamente independizada de su sustrato estratigráfico original a consecuencia de la superposición posterior de la unidad de Zafarraya. Esta formación está constituída por alternancias de conglomerados y margas silíceas que, lateralmente, pasan a margas silíceas con intercalaciones de calizas detríticas bioclásticas **(Rivera, 1975).**

3.8.- Sobre la unidad de Zafarraya.

En la unidad de Zafarraya **Vera (1969)** agrupó a los materiales fundamentalmente mesozoicos que afloran en los bordes occidental y meridional de la unidad de la Sierra Gorda de Loja, que consideró tectónicamente superpuestos a ésta, aunque dicha superposición sería de escasa magnitud. Posteriormente, **Peyre (1974) y Mathis (1974)** han supuesto que esta unidad guardaría relación con los diferentes conjuntos tectónicos definidos en la Alta Cadena, con algunos de los cuales además muestra bastantes semejanzas estratigráficas, que fueron previamente señaladas por **Delgado (1970).** Este último autor consideró que la unidad de Zafarraya se prolongaría en la Sierra del Gibalto por medio de los elementos tectónicos intermedios reconocidos en éste (Unidad del Hoyón-Zafarraya de este autor), que **Delgado y Sanz de Galdeano** (1981) han incluído posteriormente en las escamas inferiores de su "Conjunto Gibalto".

Vera (1969), Delgado (1970) y Mathis (1974) han presentado diversos cortes parciales que, completados con observaciones personales, permiten establecer los rasgos estratigráficos generales de esta unidad: un
potente paquete de dolomías a la base, seguido de unas calizas blancas; sobre las cuales aparecen calizas con sílex con intercalaciones margosas, cuya parte media ha suministrado ammonites del Lías superior y en cuya parte superior aparecen niveles micríticos con filamentos y oolitos dispersos; un Dogger-Malm reducido o ausente, formado por calizas con sílex y calizas nodulosas; un Cretácico inferior margocalizo de colores claros; un Cretácico medio y superior inexistente, salvo el Senonense superior que aparece constituído por margocalizas y margas rojas que pasan también al Paleoceno y Eoceno;y, por último, un Eoceno superior-Oligoceno margoso y conglomerático.

Ciertamente, estas características estratigráficas concuerdan con las de diversas series reconocibles en la Alta Cadena. Sin embargo, en unas dolomías que **Vera (1969)** asignó a la Unidad de Zafarraya, en la carretera de Zafarraya al Puerto de los Alazores he reconocido abundantes fósiles del Trías superior (Noriense), entre los cuales hay que citar (Lám. 26).

Gryphoporella curvata GUMBEL

Gyroporella vesiculifera? PIA
Thaumatoporella parvovesiculifera RAINIERI
Involutina sp.
Involutina sinuosa
Glomospirella sp.

Estos fósiles aparecen en facies de plataforma carbonatada somera, muy parecidas a las del Trías superior alpino de algunas unidades alpujárrides y de la unidad de la Nieves.

La presencia de un Trías superior de facies alpina en la unidad de Zafarraya me parece un hecho singular que se presta a interpretaciones diversas pero todas ellas con implicaciones paleogeográficas importantes. Por una parte, el dato en sí mismo incita a pensar que las dolomías de la unidad de Zafarraya no son rocas propiamente subbéticas, sino de procedencia más interna, de algún modo relacionadas paleogeográficamente con otras unidades que presentan un Trías superior alpino, como los Alpujárrides o los Rondaides. Pero, por otra parte, la posición tectónica y el contexto regional incitan a considerar que estas rocas, al igual que la totalidad de la unidad de Zafarraya, deben ser de pertenencia externa. Obviamente ello obliga a admitir que al menos algunas unidades subbéticas podrían presentar un Trías superior con facies alpina, rasgo que hasta ahora se ha considerado característico de las Zonas Internas, y también a plantearse el problema de la relación paleogeográfica durante el Trías superior entre unidades con Trías alpino de las Zonas Internas y las Externas.

En mi opinión, provisionalmente, y a la espera de un estudio más detallado es mas razonable admitir la segunda posibilidad. En efecto, a priori no hay razón alguna para excluir la edad triásica de la base carbonatada de algunas unidades subbéticas, particularmente de las más internas, en muchas de las cuales con la sola excepción del Penibético, no han sido descritas, por debajo del Jurásico, rocas triásicas de facies germano-andaluza. Así, la unidad de Sierra Gorda (Vera, 1969), por ejemplo, está constituída en su mayor parte por un potentísimo paquete carbonatado de edad anterior al Liásico superior, cuya base sería posible que perteneciera al Trías superior, y algo parecido podría suceder en las Sierras de Orce y María, aunque en estas últimas se ha confirmado la pertenencia, de una parte al menos de las calizas, al Lías y al Dogger (Geel, 1973).

En todo caso, me parece necesaria una revisión detallada tanto de la geología de la región meridional occidental de la Sierra Gorda de Loja como de la estratigrafía de la base dolomítica de muchas series subbéticas. Este estudio contribuiría, sin duda, a aclarar las relaciones de la unidad de Zafarraya con las unidades de la Alta Cadena, y las de éstas con otros elementos pertenecientes a las Zonas Externas (Penibético y unidad de Sierra Gorda en particular) así como con las Internas.

3.9.- Sobre las unidades de Sierra Gorda y de Sierra Arana.

La unidad de Sierra Gorda fué definida por **Vera (1969)**. En ella agrupó a los materiales que forman parte del macizo calcáreo de dicho nombre y que constituyen el borde occidental de la Depresión de Granada. Desde un punto de vista estratigráfico esta unidad presenta una serie bastante uniforme por todo el macizo que la constituye. Presenta un potente paquete carbonatado, dolomítico a la base, calizo en la parte superior, con facies de plataforma, que se atribuye al Lías inferior, sobre el cual, mediante un contacto brusco reposa un paquete de calizas pelágicas y calizas nodulosas que raramente sobrepasa la treintena de metros de espesor, a la base del cual suelen aparecer unos niveles delgados de crinoiditas: **Linares y Vera, 1966; Vera, 1969)**. Este paquete noduloso ha sido el objetivo de detallados estudios bioestratigráficos que han puesto de manifiesto la existencia del Lías superior **(Braga y García-Hernández, com. pers.** (1985)el Dogger y el Malm **(Sandoval,1983; Sequeiros, 1974; Olóriz, 1978; Checa, 1985); Tavera, 1984)** mediante ammonites, así como la presencia de algunas lagunas estratigráficas a diversas alturas de la secuencia condensada de calizas nodulosas. En estas rocas también ha sido realizado el primer estudio magnetoestratigráfico sobre el Jurásico de la Cordillera Bética **(Ogg et al., 1984)**. Las calizas nodulosas transicionan gradualmente a una potente formación de margocalizas y margas blancas y grises con abundantes ammonites del Cretácico inferior, que se hace más margosa y oscura hacia arriba, a la vez que aparecen niveles de calizas con sílex, probablemente del Cretácico "medio". Sobre ellas reposa un potente paquete de capas rojas del Senonense, que es la última formación reconocible en esta unidad. El Terciario, del cual no se tienen datos bibliográficos, en mi opinión es posible que se encuentre representado en la parte superior de las capas rojas.

Estudios recientes inéditos (García-Hernández, et al 1986) están constatando variaciones estratigráficas notables con respesto a la mencionada serie tipo, con aparición de discontinuidades estratigráficas importantes, calizas con sílex, brechas e irregularidad estratigráfica manifiesta en sentido lateral, en el borde meridional de esta unidad.

La unidad de Sierra Gorda ha sido considerada, junto con la unidad de Sierra Arana, un elemento típico del Subbético interno **(García-Dueñas, 1967a,1969b; Azéma et al., 1979; García-Hernández et al., 1980)**. Sin embargo, existen diferencias significativas entre las series estratigráficas de ambas unidades durante el Lías medio y superior y el Dogger inferior que, en Sierra Arana ,están constituídos por un paquete de calizas tableadas y con sílex, mientras que en Sierra Gorda faltan por laguna estratigráfica o aparecen en una secuencia muy condensada y reducida de calizas pelágicas. En mi opinión la unidad de Sierra Gorda debió constituir durante la mayor parte del Jurásico una zona de umbral extensa, de morfología uniforme y subhorizontal, mientras que Sierra Arana pudo situarse en una zona algo más marginal de un umbral. Algunas de las unidades de la Alta Cadena, sobre todo de su sector central y del

margen interno del sector septentrional (escamas intermedias de la Sierra del Gibalto, por ejemplo) presentan series estratigráficas algunos de cuyos términos recuerdan a los reconocibles en estas dos unidades, con las cuales pudieron estar relacionadas en la cuenca sedimentaria original. En general parecen mostrar, en conjunto, mayores semejanzas con la unidad de Sierra Arana que con la de Sierra Gorda que, sin embargo, se sitúa más próxima.

Como antes he comentado, las relaciones tectónicas y paleogeográficas de la unidad de Sierra Gorda con la de Zafarraya, que presenta bastantes afinidades con las reconocibles en la Alta Cadena, no están suficientemente claras. Creo que es necesaria una revisión de la geología del macizo de Sierra Gorda a fin de aclarar sus relaciones estructurales con las unidades adyacentes, prestando una especial atención a la estratigrafía y a la interpretación sedimentaria de las facies mesozoicas. La unidad de Sierra Gorda es muy extensa y, en mi opinión, las variaciones estratigráficas arriba comentadas con respecto a la serie tipo, que es la característica sobre todo de su sector noroccidental y más alejado de la Alta Cadena, deben ser importantes desde un punto de vista paleogeográfico. Es posible que la región de Sierra Gorda sea un lugar excepcional para constatar variaciones importantes en las facies dentro de una misma unidad tectónica, así como para establecer el cortejo de facies y de ambientes y subambientes sedimentarios que caracterizaron al umbral pelágico del margen interno de la Zona Subbética en el sector central de la Cordillera no solo durante el Jurásico, sino también durante la mayor parte de su historia mesozoica y terciaria.

4.- INTERPRETACION SEDIMENTARIA Y RECONSTRUCCION PALEOGEOGRAFICA.

4.1.- Posición relativa de las unidades dentro de la cuenca.

4.1.1.- Sobre la posición original y la procedencia de las series subbéticas del sector occidental.

Antes de abordar la reconstrucción de la cuenca subbética en el sector occidental de la Cordillera hay que tener en cuenta que los materiales procedentes de ella se encuentran completamente desenraizados y expulsados de su patria original, flotando en buena parte sobre materiales miocenos de la Depresión del Guadalquivir, por debajo de los cuales no aparecen materiales prebéticos sino terrenos mesozoicos no plegados que constituyen la cobertera tabular de la Meseta (Perconig, 1960-62). De acuerdo con las directrices tectónicas (Foucault, 1971; López-Garrido, 1971; Dabrio, 1973) y paleogeográficas (García-Hernández, 1978) reconocibles en las Sierras de Cazorla y Segura, el Prebético occidental se debía continuar hacia el S o SSO y no hacia el O ó SO (Bourgois, Chauve y Peyre, 1971, 1972; Baena y Jerez, 1982; Jerez, 1984). Los afloramientos de materiales prebéticos al O de la Falla de Tíscar pueden considerarse alóctonos sobre los terrenos miocénicos de la Depre-

sión del Guadalquivir (**Sanz de Galdeano, 1972 García-Rossell, 1972**), han debido ser expulsados de su patria original, al igual que la totalidad de los materiales subbéticos, y ser desplazados hacia el O y NO a consecuencia del movimiento en bloque hacia el O de las Zonas Internas (**Andrieux et al., 1971**). Según todo esto, parece razonable admitir que los materiales subbéticos del sector occidental de la Cordillera probablemente se situaban originalmente a muchos km al E de su posición actual, y que su patria se situaría, por lo menos, al E de la transversal de Granada (cf. Cap. 9, ap 3.1.).

4.1.2.- Relaciones entre las unidades diferenciadas.

La reconstrucción de la cuenca subbética del sector occidental de la Cordillera se debe efectuar a partir de fragmentos dispersos y alejados entre sí, sobre la base de la posición que actualmente ocupan unos respecto a otros y la naturaleza de sus series estratigráficas, teniendo en cuenta las reconstrucciones realizadas en el sector central (**García-Hernández et al., 1980**), en el cual la fragmentación no ha sido tan acusada y es todavía posible reconocer la posición relativa de cada tipo de secuencia estratigráfica dentro de una misma unidad tectónica.

La posición paleogeográfica más externa la debieron ocupar los afloramientos de la región de Montellano. En posición algo más interna se debieron situar las series subbéticas de la región central de la provincia de Cádiz y de la región entre El Bosque y Zahara. Ya han sido comentadas las afinidades de estas series, respectivamente, con las que se reconocen en la transición del Subbético medio al Subbético externo (Región de Rute, en la transversal de Loja, región del Ventisquero en la de Granada), y con las del Subbético medio de la Sierra del Pedroso o del N de Granada. En el sector occidental no aparecen, sin embargo, series equivalentes a las del centro del Subbético medio, caracterizado por la presencia frecuente de rocas volcánicas submarinas.

Los materiales subbéticos reconocibles en regiones más internas que las arriba mencionadas deben representar la continuación, hacia el interior de la Cordillera, de la cuenca sedimentaria subbética. Así, las series estratigráficas de las Sierras del Pinar, Silla y Lagarín recuerdan a las del Subbético medio meridional de la transversal de Granada. Es probable que una posición equivalente ocuparan los elementos tectónicos del sector septentrional de la Alta Cadena Buitreras, etc. en continuidad con o, al menos, proximidad a los afloramientos subbéticos de la región entre la Sierra del Pedroso y Loja. Todas estas series se caracterizan por presentar un Lías medio y superior margoso y margocalizo muy potente, un Jurásico medio y superior preferentemente margoso y radiolarítico, con frecuentes lagunas estratigráficas y espesor reducido y un Neocomiense bastante margoso con frecuentes intercalaciones de conglomerados, brechas y turbiditas. Sólamente en la Alta Cadena se encuentran retazos de la secuencia postneocomiense: el Cretácico medio y superior aparece mal representado o incluso falta,lo que parece indicar que, en este intervalo de tiempo la cuenca sufrió perturbaciones tectónicas y

sedimentarias importantes, que impidieron la sedimentación (García-Dueñas, 1967a, 1969 b); el Paleógeno, caracterizado por la presencia de calizas con Microcodium en el Paleoceno, y por margas con intercalaciones conglomeráticas y turbidíticas en el Eoceno (Oligoceno) recuerda al reconocible en ciertas regiones de los Montes Orientales (Comas, 1978).

Las series de las Sierras de Líjar, Blanquilla y Cañete se debieron depositar en posición más interna. Las escamas del Boyar, en la región de Grazalema, y algunos elementos internos del sector septentrional de la Alta Cadena (escamas superiores del Gibalto) y del sector central de la misma región, probablemente son equivalentes laterales. La Sierra del Tablón, por su parte, parece constituir el enlace con las regiones más externas.

Las series de las Sierras de Líjar y Cañete y de las escamas del Corredor del Boyar se caracterizan porque en ellas no se reconoce la discontinuidad estratigráfica del Lías medio, durante la cual se produjo el reemplazamiento de las facies de plataforma por facies pelágicas (García-Hernández et al., 1976). Las facies de plataforma se mantuvieron durante todo el Lías y fueron progresivamente reemplazadas durante del Dogger por calizas con sílex, dentro de las cuales aparecen, en la parte alta sobre todo, intercalaciones de microbrechas y de turbiditas calcáreas, frecuentemente oolíticas y con abundantes foraminíferos bentónicos de plataforma que, evidentemente, debieron proceder de una plataforma carbonatada del Dogger situada en un área próxima. Esta plataforma pudo estar constituída sea por el borde externo del Penibético o bien por los elementos del sector central de la Alta Cadena, donde algunos autores han descrito facies de plataforma carbonatada en el Dogger (Serrano, 1975). Es posible que la continuación hacia el E de la zona sedimentaria ocupada por estas unidades tuviera lugar a través de la unidad de Parapanda-Moclín.

De acuerdo con su posición geométrica, las unidades del sector meridional de la Alta Cadena pudieron ser las más internas y próximas al Penibético, pero por sus características estratigráficas más bien parecen constituir una variación local de la zona sedimentaria antes descrita. En todo caso, tanto las diversas unidades de la Alta Cadena como las escamas del Corredor del Boyar presentan algunos rasgos estratigráficos, sobre todo en el Jurásico medio-superior y Cretácico inferior, que recuerdan a los de ciertas unidades muy externas del Penibético (Peñón Grande, Padrastro, Tajo de Sabar), lo que, al igual que su posición actual, concuerda con la hipótesis de la proximidad paleogeográfica entre ambos dominios.

4.1.3.- Sobre las relaciones paleogeográficas con el Subbético interno.

Algunas unidades de la Alta Cadena, sobre todo del sector central de la misma, así como algunas escamas superiores de la Sierra del Gibalto recuerdan, por su serie estratigráfica, al Subbético interno de regiones más orientales, en particular a la unidad de Sierra Arana

(Durand-Delga y Fontboté, 1960). En la secuencia estratigráfica jurásica de esta unidad (López-Garrido y Orozco, 1970) se reconocen rocas volcánicas en el tránsito Trías-Lías (Estévez et al., 1984), calizas con sílex en el Lías superior-Dogger inferior y calizas nodulosas en el Dogger-Malm. Es posible, por tanto que, hacia el E,a través de algunas de estas unidades tuviera lugar una transición gradual a una secuencia tipo Sierra Arana. Sin embargo, actualmente se intercala en medio el enorme macizo de la unidad de Sierra Gorda, y también la unidad de Zafarraya (Vera, 1969), cuyas relaciones con las unidades adyacentes deben ser, en mi opinión, objeto de una detallada revisión. La unidad de Zafarraya puede ser, en principio, considerada como un equivalente lateral de las unidades de la Alta Cadena. Resta por saber si pudo existir alguna relación paleogeográfica entre éstas y la unidad de Sierra Gorda, sobre todo por sus bordes meridional y occidental. La unidad de Sierra Gorda presenta una secuencia jurásica diferente de la de Sierra Arana, que está caracterizada por un potentísimo paquete carbonatado cuya base podría pertenecer al Trías superior y cuyo techo alcanza el Lías medio, a partir del cual que se generalizan por toda la unidad las facies pelágicas, principalmente constituídas por calizas nodulosas (Linares y Vera, 1966; Vera, 1969) en el Jurásico en las que diversos paleontólogos han realizado estudios bioestratigráficos muy detallados (Sequeiros, 1972a,b, 1974; Sandoval, 1983; Olóriz, 1978; Tavera, 1985; Checa, 1984). Es posible también, que la secuencia cretácica de la unidad de Sierra Gorda sea más completa que la de la unidad de Sierra Arana y se sabe muy poco del terciario de ambas unidades. Pienso, por tanto, que es necesaria una detallada revisión estratigráfica y, sobre todo, sedimentológica y paleogeográfica de las unidades incluídas en el Subbético interno para establecer las relaciones de detalle tanto entre sí como con el Penibético y otras unidades subbéticas más externas. En un principio, a título de hipótesis, pienso que todas ellas pueden ser consideradas, al igual que el Penibético, como umbrales situados en el margen interno de la Zona Subbética, pero entre los cuales probablemente no existió una continuidad perfecta, sino que podrían aparecer aislados unos de otros por zonas algo más profundas en las que posiblemente se depositaban sucesiones sedimentarias análogas a las de la Alta Cadena y regiones equivalentes ya descritas.

4.2.- Evolución paleogeográfica e interpretación sedimentaria.

El objeto de este apartado es realizar una reconstrucción paleogeográfica sobre la base de la posición relativa de los diferentes elementos tectónicos dentro de la cuenca, según fue comentado en el apartado anterior (4.1.2.), a partir de la correlación estratigráfica del análisis y distribución espacial de las facies. También tratará de la evolución sedimentaria a lo largo del tiempo. Me referiré exclusivamente a las series más internas, que han sido consideradas ultrapenibéticas por algunos autores, ya que las restantes presentan una evolución sedimentaria y una paleogeografía equivalente a la que ha sido propuesta por García-Hernández et al. (1980) y, por tanto, no merecen comentarios especiales.

4.2.1.- El Trías y el Lías inferior.

Durante el Trías superior y el Lías inferior las condiciones de depósito fueron equivalentes a las reinantes en el resto de la Zona Subbética. Las facies Keuper del Trías superior probablemente se depositaron en una de llanura costera muy extensa y llana, en condiciones climáticas posiblemente áridas que permitían el depósito de niveles delgados evaporíticos y dolomíticos en ambientes de tipo **sabkha**. A esta llanura costera en la que predominaban los sedimentos terrígenos finos esporádicamente llegaban aportes arenosos de procedencia continental, que llegaron a ser localmente importantes en las futuras escamas del Boyar, y en las unidades de Montecorto y del Gallo-Vilo.

En algunos puntos (unidad de Zafarraya) se depositaron sedimentos marinos de plataforma carbonatada somera durante el Trías superior, lo que en principio se puede considerar como un dato indicativo de proximidad paleogeográfica al dominio de las futuras Zonas Internas. Sin embargo, en la mayor parte de los puntos las condiciones de plataforma no se implantaron hasta el Lías inferior, al igual que en la mayor parte de las Zonas Externas de la Cordillera (**García-Hernández et al., 1976, 1979**), condiciones que se mantuvieron hasta mediados del Lías.

4.2.2.- El intervalo Lías medio-Jurásico superior.

4.2.2.1.- La desintegración de la plataforma carbonatada.

Durante el Lías medio en la mayor parte de los puntos tuvo lugar el reemplazamiento de las facies de plataforma carbonatada por facies pelágicas (**García-Hernández et al., 1976**). Este fenómeno se interpreta como una consecuencia de la distensión que, debido a la apertura del Atlántico (**Pitman y Talwani,1972; Dewey et al., 1973**), afectó de manera general a los dominios alpinos, provocó la desintegración de las plataformas carbonatadas triásico-liásicas (**Jenkyns,1970; Bernoulli y Jenkyns, 1974**)) y determinó la individualización de dominios paleogeográficos pelágicos afectados por una subsidencia diferencial. Este fenómeno conllevó, en la mayor parte de los casos, una interrupción en la sedimentación que dio lugar a un fondo endurecido y a una laguna estratigráfica, en algunos casos detectable paleontológicamente como por ejemplo sucede en la escama superior de la Sierra del Gibalto, laguna que afectó a una parte del Lías medio y se produjo a consecuencia de las perturbaciones sedimentarias (cese de los aportes, acción de las corrientes, colonización por organismos) asociadas a la desintegración de la plataforma carbonatada y a la implantación de las facies pelágicas.

4.2.2.2.- La diversificación paleogeográfica y la tectónica sinsedimentaria.

A partir de este momento se produjo una notable diversificación paleogeográfica: unos sectores de la cuenca se hundieron progresiva-

mente siendo el asiento de una sedimentación predominantemente margosa característica de un surco; otros permanecieron elevados y en ellos se mantuvieron las condiciones de plataforma, fueron sometidos a emersión o bien constituyeron altos fondos submarinos sobre los que se depositaban sedimentos pelágicos calcáreos, preferentemente condensados. (Fig. 78).

Las unidades cuya paleogeografía es el objeto de este apartado se depositaron, a juzgar por las facies que presentan sus sedimentos postliásicos, en el tránsito de un surco profundo a un área más elevada; en definitiva, en una zona de pendiente. El surco era el Subbético medio y la zona elevada el Penibético, cuyos materiales afloran hoy respectivamente al exterior y al interior de dichas unidades. Con esta interpretación concuerda tanto la distribución actual de las facies como la posición de los afloramientos, lo que indica que el ordenamiento original ha condicionado en parte la posición actual y que la distribución general de los materiales no ha sido totalmente trastocada por las intensas deformaciones tectónicas que han afectado a la región occidental de la cordillera. Así, en los afloramientos en la actualidad más externos (Sierras del Pinar, Silla, Lagarín, Blanquilla, Tablón y sector septentrional de la Alta Cadena) se depositaron predominantemente sedimentos margosos, pero con esporádicas intercalaciones de sedimentos gravitacionales procedentes de zonas menos profundas en las que se producían desprendimientos submarinos, sobre todo en los momentos de mayor inestabilidad tectónica. Por el contrario, en los afloramientos más internos (Sierras de Líjar y Cañete, escamas del Corredor del Boyar, sectores central y meridional de la Alta Cadena) las facies indican una mayor persistencia de las condiciones de plataforma, o bien la proximidad de ésta se deja sentir por la presencia de intercalaciones turbidíticas alimentadas de ella. No parece, sin embargo, que la morfología de la zona de pendiente ocupada por todas estas unidades fuera demasiado uniforme y regular al menos en todas las regiones y edades: la frecuencia de lagunas estratigráficas de extensión lateral y vertical muy variable, la gran diversidad de las facies en el detalle, la actuación repetida en el tiempo de los procesos de resedimentación, etc., reconocibles sobre todo en la Alta Cadena y la región del Corredor del Boyar sugieren que la morfología del fondo marino fué muy irregular, lo que probablemente se debió a un fallamiento repetido del fondo de la cuenca que pudo dar lugar a escarpes submarinos y a basculamientos de bloques en la región situada entre el Subbético medio y el Penibético. Así, en los bloques levantados y los escarpes submarinos debían predominar la erosión submarina, la interrupción sedimentaria y el depósito de sedimentos condensados y reducidos; en las áreas situadas en las proximidades de los escarpes el depósito de brechas y turbiditas calcáreas; en las zonas más profundas o alejadas de las irregularidades topográficas submarinas, los sedimentos margosos, con solo esporádicas intercalaciones turbidíticas.

4.2.2.3.- Vulcanismo y dolomitización.

La existencia de zonas de fracturación sinsedimentaria está avalada también por el vulcanismo y la dolomitización. Los fluidos dolo-

mitizantes, procedentes del Trías arcilloso y yesífero infrayacente, ascendieron a favor de las zonas de fractura, provocando la dolomitización de importantes volúmenes de las calizas de plataforma, de acuerdo con el modelo propuesto por **Martín (1979, 1980)**, pero incluso pudieron alcanzar a los materiales depositados por encima de las calizas de plataforma, como sucede por ejemplo en las Sierras de Cañete y Líjar, en las que la dolomitización ha afectado intensamente a las calizas micríticas y con sílex del Lías-Dogger. Este fenómeno también se observa en la unidad de Parapanda-Moclín, para la cual anteriormente propuse una posición paleogeográfica semejante a la de estas unidades.

También a favor de las fracturas debieron ascender los fundidos de origen volcánico que, a diferencia de lo que sucede con frecuencia en el centro del Subbético medio, donde la distensión debió ser más acusada **(Fontboté y Quintero, 1960; Comas et al., 1967; García-Yebra et al., 1972)** no llegaron a alcanzar el fondo marino, a juzgar por la inexistencia de lavas almohadilladas.

4.2.2.4.- Las facies margosas y silíceas del Lías medio y superior y del Dogger.

En las unidades que se depositaron en posición más externa, en la parte superior de las calizas de plataforma del Lías aparecen esporádicamente niveles con abundantes crinoides. Estos niveles indican que la plataforma, hasta entonces restringida, comenzaba a sentir la influencia de las corrientes, principalmente mareales **(Jenkyns, 1971a,b, García-Hernández et al., 1979; Dabrio y Polo, 1985)** lo que facilitaba la interrupción de la sedimentación, la colonización del fondo por los crinoides y su disgregación posterior, durante el Lías medio. En el Lías superior la sedimentación se reanudó pero ya en condiciones netamente pelágicas.

La fuerte subsidencia del ambiente sedimentario la demuestra el enorme espesor de sedimentos que se acumuló en el Lías medio y superior, principalmente de carácter rítmico y calizo-margoso, en algunas regiones (Sierra del Pinar, p. ej.) con abundante sílex, producto de la removilización de la sílice de las espículas de esponjas, que eran los organismos bentónicos dominantes. Estas calizas con sílex y las rítmitas margoso-calcáreas asociadas probablemente eran depósitos de una plataforma abierta **(Seyfried, 1979)** y naturaleza probablemente hemipelágica, a juzgar por sus microfacies y los organismos a ellas asociados, pero de una profundidad probablemente moderada. La presencia de niveles laminados, de cantidades perceptibles de cuarzo de tamaño limo y la abundancia de microfacies peletoidales sugieren una cierta acción de las corrientes tal vez corrientes análogas a las de contorno (Heezen et al, 1966) lo que, de ser correcto, significaría que muchas facies de calizas con sílex podrían ser consideradas contornitas carbonatadas con cantidades de terrígenos finos de procedencia continental **(Palomo Delgado et al., 1985)** cuya importancia fue variable a lo largo del tiempo. La ritmicidad probablemente fue de origen climático **(Fischer, 1976,1981 Schwarzacher y Fischer, 1982)**.

La subsidencia no fue compensada por la sedimentación, como lo demuestra la acentuación progresiva del carácter margoso y la aparición de niveles radiolaríticos en el Dogger, a consecuencia de la profundización del ambiente sedimentario, que pasó a constituir un surco próximo al nivel de compensación de los carbonatos. La profundidad de estas facies es una cuestión debatida como ha señalado **Vera (1981)**. Si bien muchos autores consideran que debió ser análoga a la de los fangos silíceos actuales de las zonas tropicales y ecuatoriales y, por tanto, del orden de varios miles de metros **(Garrison y Fischer, 1969; Bosellini y Winterer 1975)** otros autores, sobre la base de que el nivel de compensación de los carbonatos (C.C.D.) probablemente ha sufrido un notable aumento de profundidad a consecuencia de la posiliferación de los micro y nannoorganismos planctónicos a partir del Jurásico superior **(Bernoulli y Jenkyns, 1974, Hallam, 1975; Jenkyns, 1980a; Seyfried, 1979; Farinacci et al., 1981)**, admiten que la profundidad de depósito pudo ser mucho menor, tal vez del orden del millar de metros o poco más, y que el depósito silíceo pudo haber sido favorecido por la escasez de aportes terrígenos a la cuenca desde las áreas continentales, por la restricción de los surcos entre los umbrales y por el vulcanismo submarino que, en la cuenca subbética, comenzó a ser importante ya en el Lías superior **(García-Yebra et al., 1972)**.

Estas facies son completamente equivalentes a las del Subbético medio de regiones septentrionales, de los cuales pueden considerarse una prolongación formal.

4.2.2.5.- La plataforma carbonatada del Dogger y los sedimentos con ella relacionados.

Al desplazarse desde las zonas adyacentes a la cuenca hacia las zonas menos profundas se observa una rápida desaparición del contenido margoso y las facies del Lías superior y, sobre todo, del Dogger inferior pasan a estar preferentemente formadas por calizas con sílex. Entre ellas se intercalan niveles oolíticos y microbréchicos, con foraminíferos bentónicos procedentes de una plataforma carbonatada, como puede reconocerse en las Sierras del Tablón **(Bourgois, 1978)** o en las escamas superiores de la Sierra del Gibalto. En estos afloramientos es probable que estas intercalaciones calcareníticas sean de origen turbidítico **(Bosellini et al., 1981)** ya que se intercalan entre margas y calizas con sílex, con ammonites del Lías medio y superior, y radiolaritas atribuibles al Dogger superior-Malm.

En afloramientos algo más internos, como la Sierra de Líjar o las escamas del sector central de la Alta Cadena, se encuentran unas calizas blancas con los mismos foraminíferos bentónicos e incluso con corales, que sin duda constituyen sedimentos autóctonos de plataforma somera, análogos a los que se conocen en el Subbético externo **(Molina et al., 1984a,b ; Ruiz Ortiz et al., 1985)**. En estas unidades, además, no se reconoce la discontinuidad estratigráfica del Lías y, aparentemente, hay continuidad entre los depósitos de plataforma del Lías y del Dogger

que incluso pueden aparecer conjuntamente dolomitizados (Sierra de Líjar). Es muy posible que esta plataforma del Lías-Dogger se continuara lateralmente con los materiales de igual edad del Penibético, que han sido incluídos en la Formación Endrinal. Sin embargo, probablemente en esta región podían dejarse sentir con mayor facilidad las influencias pelágicas, como sugiere el paquete de calizas con sílex y filamentos que se reconoce en el Gallo-Vilo, y en el que **Peyre (1974)** recogió un ammonites del Lías superior.

Una aparente continuidad sedimentaria entre el Lías y el Dogger también se observa en la Sierra de Cañete y en las escamas del Corredor del Boyar, donde el Lías superior ha sido identificado por **Hoppe (1968)** en facies de plataforma. Sin embargo, el Dogger con foraminíferos bentónicos aparece, en este caso, dentro de facies de calizas con sílex con abundantes espículas, radiolarios y filamentos, como niveles calcareníticos algunos de los cuales se encuentran gradados y que, por tanto, pueden ser considerados de origen turbidítico. Parece tratarse de una situación intermedia entre las dos anteriores; en efecto, aunque las texturas y litologías originales aparecen muy enmascaradas por la dolomitización, de acuerdo con la **Ley de Walther** las facies que en la cuenca sedimentaria se debían encontrar lateralmente relacionadas aparecen superpuestas en estas unidades.

4.2.2.6.- Las condiciones sedimentarias durante el Jurásico superior.

Probablemente dentro del Dogger, tal vez al final del mismo tuvo lugar el cese de la sedimentación de plataforma carbonatada y su reemplazamiento por sedimentos pelágicos. En conjunto parece producirse una profundización de los ambientes sedimentarios, ya que en la mayor parte de las unidades se generalizaron las facies margosas y radiolaríticas, con esporádicas intercalaciones de turbiditas calcáreas, sobre todo en las próximas a las regiones más profundas del surco. En las unidades que se depositaron en zonas más someras las facies radiolaríticas alcanzaron muy poco espesor e incluso desaparecen lateralmente bajo niveles conglomeráticos o bréchicos más recientes, como sucede en las escamas del Boyar o en diversos puntos de la Alta Cadena, en la cual las brechas calcáreas aparecen con frecuencia en el Malm. En el sector central de la Alta Cadena, sin embargo, tuvo lugar durante este mismo periodo una sedimentación de carácter condensado, principalmente formada por calizas nodulosas y calizas pelágicas rojas, a veces con sílex, que en algunos casos aparecen rellenando cavidades dentro de las calizas de plataforma infrayacentes y frecuentemente aparecen como cantos las brechas existentes en zonas próximas. En el sector meridional de la Alta Cadena, por su parte, se depositaron facies margosas con intercalaciones de calizas nodulosas rojas (Sierra Prieta) y microbrechas (Gallo-Vilo).

Estos datos sugieren que la subsidencia se aceleró, probablemente debido a la acentuación de la situación tectónica distensiva. La coexistencia en áreas próximas de zonas con sedimentación condensada,

bréchica y radiolarítica que, como es obvio, se depositaron respectivamente a profundidades diferentes, puede ser debida al basculamiento de algunos sectores de la cuenca por individualización de bloques y movimientos de los mismos a favor de fallas lístricas. En algunos bloques basculados o en los escarpes pudo haber una erosión submarina importante hasta que quedaran expuestos terrenos muy antiguos, incluso el propio Trías, como sucedió en la unidad de Montecorto, cuyos sedimentos jurásicos deben ser interpretados como rellenos pelágicos condensados de grietas originadas por la distensión dentro de un Trías que permanecía expuesto en el fondo de la cuenca. El Trías pudo ser una de las fuentes del cuarzo que aparece con frecuencia en los sedimentos turbidíticos, sobre todo cretácicos y posteriores.

4.2.3.- El Cretácico.

4.2.3.1.- Los sedimentos del Neocomiense y la fase tectónica ante-neocomiense.

La sedimentación margosa y radiolarítica del Jurásico superior continuó, con características equivalentes, durante el Tránsito Jurásico-Cretácico en algunos puntos (Sierra del Tablón, Sierra del Pinar, Silla, Lagarín, etc.). En otros puntos (sector septentrional de la Alta Cadena) se reconoce una acentuación del carácter calcáreo y las facies pasan a estar constituídas por margas y margocalizas blancas y grises con abundantes nannofósiles. Al comienzo del Cretácico inferior los conglomerados, las brechas y las turbiditas calcáreas pueden ser bastante importantes, lo que, sin duda, debió estar relacionado con un aumento de la actividad tectónica que llegó incluso a afectar a las zonas más próximas al fondo de la cuenca. En algún caso (Sierra Blanquilla) la base del Neocomiense puede estar jalonada por un conglomerado de gran espesor, que aparece en discordancia cartográfica sobre el sustrato jurásico. Pero, por lo general, no se aprecian perturbaciones sedimentarias demasiado importantes por debajo de los niveles de conglomerados y brechas, que más bien deben considerarse normalmente interestratificados en la secuencia margosa y radiolarítica, aunque pueden presentar bases erosivas y por debajo de ellos se pueden reconocer lagunas estratigráficas que afectan a la parte superior del Malm.

Según **Bourgois (1974, 1978)** estos conglomerados y brechas, que constituyen la base de su "Complejo de Aptychus", reposan sobre un sustrato jurásico que fue tectonizado durante una fase anteneocomiense que atribuyó a la fase andina o neocimérica. En mi opinión no está demostrada la naturaleza compresiva de la tectónica que, sin duda, afectó al fondo de la cuenca subbética, en el área de depósito de estas unidades durante el inicio del Cretácico. Tanto las discordancias reconocibles, así como los niveles de conglomerados y microbrechas, se pueden interpretar como resultado de la fracturación, basculamiento y erosión del fondo de la cuenca durante la sedimentación, en condiciones distensivas. Esta interpretación concuerda con la homogeneización posterior de

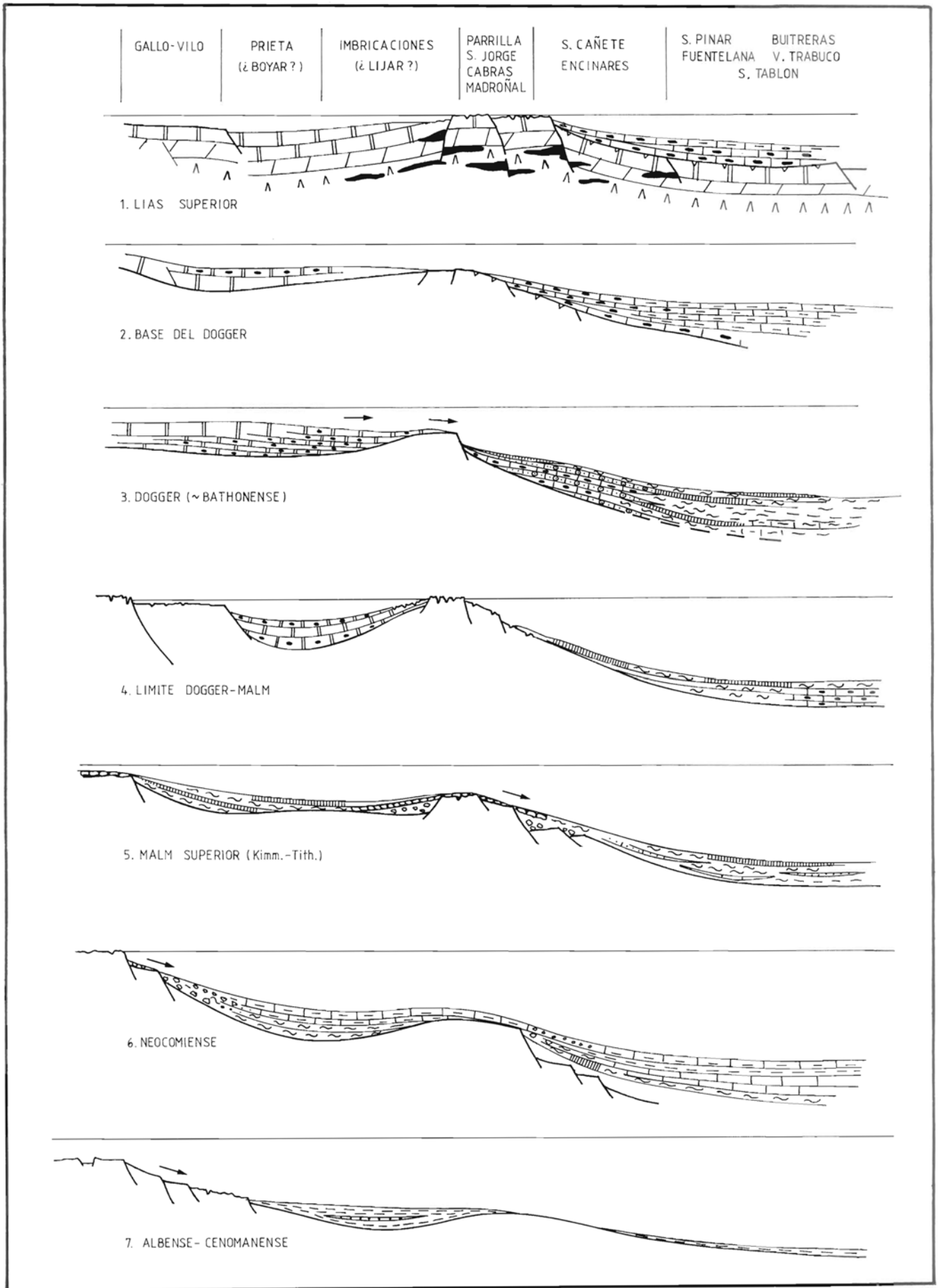


FIGURA 78.- Evolución paleogeográfica de los dominios subbéticos situados al exterior del Penibético(1).

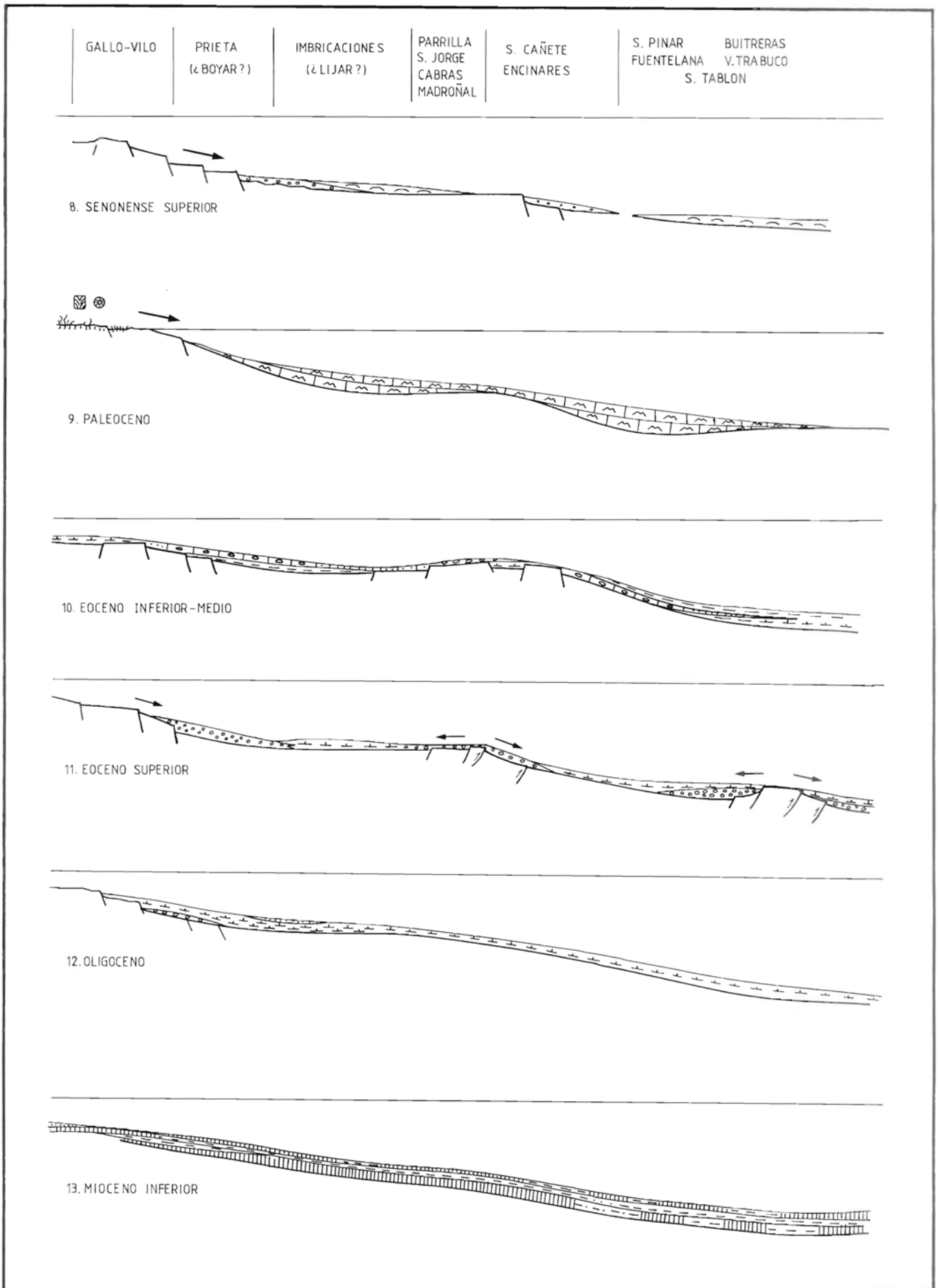


FIGURA 79.-Evolución paleogeográfica de los dominios subbéticos situados al exterior del Penibético (2).

las facies, a consecuencia de la nivelación de las irregularidades submarinas preexistentes (**García-Hernández et al., 1980**), y también con el hecho de que el máximo del vulcanismo submarino en el Subbético medio se produzca precisamente en esta edad (**Comas 1978, 1980b; Van de Fliert et al., 1980**).

4.2.3.2.- El Cretácico medio y superior.

En la mayor parte de las unidades consideradas en este apartado no se reconocen sedimentos postnecomienses. Estos sólo aparecen en las unidades de la Alta Cadena y del Corredor del Boyar. Es posible que, en muchos casos la serie postneocomiense falte por erosión o por despegue tectónico, hecho éste que ha sido reconocido en series subbéticas más septentrionales (**Chauve, 1968; Mauthe, 1970**). No obstante perturbaciones sedimentarias y lagunas estratigráficas importantes han sido descritas en el Cretácico "medio" de otras unidades subbéticas de la transversal de Granada (**García-Dueñas, 1967a, 1969**) lo que llevó a este autor incluso a admitir que durante este intervalo de tiempo pudo iniciarse la individualización de las futuras unidades alóctonas, e incluso una primera colocación de las mismas. La escasa o nula preservación de los sedimentos cretácicos postneocomienses tanto en la Alta Cadena como en el Corredor del Boyar, sugiere que en los sectores más internos del Subbético medio la inestabilidad tectónica no permitía el acúmulo de los sedimentos, los cuales se debían depositar preferentemente en las zonas más profundas. Es posible que este fenómeno esté relacionado con el cambio global de régimen tectónico que aconteció, a partir del Cretácico, en la mayor parte de las Cordilleras alpinas (**Auboin, 1965; Lemoine 1978, Trümpy, 1970, 1975**) y con el cual se iniciaron las condiciones compresivas.

Los sedimentos del Cretácico "medio" han sido reconocidos en la Alta Cadena, donde forman parte, preferentemente, de la denominada Formación del Enebral (**Peyre, 1974**). Presentan una facies margosa y margocaliza, parecida a la del Neocomiense, pero más arcillosa y de color algo más oscuro. Los niveles más calcáreos contienen abundantes calciesferúlidos, además de nannofósiles. También aparecen algunos esporádicos niveles de areniscas finas, de origen turbidítico y colores verdosos. En conjunto parecen ser facies bastante profundas y ligeramente bituminosas, lo que se puede interpretar como consecuencia del notable ascenso absoluto del nivel del mar en el Cretácico "medio" asociado al cual se generalizaron las condiciones anoxigénicas en el fondo de la cuenca (**Martín-Algarra y Vera, 1982**).

Especialmente sorprendente es la ausencia general del Senonense en la Alta Cadena, aunque existen algunos vestigios locales (**Peyre, 1974**). Tan solo aparece bien representado el Maastrichtense en las unidades de la Venta de los Domajos y de Ballesteros, pero en facies diferentes, ya que mientras que en la primera está formado por Capas Rojas, en la segunda está formada por una serie margosa con intercalaciones calcarenitícas y microbréchicas de carácter flyschoide. Materiales

equivalentes aparecen estratigráficamente ligados al Terciario, en ligera discordancia, sobre los terrenos infrayacentes en diversos puntos de la Alta Cadena (Sierra Prieta: **Peyre, 1974; Serrano, 1975**), y del Corredor del Boyar **(Bourgois, 1978)**, lo que tal vez se pueda interpretar como consecuencia del plegamiento incipiente del fondo de la cuenca.

4.2.4.- El Terciario.

4.2.4.1.- El origen de las calizas con Microcodium.

Los terrenos terciarios, al igual que los materiales postneocomienses, solo aparecen representados en las unidades de la Alta Cadena y en las escamas del Corredor del Boyar. Sin duda la formación más característica del Terciario de estas regiones es la constituída por las calizas con Microcodium. El origen turbidítico de estas rocas es evidente a juzgar por las estructuras sedimentarias, lo que indica que, durante el Paleoceno, estas unidades se depositaron en una zona de pendientes, al igual que en tiempos procedentes. Estas rocas plantean una cuestión interesante: la de la procedencia de su constituyente litológico mayoritario: el Microcodium.

Como es bien sabido **(Esteban, 1973, 1976; Bodergat et al, 1975; Klappa, 1978; Esteban y Klappa, 1983; Smit, 1979)**, el Microcodium es una estructura organosedimentaria que resulta de la recristalización de los carbonatos por calcificación de asociaciones simbióticas, llamadas micorrizas, entre hongos de suelos y células corticales de las raíces de ciertas plantas superiores **(Esteban y Klappa, 1983)**. En otras palabras, es un producto de la alteración edáfica de carbonatos, que se origina en ambiente subaéreo. El Microcodium apareció en el Paleoceno inferior **(Smit, 1979)**, posiblemente a consecuencia de cambios climáticos y paleoecológicos muy importantes ocurridos en el tránsito del Cretácico al Terciario que, en parte, pudieron estar relacionados con una importante caída del nivel del mar a escala global **(Vail et al., 1977)**, que dejó expuestas al aire libre y, por tanto, a la colonización por vegetales terrestres y a la alteración edáfica, extensas áreas que habían sido cubiertas por carbonatos marinos durante el Cretácico superior.

Obviamente, la existencia de turbiditas con Microcodium indica que, en las proximidades de la cuenca donde se depositaron, existían zonas emergidas constituídas por rocas carbonatadas que estaban colonizadas por vegetales y habían sido parcialmente transformadas en Microcodium. Estas estructuras, al disgregarse y dar lugar a sedimentos calcareníticos formados casi exclusivamente de sus fragmentos, se resedimentaban en las zonas marinas adyacentes por la acción de corrientes de turbidez.

¿Donde se pudieron situar las áreas emergidas? En mi opinión y de acuerdo con los datos geológico-regionales, estas se pudieron corresponder con los sectores más externos del Penibético, en los cuales se ha podido reconocer un paleokarst labrado sobre las

calizas jurásicas, originado durante el Cretácico. Se puede afirmar que este paleokarst, que en la mayor parte del Penibético había sido fosilizado por sedimentos pelágicos durante el Cretácico, en las zonas más externas no habría sido aún definitivamente enterrado a comienzos del Terciario, lo que no significa necesariamente que aún estuviera emergido, pero, cuanto menos, probablemente se debía encontrar proximo a la emersión. Si se tiene en cuenta que, según **Vail et al. (1977)**, la caida absoluta del nivel del mar pudo ser del orden de 150 m. en el límite Cretácico-Terciario, no parece descabellado pensar que un sector importante del frente externo del Penibético pudo emerger en dicho límite, si es que no se encontraba ya emergido, con lo cual sus materiales pudieron ser colonizados por los organismos productores del Microcodium. Otra posibilidad es que a lo largo del Senonense algunos sectores de la cuenca pudieron ser sometidos a plegamiento hasta incluso emerger; sin embargo, aunque esta hipótesis explicaría la ausencia de Senonense y la presencia de calizas de Microcodium, no existen datos, a la escala de la cuenca subbética, que sugieran la existencia de deformaciones importantes en su seno. Estas hipótesis se podrán confirmar cuando se localicen las colonias de Microcodium, in situ, en las rocas carbonatadas de las áreas que supuestamente pudieron estar emergidas.

4.2.4.2.- Actividad tectónica y sedimentación entre el Eoceno y el Mioceno inferior.

Entre las calizas con Microcodium del Paleoceno y los depósitos del Eoceno se reconoce una superficie de erosión. El Eoceno de estas unidades, al igual que los tiempos posteriores hasta el Mioceno inferior, presenta una distribución aparentemente irregular y unas facies relativamente variadas. Predominantemente es de carácter margoso y pelágico, con abundantes foraminíferos planctónicos, pero intercala con frecuencia niveles conglomeráticos, microbréchicos y turbidíticos alimentados de los terrenos infrayacentes, que comenzaban a ser intensamente erosionados. Este inicio del autodesmantelamiento de la cuenca, que puede dar lugar a acumulaciones importantes de conglomerados en algunos puntos (Buitreras, p.e.) sugiere el comienzo de las deformaciones orogénicas, las cuales pudieron producir modificaciones importantes en la morfología y profundidad del fondo marino. Tal vez ello provocó la somerización de ciertas partes de la cuenca que pudieron constituir los nichos ecológicos apropiados para el crecimiento de los foraminíferos bentónicos de plataforma, los cuales aparecen con frecuencia en los niveles turbidíticos y conglomeráticos intercalados en las margas pelágicas.

El Oligoceno y el Mioceno inferior son prácticamente desconocidos en estas unidades. Solamente en el Gallo-Villo los materiales de esta edad alcanzan una buena representación **(Magné et al., 1969)**. Reposan en discordancia sobre los terrenos infrayacentes, lo que confirma que en este tiempo la cuenca estaba comenzando a ser plegada. La base está constituída por conglomerados bien redondeados, lo que demuestra la importancia de los agentes erosivos y de transporte, que actuaban cuanto menos en determinados sectores de la cuenca. Estos conglomerados no

parecen indicar un depósito en un ambiente muy profundo, aunque podría tratarse de materiales redepositados. **Mathis (1974)** sostuvo esta interpretación. Junto con los conglomerados alternan facies calcareníticas con abundantes foraminíferos de plataforma, algunas de las cuales son de origen turbidítico, pero que demuestran la vecindad a zonas relativamente someras.

Durante el Mioceno inferior tuvo lugar la aparición de una facies particular: las silexitas. Estas rocas, que en el Gallo-Vilo y regiones adyacentes están constituídas por margas silíceas blancas y amarillentas con abundantes lechos silíceos finamente laminados y crenulados, contienen abundantes restos de organismos silíceos, principalmente espículas de esponjas, también radiolarios y diatomeas. Posiblemente el depósito de estas rocas se vió favorecido por factores ecológicos favorables al desarrollo de los organismos silíceos **(Hermes y Smit, 1976)**. Es posible que se depositaran en áreas protegidas de la cuenca sedimentaria, no necesariamente profundas, fuera de las influencias terrígenas, aunque sí claramente pelágicas a juzgar por los organismos que contienen. Algunos autores **(Didon et al., 1969)** han considerado que la proliferación de los organismos silíceos pudo estar favorecida por la actividad volcánica submarina, cuya importancia fue notable durante el Mioceno inferior en las regiones perimediterráneas **(Wezel, 1977)**.

La silexita es el último depósito reconocible sobre estas unidades antes del paroxismo de las deformaciones orogénicas que, en la Zona Subbética, ocurrió durante el Burdigaliense inferior **(Hermes, 1978a; 1985; Molina, 1979)**.

C A P I T U L O 4:

EL COMPLEJO DEL CAMPO DE GIBRALTAR

CAPITULO 4. EL COMPLEJO DEL CAMPO DE GIBRALTAR.

INDICE

1. INTRODUCCION: CUESTIONES TERMINOLOGICAS..... 295
   1.1. Generalidades..... 295
   1.2. Antecedentes..... 296
      1.2.1. El período autoctonista..... 296
      1.2.2. El período aloctonista y la hipótesis "ultra"..... 297
      1.2.3. Los materiales depositados en el Surco de los Flyschs..... 299
      1.2.4. Individualización de las unidades del Flysch del Campo de Gibraltar y del Flysch de Colmenar..... 300
         1.2.4.1. El Campo de Gibraltar..... 301
         1.2.4.2. El Rincón de Estepona..... 302
         1.2.4.3. El N de las provincias de Cádiz y Málaga y la Depresión del Guadalquivir..... 303
         1.2.4.4. La región de Colmenar..... 303
      1.2.5. Las concepciones de Bourgois..... 305
   1.3. Planteamiento de la exposición..... 307

2. LOS FLYSCHS CRETACICOS..... 308
   2.1. Los Flyschs Cretácicos en el N de Africa..... 308
      2.1.1. El Flysch Masílico..... 311
      2.1.2. El Flysch Mauritaniense..... 311
   2.2. Los Flyschs Cretácicos en la Cordillera Bética..... 314
      2.2.1. Las unidades de Almarchal y Facinas..... 314
      2.2.2. La unidad de Los Nogales..... 316
      2.2.3. La unidad de Algarrobo..... 319
      2.2.4. La unidad del Flysch del Corredor del Boyar..... 319
         2.2.4.1. Formación arcilloso-microbréchica o "Complejo de Aptychus"..... 320
         2.2.4.2. Formación arcilloso-arenosa..... 320
         2.2.4.3. Formación de Areniscas del Boyar..... 322
         2.2.4.4. Formación de margas con microbrechas (Flysch con Microbrechas)..... 323
      2.2.5. La unidad del Flysch de Ubrique..... 323
         2.2.5.1. Formación margoareniscosa de Ubrique..... 325
         2.2.5.2. Formación margocaliza y arcillosa (Flysch con microbrechas)..... 326

3. LOS FLYSCHS TERCIARIOS..... 328
   3.1. La unidad de Algeciras..... 328
      3.1.1. Definición, afloramientos y posición tectónica regional..... 328
      3.1.2. Serie estratigráfica..... 331
         3.1.2.1. Formación Colorín..... 331
            3.1.2.1.1. Definición. Límites. 331
            3.1.2.1.2. Litología..... 335

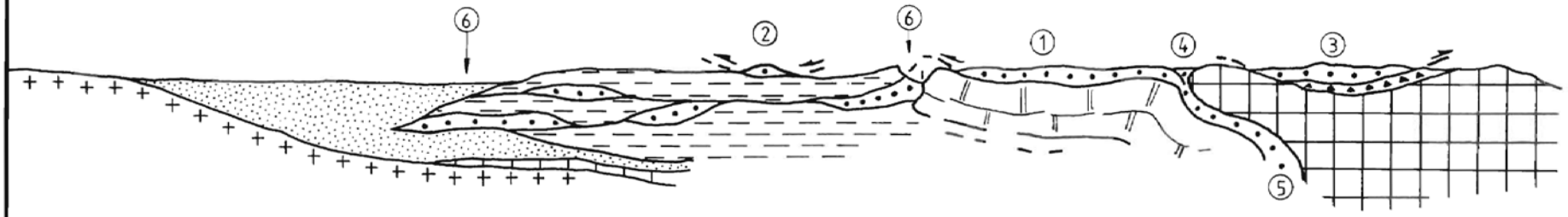
3.1.2.2. Las formaciones carbonatadas asociadas a la Formación Colorín..... 336
3.1.2.2.1. Formación de Calizas de Microcodium..... 336
3.1.2.2.2. Formación de Tarifa..... 337
3.1.2.3. La Formación de Algeciras..... 338
3.1.2.3.1. Definición. Límites..... 338
3.1.2.3.2. Litología..... 341
3.1.3. Fósiles y edad..... 344
3.1.3.1. Edad de la Formación Colorín y de las relacionadas lateralmente con ella..... 344
3.1.3.2. Edad de la Formación de Algeciras y las facies asociadas de tipo Colorín..... 345
3.2. El Manto Numídico o del Aljibe..... 348
3.2.1. Antecedentes y definición..... 348
3.2.2. Serie estratigráfica..... 351
3.2.2.1. Las Formaciones Subnumídicas..... 351
3.2.2.1.1. La Formación de Benaiza y afines..... 352
3.2.2.1.2. El sustrato estratigráfico de las "facies mixtas"..... 353
3.2.2.2. Las Areniscas Numídicas o del Aljibe..... 354
3.2.2.3. La Formación Supranumídica..... 355
3.2.3. Fósiles y edad..... 356
3.2.3.1. Edad de la Formación Benaiza..... 356
3.2.3.2. Edad de las Areniscas Numídicas..... 357

4. LAS FORMACIONES ARCILLOSAS..... 359
4.1. La Formación de Arcillas Variegadas (A.V.)..... 360
4.1.1. Litología..... 360
4.1.2. Fósiles y edad..... 363
4.2. La Formación Numidoide..... 365
4.2.1. Definición..... 365
4.2.2. Litología..... 367
4.2.3. Fósiles y edad..... 369

5. RECONSTRUCCION PALEOGEOGRAFICA..... 371
5.1. El Surco de los Flyschs Cretácicos..... 371
5.1.1. La terminación occidental del Surco de los Flyschs Cretácicos Norteafricanos..... 371
5.1.2. El sustrato de los Flyschs Cretácicos de la Cordillera Bética..... 373
5.1.3. Posición relativa de los Flyschs Cretácicos béticos y Norteafricanos..... 375
5.2. El Surco de los Flyschs Terciarios..... 378
5.2.1. El sustrato estratigráfico de los Flyschs Terciarios..... 378
5.2.2. Posición relativa de las unidades y procedencia de los aportes detríticos..... 379

5.2.3. Contexto tectónico sinsedimentario, cese de la sedimentación areniscoso micácea y significado de las "facies mixtas"..... 383
5.2.4. Significado de la Formación Numidoide, y su relación con las "facies mixtas"..... 385
5.2.5. Problemas que plantea la interpretación de las Arcillas Variegadas Escamosas (AS)..... 387
5.2.5.1. Tectonización frente a resedimentación..... 387
5.2.5.2. Importancia regional de la estructura caótica..... 388
5.2.5.3. Sobre el ambiente de depósito y la edad de las A.V..... 389
5.2.5.4. Significado de la estructura caótica y escamosa..... 390

6. EVOLUCION SEDIMENTARIA Y PALEOGEOGRAFICA..... 392
6.1. El Neocomiense..... 392
6.2. Las formaciones detríticas del Cretácico inferior..... 392
6.3. El Cretácico superior..... 395
6.4. La sedimentación pre-flysch del Senonense terminal al Oligoceno..... 395
6.5. La sedimentación flysch s.s. durante el Oligoceno superior y el Mioceno inferior..... 398
6.5.1. El ambiente de depósito de la Formación Algeciras... 398
6.5.2. El ambiente de depósito de las Areniscas Numídicas..... 399
6.5.3. Las "Facies Mixtas" o Merínides..... 401
6.5.4. Los complejos tectonosedimentarios del Burdigaliense inferior..... 401
6.5.5. Sobre las Formaciones del Guadalteba y del Malaver..... 403



+ + Paleozoico de la Meseta

Cobertera tabular de la Meseta

Neógeno de la Depresión del Guadalquivir

Materiales subbéticos (sobre todo Trias)

Penibético

C.C.G.

Burdigaliense transgresivo sobre las Zonas Internas (Grupo Viñuela)

Zonas Internas

POSICIONES DEL C.C.G.

① Suprapenibética (Serranía de Ronda)

② Suprasubbética (N de la provincia de Cádiz)

③ Suprabética (Región Carratraca-Alora-Tolox)

④ Dispositivo en abanico del contacto Zonas Internas Zonas Externas (Región de Colmenar)

⑤ Infrabética (Serranía de Ronda)

⑥ Intercalado entre las masas subbéticas deslizadas hacia la Depresión del Guadalquivir (ventanas de Paterna, región de Olvera-Almargen, cf. también sondeos petrolíferos del Guadalquivir)

FIGURA 80.-Esquema de las posiciones estructurales del Complejo del Campo de Gibraltar (C.C.G.)

CAPITULO 4: EL COMPLEJO DEL CAMPO DE GIBRALTAR

1.- INTRODUCCION: CUESTIONES TERMINOLOGICAS.

1.1.- Generalidades.

En el sector occidental de la Cordillera Bética se encuentran ampliamente representados los materiales de facies flysch. Afloran principalmente en la provincia de Cádiz constituyendo el denominado Flysch del Campo de Gibraltar. A partir de allí se prolongan hacia el E, por la Serranía de Ronda, a lo largo de una serie de afloramientos discontinuos, distribuidos a lo largo de dos ramas: una septentrional, situada principalmente al exterior del Penibético, y otra localizada en el contacto entre las Zonas Internas y las Externas. Entre El Chorro y Sierra Tejeda, la rama meridional fué denominada por Blumenthal (1931) Flysch de Colmenar. Al E de la transversal de Loja estos materiales no están representados, salvo localmente al E de Granada (región de Beas de Granada y de la cabecera del río Fardes (Rodríguez-Fernández, 1982) y, más extensamente en la región de Vélez-Rubio, donde forman parte de la Formación Solana de los geólogos holandeses (Hermes, 1984, 1985).

Estos materiales están constituídos por diversas formaciones arcillosas y areniscosas (terrígenas y carbonatadas), localmente conglomeráticas, de edad comprendida entre el Cretácico y el Mioceno inferior, que se depositaron principalmente por procesos de flujo gravitatorio de sedimentos ocurridos en una cuenca marina profunda. Presentan una estructura interna muy complicada lo que, junto con la extrema escasez de fósiles dificulta notablemente su estudio, ya que la coexistencia de materiales de distinta competencia mecánica ha provocado disarmonías muy acusadas y una estructuración marcadamente caótica, exenta de directrices definidas, en la que ha desempeñado un papel importante la gravedad. Este hecho justifica la inclusión de estos materiales en un complejo tectosedimentario que, de acuerdo con la nomenclatura utilizada para estos materiales, he denominado Complejo del Campo de Gibraltar. (Fig. 2, 11)

Materiales en buena parte análogos a los que constituyen este complejo se reconocen en el Rif, el Tell, Sicilia e Italia meridional, formando parte del denominado "Complejo de los Flyschs Alóctonos" (Fig. 1,2,11) . Sin embargo, también forman parte del Complejo del Campo de Gibraltar algunas unidades que se suelen correlacionar con elementos pertenecientes a las Zonas Externas del Rif. Conviene señalar que los "Flyschs Alóctonos" norteafricanos e italianos y sus equivalentes españoles son, sin duda, los elementos que muestran de forma más evidente la común evolución geológica sufrida por las Cordilleras Alpinas del Mediterráneo Occidental en determinados momentos de su historia. Su conocimiento a la escala del orógeno peri-mediterráneo occidental es imprescindible para poder llegar a comprender tanto la estructura como la evolución paleogeográfica de cada una de las cordilleras que la constituyen y muy especialmente de la Cordillera Bética.

El Complejo del Campo de Gibraltar ocupa diversas posiciones tectónicas. Principalmente aflora en el contacto entre las Zonas Internas y las Externas, que parece constituir su zona de raíz, a partir del cual ha sido completamente expulsado tanto hacia el exterior como hacia el interior de la Cordillera; incluso buena parte de sus materiales se han deslizado conjuntamente con materiales subbéticos hasta la depresión del Guadalquivir. Así pues estas unidades pueden aparecer en diversas posiciones tectónicas (Fig. 80) :

- Sobre el Penibético y el Subbético.
- Sobre las Zonas Internas y su cobertura transgresiva
- Verticalizadas y fuertemente laminadas en el contacto entre las Zonas Internas y las Externas.
- Cabalgadas por las Zonas Internas.
- Cabalgadas secundariamente por unidades externas sobre todo subbéticas, en la Depresión del Guadalquivir.

1.2.- Antecedentes.

La lectura de la bibliografía sobre los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar y de sus equivalentes norteafricanos e italianos se ve considerablemente dificultada por la enorme diversidad y significado de los términos propuestos que inducen a confusión al lector no introducido en el tema, dado que con frecuencia se mezclan los de significado tectónico con los lito o incluso cronoestratigráficos, y también con los paleogeográficos. Por ello, al exponer los antecedentes sobre estos materiales, tendré que hacer referencia a los diferentes términos utilizados, sobre todo en la Cordillera Bética y precisar sus equivalencias con otros o el significado con el que se emplea en este trabajo. Ello puede que resulte tedioso para el lector, pero es necesario para no perderse completamente entre nombres muy variados y concepciones tectónicas y paleogeográficas no definidas con claridad.

1.2.1.- El periodo autoctonista.

Gavala (1924), al realizar su Mapa Geológico de la provincia de Cádiz, fue de los primeros autores que se ocupó de las formaciones con facies flysch del Oeste de la Cordillera Bética. Las subdividió en dos conjuntos principales: uno inferior, arcilloso y margoso esencialmente, que atribuyó al Eoceno, y otro superior, constituido por la que denominó "**Arenisca del Aljibe**", que atribuyó al Oligoceno. En la Arenisca del Aljibe **Gavala (1924)** incluyó a las diferentes formaciones areniscosas existentes en el Campo de Gibraltar, aunque en la actualidad esta denominación se aplica exclusivamente a las cuarciarenitas que se conocen por todo el Mediterráneo occidental como **Areniscas Numídicas** o simplemente Flysch Numídico, y que constituyen buena parte de los relieves de la provincia de Cádiz, en particular la Sierra del Aljibe y otras a ella adyacentes. Según este autor, las formaciones del "Flysch del Campo de

Gibraltar" eran autóctonas, hipótesis que fue mantenida por **Blumenthal (1931, 1934 b 1937) y Fallot** (1948). Según estos últimos autores, el Flysch del Campo de Gibraltar reposaría, en discordancia, sobre un sustrato tectonizado durante el Eoceno, constituído por el Subbético, el Penibético y el Bético de Málaga. **Blumenthal (1931)** atribuyó una posición tectónica equivalente a las formaciones que incluyó en el "Flysch de Colmenar", y reconoció que algunas de ellas eran análogas a las del Campo de Gibraltar. También constató en ellas una enorme dislocación tectónica y una gran irregularidad en las directrices estructurales, tanto en la horizontal como en la vertical. Para **Blumenthal (1931) y Fallot (1948)** tanto el Flysch del Campo de Gibraltar como el Flysch de Colmenar serían de edad esencialmente eocénica y oligocénica.

En la misma época, los materiales equivalentes del N de Africa eran también considerados autóctonos en su mayor parte, pero diversos autores habían ya puesto de manifiesto la edad cretácica de muchos de ellos. En Argelia la mayor parte de estos materiales cretácicos eran conocidos como "flysch albo-aptense", de acuerdo con la edad que había sido propuesta por **Glangaud (1933, fide Durand-Delga 1966)**, pero **Durand-Delga y Lambert (1955) y Durand-Delga et al (1955)** pusieron de manifiesto otras edades cretácicas dentro de ellos.

1.2.2.- El periodo aloctonista y la hipotesis "ultra".

A raíz de los estudios realizados, sobre todo, por geólogos franceses e italianos, el conocimiento de los flyschs ha evolucionado considerablemente. El primer avance fundamental fue la constatación de su aloctonía sobre los terrenos infrayacentes, así como su posición tectónica sobre sustratos diversos, lo que condujo inmediatamente a la proposición de diferentes hipótesis paleogeográficas.

En la Cordillera Bética los estudios modernos fueron iniciados por los discípulos de Durand-Delga, principalmente Chauve, Didon y Peyre. Estos autores (**Peyre**, 1959; **Didon, 1960; Chauve y Didon, 1960, 1961**) constataron que tanto en el Flysch del Campo de Gibraltar como en el Flysch de Colmenar se podían diferenciar unidades alóctonas diversas, algunas de las cuales representaban la continuación formal de otras diferenciadas poco antes por **Durand-Delga y Mattauer (1959a,b,c 1960)** en el Rif.

Diversos argumentos, entre otros y sobre todo la posición tectónica superior del Complejo de los Flysch sobre las Zonas Externas y, en algunos puntos, sobre las Zonas Internas llevaron a **Durand-Delga y Mattauer (1960)** a proponer en el Rif, un origen "ultra" para los "Flyschs Alóctonos". Estos se habrían depositado en un surco, el Surco de los Flyschs que estaría situado al interior de las Zonas Internas y cuyo equivalente residual actual sería la porción meridional del Mediterráneo occidental (**Durand-Delga et al 1960-62**). La hipótesis "ultra" fue rápidamente adoptada en la Cordillera Bética por **Didon (1960-62)** y por **Chauve (1960-62)**.

En la misma época **Ogniben (1960)** reconoció la aloctónía de las unidades de flysch de Sicilia y más tarde, **(Ogniben,1969,1970,1973)** en Calabria; les dió el nombre de Sicílides y propuso que su patria paleogeográfica, que sería un surco de tipo eugeosinclinal, se debía situar entre las Zonas Internas y las Externas. Aunque algunos autores franceses **(Caire, 1962; Broquet et al., 1966)** propusieron el origen "ultra" de una parte del Sicílide, los geólogos italianos no han adoptado nunca esta hipótesis para dichas unidades; es más, incluso la hipótesis "ultra" ha sido dura y agriamente rechazada por **Ogniben (1963, 1970)** para Sicilia e Italia meridional. La posición tectónica del Sicílide sobre las Zonas Internas argumento clave de la hipótesis "ultra" fue considerada por **Ogniben (1960)** como el resultado de un retrocabalgamiento hacia el N, que denominó "antisicílide" y que sería posterior a la expulsión de estas unidades de su patria original.

La hipótesis "ultra" fue pronto abandonada en el N de Africa y la Cordillera Bética por **Durand-Delga (1963,1966,1967,1969).** Este autor adoptó hipótesis "citra" o "infra", análoga a la defendida por **Ogniben (1960, etc.)**, sobre la base de argumentos geotectónicos que le llevaron a pensar que la tectogénesis habría tenido lugar, en el área mediterránea, a consecuencia de una succión localizada en el contacto entre las Zonas Internas y las Externas, en el cual se situaría originalmente, el Surco de los flyschs. Esta succión habría provocado la expulsión de los materiales depositados en dicho surco tanto hacia el exterior como hacia el interior de la cadena. El argumento tectónico principal en el que se basa esta hipótesis es la observación de que, a lo largo de toda la cadena, los flyschs aparecen sistemáticamente enraizados (Fig. 1) , e incluso verticalizados, en el contacto entre las Zonas Internas y las Externas. Esta disposición estructural fue descrita en la Cordillera Bética occidental por **Didon y Peyre (1964)** con el nombre de "dispositivo en abanico" (dispositif en éventail) y conlleva la definitiva aceptación en la Cordillera Bética por los geólogos franceses **(Didon, 1969, Peyre,1969a,b, 1974)** y otros posteriores **(Pendón, 1978)** de la hipótesis "citra" o "infra". Diversos autores franceses (véase,al respecto, **Raoult, 1973a, y Didon y Durand-Delga, 1973)** continuaron manteniendo la hipótesis "ultra" tanto en Marruecos **(Mattauer, 1963; Andrieux, 1971)** como en Argelia (cf. **Raoult, 1973b)** o Sicilia **(Broquet et al., 1966)**, aunque numerosos estudios realizados principalmente por **Durand-Delga (1967,1969, 1980)** y sus discípulos **(Raoult 1974,1975; Raymond, 1976a,b,1977; Bouillin,1977; Gélard, 1979, etc.)** han conducido a la conclusión de que la hipótesis "ultra" debe ser definitivamente descartada. De acuerdo con estos trabajos, el **Surco de los Flyschs** se situó esencialmente entre las Zonas Internas y las Zonas externas de las Cordilleras Norteafricanas, aunque pudo prolongarse por sus dos extremos, tanto por España como por Sicilia e Italia meridional.

1.2.3.- Los materiales depositados en el Surco de los Flyschs.

Dentro del "Complejo de los Flyschs" se pueden diferenciar unos "flyschs cretácicos" y unos "flyschs terciarios". El uso del término flysch para todas las formaciones representadas es, sin duda, abusivo, ya que no todas ellas tienen el significado de esta tectofacies. De acuerdo con **Wildi (1983)** solo deberían ser designados como flysch algunas formaciones del Oligoceno-Mioceno inferior de algunas unidades de este Complejo, mientras que las restantes solo pueden considerarse como depósitos de origen eventualmente turbidítico. Sin embargo el uso del término flysch se ha generalizado en la literatura sobre estos materiales.

En la Cordillera Bética los **"flyschs cretácicos"** aparecen poco representados. En el N de Africa, por el contrario, alcanzan una notable extensión, lo que ha permitido la diferenciación de dos grandes familias de flyschs **(Durand-Delga, 1965; Bouillin et al., 1970):** el Mauritaniense y el Masílico (1). Estas denominaciones, cuyo significado es a la vez tectónico, estratigráfico y paleogeográfico, fueron extendidas al Rif y a la Cordillera Bética por **Didon et al. (1973).** En el Flysch Masílico **(Raoult, 1969, 1972; Gélard y Sigal, 1974)** se agrupan las formaciones que se depositaron en la porción externa del Surco de los Flyschs, adyacentes a las Zonas Externas africanas (rifeñas y tellienses). El Flysch Mauritaniense **(Gélard, 1969)** comprende a las formaciones depositadas en el margen interno del Surco, adyacentes a las Zonas Internas.

==========

(1) El vocablo francés "massylien" no debe traducirse al castellano como masiliense (o massyliense cf. **Pendón, 1978**) sino como masílico. En efecto, masiliense en castellano es sinónimo de marsellés, es decir, de habitante de la antigua Massilia (=Marsella), con lo cual quedaría desvirtuado, al menos desde un punto de vista etimológico, ya que no fonético, el sentido del término francés. Por el contrario, masílico es el adjetivo relativo a los masilios o masilos (= massyliens), es decir, a los antiguos habitantes de la Numidia oriental de acuerdo con la definición, propuesta por **Raoult (1969b)** y por **Bouillin et al., (1970).** Por su parte, el vocablo "maurétanien" puede ser traducido como mauritaniense **(Pendón, 1978)** mauritánico o, más correctamente, como mauritano, sin que por ello quede desvirtuado su sentido geográfico original **(Gélard, 1969).**

Dentro de los "**flyschs terciarios**" también se distinguen dos grandes grupos de materiales, que son especialmente característicos durante el Oligoceno-Mioceno inferior. El flysch margoareniscoso-micáceo y las formaciones infrayacentes a él asociadas constituyen, en muchos puntos, la continuación estratigráfica de la serie del Flysch Mauritaniense. En otros casos aparecen despegados de su sustrato, o bien separados de él por una discordancia, lo que induce a algunos autores (**Raoult, 1975**) a atribuirlos a un conjunto diferente, ya que una fase tectónica de edad eocena habría modificado bastante la paleogeografía cretácica del Surco de los Flyschs. El segundo grupo de materiales es el que constituye el Manto Numídico, que es el elemento tectónico más alto de las Cordilleras del Rif y del Tell, así como de la Cordillera Bética. Su formación más característica es el Flysch Numídico, constituído principalmente por areniscas cuarzosas conocidas como Areniscas Numídicas o, en España, del Aljibe. Por debajo de ellas se sitúan unas formaciones arcillosas conocidas como "Subnumídicas" y, por encima, otra formación arcillosa con niveles de silexitas, conocida como Formación Supranumídica. Existen algunas series que presentan rasgos mixtos entre el flysch margoareniscoso micáceo y el Flysch Numídico, que demuestran la contemporaneidad, parcial al menos, de ambas formaciones y su depósito en una misma cuenca. Estas series han sido denominadas "Merínides" por **Didon y Hoyez (1978)**.

La posición relativa de las diferentes formaciones terciarias dentro del Surco de los Flyschs no ha sido completamente aclarada, **Wezel (1970a,b, 1973, 1974)** ha propuesto que el Numídico debió ser alimentado desde el sur y que se depositó en el margen externo de la cuenca, mientras que el flysch margareniscoso-micáceo se debió depositar en el margen interno de la misma. Esta hipótesis ha sido adoptada por **Didon y Hoyez (1977a)** en el Arco de Gibraltar. Ello obliga, de forma indirecta, a admitir que el sustrato estratigráfico original del Numídico debió estar constituido por formaciones cretácicas de tipo masílico (**Andrieux, 1971**) o externo (**Coiffait et al., 1983**). Para **Durand-Delga (1972, 1980a,b)** el margen interno de la cuenca en el Arco de Gibraltar, estaría constituido por una denominada "Zona Predorsaliense" que sería el asiento de una sedimentación análoga a la del Numídico (Numidoide), durante el Mioceno inferior. Esta interpretación, a la que más adelante me referiré con más detalle, ha sido sostenida por **Olivier (1984)**.

1.2.4.- Individualización de las unidades del Flysch del Campo de Gibraltar y del Flysch de Colmenar.

Uno de los primeros resultados de los estudios modernos sobre los materiales de facies flysch del O de la Cordillera Bética fue la individualización de la unidad del Aljibe (**Chauve y Didon, 1960, 1961; Didon, 1960**). Esta unidad, que por su extensión y estructura interna y posición tectónica puede ser denominada con todo rigor Manto del Aljibe, constituye la prolongación en España del denominado "Manto Numídico" en el N de Africa. La formación más característica de su serie estra-

tigráfica es la Arenisca del Aljibe de **Gavala (1924)** o Flysch Numídico, pero también posee una "serie de base" constituída principalmente por arcillas variegadas. El Manto del Aljibe es la unidad tectónica superior del Complejo del Campo de Gibraltar y, cuando se sitúa sobre las Zonas Internas, ocupa la posición tectónica más alta del edificio estructural que forma la Cordillera.

Por debajo de este manto aparecen una serie de unidades cuya correlación no es fácil de unas transversales a otras, sea porque no presentan una buena continuidad lateral, sea por la existencia de variaciones en las series estratigráficas o las facies, o sea por la diferente posición tectónica dentro del Complejo o bien del propio Complejo del Campo de Gibraltar con respecto a otros grandes conjuntos tectónicos de la Cordillera. Conviene diferenciar, por ello, varios sectores:

- El Campo de Gibraltar.
- El Rincón de Estepona
- El N de las provincias de Cádiz y Málaga y la Depresión del Guadalquivir, y
- La región de Colmenar.

1.2.4.1.- El Campo de Gibraltar.

El Campo de Gibraltar fue detalladamente estudiado por **Didon (1960, 1960-62, 1969)**. En esta región el Complejo del Campo de Gibraltar reposa tectónicamente sobre el Penibético, al E, y sobre el Subbético, al NO y al N. Por debajo de la unidad del Aljibe este autor diferenció las unidades de Almarchal, Algeciras, Nogales y Bolonia.

- La unidad de Almarchal ocupa la posición tectónica inferior. Aflora principalmente al NO de Tarifa y, localmente, en los alrededores de Algeciras. Se desconocen sus relaciones tectónicas con otras unidades subbéticas o penibéticas. Por su posición tectónica y características estratigráficas **Didon (1969)** consideró que es un equivalente lateral de la **unidad intrarifeña de Tánger (Durand-Delga et al., 1960-62)**. Posteriormente, **Didon et al. (1973)** separaron de esta unidad a las **Arcillas de Facinas** que consideraron equivalente de la unidad de **Melusa-Chuamat** del Rif **(Durand-Delga, 1965; Andrieux, 1971)**.

- La unidad de Algeciras reposa, localmente, sobre la de Almarchal al S de Algeciras y, normalmente, sobre el Penibético. Es equivalente de la unidad de Beni-Ider del Rif. Esta unidad aparece en afloramientos discontinuos por toda la Serranía de Ronda, directamente sobre el Penibético y por debajo de la unidad del Aljibe **(Bourgois, 1978)**.

- La unidad de Nogales aparece a modo de lentejones tectónicos sobre la unidad de Algeciras y bajo la del Aljibe. Constituye la prolongación española de la unidad del Tisirén.

- La unidad de Bolonia puede considerarse como una duplicación local del manto del Aljibe caracterizada por presentar una facies intermedia

entré la de la Arenisca del Aljibe y la del Oligoceno-Mioceno inferior de la unidad de Algeciras. Reposa tectónicamente sobre la unidad de Algeciras o sobre la de Almarchal y es cabalgada por elementos más típicos del manto del Aljibe a juzgar por sus series estratigráficas.

1.2.4.2.- El Rincón de Estepona.

El contacto entre las Zonas Internas y las Externas al SO de Ronda, también fue estudiado por **Didon (1960, 1960-62, 1969)** quien puso de manifiesto las variaciones en el dispositivo tectónico general, de los Flyschs, ya que en esta región aparecen otras unidades que, además, se encuentran o bien pinzadas entre las Zonas Externas e Internas o bien reposando sobre estas últimas, constituyendo sobre todo al S de Gaucín, un dispositivo en abanico **(Didon y Peyre, 1964)**. Estas unidades del también llamado Rincón de Estepona, son:

- El Flysch de Estepona, que constituiría la cobertera transgresiva y discordante del Bético de Málaga **(Didon et al., 1961)**, lo cual, sin embargo, no parece definitivamente demostrado **(Didon, 1977)**, por lo que otros autores **(Bourgois, 1977a,b, 1978); Olivier, 1984)** han propuesto su aloctonía sobre las Zonas Internas.

- La unidad del Camarote, que agrupa a diversos fragmentos calcáreos jurásicos estratigráficamente afines a ciertas unidades internas que aparecen englobados en una formación margo-arenosa del Cretácico inferior **(Didon y Durand-Delga, 1959, 1960)** denominada "Complejo de Aptychus" **(Didon, 1960)**. Ocupa el eje del dispositivo en abanico y reposa tanto sobre el Flysch de Estepona por su lado interno como sobre la unidad de Algeciras, o incluso directamente sobre el Penibético por el exterior.

- La escama del cerro de la Novia que está constituída casi exclusivamente por areniscas numídicas algo glauconíticas, que reposan tectónicamente sobre la unidad del Camarote.

- La unidad de Argüelles casi exclusivamente formada por materiales paleógenos, es la que ocupa la posición tectónica superior.

Estas unidades fueron agrupadas por **Durand-Delga (1972)** y **Didon et al. (1973)** en las "Unidades predorsalienses". **Didon (1977)** consideró que las tres últimas unidades formaban "klippes sedimentarios" en el Flysch de Estepona y denominó al conjunto "complejo tectonosedimentario predorsaliense". Esta interpretación fue también sostenida por **Bourgois (1977a,b,1978)**, que denominó al Flysch de Estepona, Neonumídico. **Olivier (1984)** ha rechazado estas dos interpretaciones y ha considerado que estos materiales constituyen fragmentos dilacerados por causas tectónicas, de una única serie estratigráfica originalmente continua que pertenecería paleogeográficamente a la denominada "Zona Predorsaliense".

1.2.4.3.- El N de las provincias de Cádiz y Málaga y la Depresión del Guadalquivir.

El N de la provincia de Cádiz fue estudiado por **Chauve (1968)** quien distinguió, además de la unidad del Aljibe, la unidad de Paterna y la unidad del Algarrobo. Estas dos unidades fueron atribuidas en un principio al Subbético (respectivamente **Chauve, 1960 y 1968**) pero después fueron asignadas **(Chauve 1968 y 1969)** al dominio de los flyschs.

La unidad de Paterna se caracteriza por estar constituida por arcillas variegadas muy semejantes a las de la "serie de base" del manto del Aljibe pero que afloran en ventana tectónica bajo el Trías subbético. **Chauve y Hoppe (1962b, 1963), Chauve y Peyre (1966)** y más tarde **Cruz-Sanjulián (1974a)**, atribuyeron a la unidad de Paterna materiales litológicamente equivalentes, que aparecen también cabalgados por el Subbético, en las regiones de Grazalema y de la Sierra del Tablón. **Peyre (1974)** consideró que ciertos materiales que aparecen tectónicamente bajo el Trías del Subbético en la región de Rute, que denominó **formaciones de Benamejí**, serían afines a dicha unidad. Este autor, al igual que previamente **Chauve (1960-62,1968)** indicó que materiales equivalentes habían sido atravesados por sondeos petrolíferos realizados en la depresión del Guadalquivir, y que el carácter alóctono de ellos había sido demostrado por **Perconig (1960-62)**, quien los incluyó en su **"manto de Carmona"**, que constituye una masa de materiales alóctonos con estructura interna caótica emplazada gravitacionalmente en el Mioceno de dicha depresión (el llamado olistostroma por los petroleros: **Martínez del Olmo et al., 1984**). **Hoppe (1968)** atribuyó a la unidad de Paterna una serie de materiales que fueron más tarde separados de ella por **Bourgois (1970) y Bourgois y Chauve (1971a,b)**, y asignados a otras unidades, que fueron denominadas **"Flysch del Corredor del Boyar" y "Flysch de Ubrique"**. **Bourgois (1978)** ha señalado la equivalente posición tectónica y constitución estratigráfica de estas dos unidades con la **unidad del Algarrobo** de **Chauve (1968)**. Estas tres unidades están exclusivamente constituidas por materiales del Cretácico.

1.2.4.4.- La región del Colmenar.

Los flyschs de la región de Colmenar se pueden considerar como un conjunto de materiales que han sido fuertemente comprimidos hasta ser en su mayor parte expulsados del contacto entre las Zonas Internas y las Externas, de manera que hoy se sitúan sobre ambas. Aparecen fuertemente laminados y verticalizados a lo largo de dicho contacto, mostrando un dispositivo tectónico en abanico **(Didon y Peyre, 1964)**. Esta región ha sido estudiada por **Peyre (1974)** quien ha propuesto una nomenclatura bastante complicada y completamente diferente a la de los autores precedentes, lo que en parte se justifica dada la muy compleja estructura de la región y la existencia de ciertas variaciones estratigrá-

ficas con respecto a las formaciones equivalentes definidas en las regiones antes comentadas. Sin embargo, en mi opinión, aún teniendo en cuenta las mencionadas variaciones, es posible correlacionar en parte las unidades distinguidas por **Peyre (1974)** con las distinguidas por **Didon (1969)** en el Campo de Gibraltar:

- La unidad tectónica superior reconocible en la región de Colmenar es la **unidad de Jaralón-Fiscala.** En mi opinión esta unidad puede considerarse un elemento del **manto del Aljibe,** ya que sistemáticamente ocupa una posición tectónica superior y se caracteriza por estar mayoritariamente constituída por Areniscas Numídicas. Sin embargo, un examen atento de los materiales que la constituyen demuestra que su serie estratigráfica miocénica no está constituída exclusivamente por areniscas del Aljibe sino por una alternancia entre areniscas de tipo Aljibe y de tipo Algeciras por lo que, desde un punto de vista litoestratigráfico, sería más afín a la unidad de Bolonia del Campo de Gibraltar. **Peyre (1974)** diferenció también la **serie de Carallana** y el **"elemento de la Venta de los Alazores"**, igualmente caracterizados por estar principalmente constituidos por areniscas numídicas.

- Una posición tectónica y una constitución litoestratigráfica completamente equivalentes a las de la unidad de Algeciras son las que presenta la **serie o unidad de Chopo,** que reposa directamente sobre el Penibético al E y NE de la Sierra del Valle de Abdalajís. Otros afloramientos cuyos materiales se pueden considerar, en mi opinión equivalentes a los de la unidad de Algeciras, aunque ocupan posiciones tectónicas un tanto diferentes, son la **"Formación del Saucedo"** que aflora sobre las unidades de la región de la Alta Cadena, antes descritas, y también la **serie de Colorín y las Formaciones de las Lomas de Rojas y de de Cadenas,** aunque en este caso se sitúan, al igual que el resto del Complejo del Campo de Gibraltar al S del Torcal y de la Alta Cadena, sobre las Zonas Internas.

- **El Flysch de Colmenar s.s.**, constituiría según **Peyre (1974)** la cobertura transgresiva y discordante de edad oligocena y aquitaniense, del Bético de Málaga **(Didón et al., 1961)**, por lo que su posición coincide con la propuesta por **Didon (1969)** para el Flysch de Estepona. La parte superior de este Flysch de Colmenar (que tiene un significado algo más restringido que el originalmente propuesto por **Blumenthal,1931)** estaría constituída por un **Complejo tectono-sedimentario** de edad aquitano-burdigaliense, en el cual se encontrarían englobados fragmentos, de todas las escalas y edades, de unidades alóctonas diversas. Por encima se encuentran las otras unidades alóctonas del Complejo de Gibraltar de la zona de Colmenar.

- **La unidad del Lentiscar**, exclusivamente formada por materiales del Cretácico inferior, al igual que la **unidad de la Parda-Relamar** es un equivalente del "Complejo de Aptychus" de la unidad del Camarote de **Didon (1969).**

- Finalmente, **Peyre (1974)** agrupó una serie de formaciones arcillosas y de paquetes tectónicamente independientes unos de otros y con posiciones de series estratigráficas principalmente paleógenas, en el **Complejo del Aguila (Elementos de la Joya, de Nogales y de Cabritos)** y en las **"Unidades Superpuestas" (Valdivia, Fuensanta, Peñones de Colmenar y Rengles)**. Pienso que todos ellos pueden considerarse, a juzgar por su estratigrafía y posición tectónica superior, "flotante" sobre el resto de las unidades, como elementos más o menos equivalentes a la unidad de Argüelles.

Además de todas las unidades con nombre propio arriba mencionadas que **Peyre (1974)** diferenció en su área de estudio, en la transversal de Antequera existen otras formaciones "flysch" que reposan tectónicamente sobre los materiales subbéticos y que deben asignarse también al Complejo del Campo de Gibraltar.

1.2.5.- Las concepciones de Bourgois.

El espíritu con el que los autores más arriba aludidos abordaron el estudio de los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar fue el de
la individualización de unidades tectónicas con valor de manto de corrimiento, o más bien, de deslizamiento. Sin embargo, a pesar de que Chauve, Didon y Peyre desarrollaron su investigación en estrecha colaboración, a juzgar por el gran número de publicaciones conjuntas, no llegaron a poder proponer un esquema tectónico único para estas unidades, a diferencia de lo que, años antes, habían realizado **Durand-Delga y Mattauer (1959a,b,c)** y **Durand-Delga et al. (1960-62)** en el Rif. No cabe duda de que las dificultades de correlación se debieron principalmente a dos factores: a la diversidad de posiciones tectónicas que presenta el Complejo en su conjunto y, sobre todo, a la interpretación estratigráfica y tectónica de las formaciones arcillosas. Bourgois, un autor estrechamente relacionado con los tres precedentes, vino a modificar sustancialmente las concepciones existentes al proponer una interpretación completamente distinta de las formaciones arcillosas y de la estructura de conjunto del Complejo del Campo de Gibraltar.

Para **Bourgois (1973)** las arcillas incluídas por **Chauve (1968)** y **Didon (1969)** principalmente en la unidad de Paterna y en la "serie de base" del manto del Aljibe constituirían en realidad una **Formación de Arcillas con Bloques** de tamaños, edades y procedencias diversas, cuya edad sería, Mioceno inferior. Esta interpretación, efectuada inicialmente en la Serranía de Ronda, fue pronto extendida al Campo de Gibraltar por **Bourgois, Chauve y Didon (1974a,b)**. De acuerdo con esto, **Bourgois (1977a,b; 1978)** ha sostenido que los Flyschs Alóctonos de la Cordillera Bética, a diferencia de lo que sucede en el Rif, no formarían un conjunto estructuralmente organizado de mantos de deslizamiento sino más bien un complejo con estructura caótica, formado por una serie de fragmentos, de todas las escalas, procedentes de unidades alóctonas diversas, cuya patria se situaría en el "Surco de los Flyschs".

Mathis (1974) aplicó esta noción de "Arcillas con Bloques" a los "Flyschs de Periana" de la terminación oriental de la Zona de Colmenar, y constató que dentro de ellos se podían diferenciar dos formaciones, una de arcillas versicolores (arcillas escamosas rojas y verdes) equivalente a las arcillas con bloques de **Bourgois (1973)** y otra de arcillas pardas con intercalaciones de areniscas de tipo Aljibe, y que ambas englobaban bloques de procedencias escalas y edades diversas. Los "Flyschs de Periana" serían equivalentes del "Flysch de Colmenar", en cuya parte superior **Peyre (1974)** ya había distinguido un complejo tectonosedimentario de edad aquitano-burdigaliense, pero **Mathis (1974)** no lo consideró transgresivo, sino alóctono sobre las Zonas Internas. Interpretaciones equivalentes para las unidades y formaciones arcillosas análogas situadas a lo largo del contacto entre las Zonas Internas y Externas, fueron propuestas como ya he mencionado más arriba por **Bourgois (1977a,b, 1978)** y por **Didon (1977)** en el Rincón de Estepona.

Para **Bourgois (1977a,b, 1978)** todas las unidades existentes en la Cordillera Bética y procedentes del Surco de los Flyschs, junto con sus sustratos y una parte de la "Dorsal", se encontrarían en la actualidad englobados en alguna de sus **"formaciones burdigalienses con klippes sedimentarios"** es decir, en las "Arcillas con Bloques" o el Neonumídico". Esta última denominación fue propuesta para la formación arcilloso-arenosa de color pardo con intercalaciones y bloques de areniscas de tipo Aljibe, que este autor consideró un equivalente litológico del Numídico, pero de edad más reciente que éste. Además, según **Bourgois**, ninguno de los elementos que aparecen englobados en alguna de las mencionadas formaciones tendría relación paleogeográfica alguna con los restantes conjuntos de la Cordillera Bética. Así pues, el Surco de los Flyschs se situaría exclusivamente en el lado africano, ya que, según la interpretación de este autor, entre la placa ibérica y el conjunto formado por la placa africana más las Zonas Internas bético-rifeñas se situaría una zona de falla transcurrente mayor que habría impedido toda conexión paleogeográfica, durante el Mesozoico y Terciario, entre el S de España y el N de Africa. La incorporación de las unidades africanas a la Cordillera Bética se habría producido por "resedimentación" en el seno de la cuenca en la que se depositaban las formaciones burdigalienses con klippes sedimentarios durante el Mioceno inferior, proceso que **Bourgois (1977a,b)** denominó **Hispanización de los Flyschs Rifeños.** Este proceso se habría originado a consecuencia del desplazamiento hacia el O de las Zonas Internas béticorifeñas, ya estructuradas.

La interpretación de **Bourgois (1978)** de que el conjunto de los Flyschs Alóctonos constituyen un complejo caótico ha sido muy criticada por autores posteriores, especialmente por **Olivier (1984)** por lo que se refiere al Neonumídico y también por **Durand-Delga (com. pers. y epist., 1984)** y **Jerez Mir (com. pers. y epist., 1984)**, entre otros.

A pesar de algunas críticas de los autores mencionados que considero en parte acertadas, en mi opinión numerosas observaciones de campo apoyan, con ciertos matices, el modelo de **Bourgois (1978)**; sin embargo, creo que tanto la denominación de "Arcillas con Bloques" como

la de Neonumídico son poco apropiadas y que deben ser abandonadas. En mi opinión, es preferible hablar, de acuerdo con **Didon (1977)** o con **González-Donoso et al.(in litt)** simplemente de Complejo tectono-sedimentario del Campo de Gibraltar.

1.3.- Planteamiento de la exposición.

Independientemente de la interpretación tectónica que se adopte sobre su estructura interna, el Complejo del Campo de Gibraltar en su totalidad puede ser considerado, en cartografía,como un complicado mosaico de fragmentos aislados unos de otros, coherentes de un punto de vista mecánico, situados dentro de o sobre formaciones extraordinariamente plásticas cuya estructura interna en caótica. Los fragmentos están constituidos por diversos tipos de series estratigráficas y se apilan unos sobre otros sin presentar, por lo general, ni una disposición estructural bien definida ni una buena continuidad lateral en las directrices tectónicas de sus estructuras internas. Las arcillas a veces incluyen elementos exóticos de edades y tamaños diversos. Los únicos materiales del Complejo del Campo de Gibraltar que, a una escala determinada, no parecen ajustarse a lo que acabo de afirmar, son los que forman parte de los sectores II y III de la unidad del Aljibe definidos por **Didon (1966 y 1969)**, en los cuales existe una buena continuidad lateral y definición clara de las directrices tectónicas.

Por su propia constitución, parece aconsejable, por tanto, efectuar una descripción separada de los materiales cuyo comportamiento mecánico es completamente diferente, según se deduce sobre el terreno. Esta descripción es independiente de la interpretación que luego parezca más conveniente adoptar, es decir, que las formaciones arcillosas pertenecieran originalmente a la serie estratigráfica de uno o de varios de los fragmentos reconocibles, o bien que se consideren elementos litoestratigráfica y paleogeográficamente independientes de aquéllos, y que actúan como "matrices". Así pues, describiré en primer lugar las características de los fragmentos reconocibles, que agruparé en unidades, y luego las de la formaciones arcillosas que no aparecen en clara continuidad estratigráfica con aquellos. Como **Didon (1977, p.767)** señaló, con el término **unidad** designaré a "un conjunto de masas alóctonas o exoticas, grandes (miriamétricas) o pequeñas (deca a hectométricas), que presentan la misma serie estratigráfica y que derivan de la misma región paleogeográfica". Añadiré que los elementos asignables a una determinada unidad son cartografiables usualmente a escala 1:50.000, se pueden diferenciar dentro de ellos y a dicha escala las formaciones litológicas que los constituyen, y pueden presentar ciertas variaciones estratigráficas con respecto a una serie tipo, variaciones que pueden ser interpretadas, como cambios laterales de facies de acuerdo con un modelo sedimentario basado en el análisis de las facies.

También conviene señalar que la cartografía demuestra que, si bien a una cierta escala el Complejo del Campo de Gibraltar presenta una estructura caótica, las unidades que se pueden diferenciar dentro de

él tienden a ocupar preferentemente una determinada posición regional que coincide con la propuesta por **Didon (1969)**. Habría que decir, por tanto, que el Complejo del Campo de Gibraltar presenta un cierto orden dentro de un manifiesto desorden general.

Las unidades diferenciadas en este trabajo ya han sido distinguidas por autores precedentes. Las designaré con los nombres con que fueron definidas. Pueden distinguirse dos grandes grupos de unidades. Unas están constituídas exclusivamente por materiales cretácicos de facies flyschoides: son las unidades de Nogales, Facinas, Almarchal del Algarrobo, de Ubrique y del Corredor del Boyar. Otras, las mejor representadas, están casi exclusivamente constituídas por materiales terciarios, y se caracterizan por presentar potentes formaciones terrígenas en el Oligoceno-Mioceno inferior, ideńticas a las reconocibles en amplias regiones del Mediterráneo occidental; son la unidad de Algeciras, caracterizada por el flysch margoareniscoso micáceo o Flysch de Algeciras, y el Manto del Aljibe, caracterizado por el Flysch Numídico o Arenisca del Aljibe.

Aparte de las unidades aludidas diferenciaré dos tipos de formaciones arcillosas:, una constituída por arcillas variegadas y otra por arcillas pardas con intercalaciones de areniscas de tipo Aljibe ("numidoides"). Asociadas a esta última formación que aflora y exclusivamente a lo largo del contacto entre las Zonas Internas y las Externas, o bien sobre las zonas Internas, se reconocen una serie de fragmentos que presentan series estratigráficas diversas, no asignables a ninguna de las unidades mencionadas. Estos elementos que, junto con otras unidades, han sido asignados por **Olivier (1984)** a la denominada "Zona Predorsaliense", serán estudiados en el próximo capítulo.

2.- LOS FLYSCHS CRETACICOS.

2.1.- Los Flyschs Cretácicos en el N de Africa.

Los materiales que constituyen las unidades formadas por un Cretácico flyschoide en el N de Africa, se depositaron en una cuenca marina profunda a la que llegaban aportes detríticos terrígenos o carbonatados traídos por corrientes del turbidez. Esta cuenca se conoce en la literatura geológica de las Cadenas Alpinas del Mediterráneo occidental **(Durand-Delga, 1980a,b)**, como **Surco de los Flyschs Cretácicos** y, a juzgar por la importancia que alcanzan sus materiales en el N de Africa, debió constituir una cuenca de notable extensión. En Argelia se ha podido demostrar claramente **(Durand-Delga, 1967, 1969; Raoult, 1969a,b,c, 1972,1974,1975; Boullin et al., 1970; Gélard, 1969, Bouillin, 1977; Raymond, 1976a,b, 1977; Gélard, 1979, etc.)**, que dicha cuenca se situaba entre las Zonas Externas Tellienses y las Zonas Internas Cabileñas y que en ella se pueden diferenciar dos tipos de secuencias: la más interna (septentrional) se conoce como Flysch Mauritano o Mauritaniense la más externa (meridional) como Flysch Masílico.

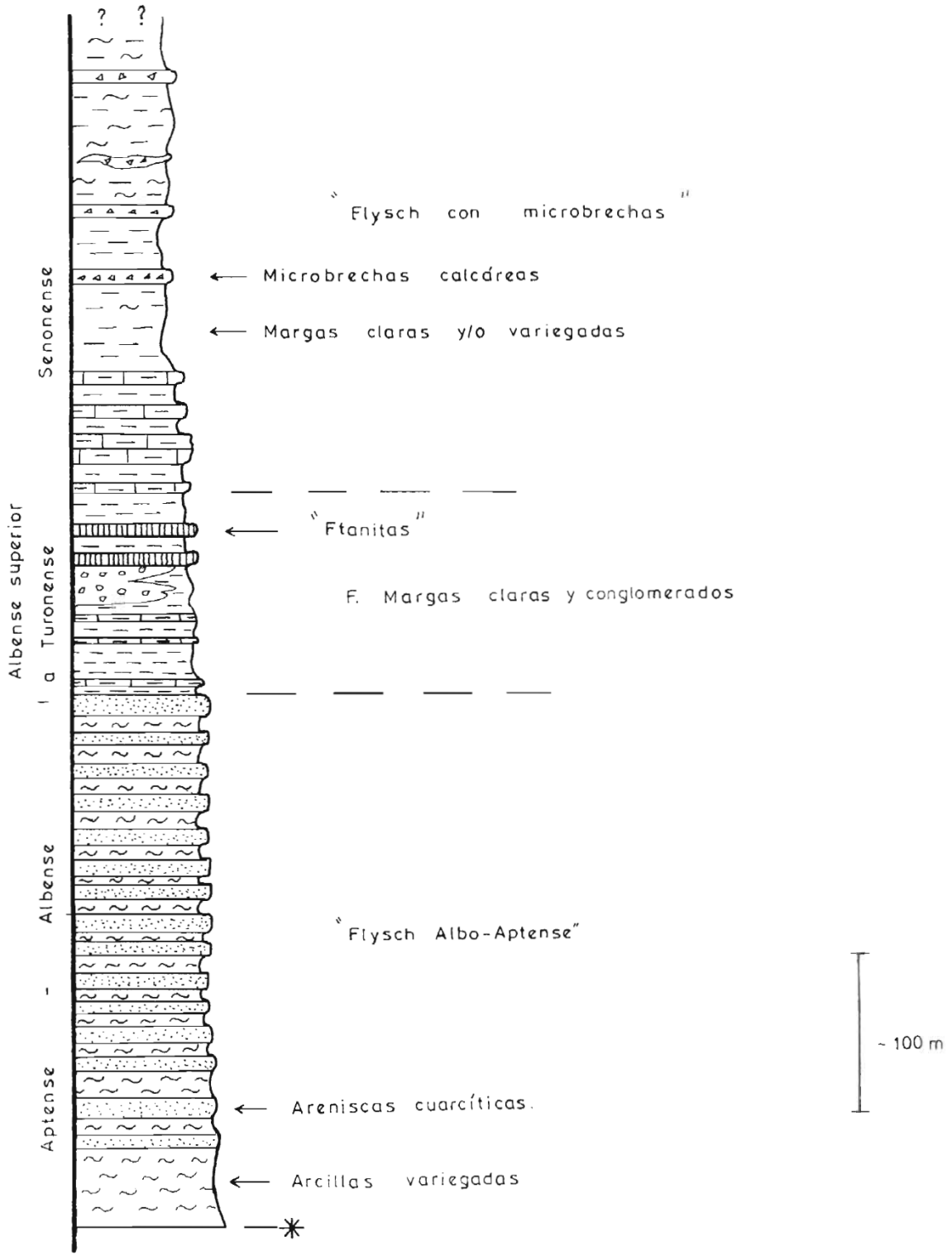
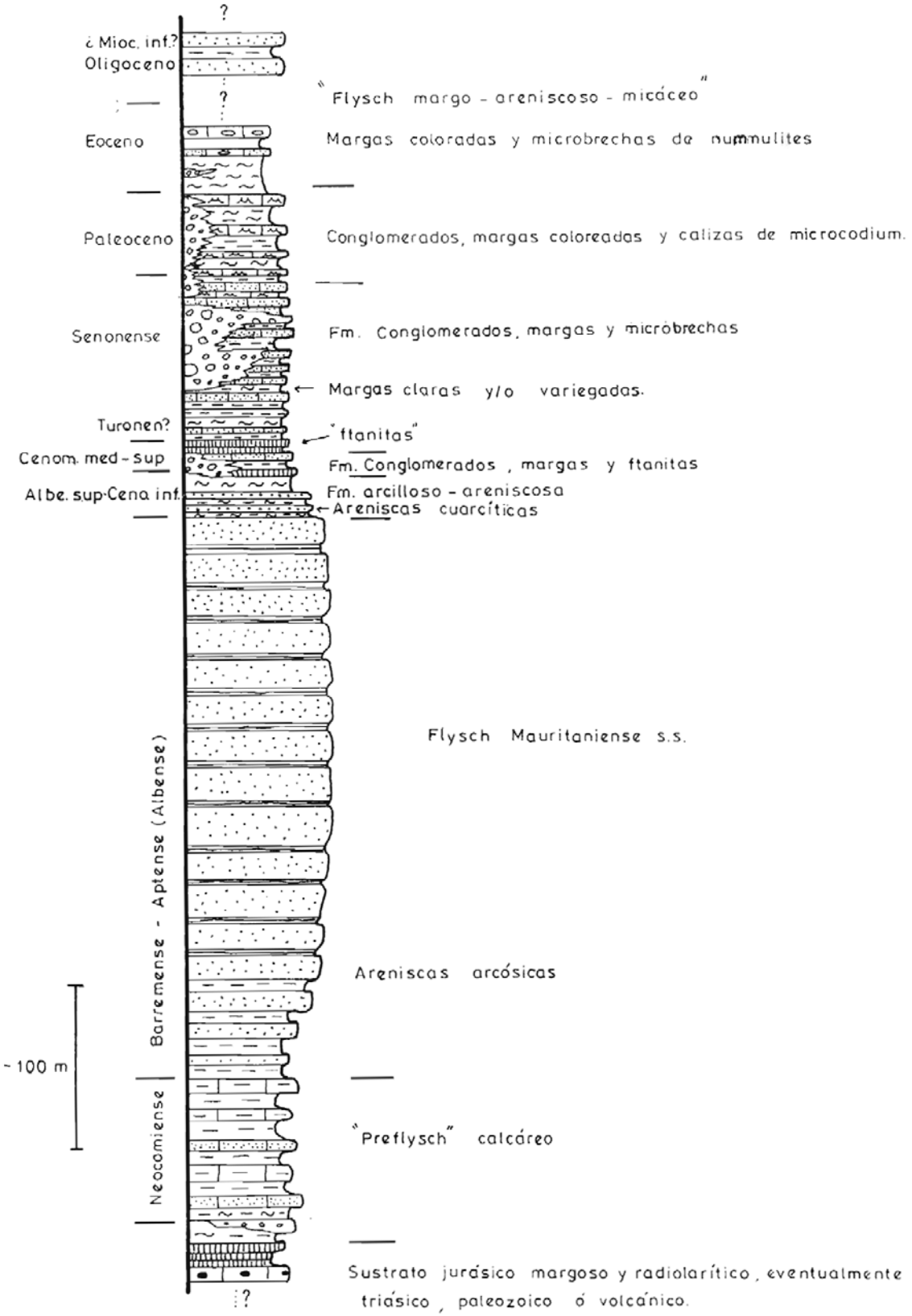


Fig. 81 Serie sintetica esquematica del Flysch Masílico

Fig. 82. Serie sintética esquemática del Flysch Mauritaniense.



2.1.1.- El Flysch Masílico.

Las unidades tectónicas que forman parte del Flysch Masílico están constituídas en esencia por tres formaciones (**Raoult, 1972; Gélard y Sigal, 1974; Bouillin, 1977**); de abajo arriba son (Fig. 81):

a) Una formación de alternancias arcillosas y areniscosas conocida también como **Flysch pelítico-cuarcítico** o **Flysch Albo-Aptense.** Está constituída por arcillas verdosas o variegadas entre las que se intercalan estratos areniscosos turbidíticos de color verde oliváceo y composición predominantemente cuarcítica. No se conocen en este tipo secuencias téminos más antiguos que esta formación, que se asigna al Albo-Aptense, salvo algunos afloramientos margocalizos del Tithónico superior-Neocomiense, cuya continuidad con el resto de la serie no está asegurada **(Bouillin, 1977).**

b) Una formación de margas y margocalizas claras con abundantes foraminíferos planctónicos del Albense superior al Cenomanense superior. Esta formación, muy delgada por lo general, constituye un nivel-guía **(Durand-Delga et al., 1955).** En su parte superior presenta intercalaciones de conglomerados y microbrechas calcáreas del Cenomanense medio-superior, que culminan con un nivel de varios metros de pizarras silíceas oscuras, conocidas como **ftanitas,** cuya edad corresponde al tránsito Cenomanense-Turonense.

c) Una formación de margas y arcillas con niveles de microbrechas calcáreas, usualmente denominada **"Flysch con microbrechas"**, de edad Turonense-Senonense, aunque es el Senonense superior el que suele estar mejor representado. No se conocen términos postcretácicos que representen la continuación estratigráfica de esta formación.

Los aportes detríticos, tanto terrígenos como carbonatados, a la cuenca de depósito del Flysch Masílico parece que procedieron de los sectores externos de la cadena , aunque también es posible que el Flysch Albo-Aptense fuera de procedencia septentrional **(Bouillin, 1977).** El espesor total de este flysch no suele sobrepasar los 500 m. Con bastante probabilidad sus materiales se debieron depositar a profundidades oceánicas, del orden de varios miles de metros.

2.1.2.- El Flysch Mauritaniense.

Las unidades tectónicas que se incluyen en el **Flysch Mauritaniense** presentan series mucho más completas que las del Flysch Masílico **(Bouillin et al., 1970; Gélard, 1969, Wildi, 1983)** cuya edad está comprendida entre el Jurásico superior y el Eoceno medio y que, en muchos casos continúan hasta el Oligoceno-Mioceno inferior. En diversos puntos se han reconocido incluso terrenos del Paleozoico, Trías y Lías-Dogger epimetamorfizados que constituyen el sustrato del Flysch cretácico Mauritaniense **(Durand-Delga, 1971; Bouillin , 1977)** y rocas

volcánicas submarinas básicas y ultrabásicas de carácter ofiolítico que probablemente representan restos de un antiguo fondo oceánico del Jurásico superior-Cretácico inferior (**Bouillin et al., 1977**). Sobre la base de la existencia o no de terrenos del sustrato precretácico y, sobre todo, de las características estratigráficas del Cretácico inferior y en especial del Senonense, **Bouillin (1977)** ha diferenciado unas series mauritanienses externas, medias e internas, siendo las medias las más ampliamente representadas.

Las series internas presentan rasgos estratigráficos transicionales a los de las partes externas de la "Dorsal Cabileña" (**Raoult, 1969b,c**) mientras que las series externas presentan rasgos intermedios con los del Flysch Masílico (**Gélard, 1979; Raymond, 1976a**).

El Flysch Mauritaniense aparece ampliamente representado en el Rif, por la unidad del Tisirén (**Durand-Delga et al., 1960-62; Didon et al., 1973**) que es la que presenta mejores cortes de los materiales del Jurásico y Cretácico inferior (**Durand-Delga, 1980b**) y también por la unidad de Beni Ider, cuya serie llega al Mioceno inferior según **Guerrera (1981-1982)**. El Jurásico del Flysch Mauritaniense está constituído por calizas margosas y margas con filamentos del Dogger-Malm inferior y por un Malm superior radiolarítico (**Coutelle y Gélard, 1968**) que, a la base, puede presentar algunos niveles intercalados de lavas almohadilladas (**Andrieux, 1971**). Dentro del Cretácico se pueden diferenciar esencialmente cinco formaciones:

a) Una formación de arcillas y margas con niveles calcareníticos y microbréchicos, de edad Neocomiense y espesor variable, a veces designada como "**preflysch calcáreo**" (**Durand-Delga, 1980b**).

b) Una potente y monótona formación constituída por una alternancia de areniscas turbidíticas, cuarzosas, de grano medio a fino y aspecto a veces "pseudonumídico", en estratos potentes de espesor métrico o mayor por lo general, y niveles arcillosos micáceos, algo calcáreos en la parte inferior. Esta formación es la más característica de la secuencia cretácica mauritaniense y se conoce en Argelia como Flysch de Guerrouch (**Durand-Delga,1967,1969**), en Sicilia como **Flysch del Monte Soro** (**Duée 1969**) y en Marruecos como **Flysch del Tisirén** (**Andrieux, 1971**). Es el equivalente exacto de la formación areniscosa de la unidad de los Nogales del Campo de Gibraltar (Flysch de los Nogales: **Didon, 1960-62, 1969**). El material detrítico que constituye esta formación es de clara procedencia interna (**Chiocchini et al., 1980; Puglisi, 1981; Raoult et al., 1982**). Alcanza un espesor máximo en el Rif, próximo al millar de metros, pero normalmente es del orden de algunas centenas de metros. Su edad está comprendida entre el Neocomiense superior y el Albense, pero en su mayor parte se debió depositar durante el Barremense-Aptense.

c) Una formación arcillosa de color verde oliváceo o variegado con intercalaciones de areniscas cuarzosas de color verdoso. Su espesor es

reducido pero suele constituir un nivel-guía, sobre todo algunos de los niveles areniscosos intercalados **(Gélard, 1969)**. Es de edad Albense medio-superior a Cenomanense inferior y, aunque a veces ha sido designada como Albo-Aptense, no se han reconocido en ella niveles anteriores al Albense medio **(Bouillin, 1977)**.

d) Una formación de espesor reducido (métrico a decamétrico) constituída por conglomerados y microbrechas calcáreas, con intercalaciones margosas de color verdoso y rojo, y niveles estratiformes silicificados de colores negros y blancos, que contienen una abundante microfauna planctónica del Cenomanense medio y superior.

e) Una formación potente, margosa y microbréchica, de edad esencialmente Senonense superior aunque a la base puede presentar niveles calcareníticos y calizos del Turonense-Senonense inferior. En las series más internas (internas y medias de **Bouillin, 1977**), sobre todo hacia la base, el Senonense superior está formado principalmente por conglomerados de cantos jurásicos que, en Argelia, proceden claramente de la cobertera mesozoica de las Zonas Internas (la "Dorsal"); hacia la parte superior son reemplazadados por una sucesión de arcillas verdes con pasadas rojas e intercalaciones microbréchicas o calcareníticas de origen turbidítico, que contienen foraminíferos bentónicos de plataforma del Campanense-Maastrichtense y que se suele designar como "Flysch con microbrechas".

Estratigráficamente por encima del Cretácico la sedimentación continúa con características análogas hasta el Eoceno medio-superior. En las series internas se mantiene la sedimentación conglomerática, mientras que en los sectores más externos el Paleoceno se caracteriza por la presencia de turbiditas calcáreas de Microcodium, y el Eoceno inferior y medio por una alternancia de arcillas y margas esquistosas con niveles calcareníticos y microbréchicos. A partir del Eoceno superior-Oligoceno se produce un cambio importante en la sedimentación con la aparición de una formación margoareniscoso-micácea de marcado carácter flysch que, en algunos puntos **(Raoult, 1968)**, se sitúa en discordancia sobre los terrenos infrayacentes mientras que, en otros, aparece en concordancia sobre ellos. Por esta razon unos autores sostienen que la serie post-eocena s.l., también denominada"Neonummulítica"**(Bouillin et al., 1970)** no pertenecería propiamente al Flysch Mauritaniense, mientras que otros sostienen lo contrario. Estos terrenos"Neonummulíticos"son equivalentes a los materiales que constituyen la masa principal de las unidades de Beni-Ider (Rif) y de Algeciras. Por ello, algunos autores las incluyen también en el Flysch Mauritaniense **(Didon et al., 1973)** mientras que otros se muestran reticentes a dicha asimilación **(Bourgois, 1978)**.

Los materiales que forman parte del Flysch Mauritaniense se depositaron en una zona de pendiente adyacente a las Zonas Internas Cabileñas, de las cuales procedían los aportes detríticos, así como en el fondo de la cuenca situada al S de ellas, tal vez, a juzgar por las facies, a profundidades algo menores que las del Flysch Masílico.

2.2.- Los Flyschs Cretácicos en la Cordillera Bética.

Dentro del Complejo de Gibraltar se pueden reconocer varias unidades constituídas exclusivamente por materiales cretácicos (Fig.11 83).Tres de ellas (Fig. 11 y 83) se prolongan formalmente por el N de Africa: son las unidades de Almarchal, Facinas y Nogales, definidas por **Didon (1967, 1969)** y **Didon et al. (1973)**, que se correlacionan, respectivamente, con las unidades de Tánger, Melusa-Chuamat y Tisirén del Rif **(Durand-Delga et al., 1960-62; Durand-Delga y Mattauer, 1959 , b; Durand-Delga, 1965; Andrieux, 1971)**. Otras tres unidades, que afloran al NE de la provincia de Cádiz, desde Alcalá de los Gazules a El Gastor, entre las cuales no es posible establecer sus relaciones tectónicas, muestran series estratigráficas un tanto particulares, alguno de cuyos términos es análogo a los de la Unidad de Almarchal, pero que no son fácilmente correlacionables con los Flyschs Cretácicos definidos en el Rif. Son las unidades del Algarrobo, del Flysch de Ubrique y del Flysch del Corredor del Boyar. Estas tres unidades afloran al exterior del Penibético, la primera por debajo del manto del Aljibe **(Chauve, 1968)** y las otras dos cabalgadas por materiales subbéticos, sobre todo triásicos. La posición tectónica de estas tres unidades es difícil de explicar si se admite una procedencia paleogeográfica ultrapenibética de las mismas de acuerdo con los esquemas clásicos.

2.2.1.- Las unidades de Almarchal y Facinas.

Estas dos unidades (Fig. 83) fueron inicialmente consideradas una sola por **Didon (1967, 1969)**, pero fueron separadas como dos unidades independientes por **Didon et al. (1973)**.

La unidad de Facinas está integrada por una única formación, las Arcillas de Facinas, que son unas arcillas polícromas macroscópicamente muy parecidas a la Formación de Arcillas Variegadas que se describirá más adelante. Su estructura interna es muy compleja, pero aún es posible reconocer dentro de ella trazas de la estratificación. Las arcillas, de colores sobre todo grises-verdosos a oliváceos, con pasadas violáceas y rojizas contienen estratos centimétricos de areniscas de frano fino y estructura por lo general masiva, aunque en los niveles más gruesos, visibles casi siempre como bloques dispersos en los campos, es frecuente reconocer estratificaciones cruzadas características del intervalo C de la secuencia de **Bouma** (Lámina 28, Fot. 2) y, en algún caso incluso secuencias completas pero con los intervalos a y b muy poco desarrollados. Las areniscas, de grano fino o muy fino, son finamente cuarzosas y aparecen empastadas por una matriz ferruginosa pardorrojiza. Según **Pendón (1978)** corresponden a cuarzolimolitas muy inmaduras con cemento ferruginoso. Las arcillas son completamente azoicas o bien

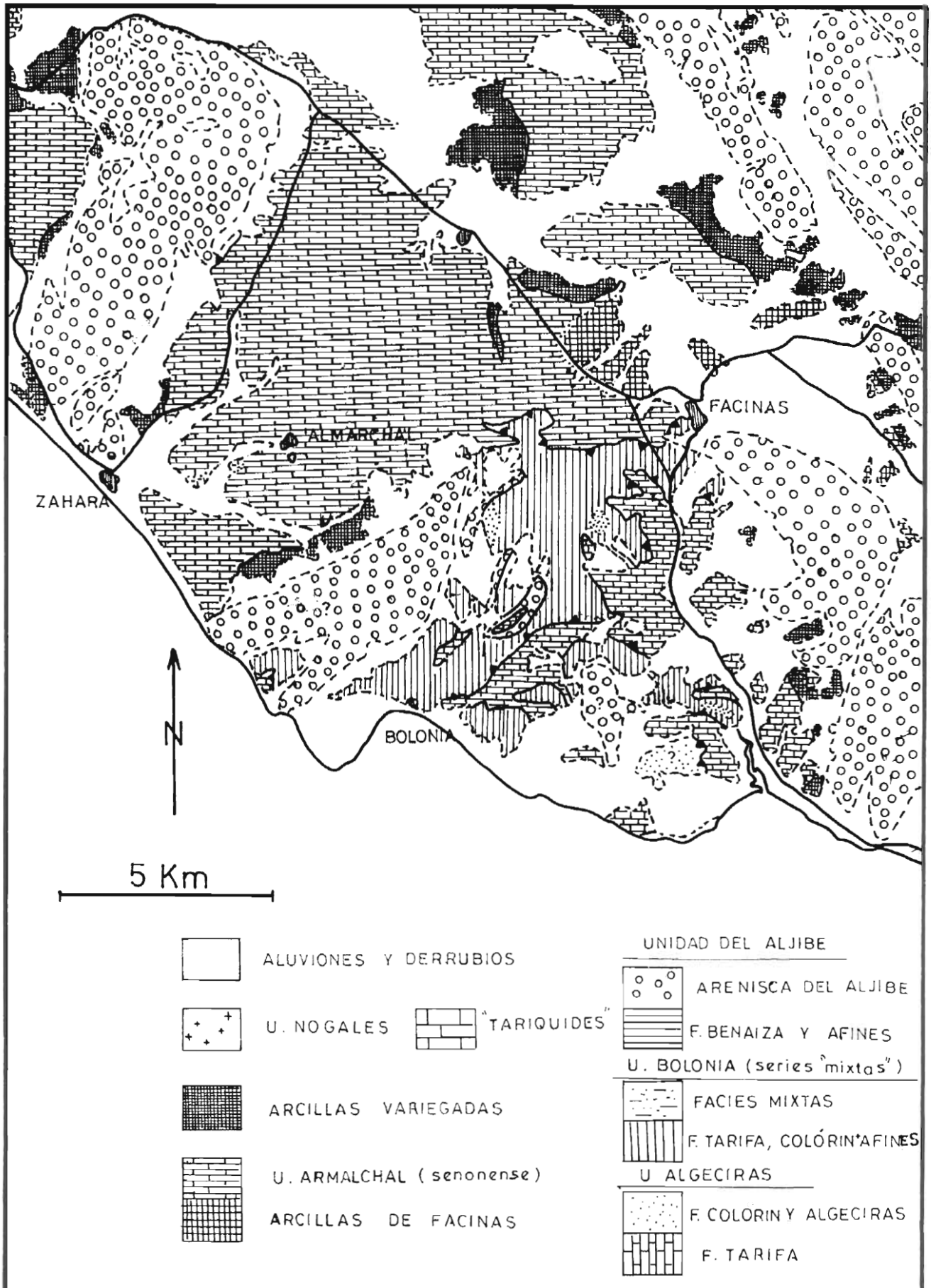


Fig. 83. Mapa geologico de la region Almarchal-Facinas (PENDÓN 1978)

contienen escasos foraminíferos bentónicos bioestratigráficamente banales. Una intercalación calcarenitíca sin embargo, suministró a **Didon (1967, 1969)** una fauna de orbitolinas (O. **Simplorbitolina texana)** del Aptense superior, por lo que esta formación se suele asignar al "Albo-Aptense".

La unidad de Almarchal s.s. está constituida esencialmente por una formación arcillosa y margosa de colores grisáceos oscuros, a veces amarillentos, en superficie, que contiene intercalaciones esporádicas de margocalizas y calizas micríticas grises en corte fresco, de color amarillento sucio o blanquecino por alteración superficial, en algunos casos con pequeños nódulos de sílex, y también niveles de microbrechas calcáreas alimentadas sobre todo de cantos de calizas jurásicas. Los niveles calizos y margocalizos son en parte de origen turbidítico, como lo demuestran las estructuras sedimentarias, y una cierta proporción de cuarzo y micas **(Pendón, 1978)**. Los niveles arcillosos han suministrado una microfauna de foraminíferos planctónicos del Campanense y Maastrichtense en la mayor parte de los casos y, excepcionalmente, del Turonense **(Didon, 1969)** y del Cenomanense **(Didon, in Bourgois, 1978)**; el Senonense inferior, por el contrario no ha sido identificado, ni tampoco materiales postcretácicos asignables con certeza a esta unidad.

Los materiales de la unidad de Almarchal pueden considerarse de acuerdo con **Pendón (1978)** como depósitos turbidíticos de marcado carácter distal, por tanto depositados en una llanura submarina profunda.

2.2.2.- La Unidad de Los Nogales.

Esta unidad (Fig. 11), que solo está representada en el Campo de Gibraltar en pequeños afloramientos dispersos sobre las unidades de Algeciras y Bolonia y bajo la unidad del Aljibe, fué definida por **Didon (1960, 1969)** y representa la continuación formal, al N del Estrecho de la unidad del Tisirén del Rif, **(Durand-Delga et al., 1960-62; Andrieux 1971)**. En el Campo de Gibraltar está constituída por dos formaciones de edad Cretácico inferior, pero en el Rif presenta términos cuya edad oscila entre el Jurásico superior y el Cretácico medio. En Argelia una unidad equivalente se conoce con el nombre de Flysch del Guerrouch **(Durand-Delga, 1967, 1969)** y en Sicilia como Flysch del Monte Soro **(Ogniben, 1960; Duée, 1969)**. Estas unidades se han considerado características del margen interno del surco de los flyschs cretácicos en el N de Africa y han sido designadas como Flysch Mauritaniense **(Gélard, 1969; Bouillin et al., 1970)**.

La formación estratigráficamente más baja de la unidad de Nogales está constituida por arcillas y margas arcillosas grises o violáceas, a veces variegadas, que intercalan niveles más duros de margocalizas y de microbrechas. Esta formación fue denominada por **Didon**

(1969) "Complejo de Aptychus". Las microbrechas están constituídas por cantos calcareos jurásicos con facies de plataforma y con facies pelágicas, por sílex y por aptychus. Los niveles margocalizos presentan una microfacies micrítica con Nannoconus. **Didon (1969)** estableció su edad Neocomiense mediante aptychus, tintínidos y nannoconus.

La formación más característica y extensa de la unidad de los Nogales, el Flysch o Formación de Los Nogales, está constituida por areniscas de grano fino, bien estratificadas en bancos de espesor variable entre decimétrico y métrico, a veces con estructuras turbidíticas, con intercalaciones de niveles margoarcillosos amarillentos y verdosos. Las areniscas, amarillentas o rojizas en superficie, presentan un aspecto que recuerda, en un primer vistazo, a las areniscas del Aljibe ("pseudonumídico"), pero una observación atenta permite constatar numerosas diferencias ya que son de grano más fino y anguloso, ligeramente micáceas y algo feldespáticas y en corte fresco suelen presentar un color verdoso claro.

Entre las areniscas aparecen algunos niveles margocalizos verdosos que presentan una microfacies micrítica con abundantes Nannoconus, entre los cuales he podido identificar:

Nannoconus steinmanni KAMTNER
N. kamptneri BRONNIMANN
N. globulus BRONNIMANN
N. colomi (DE LAPPARENT)
N. bucheri BRONNIMANN
N. wassalli BRONNIMANN,

asociación que indica una edad Hauteriviense superior-Barremense para esta formación de acuerdo con **González-Donoso et al. (1983).**

En la Cordillera Bética no ha sido realizado aún un estudio sedimentológico, petrográfico y mineralógico detallado de esta formación, pero dicho estudio está pendiente de realización por algunos miembros del Grupo Magreb (coordinado por **F. Guerrera**), sobre la base de un corte levantado en abril de 1983 por **F. Guerrera; F. Loiacono; D. Corradini; D. Puglisi; K. Skordas** y por mí mismo, al NO de Manilva (TF973284).

Estudios detallados sí han sido realizados en la formación análoga y coetánea de Rif (Flysch del Tisirén: **Chiocchini et al., 1980**), Argelia (Flysch de Guerrouch: **Raoult et al., 1982**) y Sicilia (Flysch de Monte Soro: **Puglisi, 1981; Carmisciano et al., 1983**). De estos estudios se concluye que el área de alimentación de estas areniscas turbidíticas se situaba al N del Surco de los Flyschs, en un área que debía corresponderse con las Zonas Internas de las Cordilleras Norteafricanas y en especial con los terrenos Cabílides y Calábrides de Argelia y del arco Siculo-Calabrés respectivamente. Las paleocorrientes medidas en Argelia (**Raoult et al.,1982**) a partir de las estructuras turbidíticas

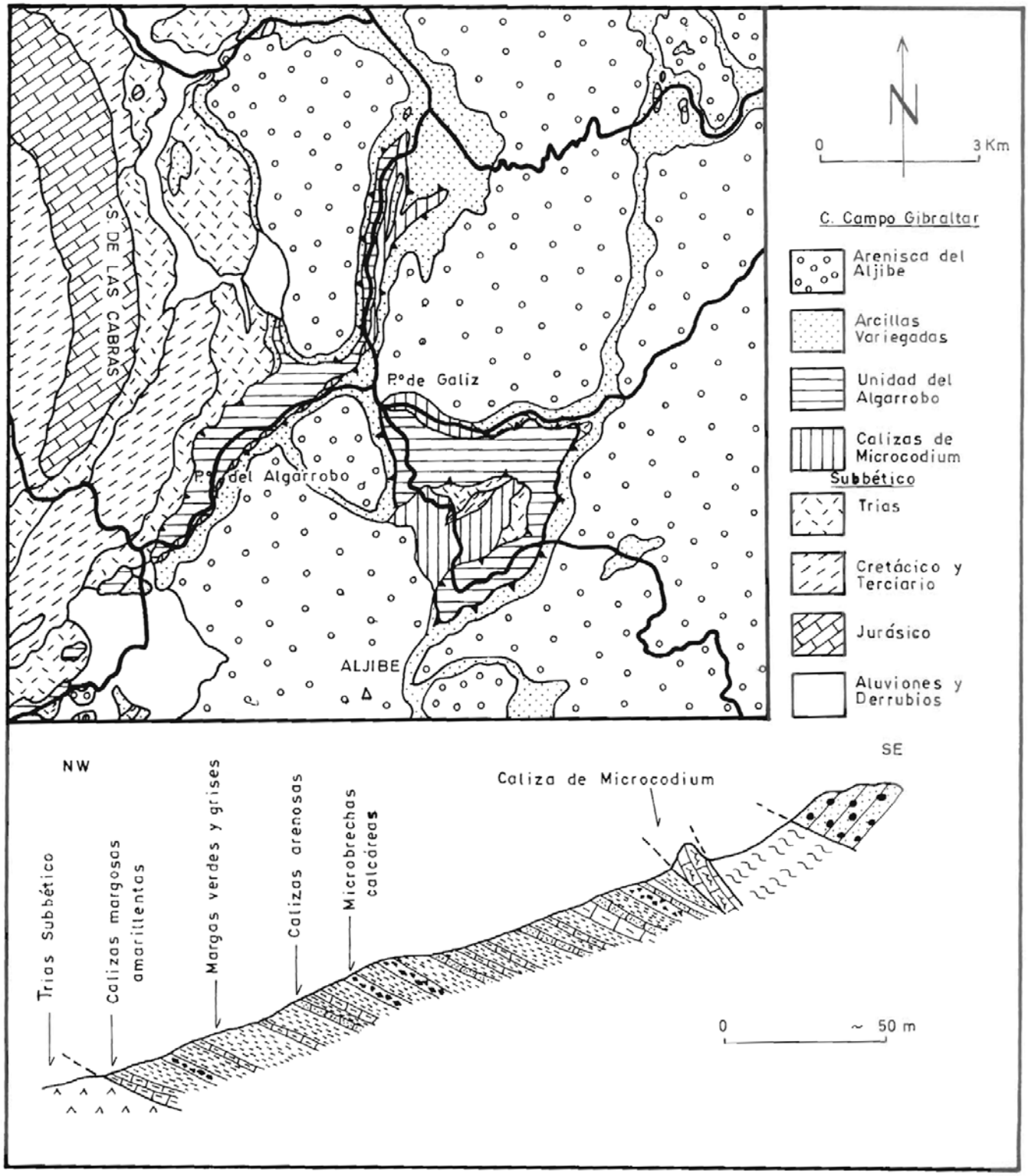


FIGURA 84.- La unidad del Algarrobo al NE de Alcalá de los Gazules. Corte en las cercanías del Puerto del Algarrobo (tomado de Chauve, 1968)

confirman la procedencia septentrional de los aportes. En el Rif, sin embargo, la dirección principal de transporte debió ser subparalela al eje de alargamiento del surco, ya que las paleocorrientes más frecuentes son las dirigidas hacia el O u ONO **(Andrieux, 1971)** o incluso al NE **(Guerrera, 1981 -82)**, aunque es posible que estas últimas direcciones se deban en parte a una rotación de las unidades en sentido horario causada por los movimientos tectónicos.

2.2.3.- La Unidad del Algarrobo.

Esta unidad fué definida por **Chauve (1960-62, 1968)** al NE de Alcalá de los Gazules (Fig. 84). Aflora en pésimas condiciones de exposición en la región de los Puertos de Galiz y del Algarrobo, lo que hace muy difícil el establecimiento de su serie estratigráfica. No Obstante, **Chauve et al. (1966)** consiguieron datar al Albense, el Vraconense, el Cenomanense, el Campanense y el Maastrichtense en un corte relativamente continuo levantado en el Puerto del Algarrobo, y constatar que la serie estratigráfica se encuentra invertida. Según **Chauve (1968)** el Turonense y el Senonense inferior faltarían probablemente por laguna estratigráfica.

Los materiales de la unidad del Algarrobo son esencialmente margas verdes de tonalidades oliváceas, que contienen algunos niveles margocalizos y microbréchicos en el Senonense superior análogos a los que se reconocen en la unidad de Almarchal. Los niveles margocalizos son de color verdeamarillentos y las intercalaciones conglomeráticas y microbréchicas están formadas sobre todo por cantos calcáreos jurásicos, de plataforma y pelágicos, y por sílex. Estos materiales son análogos a los que se reconocen en las unidades del Flysch de Ubrique y del Flysch del Corredor del Boyar.

Esta unidad fué considerada por **Chauve (1968)** procedente de una región paleogeográficamente más externa que el Subbético. Posteriormente, **Bourgois, Chauve y Dubois (1971)** abandonaron esta interpretación y, sobre la base de sus semejanzas con la unidad de Almarchal y con el Flysch del Corredor del Boyar, la consideraron de procedencia ultrapenibética y la atribuyeron al Surco de los Flyschs.

2.2.4.- Unidad del Flysch del Corredor del Boyar.

Los materiales del Flysch del Corredor del Boyar (Fig. 72) fueron reconocidos por **Chauve y Hoppe (1962a,b, 1963)**, quienes los asignaron al terciario de la unidad de Paterna. **Bourgois (1970,1978)** y **Bourgois y Chauve (1971b)** pusieron de manifiesto la edad cretácica de sus materiales, que atribuyeron a la secuencia de la unidad ultrapenibética del San Cristobal. Los afloramientos de la unidad del Flysch del Corredor del Boyar se prolongan, hacia el NE, hasta la región de El Gastor y, hacia el SO, hasta la región de El Jaral, situada inmediatamente al O de la Silla.

Dentro de la serie estratigráfica de esta unidad (Fig.87) se pueden diferenciar cuatro formaciones que aparecen separadas unas de otras por contactos tectónicos o de difícil observación; por esto siempre hay dudas acerca de la continuidad estratigráfica entre ellas, aunque, de acuerdo con **Bourgois (1978)** ésta parece ser la conclusión más razonable. Un corte relativamente completo de la serie se puede levantar al N del Fresnillo, en dirección NO hacia la carretera del Puerto de Las Palomas. Otro corte interesante se puede levantar a lo largo de la trinchera de la carretera, en el Puerto del Boyar.

2.2.4.1.- Formación arcilloso-microbréchica o Complejo de Aptychus.

Esta formación es la más antigua del Flysch del Corredor del Boyar. Está constituida por margocalizas, margas y arcillas rojas y verdes, a veces grises o blancas, con intercalaciones de microbrechas con aptychus, conglomerados, turbiditas calcáreas y, en menor proporción, terrígenas. Siempre aparece muy cubierta y tectónicamente aislada del resto de la serie. **Bourgois (1978)** ha señalado en su mapa cuatro afloramientos de esta formación en el Corredor del Boyar, uno de los cuales (TF825705), relativamente bien expuesto, ha asignado a la unidad de la Sierra del Pinar, ya que aparece en continuidad estratigráfica con los términos jurásicos de dicha unidad, aunque en serie invertida, al oeste del Puerto del Boyar.

Bourgois (1978) diferenció cuatro litofacies en esta formación (arcillas, margas, areniscas y brechas y microbrechas calcáreas ricas en aptychus), distribuídas en tres megasecuencias. Las arcillas son azoicas o bien contienen escasos radiolarios y dientes de peces. Las arenas son de color amarillento a verdoso pálido, algo micáceas, contienen algunos restos vegetales y presentan estructuras turbidíticas. Las microbrechas y brechas están formadas por cantos de calizas jurásicas, predominantemente de plataforma somera, algunas dolomías, calizas pelágicas con radiolarios, espículas, Saccocoma, tintinídos, oolitos, crinoides, foraminíferos bentónicos y aptychus. Según **Bourgois (1978)** la edad de esta formación está comprendida entre el Berriasense medio-superior y el Hauteriviense.

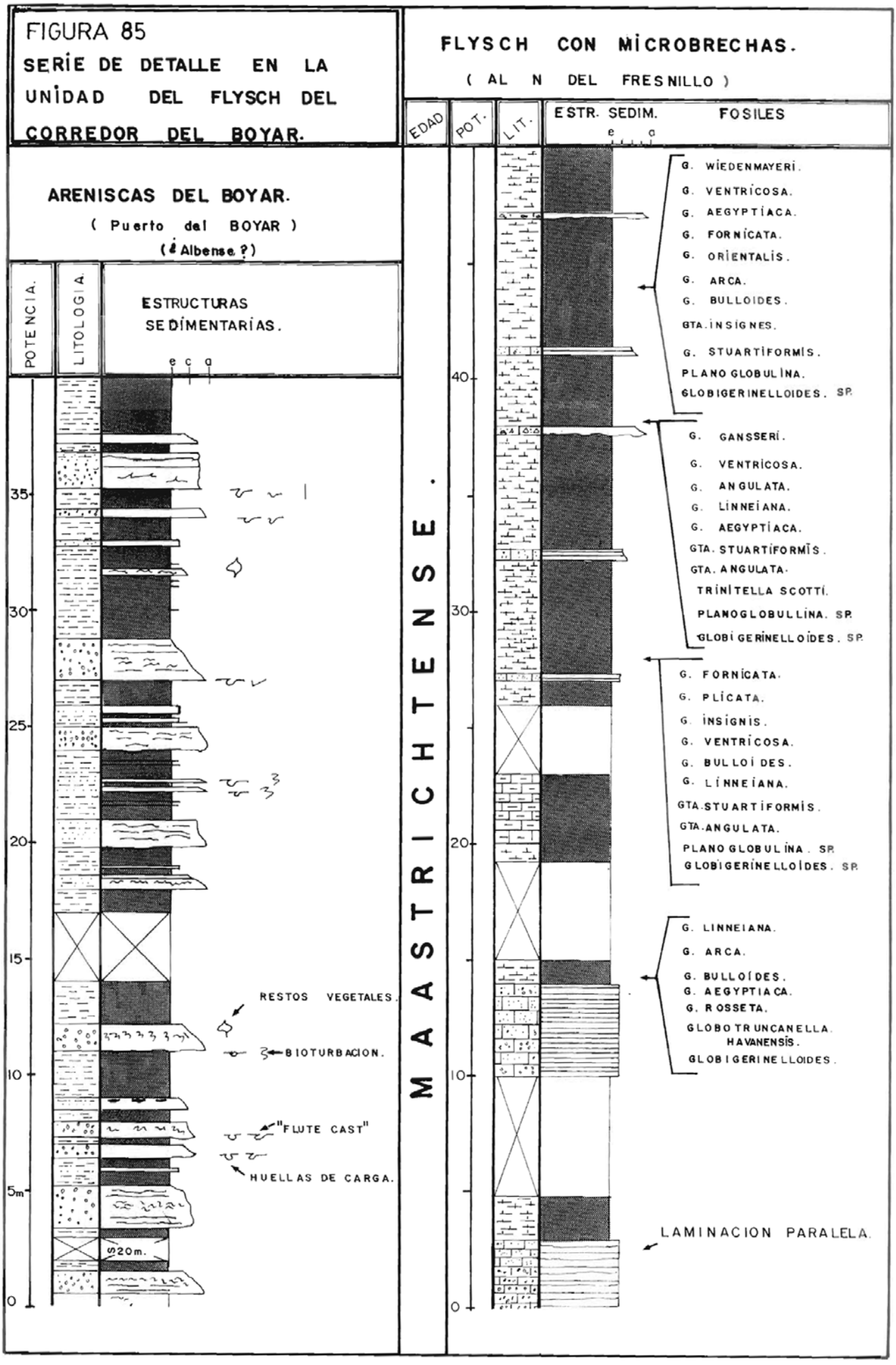
2.2.4.2.- Formación arcilloso-arenosa.

Un buen corte de esta formación se tiene en la trinchera de la carretera, al N del Puerto del Boyar (TF861708). Está formada por una alternancia de niveles finos formados por arcillas verdes y areniscas de grano muy fino, verdosas a parduzcas, con abundantes pátinas de hierro y manganeso. Las únicas estructuras visibles son una tenue laminación paralela en los niveles de areniscas y algunos repliegues que pueden ser debidos a deslizamientos submarinos (slumping).

Las arcillas contienen una abundante fauna de radiolarios. **Bourgois (1970, 1978)** encontró, además, escasos foraminíferos planctónicos del Aptense superior.

FIGURA 85

SERIE DE DETALLE EN LA UNIDAD DEL FLYSCH DEL CORREDOR DEL BOYAR.



Estos materiales pueden considerarse depósitos turbidíticos de carácter marcadamente distal, (facies D, o tal vez G, de **Mutti y Ricci Lucchi, 1975**), probablemente depositados a gran profundidad, tal vez próxima al nivel de compensación de los carbonatos, de ahí la escasez de fauna calcárea y la abundancia de organismos silíceos.

2.2.4.3.- Formación de Areniscas del Boyar.

Constituye la masa principal del Flysch del Corredor del Boyar. Está formada por areniscas cuarzosas, que recuerdan un poco a las areniscas nummídicas, de colores pardoamarillentos en superficie pero con tonos algo verdosos en corte fresco, que alternan con arcillas de color verde oliváceo o, a veces, rojizas. Los estratos areniscosos son potentes, con frecuencia de más de un metro de espesor y presentan bases netas claramente erosivas con abundante estructuras de corrientes (flute, groove y crescent cast; huellas de saltación) que, en el corte al N del Fresnillo indican que las paleocorrientes se dirigían hacia el N o el NO. Las areniscas muestran secuencias de Bouma en las que los intervalos a y b son de gran espesor, estando el intervalo c, cuando existe, restringido a los centímetros superiores del estrato que, a veces, contienen restos vegetales.

En el Puerto del Boyar se puede levantar un corte detallado (Fig. 72, 85) para estudiar algunas características sedimentológicas de esta formación. El corte aparece en serie normal, buzando al N y parece que está separado por un contacto mecánico, no claramente visible en el afloramiento, de la formación arcilloso-arenosa antes descrita. La columna levantada muestra una sucesión de paquetes de areniscas de grano medio a fino, ordenados en ciclos de espesor decreciente hacia arriba, con secuencias de Bouma predominantemente del tipo Tac. La pequeñez del corte y la tectonización tan intensa que afecta a la formación a la escala regional, no permiten obtener demasiadas conclusiones sedimentológicas.

La implantación de esta formación sobre la infrayacente, cuyas características son las propias de un depósito de una llanura submarina, indica una aceleración de los aportes terrígenos a la cuenca, bien sea por reactivación de la erosión en las áreas-fuente continentales por un ascenso de las mismas debido a causas tectónicas, o bien por una caída relativa importante del nivel del mar. La ordenación de los materiales en secuencias positivas indica que los aportes llegaron a la cuenca de forma pulsante, en primer lugar bruscamente y en cantidades importantes como para formar turbiditas de aparente carácter proximal (facies B, C y E de **Mutti y Ricci Lucchi, 1975**) y luego progresivamente en menor cantidad dando lugar a turbiditas de aparente carácter distal (facies D y G). Esto se podría interpretar sea como el resultado de un régimen tectónico, en el cual la intensidad de los movimientos que afectan al fondo de la cuenca decreció progresivamente en el tiempo dentro de cada ritmo, o bien como el resultado de un proceso puramente sedimentológico relacionado con un relleno de canales.

La Formación de Areniscas del Boyar no ha suministrado restos fósiles. En su parte superior **Bourgois (1978)** encontró, al N de la Silla, unos niveles de margas verdes con bancos arenosos y microfaunas del Vracono-Cenomanense. Así, por su posición estratigráfica, las Areniscas del Boyar pueden ser asignadas al Albense.

2.2.4.4.- Formación de margas con microbrechas (Flysch con microbrechas).

Esta formación aflora al N del Fresnillo (TF886718), donde se pueden reconocer varios metros de su secuencia estratigráfica (Fig. 85). Está separada por contactos tectónicos de la formación antes descrita y también de la escama del Fresnillo. En este corte está constituida por margas con algunos niveles margocalizos, de colores claros, blancos, grises o amarillentos, entre los cuales se intercalan estratos decimétricos de microbrechas calcáreas gradadas que pasan gradualmente a calcarenitas con laminación paralela en su parte superior. Las microbrechas están constituidas por cantos de calizas liásicas de plataforma, oolitos sueltos, margocalizas y margas radiolaríticas, calizas pelágicas con microfauna diversa, sílex y foraminíferos bentónicos y planctónicos. Las margas contienen abundante fauna de foraminíferos planctónicos que han permitido datar el Maastrichtense inferior y el transito Maastrichtense inferior medio, y que se indican en la figura 85 .

Bourgois (1978) cartografió otros afloramientos del Flysch con microbrechas en la región del Jaral. En esta región las margas presentan un color algo más oscuro, verdoso o incluso oliváceo en algunos niveles, que recuerda por su aspecto a los materiales de igual edad que constituyen la unidad del Algarrobo.

2.2.5.- Unidad del Flysch de Ubrique.

Esta unidad (Fig. 72 y 86) fué individualizada por **Chauve (1969)**, quien atribuyó sus materiales al Oligoceno de la Unidad de Algeciras. Aflora ampliamente al O de Ubrique, en el Cerro Mulera y sectores adyacentes, en condiciones de exposición bastante malas, lo que dificulta el establecimiento de su serie estratigráfica. **Bourgois, Chauve y Dubois (1973)** pusieron de manifiesto la edad cretácica de los materiales del Cerro Mulera y alrededores, y los atribuyeron a dos unidades tectónicas, la más baja de las cuales, consideraron perteneciente al Flysch del Corredor del Boyar. **Bourgois (1978)** ha agrupado la totalidad de estos materiales en una sola unidad que afloraría en serie invertida bajo los terrenos del Trías subbético, y ha diferenciado cinco términos litológicos en el Flysch de Ubrique. En mi opinión estos pueden agruparse en dos formaciones, una inferior esencialmente margoarenosa y otra superior margocaliza y arcillosa. De la primera es posible establecer cortes parciales relativamente limpios en algunos pequeños barrancos a la salida SO de Ubrique y también a lo largo de la pista que sube al repetidor de televisión situado al O del pueblo. La segunda aflora

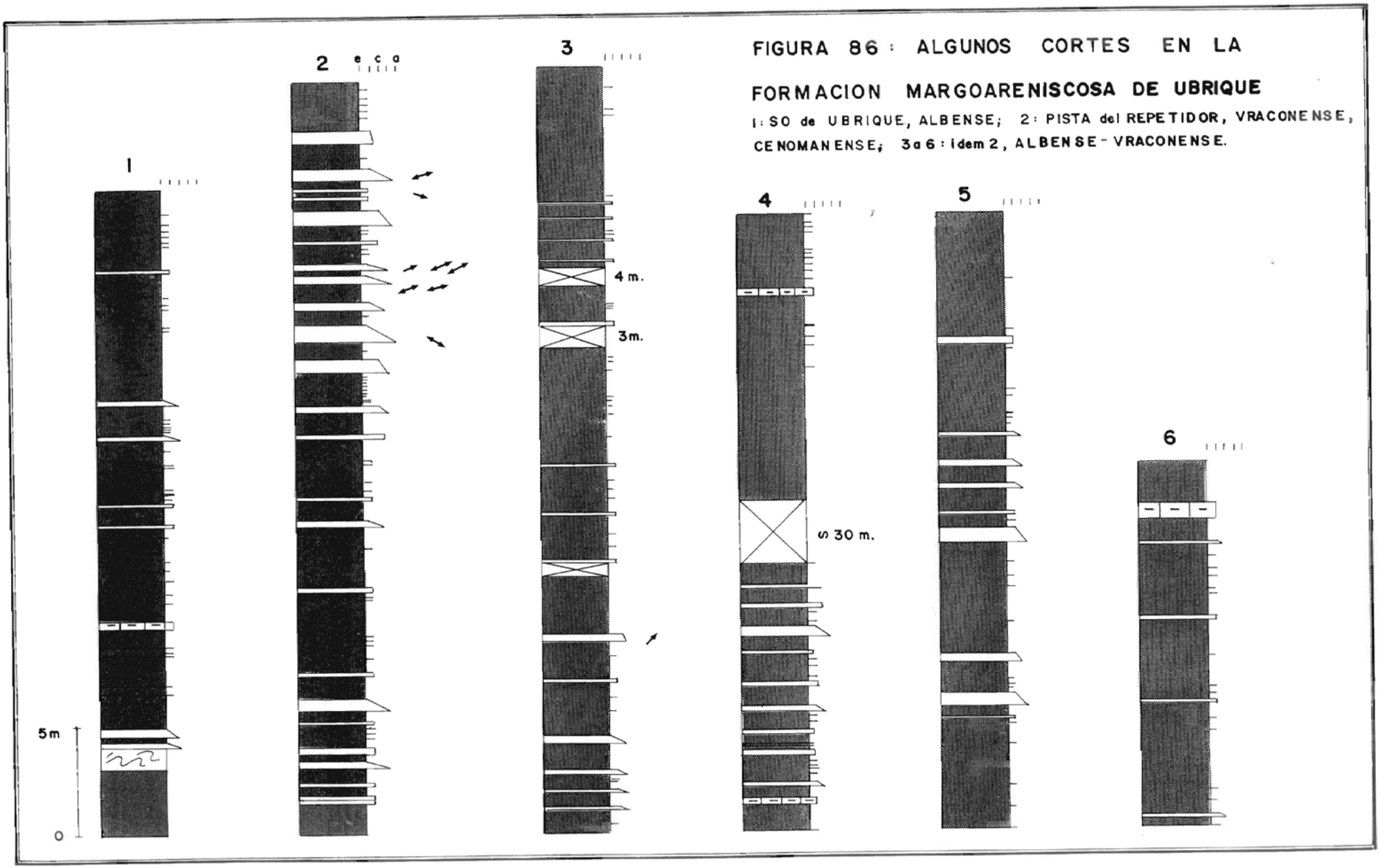


FIGURA 86 : ALGUNOS CORTES EN LA FORMACION MARGOARENISCOSA DE UBRIQUE

1 : SO de UBRIQUE, ALBENSE; 2 : PISTA del REPETIDOR, VRACONENSE, CENOMANENSE; 3 a 6 : idem 2, ALBENSE - VRACONENSE.

ampliamente, pero en pésimas condiciones de exposición por lo que no he podido levantar ninguna serie estratigráfica detallada dentro de ella. Me parece conveniente añadir que, si bien la disposición en cartografía de estas formaciones y algunos buzamientos locales sugieren que la secuencia aparece globalmente invertida, como han señalado los autores arriba citados, las estructuras sedimentarias reconocibles en el corte de la pista que asciende al repetidor de televisión situado en las proximidades de Ubrique indican que la secuencia se encuentra en posición normal.

2.2.5.1.- Formación margoareniscosa de Ubrique.

Está constituida por arcillas y margas arcillosas de colores pardo-oliváceos que intercalan areniscas micáceas y algo calcáreas de origen turbidítico, en estratos centi o decimétricos. Los cortes levantados en esta formación se representan en la figura 86

Las arcillas contienen una escasa proporción de carbonatos y de microfauna de foraminíferos planctónicos. La base del corte de la carretera del repetidor de televisión (TF809623) ha suministrado una fauna abundante del Albense medio con:

Ticinella primula LUTERBACHER
Ticinella roberti (GANDOLFI)
Ticinella gr. raynaudi (SIGAL)

y también de la parte baja del Albense superior, con las formas anteriores y además:

Bicitinella breggiensis (GANDOLFI) y
Hedbergella sp.

Otras dos muestras recogidas en el otro corte (TF810610), en una secuencia invertida, han suministrado una microfauna abundante del Vraconense inferior con:

Planomalina buxtorfi (GANDOLFI)
Rotalipora appenninica (RENZ)
Rotalipora gandolfii (LUTERBACHER y PREMOLI-SILVA)
Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI)
Praeglobotruncana delrioensis (PLUMMER)
Hedbergella planispira (MORROW)
Hedbergella simplex (TAPPAN),

y probablemente del Vraconense superior, con:

Rotalipora appenninica (RENZ)
Rotalipora gandolfii (LUTERBACHER y PREMOLI-SILVA)
Praeglobotruncana delrioensis (PLUMMER)

Praeglobotruncana stephani (GANDOLFI)
Hedbergella delrioensis (CARSEY)
Hedbergella simplex (MORROW)
Hedbergella planispira (TAPPAN)

Las areniscas son de colores verdosos y pardos, cuarzosas, de grano fino y anguloso y con matriz arcillosa abundante (~ 15%). Los estratos presentan un muro neto, a veces con algunas estructuras de corriente y huellas de carga. Las secuencias de Bouma aparecen truncadas por la base, con predominio de los intervalos **c,d** y **e**. En algunos casos se observa el acuñamiento lateral de algunos estratos. Los estratos más potentes, de hasta 1 m, presentan secuencias de Bouma completas y, en algún caso, superficies de amalgamación. Las escasas paleocorrientes medidas indican que los aportes procedieron del O SO, en algún caso del NO, aunque es muy posible que estén rotadas por la tectónica. Estas rocas se pueden interpretar como depósitos turbidíticos de marcado carácter distal (facies G, localmente D, de **Mutti y RicciLucchi, 1975**) posiblemente depositados en una llanura submarina profunda.

En la parte alta de la formación los niveles de areniscas son de colores más claros, tamaño de grano más grueso y composición más calcárea, dado que contienen abundantes fragmentos carbonatados, sobre todo oolitos y fragmentos de calizas de plataforma, además de foraminíferos planctónicos y bentónicos, y calciesferúlidos. Algunos niveles contienen abundantes orbitolinas (Lámina 28, Foto 1). Los foraminíferos planctónicos que suministran estos niveles han permitido caracterizar el Cenomanense a **Bourgois, Chauve y Dubois (1973) y Bourgois (1978)**. Estos mismos autores han encontrado también, en el techo de la formación, foraminíferos planctónicos del Cenomanense superior.

2.2.5.2.- Formación margocaliza y arcillosa (Flysch con microbrechas)

Esta formación constituye la mayor parte de los afloramientos del Flysch de Ubrique y siempre aparece en pésimas condiciones de exposición, por lo cual no he podido realizar en ella un estudio estratigráfico detallado. Está constituída por margas y arcillas amarillentas y verdosas más claras que las de la formación antes descrita, entre las que se intercalan esporádicamente estratos decimétricos de margocalizas compactas con fractura concoidal que, al microscopio, aparecen como limos calcáreos con pequeños foraminíferos planctónicos y que probablemente son de origen turbidítico. **Bourgois (1978)** ha podido diferenciar dos partes, una del Senonense inferior y otra del Senonense superior, esta última muy parecida a los niveles de igual edad de las unidades del Algarrobo y del Flysch del Corredor del Boyar de la región del Jaral. Dentro de estas rocas aparecen también esporádicos niveles de microbrechas calcáreas.

No he podido aislar microfauna plantónica de las muestras de margas que he lavado. En lámina delgada he podido identificar algunas escasas globotruncanas junto con abundantes foraminíferos planctónicos de pequeño tamaño, que confirman la edad senonense atribuida a estos niveles por **Bourgois (1978)**.

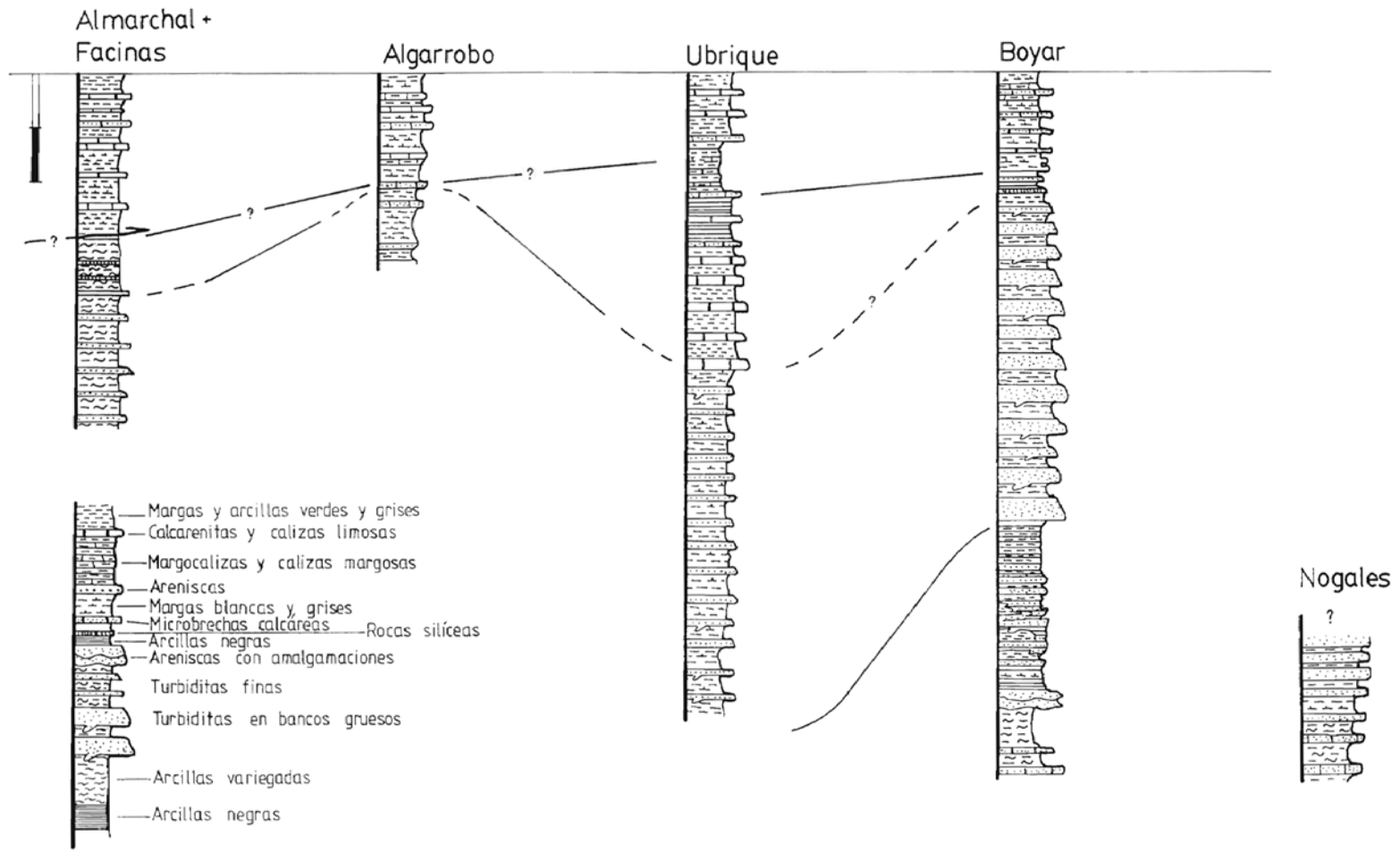


FIGURA 87.- Correlación entre los Flyschs cretácicos béticos.

LAMINA 28

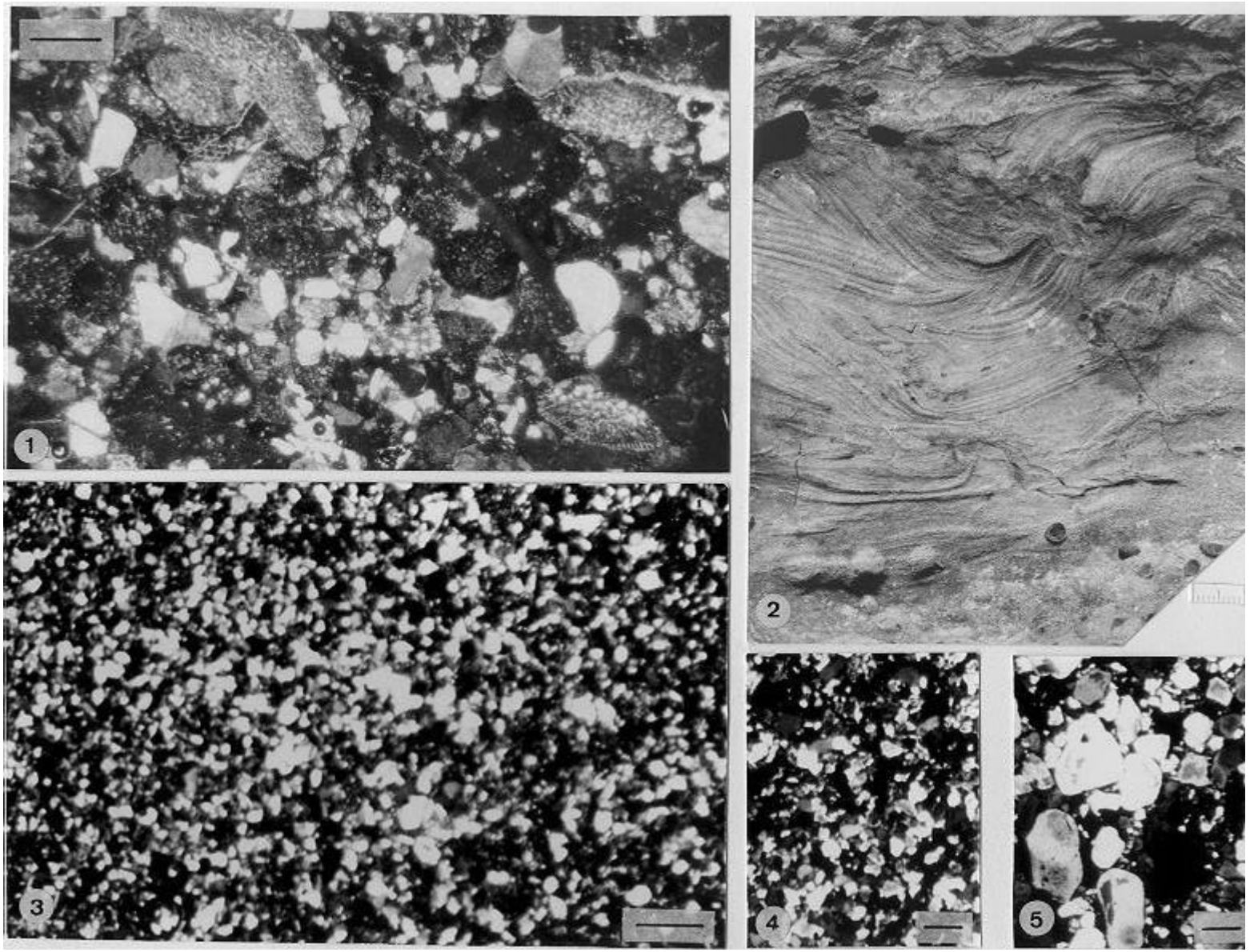
Foto 1.- Turbidita calcárea con orbitolinas. Flysch de Ubrique. Barra: 1mm.

Foto 2.- Aspecto de un estrato de arenisca intercalado entre Arcillas Variegadas de la unidad de Facinas. Proximidades del cruce de la carretera de Facinas con la carretera nacional de Cádiz a Algeciras. Escala: 1 cm.

Foto 3.- Areniscas del Boyar. Aspecto microscópico. Barra: 1 mm.

Foto 4.- F. Algeciras. Cruce de la carretera de Gobantes con la de Antequera al valle de Abdalajís. Barra: 0'5mm.

Foto 5.- Areniscas del Aljibe. Carretera de Campillos a Olvera. Barra: o'5mm.


1
2
3
4
5

3.- LOS FLYSCHS TERCIARIOS

Estos materiales afloran ampliamente en la Cordillera Bética occidental constituyendo la masa principal del Complejo del Campo de Gibraltar. Forman parte de las dos unidades del Campo de Gibraltar por antonomasia: la de Algeciras y la del Aljibe.

3.1.- La unidad de Algeciras.

3.1.1.- Definición, afloramientos y posición tectónica regional.

La unidad de Algeciras fue definida por **Didon (1960, 1960-62, 1969)**. Está esencialmente constituida por una formación areniscosa de edad terciaria, el flysch margoareniscoso micáceo o Formación de Algeciras a cuya base aparecen otros materiales paleógenos y, localmente, del Cretácico superior.

Los afloramientos principales de la unidad de Algeciras se localizan entre Tarifa y Gaucín, pero al N de esta última localidad **Didon (1969)** asignó a ella otros afloramientos situados entre el Cerro de la Laguna y Cortes de la Frontera y en los alrededores de Ronda (véase el mapa incluído en **Didon et al., 1973**). Más tarde, **Bourgois (1978)** ha asignado a la unidad de Algeciras otros afloramientos dispersos existentes en la Serranía de Ronda (región de El Burgo, al E y SO del Serrato, al NO de la Sierra de Alcaparaín, y entre el río Turón y Teba). Para completar este catálogo, hay que hacer mención a otros elementos que considero pertenecientes a esta unidad y que fueron individualizados por **Peyre (1974)** con nombres diversos: la serie de Chopo, que aflora al E y N del Valle de Abdalagís, las series del Colorín y de las Lomas de Rojas y de Cadenas, reconocibles al S del Torcal de Antequera y, por último, la formación del Saucedo, que aflora entre el Puerto de las Pedrizas y Villanueva del Trabuco. Mas al E no se reconocen terrenos asignables a esta unidad, salvo tal vez en la región de Chirivel, donde materiales bastante parecidos fueron incluídos por **Soediono (1971)** en su Formación Pinar, más tarde incluída por **Geel (1973)** y **Hermes (1984)** en la Formación Solana.

En el sector occidental de la Cordillera la unidad de Algeciras ocupa sistemáticamente una posición tectónica baja dentro del Complejo del Campo de Gibraltar. La mayor parte de las veces reposa directamente sobre el Penibético pero, en otros casos, a su base tectónica aparece una delgada lámina de Arcillas Variegadas. Los afloramientos ubicados al S del Torcal de Antequera se superponen, en serie invertida, a la Formación Numidoide, la cual engloba diversos elementos exóticos, y ambos conjuntos reposan tectónicamente sobre las Zonas Internas. Los afloramientos de la región de Villanueva del Trabuco se superponen a los terrenos subbéticos de la región de Alta Cadena.

Por lo general, sobre la unidad de Algeciras aparecen diversos elementos asignables al manto del Aljibe, a cuya base suele existir una importante lámina de Arcillas Variegadas. Localmente, la unidad de Algeciras soporta a la unidad de Los Nogales y a otras unidades ubicadas a lo largo del contacto entre las Zonas Internas y las Externas (al N y NE de Manilva, al N de Gaucín, al NO de la Sierra de Alcaparaín, al S del Torcal). Entre Gobantes (al N del valle de Abdalajís) y la Sierra del Gibalto puede aparecer retrocabalgada por el Trías de Antequera, al igual que el resto de los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar.

La asignación de los afloramientos mencionados (ver fig. 11) a la unidad de Algeciras parece clara desde un punto de vista geológico regional, sobre la base de los datos cartográficos y litoestratigráficos. Sin embargo, **Durand-Delga (1980a y com. epist., 1984)**, por comparación con los terrenos equivalentes del N de Africa y habida cuenta de ciertos datos bioestratigráficos, rechaza la asignación a la unidad de Algeciras de una parte de los terrenos aquí incluídos en esta unidad:

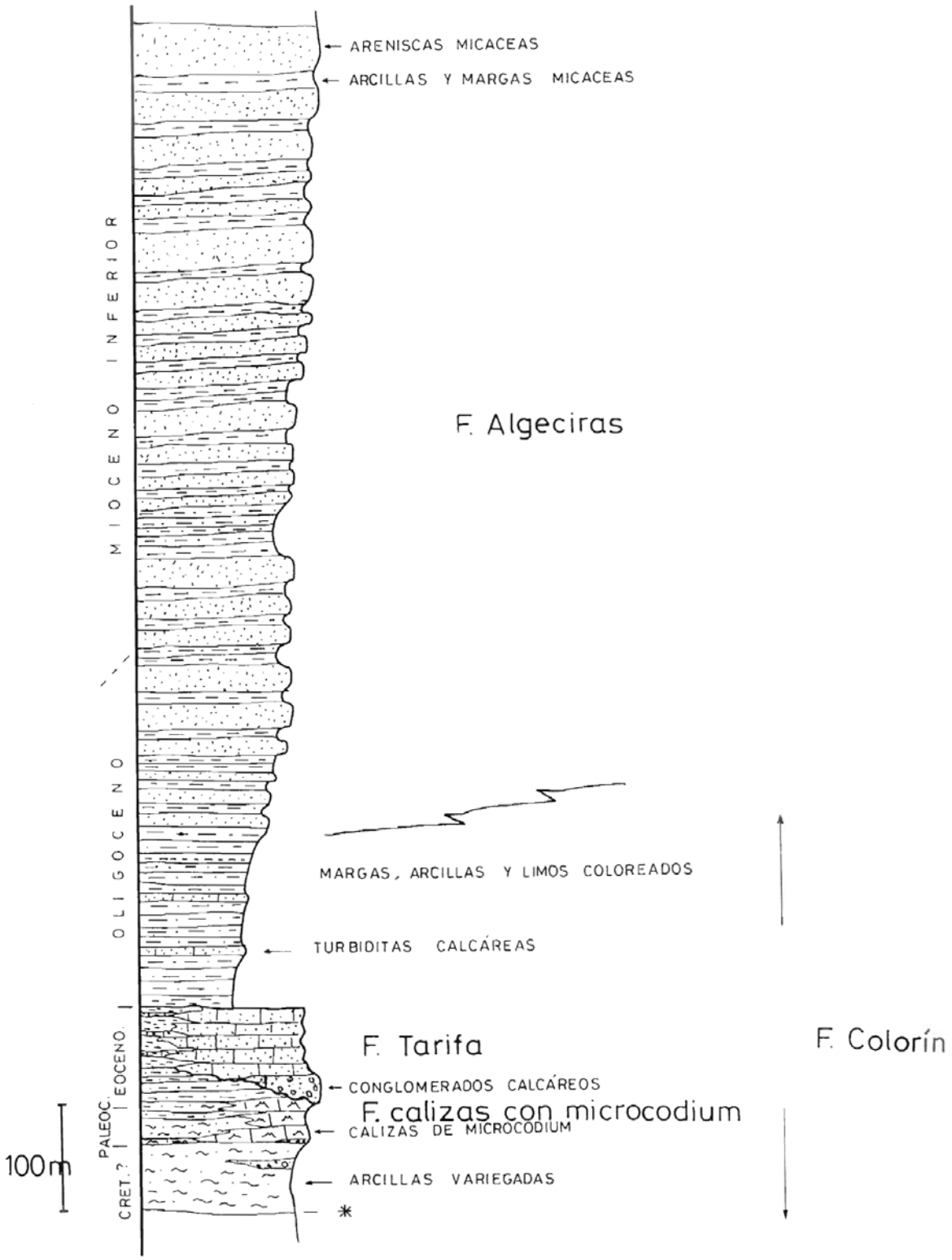
"Existe un auténtico Mioceno inferior en el Campo (de Gibraltar) pero, para mí, se trata de la parte alta de una unidad todavía no definida claramente que muestra facies de tipo Areniscoso-micáceo, pero con lechos margosos rosas; esta serie ha sido datada por Miogypsínidos al N de Algeciras por Didon y Lorenz hace unos 10 años; Didon creía que se trataba del Areniscoso-micáceo de tipo Beni Ider-Algeciras. De hecho, como yo lo pensaba, se trata de una cosa completamente diferente. El verdadero Areniscoso-micáceo (B.I.+ Alg.) como el de Punta Carnero o de Tarifa, no sobrepasa la zona NP25, o sea, el Oligoceno terminal. Las proposiciones de Bourgois o de Didon + Hoyez según las cuales el Numídico y el Areniscoso-Micáceo son contemporáneos son para mí completamente inexactas (idem en Argelia).

Para mí el último areniscoso-micáceo de tipo mantos de Beni Ider-Algeciras se sitúa al O de Gaucín. Más allá, esto no es evidente" **(Durand-Delga, com. epist., 1984).** (*1)

Habida cuenta del estado de la cuestión, hay que advertir que podría ser que la unidad de Algeciras, tal y como se entiende en este trabajo, comprendiera en realidad dos unidades: una "unidad de Algeciras s.s", en el sentido de Durand-Delga, cuya serie estratigráfica acabaría en el Oligoceno, y otra de "tipo Algeciras" cuya serie alcanzaría el Mioceno inferior. Esta segunda unidad sería la que cambiaría lateralmente de facies con las Areniscas Numídicas. La aclaración definitiva de este dilema pasa por establecer claramente las diferencias petrográficas y de edad entre los materiales macroscópicamente equivalentes (el flysch margoareniscoso micáceo) de ambas supuestas unidades. En principio, a juzgar por los datos de campo y algunos datos petrográficos disponibles **(Guerrera y Puglisi, com. pers. 1985)** tales diferencias no parecen suficientemente significativas como para diferenciar dos unidades, al menos a la luz de mis propias observaciones (aunque ciertamente se necesitan estudios más detallados para adoptar una postura más firme)

(*1) Nota del Autor (2022) Estudios posterioresbioestratigráficos y petrográficos han han confirmado la identidad petrográfica entre ambos tipos de sucesiones y datado niveles del Mioceno Inferior (Aquitano-Burdigaliense) en los afloramientos de Tarifa

Fig. 88 Serie estratigráfica sintética de la unidad de Algeciras



y, por ello, considero aquí la existencia de una única unidad. Más adelante (cf.3.1.3.2 y 5.2.) volveré de nuevo sobre esta cuestión y expondré con más detalle mi punto de vista provisional sobre el significado paleogeográfico y paleotectónico de los materiales aquí reunidos en la unidad de Algeciras.

3.1.2.- Serie estratigráfica.

En la secuencia estratigráfica de la unidad de Algeciras se pueden diferenciar dos grandes conjuntos de materiales. El conjunto superior es el más potente y extenso a la escala regional y se conoce en la literatura como flysch margoareniscoso micáceo o Flysch de Algeciras; en este trabajo lo denomino Formación de Algeciras. El conjunto inferior está formado esencialmente por dos tipos de litofacies que se relacionan lateral y verticalmente entre sí: una es predominante lutítica; la otra está formada por turbiditas carbonatadas y conglomerados. A la litofacies predominantemente lutítica la denomino en este trabajo Formación Colorín. Dentro de los materiales de litofacies carbonatada se pueden diferenciar dos formaciones según la posición estratigráfica: la más baja, mal representada y de poco espesor, está formada principalmente por Calizas de Microcodium que, en la base , pueden presentar algunos niveles microconglomeráticos o calizos, y en la parte superior puede pasar a una alternancia de margas blancas y microbrechas. La más alta, bien representada regionalmente, está formada por turbiditas calcáreas y por conglomerados, la denomino Formación tarifa. Tales formaciones son cartografiables, en la mayor parte de los casos, a escala 1:50.000. La columna estratigráfica sintética de la unidad de Algeciras se representa en la figura 88

3.1.2.1.- La Formación Colorín.

3.1.2.1.1.- Definición. Límites.

Peyre (1974) agrupó en su "Serie del Colorín" a un conjunto de materiales situados al S del Torcal de Antequera (Figs. 89 y 90) que aparecen en serie invertida y que forman una secuencia espesa y finamente estratificada de lutitas con niveles areniscosos coloreados. Materiales equivalentes aparecen también en la "Serie de Chopo" y en la "Formación del Saucedo" del mencionado autor y han sido reconocidos en la unidad de Algeciras por **Bourgois (1978)** y, previamente, por **Didon (1969)**. Propongo designar a estos materiales como Formación Colorín ya que desde un punto de vista litoestratigráfico pueden considerarse equivalentes y además porque dicho término - Colorín - alude al típico aspecto coloreado que presentan. Un buen corte de esta formación fué levantado y descrito por **Peyre (1974, fig. 30D, pp. 134-135)** a lo largo del arroyo del Espinazo, al O del Cortijo del Colorín (UF599878) que da nombre a esta formación. También se reconocen buenos cortes en la trinchera de la carretera de Granada a Málaga justo al NE del Puerto de las Pedrizas, al E y al N del Valle de Abdalajís en las proximidades de la carretera a Gobantes así

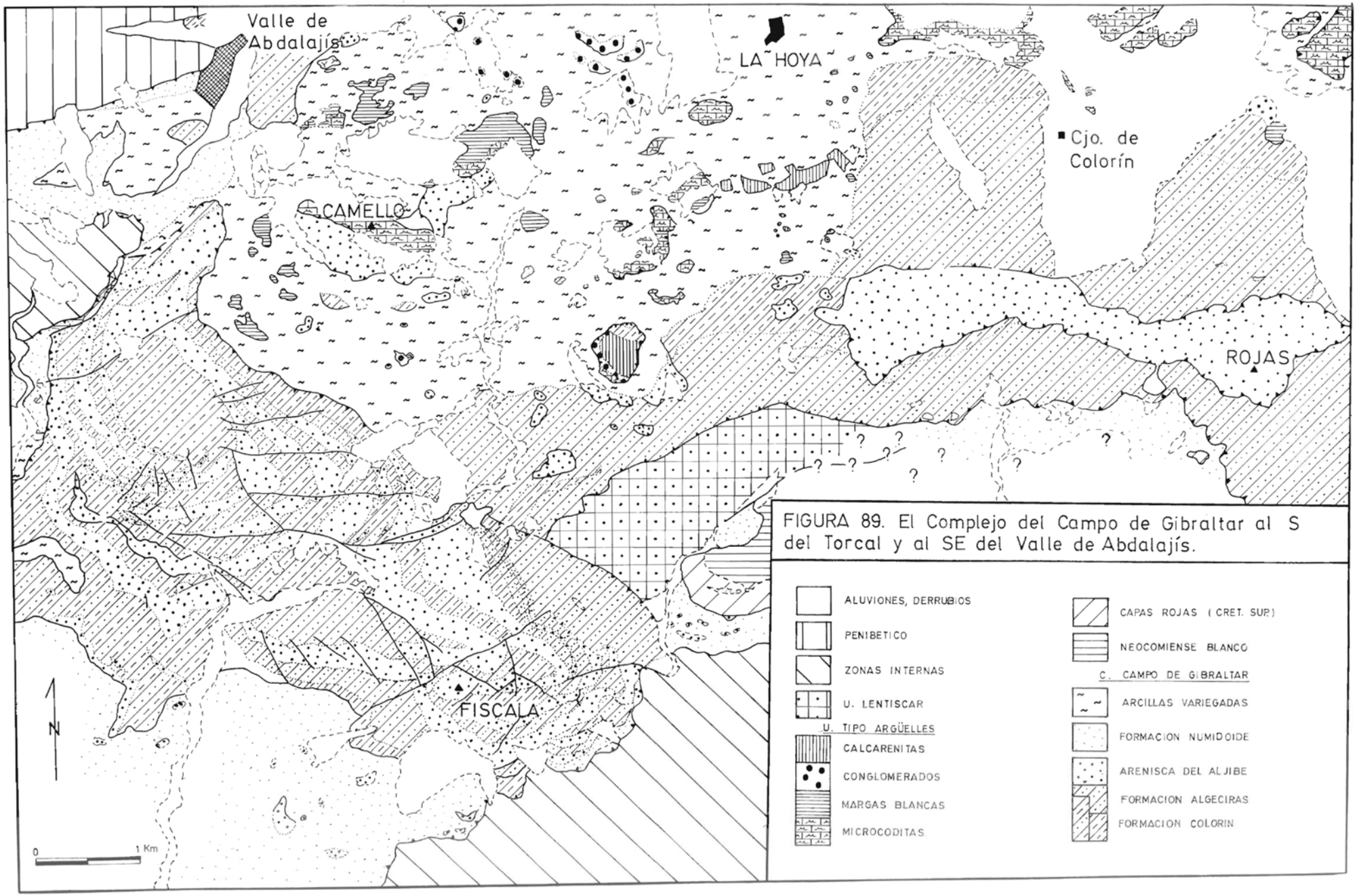


FIGURA 89. El Complejo del Campo de Gibraltar al S del Torcal y al SE del Valle de Abdalajís.

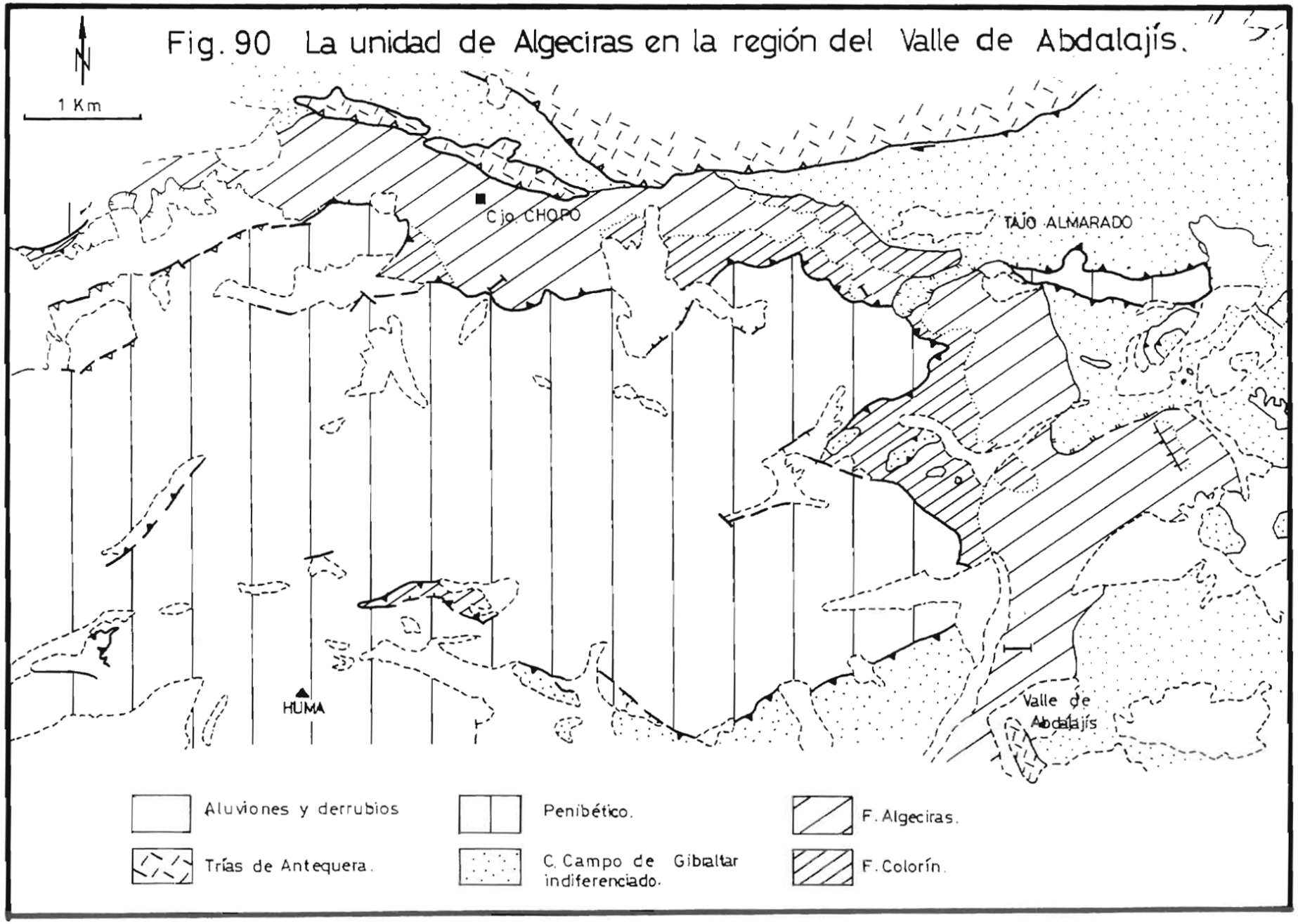


Fig. 90 La unidad de Algeciras en la región del Valle de Abdalajís.
N
1 Km
Cjo. CHOPO
TAJO ALMARADO
HUMA
Valle de Abdalajís
Aluviones y derrubios
Trías de Antequera.
Penibético.
C. Campo de Gibraltar indiferenciado.
F. Algeciras.
F. Colorín.

como en diversos puntos del Campo de Gibraltar, sobre todo en las orillas del Estrecho y, especialmente, en el corte de Punta Carnero. Los principales afloramientos quedan recogidos en la figura 91 .

El límite inferior de la formación suele ser tectónico: es la superficie de corrimiento de la base de la unidad de Algeciras, como puede verse, por ejemplo al E y NE de las Sierras del Valle de Abdalajís (serie de Chopo de **Peyre, 1974**). En el Campo de Gibraltar y en la Serranía de Ronda las formaciones carbonatadas aparecen bien desarrolladas y suelen constituir un nivel-guía cartográfico bastante característico que permite diferenciar dos tramos dentro del conjunto lutítico inferior de la unidad de Algeciras, aquí definido como Formación Colorín. El tramo subyacente al paquete carbonatado suele presentar unas facies ligeramente diferente a la del tramo superior, que es más micáceo y aparece mejor estratificado y cuyo aspecto es el corte tipo del Cortijo del Colorín. Ello podría justificar la separación de dos formaciones arcillosas dentro de la secuencia de la unidad de Algeciras, respectivamente supra e infrayacentes al paquete carbonatado. Sin embargo, como a la escala regional las formaciones carbonatadas pierden entidad cartográfica e importancia volumétrica hasta desaparecer lateralmente dentro de las litofacies arcillosas, con lo cual resulta imposible la distinción de los dos paquetes arcillosos, me parece más acertado, por ahora, incluir a ambos tramos de una sola formación. Hay que advertir también, que las características más típicas de la misma son las que se reconocen en su tramo superior.

Por debajo del tramo inferior de la Formación Colorín, a la base de la unidad de Algeciras, pueden aparecer, tanto en el Campo de Gibraltar como en la Serranía de Ronda o la región de Colmenar, unos materiales arcillosos abigarrados, de estructura interna mal definida o caótica y aspecto escamoso que, en un principio, fueron incluidos por **Didon (1969)** en la serie estratigráfica de esta unidad. Más tarde, **Bourgois et al (1974a,b)** los separaron de la misma y los correlacionaron con la Formación de Arcillas con Bloques definida por **Bourgois (1973)**. Pienso de acuerdo con estos autores que no se pueda aseguarar que exista una continuidad estratigrafica entre estos materiales y los de la base de la serie de la unidad de Algeciras y que, por lo menos, existe un contacto mecánico importante que los separa. Por ello, en este trabajo, los materiales arcillosos en cuestión se incluyen en una formación diferente: la Formación de Arcillas Variegadas. Es cierto que, en muchos puntos, sobre todo cuando la cobertura vegetal es importante, puede ser muy difícil o imposible la separación cartográfica de ambas formaciones. Al S del Cerro del Camello (UF520865) a lo largo de la pista que va desde el valle de Abdalajís a La Hoya, es posible observar y confrontar las características litológicas y estructurales de ambas formaciones, en un afloramiento en el que ambas se encuentran bastante bien expuestas.

El límite superior de la Formación Colorín es estratigráfico y claramente transicional con a la formación suprayacente, dentro de la cual aparecen recurrencias de facies Colorín lateralmente discontinuas

que, cuando sus dimensiones lo permiten, son fácilmente cartografiables (Figs. 89 y 90) dado el contraste en el campo de su color rosado con el pardo oscuro de los materiales de la Formación de Algeciras.

Dentro de los elementos del Manto Numídico cuyas series estratigráficas presentan las facies mixta se reconocen también materiales litoestratigráficamente equivalentes a los de la Formación Colorín, sobre todo hacia la base, pero también dentro de las propias facies mixtas, tanto en la orilla del Estrecho como en la Serranía de Ronda y el sector de Colmenar. Al S del Valle de Abdalajís han podido ser separadas las diferentes facies en la cartografía que acompaña a esta memor (Fig. 89).

El espesor total de la Formación Colorín, donde aparece mejor representada, sobrepasa los 300 m. En la mayor parte de los puntos suele ser menor.

3.1.2.1.2.- Litología.

La Formación Colorín está constituída por una sucesión rítmica finamente estratificada y de aspecto muy típico, en la que alternan niveles sobre todo lutíticos, lateralmente muy continuos y de espesor centimétrico a decimétrico por lo general, de colores rosados o pardorrojizos, también violáceos, anaranjados, amarillentos, verdosos o grisáceos. Las lutitas son arcillas y limos finamente micáceos, a veces algo calcáreos, con fractura concoidal. Entre ellos se suelen intercalar de vez en cuando, niveles de areniscosos finos, calcarenitas, microconglomerados, margas calcáreas y calizas limosas con estructuras turbidíticas, entre las cuales predomina la laminación horizontal, pero a veces se reconocen secuencias de Bouma truncadas por la base. Algunos niveles finos suelen ser de color pardo oscuro por contener abundante material ferruginoso y manganesífero.

Unos análisis mineralógicos efectuados por Ortega Huertas et al. (1983) en dos cortes de la unidad de Algeciras (Punta carnero y Tarifa), revelan que los materiales lutíticos del tramo superior de la Formación Colorín (Eoceno-Oligoceno p.p. de estos autores) están constituidos principalmente por minerales laminares del grupo de las micas y del de las arcillas que constituyen del 40 al 60% de la masa total de la roca, por cuarzo en cantidades comprendidas entre el 10 y el 35% (más abundantes en los niveles turbidíticos) y por carbonatos cuyo porcentaje medio se sitúa entre el 25 y el 30%. Por supuesto, en los niveles de grano más grueso disminuye el porcentaje de las arcillas y carbonatos a favor de los otros minerales. La asociación mineralógica dominante entre los minerales laminares está formada por mica y por clorita, con algunos indicios de interestratificados irregulares diversos de minerales de las arcillas, lo que, junto con los datos suministrados por ciertos parámetros de las micas confirma lo que sugieren las observaciones sedimentológicas y petrográficas: que se trata de minerales heredados, en su práctica totalidad depositados por corrientes de turbidez y que deben proceder de un área metamórfica bastante homogénea.

Desde el punto de vista del análisis de las facies turbidíticas (**Mutti y Ricci Lucchi, 1975**; **Walker y Mutti , 1973**) los materiales de la Formación Colorín pueden considerarse como turbiditas muy distales ya que presentan facies turbidíticas D_3 y G (**Pendón, 1974, 1978**). Localmente (**Pendón, 1978**) pueden aparecer pliegues sinsedimentarios (facies F) que indican la existencia de pendientes sindeposicionales.

3.1.2.2.- Las formaciones carbonatadas asociadas a la Formación Colorín.

En el corte tipo de la Formación Colorín situado al O del Cortijo del mismo nombre, **Peyre (1974)** ha señalado la presencia de tres tipos de niveles de turbiditas carbonatadas a diversas alturas de la secuencia: unos constituídos por calizas con Microcodium, otros formados por microbrechas y turbiditas con nummulítidos; y finalmente, en posición estratigráfica superior, unos niveles calcareníticos con Lepidocyclinas. A la escala regional, los dos niveles carbonatados inferiores pueden aumentar de espesor y de número, de manera que las intercalaciones lutíticas se reducen considerablemente. Entonces es posible diferenciarlos, con relativa facilidad, incluso en cartografía a escala 1:50.000, dado que constituyen resaltes en la topografía, y separarlos como formaciones independientes de la Formación Colorín con la que, a la escala regional, cambian de facies lateralmente.

3.1.2.2.1.- Formación de Calizas de Microcodium.

La formación calcárea más baja está constituída esencialmente por **Calizas de Microcodium** (microcoditas). Son turbiditas carbonatadas, bien estratificadas en estratos decimétricos por lo general separados unos de otros por delgados lechos margosos blancos o grisáceos, a veces coloreados. Pueden presentar algunas secuencias de Bouma truncadas por la base, con estructuras de corriente en el muro de los estratos pero lo más frecuente es que la estructura predominante sea la laminación horizontal o algo contorsionada en la parte superior. Los fragmentos de Microcodium, completamente dilacerados, constituyen más del 90% de la roca; a ellos se añaden pequeños foraminíferos bentónicos y, a veces, planctónicos, restos carbonosos, glauconita y cuarzo.

La Formación de Calizas de Microcodium es bastante parecida a la que se reconoce en las unidades de tipo Argüelles (Cap. 5). Sólo aflora en unos cuantos puntos a la base de la unidad de Algeciras en el campo de Gibraltar (**Didon, 1969**). En la región cartografiada no se reconoce esta formación a no ser en el corte tipo de la "serie del Colorín" de Peyre. Su espesor máximo no sobrepasa la cincuentena de metros.

En la base, las Calizas con Microcodium presentan niveles microconglomeráticos calcáreos con cuarzo, foraminíferos bentónicos y planctónicos y prismas de Inoceramus, que transicionan rápidamente hacia abajo a una secuencia arcillosa de tipo Colorín. Hacia la parte superior

los niveles margocalizos pueden ser más abundantes y pasan a una secuencia de margas blancas con intercalaciones calcareníticas bioclásticas formadas por abundantes foraminíferos, sobre todo bentónicos, y fragmentos de rocas carbonatadas y silíceas mesozoicas. En varios puntos **(Didon, 1969)** la parte superior de las Calizas con Microcodium es una superficie erosiva situada a la base de la formación suprayacente.

3.1.2.2.2.- La Formación de Tarifa

Al NE de Tarifa, la base de la unidad de Algeciras está jalonada por un paquete calcáreo bien estratificado e intensamente replegado que aflora bastante bien a lo largo de un trecho de la carretera N-340 de Cádiz a Algeciras. Estas rocas se explotan en pequeñas canteras al objeto de ser empleadas en construcción como losas, o con fines ornamentales, y se conocen como Piedra de Tarifa, de ahí el nombre formacional que propongo para estos materiales.

La Formación de Tarifa es muy característica de la unidad de Algeciras. Aflora en numerosos puntos del Campo de Gibraltar y constituye la base estratigráfica del corte de Punta Carnero, que es la mejor y más continua secuencia de la unidad de Algeciras. Puede llegar a alcanzar un espesor del orden de 100 m, aunque por lo general es bastante menor y puede desaparecer lateralmente entre materiales de la Formación Colorín, dentro de la cual un equivalente lateral lo constituirían los esporádicos niveles turbidíticos con nummulites que se reconocen intercalados en ella.

La Formación de Tarifa está constituida por una sucesión rítmica de calcarenitas finamente estratificadas en bancos decimétricos o más delgados y lutitas principalmente rojas, con frecuencia muy bioturbadas. Esta es la facies más extendida y, la característica de la parte superior de la formación. En diversos puntos pueden aparecer, hacia la base, estratos calcareníticos más potentes, microbrechas y conglomerados constituídos por cantos calcáreos y silíceos mesozoicos, sobre todo jurásicos. Cuando los conglomerados están bien representados pueden reposar mediante un contacto erosivo sobre las Calizas de Microcodium. En otros casos tanto el límite inferior de la formación como el superior parecen concordantes con los tramos inferior y superior de la Formación Colorín. Los conglomerados pueden aparecer también dentro de la secuencia calcarenítica, a la base de los estratos más potentes. En estos casos suelen presentar bases claramente erosivas y con abundantes estructuras sedimentarias de muro. Otras veces los conglomerados aparecen rellenando pequeños canales de anchura decimétrica y continuidad lateral inferior al metro, con bases irregulares que erosionan claramente a la secuencia rítmica calcarenitíco-arcillosa; un bonito ejemplo de estos pequeños canales se reconoce al SE de Ronda, cerca del Cortijo de la Hidalga, en la trinchera de la pista que conduce desde Ronda al Cortijo de Lifa (UF125691).

Las calcarenitas contienen una escasa proporción de material terrígeno, casi exclusivamente cuarzo en proporciones inferiores al 20%, por lo general menores del 5%. Los clastos carbonatados son en buena parte bioclastos, sobre todo de nummulítidos, foraminíferos planctónicos y algas rojas más o menos micritizadas, y también fragmentos de rocas carbonatadas preexistentes, principalmente jurásicas, sílex, así como granos de glauconita. Su porosidad original es grande y el cemento esparítico abundante, en una proporción que varía normalmente entre el 15% y el 30%.

Los niveles lutíticos (Cretácico de **Ortega Huertas et al., 1983**) se caracterizan por presentar un mayor contenido de carbonatos que los de la Formación Colorín, que oscila entre el 20% y el 70%, un porcentaje de cuarzo cuyo valor medio se sitúa entre el 15% y el 11 20% y una cantidad de minerales laminares variable entre el 10% y el 50%, con un valor promedio en torno al 15-20%. Los niveles laminares son de nuevo micas, derivadas de la erosión de rocas débilmente metamórficas, pero abundan los interestratificados de minerales arcillosos, a diferencia de lo que sucedía en la Formación Colorín, al menos en su tramo superior, que ha sido el estudiado por los autores mencionados y en el cual eran prácticamente inexistentes. La presencia de estos interestratificados podría ser resultado de una alteración edáfica de los sedimentos en el área fuente, antes de ser redepositados.

Tanto los conglomerados como las calcarenitas e incluso las lutitas de la Formación Tarifa son depósitos turbidíticos **(Pendón, 1978)**. Los conglomerados aparecen granoclasificados cuando están asociados a las calcarenitas, pero cuando constituyen paquetes masivos, sea sobre las Calizas de Microcodium o sea intercalados en la secuencia arcillosa, presentan una estructura interna desorganizada (facies A_1 de **Walker y Mutti, 1973 y Mutti y Ricci Lucchi, 1975**). Las calcarenitas, por el contrario, presentan una estratificación regular y lateralmente continua. Los estratos muestran la secuencia de Bouma, casi siempre truncada por la base (Tde, Tcd, Tce). Se pueden asignar a las facies D (sobre todo D_1 y D_2, según el contenido de sedimento lutítico). Los niveles arcillosos suelen aparecer bioturbados por diversos icnogéneros característicos de ambientes marinos profundos **(Pendón, 1977, 1978)**.

Las estructuras turbidíticas permiten conocer la procedencia de las paleocorrientes. Según **Pendón (1978)** las turbiditas de la Formación Tarifa procedían claramente del SE en las orillas del Estrecho y del N ó E en afloramientos más septentrionales.

3.1.2.3.- La Formación de Algeciras.

3.1.2.3.1.- Definición. Límites.

La Formación de Algeciras o Flysch de Algeciras s.s., también denominada flysch margoareniscoso micáceo **(Didon, 1969)**, constituye el conjunto litológico superior, más característico, potente y extenso

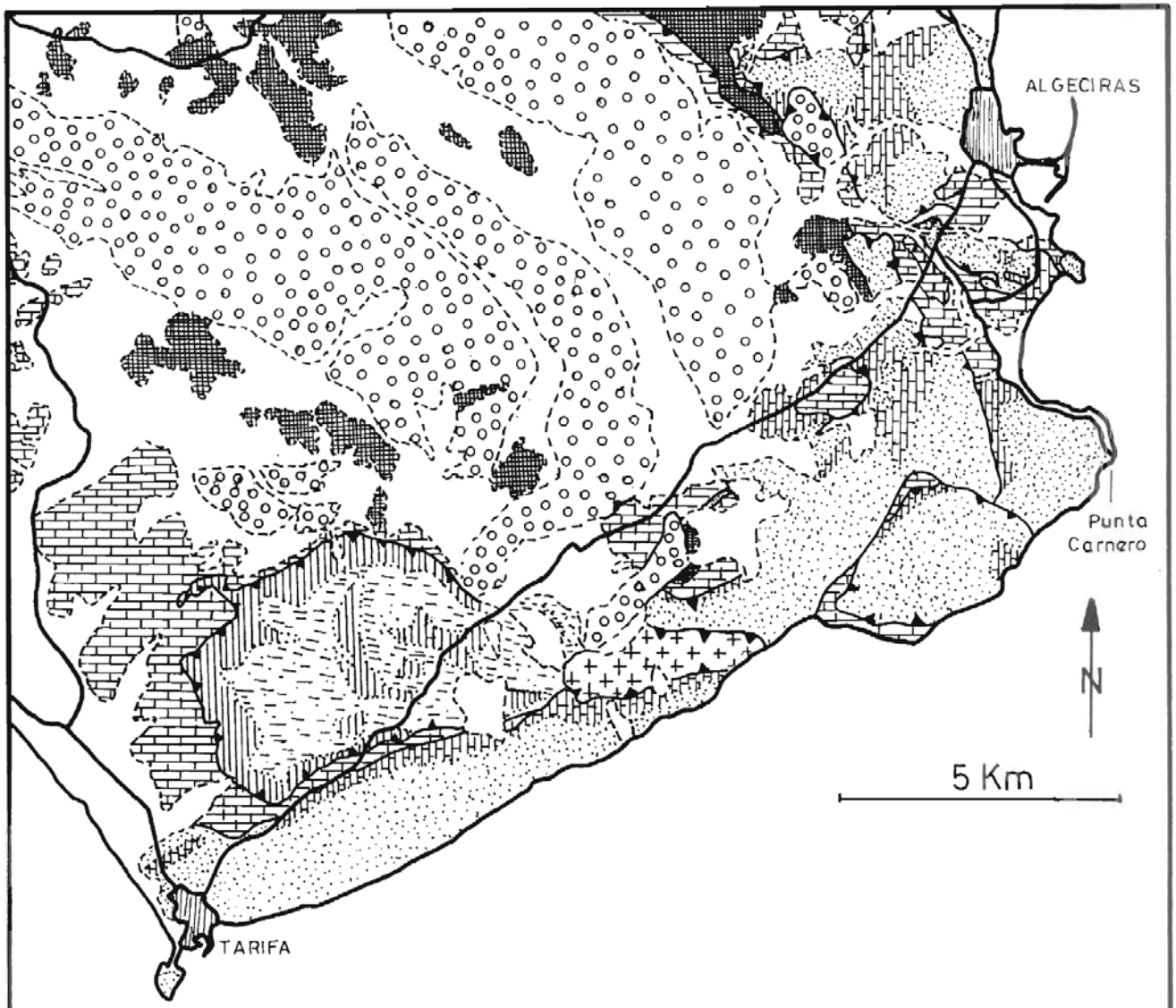


FIGURA 91.- Mapa geológico de la orilla N del Estrecho de Gibraltar (tomado de Pendon, 1978). Misma leyenda que la figura 83.

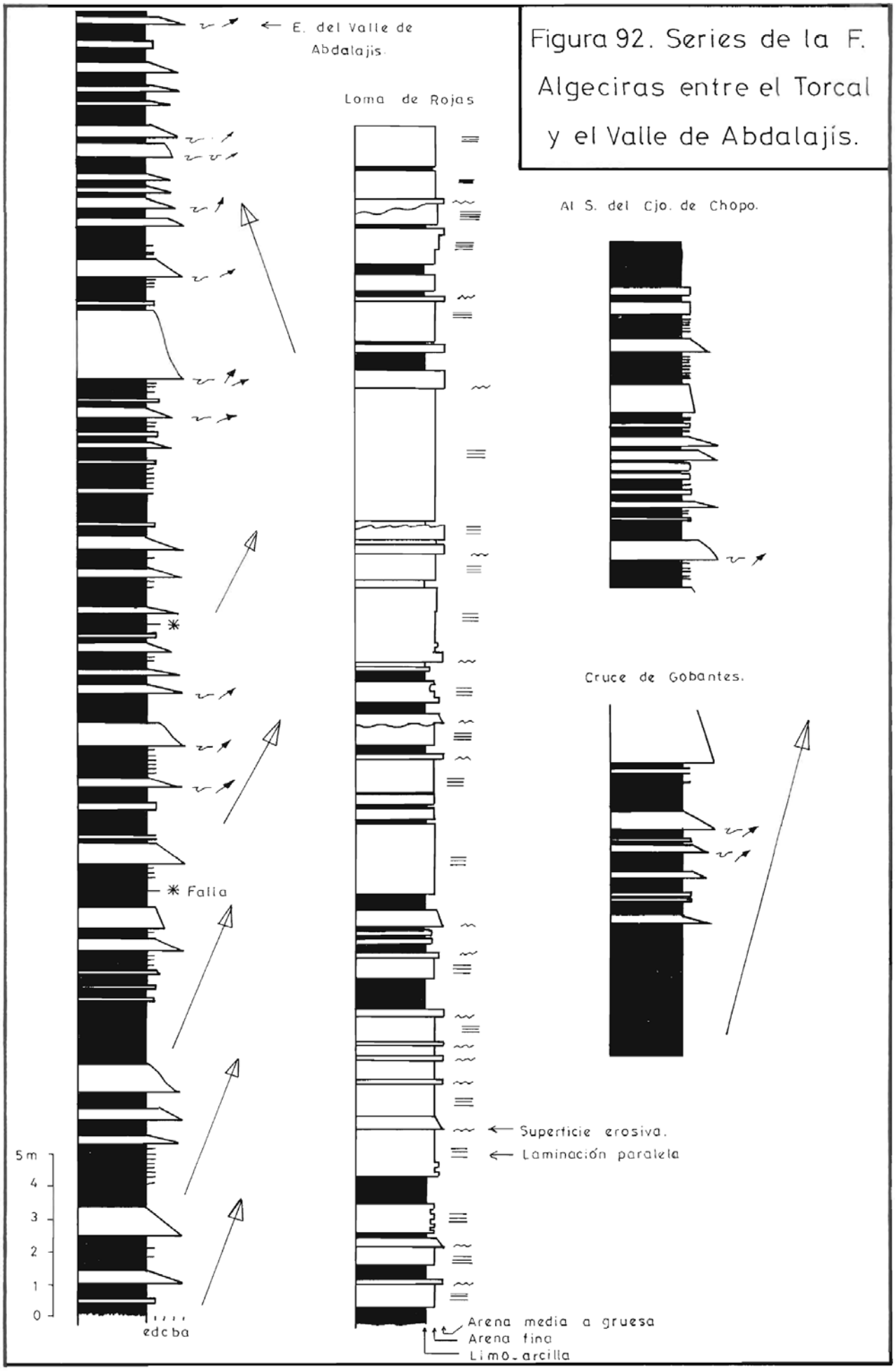


Figura 92. Series de la F. Algeciras entre el Torcal y el Valle de Abdalajís.

de la unidad de Algeciras. Sus afloramientos principales quedan recogidos en la fig 11 y su corte tipo y más completo es el de Punta Carnero, al S de Algeciras (Didon, 1969; Pendón, 1974,1978). Otros buenos cortes existen al NE de Tarifa, en las orillas del Estrecho, y en diversos puntos del Campo de Gibraltar, que fueron levantados con gran detalle por Pendón (1978). En la Serranía de Ronda estos materiales afloran en condiciones de exposición bastante malas, pero en el sector occidental de la región de Colmenar es posible levantar también algunos cortes. En la fig 92 se representan unos cortes de detalle levantados en esta última región, en los afloramientos que Peyre (1974) designó como "formaciones con restos de Paleozoico" de la Loma de Rojas y de la Loma de Cadenas, y también en la parte superior de la "serie de Chopo" de este autor.

Los materiales de la Formación de Algeciras también aparecen bien representados en la parte superior de la secuencia estratigráfica de las unidades con "facies mixta" que, por razones tectónicas, he incluído en el Manto Numídico, en las cuales están interestratificadas con areniscas numídicas.

El límite inferior es transicional con la parte alta de la Formación Colorín, de la cual pueden aparecer recurrencias de facies a diversas alturas de la serie. Después de su depósito estos materiales fueron intensamente deformados a causa de las perturbaciones orogénicas.

En el corte de Punta Carnero, en particular, y en la región del Estrecho, en general, el espesor de esta formación es del orden del millar de metros. En el resto de las regiones la potencia es menor, del orden de pocos centenares de metros.

3.1.2.3.2.- Litología.

La Formación de Algeciras está integrada por una sucesión rítmica de estratos areniscosos, arcilloso-margosos y limosos micáceos de marcado carácter flysch que, en su conjunto, constituye una secuencia grano y estratocreciente (Pendón, 1978).

Las areniscas son de color pardo oscuro. Un examen a simple vista y a la lupa permite reconocer una gran cantidad de fragmentos líticos diversos. Esta conclusión queda confirmada claramente por los datos petrográficos (Pendón, 1974, 1978) como puede verse en la figura 94. Entre los clastos líticos predominan los de rocas carbonatadas que raramente se encuentran en cantidades inferiores al 20%, normalmente del 30 al 40% o incluso más. Los clastos de rocas metamórficas aparecen en cantidades variables, en general no mayores del 20%, y normalmente entre el 5-7%, pero la matriz, que casi siempre abunda (más del 10%), es sericítica o finamente micácea, lo que sugiere que es un producto de la erosión rocas metamórficas. Los feldespatos son escasos y raramente superan el 10%. El cuarzo aparece en cantidades variables. Se constata un aumento de ambos hacia la parte superior de las secuencias. Entre los clastos carbonatados, que son producto de la erosión de rocas carbonata-

das preexistentes, los de naturaleza dolomítica pueden ser abundantes. Si se tiene en cuenta que en las unidades que debían situarse dentro de la cuenca, en posición adyacente al área deposicional de la Formación de Algeciras, las dolomías aparecen hacia la base triásico-liásica de las secuencias carbonatadas mesozoico-terciarias, pueden concluirse que dichas unidades debieron ser sometidas, al menos localmente, a una intensa erosión durante el depósito de esta formación.

Pendón y Polo (1975) realizaron un detallado estudio petrográfico de las areniscas, previa descarbonatación de las mismas, tanto de la fracción pesada, separada con bromoformo, como de la fracción ligera. Estos autores pusieron de manifiesto la presencia de fragmentos líticos foliados y mica blanca (moscovita), además de menas metálicas opacas, que constituyen los componentes principales no carbonatados de las areniscas. En cantidades mucho menores reconocieron también feldespatos, turmalina, circón, rutilo, apatito, clorita, cloritoide, estaurolita, biotita, glauconita y anfíboles. Sobre la base de este estudio concluyeron que los materiales areniscosos de la unidad de Algeciras, debían proceder de un área fuente constituída por rocas metamórficas y sedimentarias que identificaron con las Zonas Internas.

En los afloramientos de la región de Colmenar, en concreto en las Lomas de Rojas y de Cadenas, como ya constató **Peyre (1974)** se pueden reconocer niveles de brechas con abundantes clastos centimétricos o milimétricos de pizarras y esquistos que, por su facies, se pueden considerar análogos a las rocas del Paleozoico Maláguide (Grupo Piar). Niveles de brechas similares también existen en la unidad de Beni Ider, equivalente rifeño de la de Algeciras **(Didon et al., 1973)**. Este dato confirma la hipótesis de que el material detrítico de la Formación Algeciras provino de las Zonas Internas.

Los niveles margosos y arcillosos de la Formación de Algeciras presentan sistemáticamente carbonatos en una cantidad promedio que se sitúa en torno al 20%, pero que en algunos niveles puede llegar al 50% **(Ortega Huertas et al., 1983)**; la dolomita siempre es abundante y alcanza proporciones análogas a la de la calcita. Los minerales laminares aparecen en cantidades del orden del 40-50%, estando el resto del porcentaje formado por cuarzo más feldespatos. Entre los minerales laminares predominan sobre todo las micas blancas, lo que concuerda con los datos proporcionados por las areniscas **(Pendón y Polo, 1975)**, seguidas por las cloritas. En las secuencias de Punta Carnero y de Tarifa, **Ortega Huertas et al. (1983)** han detectado un brusco incremento en la presencia de interestratificados de minerales de la arcilla: estos aparecen sólo como indicios a lo largo de la mayor parte de la columna, pero pasan a constituir más del 50% del total de los minerales laminares hacia la parte superior del tercio inferior de ambas secuencias. Al igual que sucedía en la Formación Tarifa, estos interestratificados parecen ser el resultado de la alteración de los terrenos micáceos del área fuente por procesos edáficos. El incremento de estos minerales a una altura concreta de la columna de la Formación Algeciras podría tener alguna relación con fenómenos paleoclimáticos o paleogeográficos.

Desde el punto de vista del análisis de las facies turbidíticas (**Mutti y Ricci-Lucchi, 1975: Walker v Mutti. 1973**). los materiales de la Formación de Algeciras (Fig. 92;ap. 4.4.4.1, Pendón, 1978) se pueden asignar principalmente a las facies D, C y E (**Pendón y Vera, 1975; Pendón, 1978**). La primera es más frecuente hacia la base de la formación mientras que las dos últimas ganan importancia de forma progresiva hacia la parte superior de la secuencia. A la escala regional predominan sin embargo las facies D. Se trata, pues, sobre todo de secuencias rítmicas de areniscas y lutitas, bien estratificadas y lateralmente continuas, con secuencias de Bouma truncadas por la base, entre las que se intercalan niveles más gruesos de areniscas con la secuencia de Bouma completa o truncada por la parte superior, e incluso amalgamados. El conjunto constituye ciclos grano y estrato tocrecientes que indican probablemente la progradación de lóbulos deposicionales, ya que los cuerpos de areniscas presentan bases planas, son lateralmente continuos y pierden progresivamente espesor en sentido lateral (**Pendón y Vera, 1975; Pendón, 1978**).

Existe una variación lateral en las facies turbidíticas reconocibles en la Formación de Algeciras cuyo estudio detallado todavía está por realizar aún teniendo en cuenta el gran avance que se ha significado el estudio realizado por **Pendón** (1978). En la mayor parte de los puntos las facies predominantes son las propias de turbiditas distales, ya descritas. En la orilla del Estrecho (cortes de Punta Carnero y de Tarifa), los rasgos de mayor proximalidad se reconocen en la parte superior de las secuencias. En la Serranía de Ronda y en la región de Colmenar también son dominantes las facies turbidíticas distales, pero en algunos sectores (Loma de Rojas, en concreto), a estas facies se asocian otras que por sus rasgos sedimentológicos se pueden considerar depósitos más proximales: así las brechas de cantos paleozoicos que esporádicamente aparecen en algunos niveles se pueden asignar a la facies A. Por otra parte, en algunos cortes de esta última región (Fig. 89,90) se observan secuencias predominantemente arenosas de grano fino, con pasadas de grano grueso o de grava fina, cuya estructura predominante es la laminación horizontal y, a veces, en la parte superior, la laminación cruzada (o facies B ?), que no muestran ni la ritmicidad ni las estructuras sedimentarias típicas de las turbiditas. Estas secuencias tal vez se depositaron en relación con otros tipos de procesos, no propiamente turbidíticos, cuya comprensión sería importante para el esclarecimiento de las condiciones en que tuvo lugar el depósito de estos materiales.

Las paleocorrientes son fáciles de medir, dada la gran abundancia de estructuras sedimentarias. **Pendón** (1978) constató, en la región del Estrecho, que las paleocorrientes procedieron principalmente del O y se dirigieron hacia el E. En el sector del Valle de Abdalajís los aportes se dirigieron principalmente hacia el NE. A juzgar por otros datos sedimentológicos y geológico-regionales, me parece muy posible que esta orientación dominante hacia el E-NE no corresponda a la dirección y sentido originales de los aportes, lo que equivale a admitir que la unidad de Algeciras ha debido sufrir rotaciones importantes por causas tectónicas.

3.1.3.- Fósiles y edad.

El contenido fósil de los materiales que forman parte de la unidad de Algeciras es extraordinariamente escaso. Esta formado por foraminíferos principalmente bentónicos y también por planctónicos, pero en mucha menor proporción. Las asociaciones de microfósiles son muy pobres y en las escasas muestras que no son azoicas en muchos casos se observa la sistemática mezcla de faunas de diversas edades. Ello obliga a plantearse si las edades obtenidas son reales o bien si la totalidad de los organismos son redepositados y si la presencia de los más antiguos carece de significado bioestratigráfico.

3.1.3.1.- Edad de la Formación Colorín y de las relacionadas lateralmente con ella.

Peyre (1974) consiguió datar el Senonense superior en su "serie del Colorín" y en su "serie de Chopo" y también **Didon (1969)** en los niveles infrayacentes a las Calizas con Microdium. Según González-Donoso y colaboradores (com. pers.) la totalidad de las faunas cretácicas son resedimentadas de acuerdo con los estudios micropaleontológicos por ellos realizados para **Martín-Serrano y Piles (in litt.)** sobre muestras recogidas en la hoja de La Línea (14-48 del M.T.N.) y otras del Campo de Gibraltar. Según estos últimos autores, la edad del tramo inferior de la Formación Colorín sería paleocena o más reciente, ya que la asociación microfaunística más frecuente que se reconoce en estos niveles es:

Turborotalia inconstans (SUBBOTINA)
Turborotalia pseudobulloides (PLUMMER)
Subbotina triloculinoides (PLUMMER)
Eoglobigerina trivialis (SUBBOTINA)
Turborotalia compresa planocompresa (SHUTSKAYA)
Globorotalia crustaliniformis (JENKINS).

Una edad paleocena de la base de la Formación Colorín no se contradice con la presencia regional de una formación intercalada y lateralmente discontinua de Calizas con Microcodium, rocas especialmente características durante el Paleoceno en las regiones perimediterráneas **(Smit, 1979).**

Los foraminíferos bentónicos son abundantes en las rocas de la Formación Tarifa, sobre todo en las de grano más grueso y permiten obtener algunas conclusiones bioestratigráficas, si bien la totalidad de las determinaciones se han realizado sobre faunas claramente resedimentadas. **Didon (1969), Peyre (1974) y Bourgois (1978)** han ofrecido diversas listas de nummulítidos provenientes de esta formación, a la que se puede asignar, al menos, una edad Eoceno medio-superior o más reciente. Estos datos concuerdan con los obtenidos por medio de foraminíferos planctónicos por **Martín-Serrano y Piles (in litt.)**, quienes indican la presencia de:

Turborotalia opima nana (BOLLI)
Globigerina gr. tripartita (KOCH)
Glomospira sp.
Ammodiscus sp.,

además de otros foraminíferos planctónicos cretácico-paleógenos resedimentados.

Los niveles calcareníticos incluídos en el tramo superior de la Formación Colorín suministran localmente abundantes lepidocyclinas (Didon, 1969; Peyre,1974; Bourgois, 1978). Martín-Serrano y Piles (in litt.) encontraron, además, en las orillas del Estrecho una microfauna con:

Turborotalia opima nana (BOLLI)
Catapsydrax dissimilis (CUSHMAN y BERMUDEZ)
Catapsydrax unicavus BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN
Globorotaloides suteri (BOLLI)
Globigerina cf. euapertura (JENKINS)
Catapsydrax sp.
Cyclammina sp.
Haplophragmoides sp.
Cibicides sp.
Astrorhiza sp.
Gyroidinoides sp.
Glomospira sp.
Ammodiscus sp.
Vulvulina sp.
Textularia sp.
Bolivinopsis sp. y
Oridorsalis sp.

que permite asignar la parte alta de la Formación Colorín al Eoceno superior o, más probablemente, al Oligoceno.

3.1.3.2.- Edad de la Formación de Algeciras y de las facies asociadas de tipo Colorín.

Posiblemente el depósito de la Formación de Algeciras se inició ya durante el Oligoceno superior (Didon, 1969), al menos por lo que se refiere a los afloramientos situados a la orilla del Estrecho. En estos, Martín-Serrano y Piles (in litt.) han citado la siguiente microfauna oligocena:

Turborotalia clemenciae (BERMUDEZ)
Globigerina euapertura JENKYNS
Catapsydrax unicavus BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN
Turborotalia opima nana (BOLLI)
Cyclammina sp.
Haplophragmoides sp.

y microfauna cretácica resedimentada.

Didon (1973) localizó un nivel de miogypsínidos a la base de la Formación de Algeciras en el sector de Los Barrios, por lo cual consideró que ésta debería llegar al Mioceno inferior. En el N de Africa, sin embargo, diversos autores sostienen que el flysch margoareniscoso equivalente a la Formación de Algeciras no sobrepasó en ningún caso el Oligoceno superior (Raymond, 1976a; Bouillin, 1977; Durand-Delga,-1980). Ello lleva a Durand-Delga (com.epist., 1984) a rechazar la asignacion a la unidad de Algeciras de los afloramientos margoareniscosas de edad Mioceno inferior situados al N de Gaucín (cf.3.1.1.). En la región de Ronda, Bourgois (1978) admitió una edad aquitaniense no inferior para estos materiales, sobre la base de los datos de Didon (1973) y de Guerrera y Wezel (1974) obtenidos en Sicilia, y también al tener en cuenta la sincronía de estas facies con las Areniscas Numídicas, demostrada por la existencia de unas series con facies mixtas, cuya edad aquitaniense e incluso más reciente ha sido bien establecida mediante fósiles (Peyre, 1974; Hoyez, 1976; Didon y Hoyez, 1978; Bourgois 1978; Grasso et al., in litt.).

Peyre (1974) confirmó la edad aquitaniense de la Formación de Algeciras en la Loma de Rojas y la Loma de Cadenas mediante la presencia de asociaciones de miogypsínidos. La edad miocena de estos niveles en la región cartografiada ha podido ser confirmada en tres afloramientos (datos proporcionados por J.M. González-Donoso y colaboradores):

- En el afloramiento situado a lo largo de la carretera de Ardales a El Chorro (UF381863) los niveles transicionales entre la Formación Colorín y la Formación de Algeciras han suministrado la siguiente fauna planctónica:

  Globigerinoides trilobus (REUSS)
  Globigerinoides sp.cf.G. primordius BLOW y BANNER
  Catapsydrax dissimilis (CUSHMAN y BERMUDEZ)
  Turborotalia acrostoma WEZEL
  Turborotalia opima nana (BOLLI)
  Turborotalia siakensis (LE ROY)
  Globigerina tripartita KOCH
  Globigerina euapertura JENKINS
  Globigerina gr. praebulloides BLOW
  Globorotaloides suteri BOLLI

- En el cruce de la carretera que desde el Valle de Abdalajís, se dirige a la estación de Gobantes, junto al Cortijo del Granadino (UF495916) una muestra de los niveles margosos de la Formación Algeciras ha proporcionado:

  Globigerinoides primordius BLOW y BANNER
  Globigerinoides trilobus (REUSS)

Globoquadrina globularis BERMUDEZ
Globigerina praebulloides BLOW
Globigerina tripartita KOCH
Globigerinita incrusta AKERS
Turborotalia siakensis (LE ROY)

- En el Cortijo del Espinazo (UF575857) varias muestras han suministrado abundante fauna. Una de ellas contiene:

Globigerina sellii (BORSETTI)
Globigerina tripartita KOCH
Globigerina venezuelana HEDBERG
Globigerina euapertura JENKINS
Globigerina praebulloides BLOW
Globigerinita incrusta AKERS
Globigerinoides primordius ? BLOW y BANNER
Turborotalia peripheroronda BLOW y BANNER
Catapsydrax dissimilis (CUSHMAN y BERMUDEZ)
Catapsydrax unicavus BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN
Globototaloides suteri BOLLI
Valvulineria sp.
Discorbidae sp.
Siphonina sp.
Gyroidinoides sp.
Uvigerina sp.
Pullenia sp.
Erenbergina sp.
Nonion sp. y
Trochammina sp.
Bullimina sp.
Glomospira sp.,

radiolas y abundante fauna resedimentada del Paleógeno.

Otra muestra ha proporcionado:

Turborotalia siakensis (LE ROY)
Turborotalia peripheroronda BLOW y BANNER
Catapsydrax unicavus BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN
Globigerina euapertura JENKINS
Globigerina ciperoensis BOLLI
Globigerina woodi connecta JENKINS
Globigerinoides trilobus (REUSS)

Todas estas asociaciones se pueden asignar a la zona de G. primordius, subzona de G. trilobus, de **Molina (1979)**, que viene a ser aproximadamente equivalente a la parte superior de la zona N4 de **Blow (1969)**, es decir, al Aquitaniense superior aunque para varias de ellas no se puede excluir una edad Burdigaliense inferior. La edad de la Formación de Algeciras en la región de Colmenar debe ser, por tanto, esencialmente Aquitaniense, incluído el superior. Puesto que existen

recurrencias de facies Colorín dentro de la Formación de Algeciras, se puede suponer que la Formación Colorín puede llegar, en algunos puntos, al Mioceno inferior y que la base de la Formación de Algeciras sería heterocrónica. Esta suposición ha sido confirmada en un punto situado al N del Valle de Abdalajís (UF500907) en el cual los materiales de la Formación Colorín han suministrado:

Globigerinoides primordius BLOW y BANNER
Turborotalia siakensis (LE ROY)
Turborotalia opima nana (BOLLI)
Globigerinita incrusta AKERS
Catapsydrax dissimilis (CUSHMAN y BERMUDEZ)
Catapsydrax unicavus BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN
Globorotaloides suteri BOLLI
Globigerina euapertura JENKINS
Globigerina venezuelana HEDBERG,

asociación que indica una edad aquitaniense, sin mayores precisiones. En resumen, los materiales de la Formación Colorín estarían comprendidos entre el Senonense superior, con reservas, y el Aquitaniense. Las Calizas con Microcodium pertenecerían esencialmente al Paleoceno y la Formación de Tarifa al Eoceno medio y superior. El Oligoceno estaría esencialmente representado por el tramo superior y más característico de la Formación Colorín. La base de la Formación de Algeciras parece ser heterocrónica: en el Estrecho, la descarga detrítica comenzó ya durante el Oligoceno superior mientras que en el resto de los puntos parece que comenzó algo más tarde, durante el Aquitaniense, sobre todo superior, pudiendo haberse depositado a la vez, en otros puntos, terrenos asignables por sus facies a la Formación Colorín.

3.2.- El Manto Numídico o del Aljibe.

3.2.1.- Antecedentes y definición.

El término Numídico (Numidien) fué propuesto por **Ficheur (1890, fide Raymond, 1976a)** para designar al piso E (superior) del Eoceno argelino de la Gran Cabilia. Este significado cronoestratigráfico no fue aceptado pero, en Argelia, el término Numídico pasó a designar a las rocas a las que Ficheur atribuía tal posición estratigráfica: unas areniscas cuarzosas estratificadas en gruesos bancos que, desde entonces se conocen como Areniscas Numídicas. En España, **Gavala (1924)** designó a unas rocas equivalentes como **Areniscas del Aljibe.**

La aloctonía de estos materiales fué establecida en primer lugar en Argelia y más tarde en el Rif por **(Durand-Delga y Mattauer 1959c).** En España fueron **Chauve (1960), Chauve y Didon (1960, 1961) y Didon (1960)** quienes reconocieron la aloctonía de la Arenisca del Aljibe, definieron el Manto del Aljibe, y señalaron que era equivalente al Manto Numídico norteafricano. Más tarde, **Didon (1969)** restringió la

extensión del Manto del Aljibe al separar de él a la unidad de Bolonia. Finalmente, **Bourgois (1978)** ha propuesto extender a España el término Numídico y abandonar el de Aljibe.

De acuerdo con lo expuesto, ambos términos, Aljibe y Numídico, tienen a la vez un significado tectónico y litoestratigráfico. En otras palabras, designan a una gran unidad tectónica caracterizada, entre otros rasgos, por poseer una formación muy típica constituida por areniscas cuarzosas. La denominación "Arenisca del Aljibe", a diferencia del término Numídico cuyo origen fué cronoestratigráfico, conlleva desde su definición un significado litoestratigráfico al cual se le ha añadido posteriormente un significado tectónico. Pienso, por ello, que este término es formalmente más correcto que el de Numídico, de acuerdo con el Código de Nomenclatura Estratigráfica. No obstante, hoy día el significado de ambos términos es suficientemente preciso y equivalente, por lo que se pueden considerar como sinónimos. En este trabajo usaré indistintamente uno u otro.

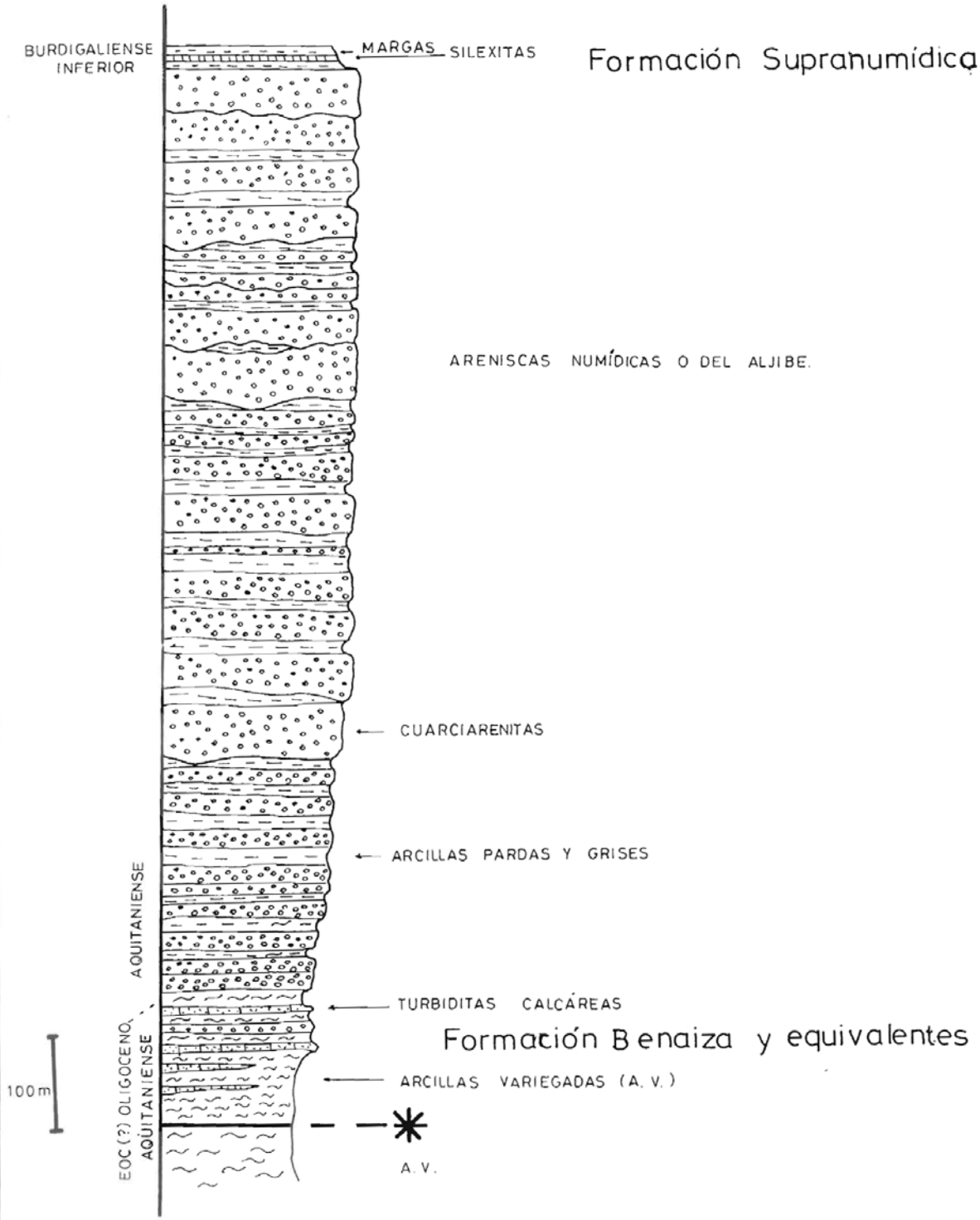
Los terrenos asignables al Manto Numídico o del Aljibe, son los más extensos y ampliamente representados del Complejo del Campo de Gibraltar (fig. 2, 11) y ocupan la posición tectónica superior de dicho complejo e incluso de la Cordillera Bética cuando aquél reposa tectónicamente sobre las Zonas Internas.

Dentro del Manto Numídico incluyo a las distintas unidades que poseeen Areniscas Numídicas en su serie estratigráfica, con la sola excepción de la Formación Numidoide y de la unidad de Argüelles, que serán tratadas aparte. Las unidades que presentan sucesiones mixtas formadas por alternancias de areniscas tipo Aljibe y tipo Algeciras **(Guerrera et al., 1986; Grasso et al., in litt)**, serán incluídas también de este manto, como es usual en el N de Africa.

El Manto Numídico es una gran unidad estructural que se reconoce por todo el Mediterráneo occidental, desde la Cordillera Bética oriental **(Hermes, 1985)** hasta Sicilia septentrional e Italia meridional y central **(Ogniben, 1969; Wezel, 1970a; Ciaranfi y Loiacono, 1983)**. Sin embargo, en Sicilia, al igual que en Lucania, (Italia), la Formación de Areniscas Numídicas aparece en posición parautóctona y estratigráficamente asociada a unidades externas (el Panórmide: **Ogniben, 1960, 1963; Wezel, 1966**; el surco de Lagonegro e Irpino: **Ciaranfi y Loiacono, 1983**) y no sólo formando parte de unidades alóctonas paleogeográficamente provenientes del gran surco de los Flysch Norteafricanos. Incluso esta formación es totalmente autóctona en el Atlas Tunecino **(Wezel, 1968)**. Estos hechos serán de importancia a la hora de plantear el significado paleogeográfico de esta formación.

Los afloramientos del Manto Numídico en España quedan recogidos en la figura 11. A ellos habría que añadir el afloramiento descrito por **Hermes (1985)** en la Depresión de Zarcilla-Fuensanta, en el sector oriental de la Cordillera Bética.

Fig. 93 Serie estratigráfica sintética de la unidad del Aljibe.



3.2.2.- Serie estratigráfica.

Dentro de la serie estratigráfica del Manto Numídico hay que distinguir tres conjuntos de materiales: el más bajo está constituido por las denominadas Formaciones Subnumídicas; el más alto por la "Formación Supranumídica; entre ambas se sitúa la Formación de las Areniscas Numídicas, también denominadas Areniscas del Aljibe (Gavala, 1924) o Flysch Numídico; esta formación intermedia, como ya he dicho, en algunos afloramientos presenta una **facies mixta** constituída por alternancia entre Areniscas Numídicas y areniscas de la Formación de Algeciras, con pasadas lutíticas de tipo Colorín (Fig. 93).

3.2.2.1.- Las Formaciones Subnumídicas.

La base tectónica del Manto Numídico está jalonada por materiales predominantemente arcillosos que fueron designados por **Chauve (1968)** como "serie de base" de la unidad del Aljibe, y asignados al sustrato estratigráfico de la Arenisca del Aljibe. En la mayor parte de los puntos estos materiales aparecen separados de la sucesión areniscosa por un contacto tectónico importante que incluso ha determinado un cepillamiento basal. Por esta razón, entre otros argumentos litológicos y paleontológicos **Bourgois et al. (1974a,b)** separaron una parte de estos materiales arcillosos (Arcillas de Jimena) del sustrato estratigráfico cierto del Manto Numídico y los asignaron a una formación independiente, la Formación de Arcillas con Bloques, hipótesis que fué más tarde sostenida por **Didon (1977)**.

Una cuestión difícil de solucionar y que será discutida ampliamente más adelante es la siguiente: la totalidad de los materiales arcillosos "subnumídicos" tectónicamente independiente de las areniscas ¿pertenecía originalmente a la secuencia estratigráfica del Manto Numídico o bien constituyeron desde su depósito una entidad litoestratigráfica independiente?. A la luz de la geología regional, parece ser que al menos una parte de los materiales arcillosos constituyen con seguridad el sustrato estratigráfico de las areniscas ya que se encuentran series estratigráficas continuas entre ambos tipos de materiales. No obstante la historia de las arcillas durante el emplazamiento de las unidades alóctonas parece haber sido un tanto particular. En el mapa de la fig.11 he optado por diferenciar, siguiendo a Didon (1977) los materiales arcillosos que con seguridad, están estratigráficamente asociados a las areniscas a juzgar por los datos cartográficos, de aquellos otros que aparecen separados de ellas por una importante superficie tectónica.

Dentro de los materiales que con seguridad pertenecen al sustrato estratigráfico original de las Areniscas del Aljibe se pueden diferenciar tres litofacies. La primera está formada por arcillas abigarradas, a veces con **Tobotomaculum** (García-Ramos et al. 1984) y presenta características litológicas completamente equivalentes a las de la Formación de Arcillas Variegadas que será descrita más adelante. La segunda litofacies se diferencia de la anterior en que presenta intercalaciones

más o menos importantes de microbrechas calcáreas y calcarenitas y en que las arcillas suelen ser margosas y de colores claros a veces incluso blancos; esta segunda litofacies fue denominada por **Blumenthal (1937)** Eoceno de Benaiza, y por **Didon (1969)** Formación de Benaiza y será descrita a continuación. La tercera litofacies constituye el sustrato estratigráfico de los elementos que presentan la facies mixta y se puede considerar una variación lateral de facies de la Formación Colorín y asociadas.

3.2.2.1.1.- La Formación de Benaiza y afines.

La Formación Benaiza toma su nombre del Cortijo de Benaiza (Benazaina), que se localiza al NO de Jimena de la Frontera (TF766399). Aflora en malas condidiones de exposición, por lo general, en el Campo de Gibraltar y la Serranía de Ronda, constituyendo la "serie de base" de los elementos tectónicos del manto Numídico que ocupan una posición intermedia a interna dentro del conjunto de esta unidad estructural. En los afloramientos más externos de este Manto predominan las facies arcillosas variegadas con Tubotomaculum o bien facies margosas y margocalcáreas de colores claros (Numídicos de tipo 2 y de tipo 5 de **Bourgois, 1978**), que son sensiblemente diferentes de las rocas de la F. Benaiza. En la región cartografiada la facies típica de la Formación Benaiza solo se ha localizado en un afloramiento muy malo en la orilla del Embalse del Guadateba al SO del Cerro del Gato (UF456920). Según **Pendón (1978)** esta formación alcanza un espesor medio del orden del centenar de metros.

Las facies más típica de la Formación Benaiza es una alternancia de margas claras, a veces incluso blancas, con pasadas de arcillas variegadas entre las cuales se intercalan estratos microbréchicos y calcareníticos de espesor variable entre pocos centímetros y más de un metro, por lo general entre 10 y 40 cm. Los niveles lutíticos predominan sobre los areníticos y bréchicos. Estos últimos están constituidos por clastos carbonatados y margosos (cantos blandos) mesozoicos, principalmente jurásicos, en proporciones variables entre el 20 y el 60%, del orden del 30% de valor medio, y por fragmentos de fósiles cuya proporción media se sitúa entre el 20 y el 30%, aunque pueden llegar a constituir hasta el 70% del total de la roca. El porcentaje de elementos terrígenos raramente supera el 10% y en la mayor parte de los casos es mínimo. La porosidad original era relativamente grande, del orden del 30% de promedio, pero hoy día la roca aparece cementada por esparita. Los organismos fósiles son principalmente foraminíferos planctónicos y bentónicos, especialmente nummulítidos, briozoos y algas rojas.

Las rocas denominadas por **Pendón (1978)** "Calizas del Norte de la Línea" se pueden considerar como una variación lateral de facies de la Formación Benaiza en la que predominan los niveles margosos blancos dentro del intervalo lutítico, y algo semejante ocurre con el Flysch de la Huerta Baeza de **Bourgois (1978)**. Estas rocas recuerdan por su facies a los niveles del Oligoceno superior y Aquitaniense de la unidad de Argüelles (cf. Cap. 5, ap. 2).

Las calcarenitas y microbrechas están gradadas y contienen gran cantidad de estructuras turbidíticas. En los estratos más gruesos es frecuente reconocer secuencias de Bouma relativamente completas, mientras que en los estratos más finos solo se observan los intervalos superiores. Las bases de los estratos son planas y aparecen jalonadas de estructuras de muro, tanto de corriente como de deformación por carga. La parte superior de los estratos con frecuencia aparecen muy bioturbada. No se reconoce una ordenación en ciclos o ritmos de espesor y tamaño de grano. Predominantemente las facies turbidíticas reconocibles en la Formación Benaiza son las D y E, de neto carácter distal, más raramente, la G (**Pendón, 1978**).

La dirección y sentido de las paleocorrientes fue variable, pero según **Pendón (1978)** la procedencia dominante de los aportes fue desde el N o desde el E según los puntos. De acuerdo con este autor los materiales de la Formación Benaiza y sus equivalentes laterales se pueden considerar depósitos característicos de una llanura submarina.

3.2.2.1.2.- El sustrato estratigráfico de las "facies mixtas".

Materiales que por su facies se pueden asignar a la Formación Colorín y a las otras a ella asociadas, también se reconocen como sustrato estratigráfico de ciertos elementos tectónicos cuya serie contiene Areniscas Numídicas, pero que en este caso aparecen interestratificadas con materiales litológicamente equivalentes a los de la Formación de Algeciras. En la región del Estrecho **Didon (1969)** ha ofrecido varios cortes de estos materiales en la unidad de Bolonia en la cual, al igual que sucede en la unidad de Algeciras, se pueden diferenciar localmente dos paquetes calcáreos intercalados entre las litofacies arcillosas: el inferior constituido por calizas de Microcodium y el superior por calcarenitas y microbrechas con abundantes Nummulítidos, de características equivalentes a las de la Formación Tarifa. Estos dos paquetes no se reconocen en regiones más orientales, donde el sustrato estratigráfico de estas "facies mixtas" o bien no aparece por causas tectónicas o bien está constituido exclusivamente por rocas con facies equivalentes a las del tramo superior de la Formación Colorín.

Pendón (1978) estudió diversos cortes de los materiales calcáreos tipo Formación Tarifa al NE de esta localidad y reconoció que constituyen facies turbidíticas D y E, y en algún caso también C, que se ordenan en ciclos grano y estratocrecientes, originados por la progradación de lóbulos deposicionales. Se trataría, por tanto, de una facies algo más proximal que la más característica de la Formación Tarifa. Por otra parte sería una facies más distal que los conglomerados que caracterizan la base de esta formación en la unidad de Algeciras. Por último, **Pendón (1978)** también constató una ligera diferencia en el sentido de las paleocorrientes, que proceden del SE en los materiales de la unidad de Bolonia, mientras que en los corte de Punta Carnero y Tarifa proceden del SO. Sin embargo, no existen diferencias significativas en la petrografía y las microfacies de estos materiales en ambas

unidades, al igual que tampoco parecen existir entre otros materiales y sus equivalentes litológicos de la Formación Benaiza.

3.2.2.2.- Las Areniscas Numídicas o del Aljibe.

Definidas por **Gavala (1924)** estas rocas forman una potente secuencia que puede alcanzar más de 1000 m de espesor. Son areniscas cuarzosas, bien estratificadas en bancos potentes, que alternan con lutitas pardas a grises en corte fresco. Las Areniscas del Aljibe son rocas muy características, tanto en grandes afloramientos como en muestra de mano. Forman extensos relieves de colores grises o bien pardorrojizos o pardoamarillentos por rubefacción pero, en corte fresco, son de colores bastante claros, que varían entre blancos, amarillos o grisáceos pálidos. Sobre ellas se suele asentar una vegetación también típica, sobre todo de alcornocales, encinares y también jarales, que ocupan grandes extensiones, sobre todo en la provincia de Cádiz.

A la lupa y al microscopio estas rocas son también muy características, ya que están en su mayor parte constituídas por granos de cuarzo de tamaño variable, por lo general de medio a grueso, a veces incluso de tamaño superior al centímetro aunque esto es excepcional. Los granos de cuarzo son de morfología subesférica, están muy bien redondeados y presentan la superficie pulimentada. Dentro de los estratos de areniscas son frecuentes los cantos blandos arcillosos y los nodulos ferruginosos con estructura laminada concentrica.

El contenido en cuarzo de estas areniscas raramente es inferior al 60% del total de la roca y, por lo general es superior al 75%. Con frecuencia el porcentaje de cuarzo del total de la roca sobrepasa el 90% y en muchos casos constituyen entre el 95% y el 100% del total de la trama. Otros minerales presentes, en cantidades diversas, pero en conjunto menores, son: feldespato potásico, plagioclasa, menas metálicas, turmalina, rutilo y circón. La matriz es muy escasa, sericítica por lo general, y raramente sobrepasa el 10% del total de la roca. El cemento es silíceo en la práctica totalidad de los casos en que se puede observar entre los granos de cuarzo, los cuales presentan un empaquetamiento bastante compacto, a veces incluso con estilolitización de los bordes de los granos por causa de las deformaciones tectónicas. La figura 94 , resume los resultados petrográficos obtenidos del estudio de láminas delgadas de estas areniscas. Estos datos concuerdan en general con los resultados de **Pendón (1974, 1978)** y también con los obtenidos por **Wezel (1967a, b) y Loiacono et al. (1983)** en el Numídico de Sicilia y Lucania, respectivamente.

Las lutitas intercaladas entre las areniscas son de colores grises en corte fresco, pardos por alteración superficial. **Ortega Huertas et al. (1983)** han puesto de manifiesto la ausencia de carbonatos en estas lutitas, las cuales están constituídas por cuarzo y feldespatos, que suelen constituir aproximadamente el 30% del total de la roca y, sobre todo, por minerales de la arcilla. Entre estos predominan la

illita y la caolinita, que aparecen en proporciones variables según las muestras. Parece ser que la illita predomina en las muestras procedentes de niveles de areniscas, mientras que la caolinita es el constituyente principal de los niveles lutitícos; de ambos minerales aparecen sistemáticamente los politipos desordenados. También reconocen estos autores indicios de interestratificados illita-montmorillonita, y diversos minerales de hierro como goethita, siderita y jarosita. Estos datos llevaron a **Ortega Huertas et al. (1983)** a proponer una proveniencia de la illita de los niveles lutíticos a partir de un área fuente evolucionada, con cierto carácter siderolítico, mientras que la illita de los niveles areniscosos sería neoformada, a partir de la caolinita, en medio marino.

Desde el punto de vista del análisis de las facies turbidíticas, las Areniscas del Aljibe son principalmente asignables a las facies B_1. Forman secuencias rítmicas de bancos canalizados y amalgamados con abundantes cantos blandos, y en ellos no se reconoce la secuencia de Bouma. A veces presentan granoclasificación inversa y es común la presencia de estructuras en plato (dish) y flameadas (flame) debidas a escapes de agua. Son depósitos originados principalmente por procesos de flujo de granos y de flujo de sedimentos fluidificados (**Wezel, 1967b; 1970a; Pendón, 1978**). En la parte alta de muchos estratos aparecen grandes laminaciones paralelas asociadas a laminaciones cruzadas de menor escala que han sido consideradas contornitas fósiles por **Wezel (1970a, b, c, d)** y Pendón (1978).

Los estratos de areniscas se suelen ordenar verticalmente en secuencias grano y estratodecrecientes, que pueden ser interpretadas como originadas por rellenos de canales: Una distribución detallada de las facies más y menos canalizadas, tanto en sentido vertical como areal, no está aún bien conocida. De todas formas las facies más distales parecen ser las que se intercalan con los niveles areniscosos de tipo Algeciras, ya que la proporción de estratos de Areniscas Numídicas con respecto a la potencia total de la sucesión es menor que en las restantes secuencias, y el espesor de los bancos suele ser menor. En estas sucesiones mixtas, en particular en la región de Fiscala, se constata, a grandes rasgos, un aumento progresivo hacia arriba del espesor de los bancos de Areniscas Numídicas, que se puede interpretar como un resultado de la progradación pulsante del ambiente sedimentario en el que se depositaron dichas areniscas. Las paleocorrientes procedieron principalmente del S y del ENE, según **Pendón (1978)**.

3.2.2.3.- La Formación Supranumídica.

En la mayor parte de los puntos de la Cordillera Bética no se reconocen terrenos estratigraficamente suprayacentes a las Areniscas Numídicas. En Argelia, sin embargo, es conocida la existencia de terrenos estratigráficamente superpuestos a aquéllas, que se conocen como "Formaciones Supranumídicas" (**Magné y Raymond, 1972; Raymond, 1976a**). Esta formación no ha sido reconocida en España y en el Rif sino hasta hace muy poco tiempo (**Didon et al. 1984**). Se trata de unas arcillas y margas

de colores claros, blancos, grises o verdosos, que intercalan niveles delgados de areniscas cuarzosas, arcillas micáceas de color tabaco y de silexitas. Solo ha sido reconocido en la Cordillera Bética en tres zonas de sector occidental Campo de Gibraltar, que son la Sierra de la Plata, la Sierra del Niño y el Puerto del Hornillo. Su espesor no sobrepasa, en los cortes descritos por **Didon et al. (1984)**, la decena de metros.

3.2.3.- Fósiles y edad.

Didon (1969) consideró que la serie estratigráfica del Manto de Aljibe estaba comprendida entre el Cretácico superior y el Mioceno inferior. Como más adelante se verá, la parte inferior de la serie estratigráfica de esta unidad plantea graves problemas de datación por lo que los terrenos infrayacentes a la Formación Benaiza (Arcillas de Jimena y equivalentes) deben ser considerados independientemente.

3.2.3.1.- Edad de la Formación Benaiza.

La Formación Benaiza fué atribuida al Eoceno por **Blumenthal (1937)**, pero ya **Didon (1969)** constató que las faunas de esta edad aparecían mezcladas con otras más recientes. En los niveles de transición a las Areniscas del Aljibe, **Didon (1964)** encontró unas asociaciones de miogypsínidos que le permitieron asignar el techo de la Formación Benaiza, y la base de las areniscas, al Aquitaniense inferior. Estos resultados fueron confirmados por **Bourgois (1978)**, para quien la edad de la Formación Benaiza estaría comprendida entre el Eoceno superior y el Aquitaniense inferior; este autor, además, estableció la edad oligocena del "Flysch de la Huerta Baeza" que, como antes dije, pienso que es una facies particular de la Formación Benaiza.

Didon et al. (1984) han determinado el Oligoceno superior mediante foraminíferos bentónicos y cocolitos, en la parte alta de las Formaciones subnumídicas, en Jimena de la Frontera y en la Sauceda.

Los muestreos realizados por González-Donoso y colaboradores (com. pers. 1983) conduce a resultados parecidos a los de autores precedentes, aunque para éstos no existe certeza de que las faunas de foraminíferos premiocénicos no estén resedimentadas. En la hoja de San Roque, **Martín-Serrano y Piles (in litt.)**, dentro de las Calizas del N de La Línea, que es una facies particular de la Formación Benaiza, encontraron una asociación de foraminíferos planctónicos oligocénicos con:

Turborotalia opima opima (BOLLI)
Turborotalia opima nana (BOLLI)
Turborotalia cf. clemenciae (BERMUDEZ)
Globigerina cf. tripartita KOCH
Globigerina euapertura JENKINS
Globigerina utilisindex JENKINS y ORR
Globorotaloides suteri (BOLLI)
Catapsydrax dissimilis (CUSHMAN y BERMUDEZ)
Catapsydrax unicavus BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN

y fauna bentónica abundante (**Globocassidulina sp., Trochammina sp., Cibicides sp., Sigmoinilopsis sp., Vulvulina sp., Dorothia sp., etc.**).

En Jimena de la Frontera, la parte superior de la Formación Benaiza, en un corte levantado a lo largo de la carretera que va hacia el repetidor (TF800332) ha suministrado a **González-Donoso et al. (in litt.)** la siguiente asociación de foraminíferos planctónicos:

Globigerinoides trilobus (REUSS)
Globigerinoides primordius BLOW y BANNER
Catapsydrax dissimilis (CUSHMAN y BERMUDEZ)
Turborotalia siakensis (LE ROY)
Turborotalia opima nana (BOLLI)
Globigerina gr. praebulloides BLOW
Globigerina tripartita ROCH

Esta asociación permite afirmar que el techo de la Formación Benaiza puede llegar a la base del Aquitaniense superior (subzona de G. trilobus de **Molina, 1979**, que equivale aproximadamente a la parte alta de la zona N4 de Blow).

De acuerdo con los datos expuestos, parece que la edad de la Formación Benaiza está comprendida entre el Eoceno superior (?) y el Aquitaniense superior.

3.2.3.2.- Edad de las Areniscas Numídicas.

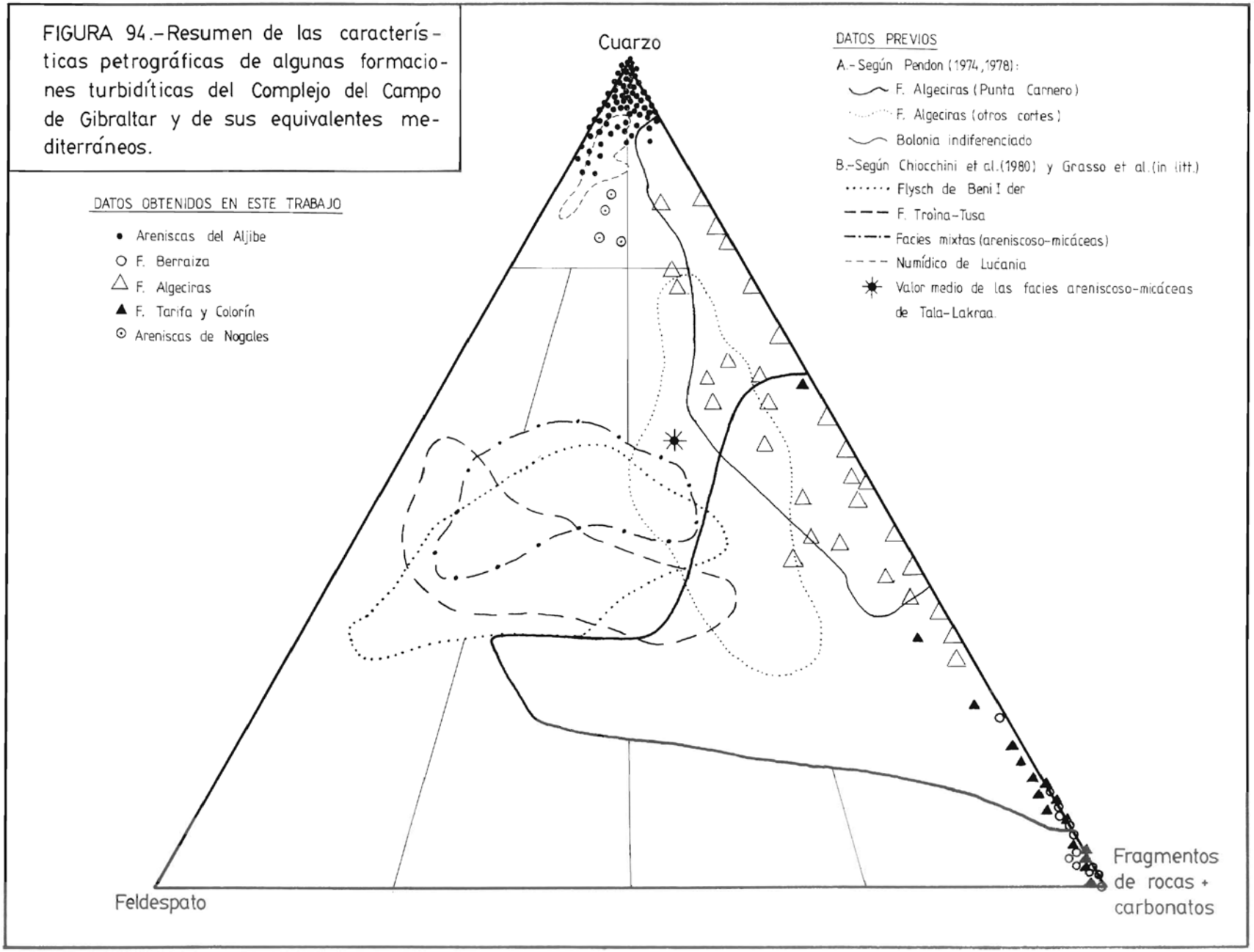
Por lo que se refiere a las Areniscas Numídicas, en sí mismas, prácticamente nunca suministran restos fósiles. **Martín-Serrano y Piles (in litt.)** han señalado en la Sierra del Arca una asociación comprendida entre el Aquitaniense medio y el Burdigaliense inferior (o sea, entre la subzona de Semivera y la zona de G. altiaperturus de **Molina, 1979**), con:

Turborotalia semivera (HORNIBROOK)
Turborotalia semivera (HORNIBROOK)
Catapsydrax dissimilis (CUSHMAN Y BERMUDEZ)
Catapsydrax unicavus BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN
Globorotaloides suteri (BOLLI)
Ammobaculites sp.
Lagena sp.
Stilostomella sp.

En la región de Colmenar he podido encontrar las asociaciones aquitanienses con miogypsínidos en varios de los puntos en los que fueron ya reconocidas y citadas por **Peyre (1974, p.197)**.

Didon et al. (1984) han aportado nuevos e interesantes datos sobre la edad de las Areniscas Numídicas, al descubrir que la Formación Supranumídica es de edad Burdigaliense inferior (= N5-6 de Blow), lo cual les permite asignar las Areniscas Numídicas al Aquitaniense, es decir, aproximadamente a la zona N4 de Blow.

FIGURA 94.-Resumen de las características petrográficas de algunas formaciones turbidíticas del Complejo del Campo de Gibraltar y de sus equivalentes mediterráneos.



Las conclusiones de **Didon et al. (1984)** ciertamente se pueden considerar válidas en su conjunto, al menos en el Arco de Gibraltar, a juzgar por la convergencia de los resultados micropaleontológicos obtenidos a la escala del Mediterráneo occidental (**Didon, 1964; Wezel, 1966, 1970a; Magné y Raymond, 1972; Peyre, 1974; Raymond, 1976a; Bizon y Hoyez, 1979; Bourgois, 1978; Leblanc y Feinberg, 1982, etc.**). Por tanto, **la masa principal** de las Areniscas Numídicas se debió depositar **durante el Aquitaniense.** Sin embargo, aquellos autores niegan la existencia de un diacronismo perceptible en la descarga sedimentaria de las areniscas, a diferencia de lo propuesto por **Wezel (1973, 1974,** 1975), lo cual, en mi opinión no concuerda con los datos disponibles. En efecto, en Sicilia, el miembro de Portella Colla, cuya edad es Oligoceno medio a superior (**Wezel, 1966**), ya contiene intercalaciones de areniscas típicamente numídicas, aunque ciertamente en proporción mínima si se compara con la descarga principal (**Guerrera y Wezel, 1974**); en Argelia (**Bizon y Hoyez, 1979**) y en el Rif (**Leblanc y Feinberg, 1982**) los primeros niveles de areniscas numídicas aparecen ya en el Oligoceno terminal, mientras que en España las areniscas aparecen por vez primera, al menos en algunos puntos, después de niveles datados como Aquitaniense inferior y medio por medio de foraminíferos bentónicos (**Didon, 1964, 1969; Peyre, 1974; Bourgois, 1978**), o incluso de edad Aquitaniense superior (**González-Donoso et al, in litt.**). Ello parece indicar que la importancia de la descarga de las areniscas fué progresando, hasta alcanzar un máximo durante el intervalo de tiempo comprendido entre el comienzo del Aquitaniense superior y la extrema base del Burdigaliense inferior, a juzgar por la edad de la Formación Supranumídica. Una evidencia clara de que la descarga de las Areniscas Numídicas, a la escala del Mediterráneo occidental, fué diacrónica, la suministra la edad Burdigaliense a Langhiense inferior de estas areniscas en algunos afloramientos de Sicilia (**Guerrera y Wezel, 1974; Wezel, 1974**) y sobre todo de Lucania, donde el cese de la sedimentación cuarciarenítica tuvo lugar después de la aparición de las Orbulinas (**Ciaranfi y Loiacono, 1983**). El inicio de la sedimentación numídica parece haber sido progresivamente más joven hacia los afloramientos más internos y más septentrionales, lo cual debe tener un significado paleogeográfico como más adelante plantearé.

4.- LAS FORMACIONES ARCILLOSAS.

En el Complejo del campo de Gibraltar las formaciones arcillosas, plásticas, con estructura interna mal definida o caótica, aparecen con dos litofacies diferentes. La más ampliamente representada es la formada por arcillas variegadas, que han sido atribuidas principalmente a la "unidad de Paterna" o a la "serie de base" del manto del Aljibe. La segunda litofacies está formada por arcillas de colores pardoamarillentos con intercalaciones de areniscas de tipo Aljibe que, en su mayor parte, fueron asignadas a la cobertera oligomiocena de las Zonas Internas (**Didon et al., 1961**) o del Penibético (**Dürr, 1967; Kockel, 1963**), aunque otros autores las han considerado alóctonas (**Mathis, 1974; Bourgois, 1978; Martín-Algarra, 1980a; Olivier, 1984**).

Las formaciones arcillosas son muy difíciles de estudiar a causa de la mala calidad de sus afloramientos que, cuando no son el asiento de cultivos, aparecen cubiertos de derrubios, vegetación y suelos, o bien deslizados. La mayor parte del año son muy difíciles de cartografiar y hay que esperar al otoño o al principio del invierno, cuando los campos están roturados pero no cubiertos por los cereales, para realizar un mapa mínimamente fiable y detallado. Por otra parte, la actividad agrícola y los deslizamientos impiden observar, cuando existe, la estratificación y la estructura interna de estas formaciones, y constatar la continuidad lateral de algunos niveles duros intercalados en los materiales arcillosos, que pudieran en algún caso constituir niveles-guía.

En un trabajo anterior (**González-Donoso et al., in litt.**) hemos tratado ya de las formaciones arcillosas, discutiendo ampliamente los antecedentes sobre ellas. Presentaré rapidamente los principales aportaciones de dicho estudio completadas con algunas otras observaciones y reflexiones, a la luz de los trabajos más recientemente publicados y de las comunicaciones orales y epistolares de M. Durand-Delga; J.J. Hermes; L. Jerez-Mir y P. Olivier, a los que quiero agradecer aquí sus comentarios, críticas y observaciones sobre éste y otros temas.

4.1.- La Formación de Arcillas Variegadas (A.V.).

4.1.1.- Litología.

En esta formación que, brevemente, designaré como A.V. según la costumbre de los geólogos italianos (A.V.= Argille Variegate o Varicolori: **Guerrera y Wezel, 1974**) incluyo a unas arcillas de litofacies muy característica. En los afloramientos, aparecen fuertemente cuarteadas y dilaceradas y presentan una gran diversidad de colores, pero con predominio muy marcado de los rojos y los verdes (subordinadamente blancos, más frecuentemente grises, grises verdosos o negros), distribuidos en manchas irregulares de aspecto flameado. En muchísimos casos están afectadas por deslizamientos recientes, lo que confiere a las laderas ocupadas por estas rocas una morfología de detalle irregularmente ondulada. Estas formas onduladas son con frecuencia reconocibles dentro de coladas lingüiformes, cartografiables en muchos casos ya que son visibles tanto en el paisaje como, sobre todo, en foto aérea.

Normalmente las arcillas presentan un aspecto esquistoso por lo que la denominación de Arcillas Escamosas o A.S. (= Argille Scagliose) es perfectamente aplicable. La roca, por tanto, en corte fresco, se deshace en una serie de escamas con superficies brillantes y untuosas al tacto, surcadas de estrías, de evidente origen tectónico. En afloramientos limpios su aspecto es caótico y no se reconoce una verdadera estratificación.

Las A.V. son arcillas bastante puras, prácticamente desprovistas de carbonatos que, cuando existen, son de origen biológico: fora-

miníferos y nanoplancton. El nanoplancton (**L. Jerez-mir, com. pers., 1984**) muestra, en algunos casos, indicios de disolución. Al ser levigadas, las A.V. no dejan residuo alguno en la mayor parte de los casos. Si la masa arcillosa no se frota demasiado durante el lavado, entre los pequeños grumos y escamas arcillosas es común que aparezcan fibras y laminillas de yeso. Aparte del yeso, los escasos residuos reconocibles, en la mayor parte de los casos, son plaquitas y nodulillos ferruginosos y escasos foraminíferos planctónicos completamente aplastados.

Los afloramientos más extensos de A.V., concretamente los recogidos en la figura 11, presentan la textura escamosa y la estructura interna caótica y engloban de vez en cuando bloques exóticos de litología, edad y facies diversas, por lo que más bien habría que hablar de A.S. como ya señaló **Bourgois (1978)**. Normalmente las A.V. escamosas (A.S.) son netamente independiente, desde un punto de vista tectónico, de los restantes materiales reconocibles en los alrededores. No obstante, existen A.V. y otras facies arcillosas muy parecidas (p.e., arcillas grises, arcillas oliváceas, etc., de colores uniformes y no variegados), que aparecen claramente intercaladas, entre formaciones competentes desde un punto de vista mecánico, o bien con una estructura interna bien definida (Formación Colorín, p.e.), en cuyo caso, en buenos afloramientos, se pueden reconocer estratos arcillosos, asociados o no a niveles areniscosos turbidíticos, que pueden no mostrar el aspecto escamoso típico y no incluir bloques exóticos.

Dentro de las A.V. escamosas (A.S.) con relativa frecuencia aparecen masas margosas o margocalcáreas de colores rosados y aspecto de Capas Rojas, que contienen asociaciones homogéneas con abundantes foraminíferos planctónicos del Cretácico superior al Oligoceno. Son relativamente frecuentes también los bloques de tamaño métrico o menor, de Trías margoso-yesífero, de margas y margocalizas blancas de aspecto neocomiense, de areniscas de diversa composición, y de brechas y microbrechas calcáreas. Más raramente se pueden reconocer fragmentos de materiales jurásicos.

En algunas regiones, por ejemplo en el sector comprendido entre La Hoya y el Valle de Abdalajís (Fig. 89,90,95) al SO de Antequera, dentro de las A.V. escamosas (A.S.) y sobre ellas a modo de isleos ("Klippes") se reconocen multitud de fragmentos exóticos de todos los tamaños, de métricos a kilométricos más frecuentemente hectométricos, en muchos casos claramente cepillados por la base, que dan al conjunto la apariencia de una megabrecha en cartografía. Como se puede ver en la figura 95 en esta región aparecen diversos fragmentos de materiales triásicos de facies germano-andaluza, silexitas y margas silíceas del Mioceno inferior, calizas con Microcodium del Paleoceno, conglomerado, microbrechas y calcarenitas con cantos jurásicos y nummulites del Eoceno, calcarenitas del Oligoceno, margocalizas blancas del Neocomiense y margas rojas del Senonense y Paleógeno. Estos fragmentos no presentan un ordenamiento especial sobre el mapa, aunque, por lo general, aparecen

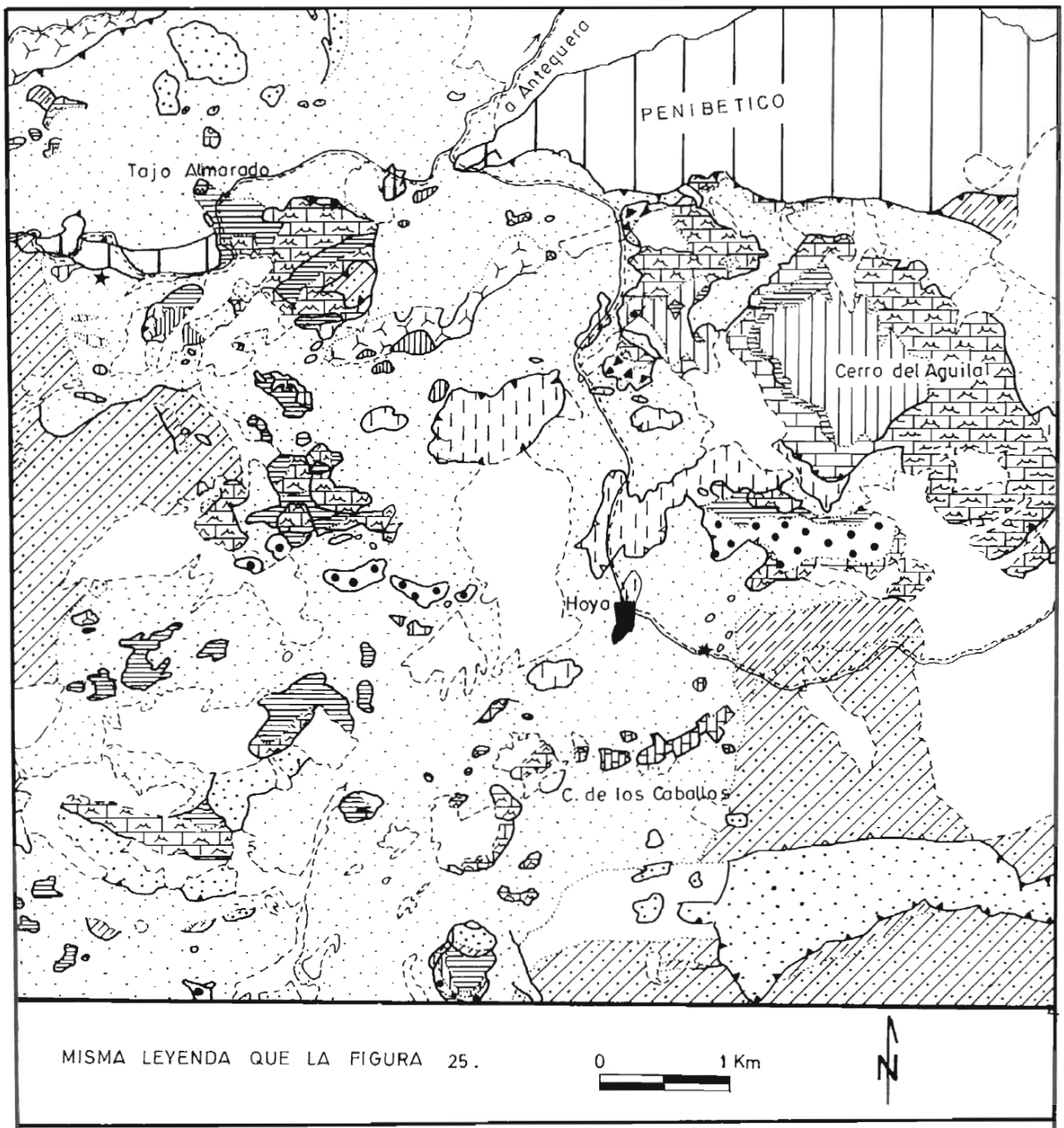


FIGURA 95. Mapa geológico de la región de La Hoya.
★ Puntos con microfaunas burdigalienses en las A. V.

agrupados arealmente por tipos de series estratigráficas o de litofacies. En mi opinión, aún teniendo en cuenta que en muchos casos se pueden reconocer deslizamientos importantes subactuales o actuales que han contribuido, sin duda, a fragmentar aún más a los elementos competentes, el dispositivo de "bloques" dilacerados y estratigráficamente diferentes no es el resultado de un deslizamiento reciente, sino una estructura adquirida en tiempos relativamente antiguos. **Peyre (1974)** interpretó este sector como un "Complejo del Aguila" formado por tres elementos tectónicos organizados a modo de láminas superpuestas, de arriba abajo denominados, respectivamente, de Nogales, de la Hoya y de Cabritos. Creo que esta interpretación no responde a lo que se observa sobre el terreno, ya que los contactos entre los elementos se sitúan en muchos casos dentro de formaciones arcillosas idénticas a uno y otro lado de ellos o bien a la base de bloques que no presentan ninguna continuidad lateral. No obstante los cortes geológicos y los datos estratigráficos presentados por este autor pienso que siguen siendo válidos en su mayor parte, pues pues responden a observaciones muy detalladas y correctas.

Afloramientos análogos a los del sector de La Hoya se pueden reconocer prácticamente por toda la región de Colmenar de cuyo extremo oriental **Mathis (1974)** realizó un estudio y una cartografía muy detallados. En la Serranía de Ronda diversos afloramientos de características parecidas han sido señalados por **Bourgois (1973, 1978)** y por **Cruz-Sanjulián (1974a)** y también en el Campo de Gibraltar por **Bourgois et al. (1974a, b)** y, previamente por **Didon (1969)** en la región de El Chivalo, donde se pueden reconocer diversos bloques de materiales jurásicos algunos de los cuales contienen abundantes ammonites (**Olóriz y Fernández-Llébrez 1979**).

4.1.2.- Fósiles y edad.

El contenido fósil de las A.V. es extraordinariamente escaso, lo cual plantea graves problemas de datación. La mayor parte de las escasas muestras que no son completamente azoicas, sólo suministran foraminíferos aglutinantes, radiolarios y dientes de peces, sin valor estratigráfico. En contados casos aparecen, además, foraminíferos planctónicos, en general mal preservados, cuyas edades oscilan entre el Cretácico y el Mioceno inferior, pero las asociaciones reconocibles usualmente contienen faunas de diversas edades. En algunos casos las asociaciones de foraminíferos son bioestratigráficamente homogéneas: algunas proceden de niveles margosos coloreados cuya morfología recuerda a la de una colada de lodo; otras de bloques margocalizos, que no pueden ser considerados con certeza provenientes de niveles estratigráficos de la secuencia arcillosa ya que, al no presentar continuidad lateral alguna incluso a la escala del afloramiento, podrían constituir en realidad fragmentos exóticos englobados en las A.V. escamosas (A.S.) sea por causas sedimentarias, sea por causas tectónicas. Independientemente de su origen, estas asociaciones homogéneas serían anteriores a o, a lo sumo, coetáneas con la adquisición de la estructura caótica.

LAMINA 29

Foto 1.- Aspecto de Campo de la F. Colorín. Bloque englobadopor las Arcillas Variegadas escamosas al S del Cerro del Camello (Valle de Abdalajís).

Foto 2.- Aspecto de las A.V. al S del Camello. La parte central de la foto corresponde a margas blancas y rosadas que han suministrado foraminíferos planctónicos del Eoceno y que aparecen englobadas en arcillas escamosas rojas y verdes azoicas que las rodean por encima y por debajo.

Foto 3.- Aspecto de la A.V. escamosas con numerosos bloques (A.S.) sobre todo de Arcillas y yesos y de dolomías. Carretera de Campillos a Olvera. Estos materiales aparecen retrocabalgados (el NO a la espalda del lector) por el Trías germano-andaluz y por la unidad de la Sierra de Cañete.

Foto 4.- Detalle de la anterior. Nivel conglomerático formado por cantos dolomíticos intercalado entre arcillas escamosas.

1

2

3

4

En las A.V. escamosas (A.S.), que son las más ampliamente representadas, la tectonización responsable de la adquisición de la estructura escamosa ha provocado también el aplastamiento de la microfauna. Las asociaciones determinables proceden de niveles en los que la estructura escamosa está menos acentuada. Dada la sistemática mezcla de faunas de diversas edades, obviamente resedimentada, no hay seguridad practicamente en ningún caso, como han señalado **González-Donoso et al.(in litt.)**, de que los foraminíferos planctónicos premiocénicos sean autóctonos y, por lo que se refiere a los miocénicos tampoco; en todo caso suministran información sobre la edad mínima del depósito o, al menos, de la adquisición de la estructura caótica.

En la figura 95 se sitúan las muestras de A.V. que han proporcionado fauna planctónica, procedentes del sector cartografiado en este trabajo, que ha sido el muestreado con un mayor detalle. Dos afloramientos han sido especialmente interesantes **(González-Donoso et al., in litt.)** ya que han suministrado una variable microfauna del Mioceno inferior.

Uno de ellos se sitúa en la trinchera de la pista que desde La Hoya se dirige al Cortijo de Bacia Cámara, en un pequeño barranco a mitad de camino entre ellos (UF561885). La trinchera de la pista, en el tramo descendente viniendo de La Hoya, muestra unas margas rosadas con facies de capas rojas que contienen asociaciones homogéneas de foraminíferos planctónicos del Eoceno medio y superior, que deben constituir elementos exóticos dentro de las facies variegadas escamosas que afloran en los alrededores, ya que aparecen incluídos dentro de ellas. Más abajo aparecen unas margas de color verde oscuro que intercalan un nivel de areniscas micáceas de color pardo verdoso fuertemente replegado; las margas no muestran la típica estructura escamosa que, sin embargo, se reconoce claramente en los afloramientos adyacentes a pocos metros de distancia. Tres muestras recogidas han suministrado una abundante y bien conservada microfauna del Cretácico medio, Paleoceno, Eoceno y Oligoceno a la que, en menor proporción, se añade otra del Mioceno inferior con:

Globigerinoides gr. trilobus (REUSS)
Globigerinoides altiaperturus BOLLI (sobre todo tipo G. parawoodi KELLER)
Globigerinoides subquadratus BRONNIMANN
Globigerinita incrusta AKERS
Globigerinita uvula (EHRENBERG)
Catapsydrax stainforthi BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN
Catapsydrax dissimilis (CUSHMAN y BERMUDEZ)
Turborotalia semivera (HORNIBROOK)
Turborotalia siakensis (LE ROY)
Turborotalia acrostoma WEZEL
Turborotalia peripheroronda BLOW y BANNER
Turborotalia opima nana (BOLLI)
Globigerina woodi JENKYNS
Globigerina euapertura KENKYNS
Globigerina gr. praebulloides BLOW,

asociación que, aparte de las resedimentaciones evidentes, indica una edad Burdigaliense inferior "no basal", subzona de Subquadratus de **Molina (1979)**, que aproximadamente equivale a la zona N6 de **Blow (1969)**.

Otro afloramiento; (UF515914) próximo al corte del Penibético de Tajo Almarado, formado por arcillas escamosas grises y abigarradas ha suministrado foraminíferos bentónicos, radiolarios, gyroidinoides y una abundante fauna planctónica de edad comprendida entre el Albense y el Oligoceno, además de:

Globigerinoides gr. trilobus (REUSS)
Globigerinoides altiaperturus BOLLI (tipo G. parawoodi KELLER).
Globigerinoides sp. cf. G. primordius BLOW y BANNER
Catapsydrax unicavus BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN
Catapsydrax dissimilis (CUSHMAN y BERMUDEZ)
Turborotalia siakensis (LE ROY)
Turborotalia opima nana (BOLLI)
Globigerina tripartita KOCH
Globigerina woodi JENKINS
Globigerina venezuelana HEDBERG
Globorotaloides sp. cf. G. suteri BOLLI,

asociación que indica el Burdigaliense inferior, zona de Altiaperturus de **Molina (1979)** que se corresponde con las zonas N5-6 de Blow.

He recogidos otras muestras de A.V. escamosas (A.S.), fuera del área cartografiada en las proximidades de Grazalema, la región de Paterna de la Rivera y la región del Olvera-Almargen que han resultado azoicas o con escasos foraminíferos bentónicos sin interés estratigráfico. **González-Donoso et al. (in litt.)** han recogido, en el km 2 de la carretera de Olvera a Pruna, una muestra que además de foraminíferos aglutinantes y planctónicos del Paleoceno-Eoceno ha suministrado:

Globigerinoides gr. trilobus (REUSS) incluído G. trilobus s.s.
Catapsydrax dissimilis (CUSHMAN y BERMUDEZ)
Catapsydrax unicavus BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN
Globigerina tripartita KOCH
Globigerina gr. praebulloides BLOW

asociación que indica una edad mínima Aquitaniense superior-Burdigaliense inferior, es decir el intervalo comprendido entre las subzonas de Trilobus s.l. y Subquadratus de **Molina (1979)**, lo que equivaldría al intervalo N4 (parte alta)-N6, de Blow.

4.2.- La Formación Numidoide.

4.2.1.- Definición.

A lo largo del contacto entre las Zonas Externas y las

Internas, desde Estepona a Sierra Tejeda, y sobre las Zonas Internas en la región comprendida entre Casarabonela, Alozaina, Tolox y Alora, así como en los alrededores de Carratraca, el Complejo del Campo de Gibraltar aparece constituido en su mayor parte por una formación arcillosa de aspecto bastante diferente al de las A.V. sobre el terreno. Es de un color pardo característico (marrón tabaco) y contiene esporádicas intercalaciones lateralmente discontinuas y bloques de areniscas de tipo Aljibe. Como señalé antes (cf. 1.2.5) esta formación ha sido considerada por **Didon et al. (1961)** como la parte superior de la cobertera postectónica, transgresiva y discordante, del Bético de Málaga (=Maláguide) y fué designada Flysch de Estepona s.s. por **Didon (1969)** y Flysch de Colmenar s.s. por **Peyre (1974)**. **Bourgois (1977a, b; 1978)** siguiendo a **Mathis (1974)** y a **Monnot y Rigo (1973, fide Mathis, 1974, y Olivier, 1984)**, que designaron a esta formación como Flysch de Periana y Flysch de Poco Pan respectivamente, la separó de los terrenos miocénos transgresivos sobre el Maláguide y, en su caso el Alpujárride y la denominó Neonumídico. Aunque yo mismo **(Martín-Algarra, 1980a; González-Donoso et al, in litt)** he usado esta denominación y aunque comparto con ciertos matices la significación geológica que el término Neonumídico conlleva, pienso que no es el nombre más adecuado para designar a esta formación. Por otra parte, la diversidad de nombres locales con los que ha sido designada y el diverso sentido que le dan los diferentes autores, hacen recomendable su abandono y reemplazamiento por el término **Formación Numidoide**, propuesto por **Olivier (1984)**, dado que es suficientemente descriptivo e intuitivo y no conlleva de entrada, ninguna interpretación particular.

La Formación Numidoide, aunque es característica del sector occidental de la Cordillera Bética, también ha sido descrita en el contacto entre las Zonas Internas y las Externas en el sector oriental por los geólogos holandeses **(Mac-Gillavry et al., 1963)** quienes la han incluído en la Formación Solana, aunque ésta comprende también otros materiales **(Geel, 1973; Soediono, 1971; Hermes, 1984, 1985)**. Afloramientos muy característicos se pueden reconocer entre Vélez Rubio y La Parroquia, sobre todo al N del Castillo de Xiquena, donde aparece con su aspecto más típico. También ha sido descrita en el Rif por **Durand-Delga y Villiaumey (1963)** como Flysch de **Beliounis** y por **Andrieux (1971)** en la región de los Bokoyas. El catálogo de los afloramientos rifeños ha sido completado por **Olivier (1978, 1984)**. En el Tell esta formación no ha sido descrita. Sin embargo, en Sicilia, materiales equivalentes han sido agrupados por **Wezel (1970, 1974) y Guerrera y Wezel (1974)** en el Flysch Nebródico, también llamado "Numídico externo" por **Broquet et al. (1966)**, ya que constituye la cobertera del Mioceno inferior del Panórmide, que es un conjunto tectónico y paleogeográfico perteneciente a las Zonas Externas Sicilianas **(Catalano et al., 1975; Catalano y d'Argenio, 1978)**. En Lucania existe una formación prácticamente idéntica, sobre el Panórmide del Apenino Meridional **(Ogniben, 1969, 1973)**, que también se conoce ahora como plataforma Campano-Lucana, Ippolito et al. 1975) que he podido reconocer en compañía de G. Coppola, F. Guerrera, F. Loiacono y F. Perrone; esta formación, que se atribuye al Aquitano-burdigaliense se considera el último depósito de la Plataforma Campano-Lucana, previo a la formación de la Cuenca Irpina, de edad Miocena, en la que posterior-

mente tuvo lugar una potente y variada sedimentación de carácter flysch (Ippolito et al., 1975).

4.2.2.- Litología.

Como he dicho antes, la Formación Numidoide está constituida en su mayor parte por arcillas pardas con intercalaciones lenticulares y bloques de areniscas de tipo Aljibe.

Las **arcillas** son de un característico color marrón tabaco aunque en corte fresco también pueden ser de colores anaranjados, pardoamarillentos o incluso grises, más raramente verdosos o negros. En diversos puntos aparecen en relación lateral con las A.V. escamosas, como señaló **Bourgois (1978)**, en las regiones de El Burgo y de Alozaina-Tolox, y como puede verse también en diversos puntos de la región de Colmenar, en los alrededores del Valle de Abdalajís y de Casabermeja, o al E de Periana, donde **Mathis (1974)** realizó una detallada cartografía en la que pudo separar ambas formaciones arcillosas.

Las arcillas pardas están formadas por caolinita, con cantidades subordinadas de illita y esmectita **(Olivier, 1984)** y son siempre algo micáceas (mica blanca y clorita detríticas) y a veces calcáreas, siendo el carbonato posiblemente de carácter biogénico, de ahí las asociaciones de nannofósiles encontradas por **Feinberg** y **Olivier (1983)**. Casi siempre que se observan en corte fresco, lo que es bastante raro, presentan un aspecto escamoso o esquistoso, muy marcado sobre todo en los afloramientos reconocibles al O y NO de las Sierras de las Nieves, Prieta y Alcaparaín, donde aparecen muy laminadas sobre el Penibético y bajo las Zonas Internas.

Las **areniscas** pueden aparecer como lentejones o estratos delgados intercalados entre las arcillas, que han sido designados como "canales" por algunos autores **(Bourgois, 1978)**. Lo más frecuente es que las areniscas se reconozcan como bloques más o menos equidimensionales limitados por superficies estriadas de evidente origen tectónico, y de colores pardorojizos por rubefacción. Los bloques aparecen dispersos por los campos de labor o amontonados para facilitar la labor de la tierra. Cuando su tamaño lo ha permitido han sido diferenciados de las arcillas en la cartografía. Los afloramientos más extensos de areniscas suelen contener estratos gruesos, de espesor metrico o mayor, con areniscas de grano medio a grueso de facies típicamente numídica, que apenas si se pueden seguir lateralmente algunas decenas o, como máximo, centenas de metros. En algunos casos parecen constituir lentejones de origen estratigráfico, pero en otros casos los paquetes de areniscas aparecen truncados o incluso replegados (UF 363705) lo que demuestra claramente que aparecen como bloques englobados dentro de las arcillas, bien sea por causas sedimentarias (desplomes o deslizamientos submarinos: slumping, sliding) o por causas tectónicas (replegamiento disarmónico y fragmentación de una secuencia arcillosa con intercalaciones lateralmente discontinuas de areniscas).

Los afloramientos más extensos de areniscas de tipo Aljibe que aparecen asociados a las arcillas pardas se reconocen en el Rincón de Estepona, donde **Didon (1969)** los agrupó en una "escama del Cerro de la Novia". En el resto de los puntos solo excepcionalmente las areniscas alcanzan dimensiones hectométricas.

Las areniscas de tamaño de grano más fino suelen aparecer en estratos decimétricos claramente intercalados entre las arcillas. Suelen presentar una facies algo diferente de la de las areniscas numídicas del Aljibe, ya que son algo micáceas, la matriz sericítica es más abundante y presentan secuencias turbidíticas, con estructuras de corriente bien marcadas (sobre todo "flute casts") a veces de gran tamaño.

Las areniscas de grano más grueso o las que forman afloramientos más extensos presentan una facies muy parecida, cuando no idéntica, a la de la Arenisca del Aljibe, ya que aparecen mayoritariamente formadas por cuarzo muy bien redondeado y subesférico que puede formar incluso más del 95% del volumen total de la roca, con una escasísima matriz sericítica y un cemento silíceo rellenando los escasos huecos existentes entre el armazón de granos. No obstante, con frecuencia contienen una menor proporción de cuarzo, glauconita relativamente abundante, cantidades menores de mica blanca, feldespatos y otros minerales, y una matriz más abundante.

En asociación estratigráfica con las arcillas y areniscas de la Formación Numidoide, aparecen en algunos puntos unas margas silíceas con niveles de silexitas. Estas rocas son de color pardo y al ser golpeadas con el martillo se deshacen en plaquetas (plaquetas cartón de **Didon, 1969**). Están formadas por una fina alternancia de láminas silíceas claras y oscuras finamente crenuladas, al igual que otras silexitas reconocibles en la Cordillera, que han sido descritas por **Didon et al. (1969)** y por **Hermes y Smit (1976)**. Se pueden observar en relación estratigráfica con la Formación Numinoide en el denominado Flysch del Arroyo de Enmedio (**Didon, 1961a, 1969**) que constituye la formación litológica superior de la unidad de Argüelles y también en el Complejo Tectonosedimentario de **Peyre (1974)**; **Olivier (1984)** ha reconocido rocas equivalentes al N del Puerto Martínez.

Coincidiendo con los grandes afloramientos de la Formación Numidoide aparecen otros materiales mesozoicos y terciarios como fragmentos englobados en ella o bien superpuestos tectónicamente a ella. Estos fragmentos pueden estar formados por un solo tipo de rocas o por varias formaciones estratigráficamente relacionadas. La naturaleza fragmentaria de dichos materiales y su relación cartográfica con la Formación Numidoide se puede constatar al NO de la unidad de las Nieves, sobre todo entre El Burgo y el Puerto Martínez (**Buser, 1977-78**) y también entre el arroyo del Lentiscar y Colmenar, región ésta en la que **Peyre (1974)** definió un Complejo Tectonosedimentario al techo de su serie de Colmenar. Entre los fragmentos destacan los de calizas con Microcodium, margocalizas blancas neocomienses y margas y margocalizas rojas senonenses y paleógenas. En

menor proporción aparecen calizas jurásicas, arcillas y margas coloreadas del Paleógeno, areniscas, arcillas microbrechas y conglomerados del Cretácico inferior, y silexitas pardoamarillentas, aunque estas últimas rocas también podrían estar estratigráficamente relacionadas con las arcillas al igual que las areniscas numidoides.

Los fragmentos de tamaño mayor, por sus dimensiones, características estratigráficas y posición tectónica pueden ser considerados como unidades tectónicas independientes. Algunos de ellos se pueden correlacionar con unidades del Campo de Gibraltar: así, afloramientos asimilables a la unidad de Algeciras se reconocen al NO de la Sierra de Alcaparaín, en los alrededores del río Turón (fig. 11) y al NE de la Loma de la Galeota, a lo largo de la carretera de Ardales a El Chorro (fig. 11), mientras que los afloramientos del Jaralón y de la Fiscala, que reposan por el S sobre la Formación Numidoide en la porción occidental de la zona de Colmenar, son asignables al Manto del Aljibe Algunas de ellas parecen culminar su serie estratigráfica con dicha formación, lo que sugiere que deben constituir al menos una parte de su sustrato estratigráfico original (**Durand-Delga, 1972; Olivier, 1984**). No obstante, la cartografía geológica demuestra que, a la escala regional, la Formación Numidoide es geométricamente independiente de los fragmentos que engloba o soporta, los cuales, por otra parte, ni presentan relaciones tectónicas bien definidas de unos a otros ni sus series estratigráficas son fáciles de correlacionar. Estas unidades serán objeto del próximo capítulo donde serán descritas con todo detalle.

4.2.3.- Fósiles y edad.

La datación de la Formación Numidoide es aún más difícil que la de las A.V. ya que la práctica totalidad de las muestras lavadas han sido completamente azoicas. Los residuos del lavado, muy escasos, son granos de cuarzo, plaquitas ferruginosas y, solo excepcionalmente, restos fósiles determinables constituidos por escasos radiolarios y foraminíferos bentónicos sin interés estratigráfico y raros foraminíferos planctónicos. **Bourgois (1978)** (p.238, fig. 128) en una muestra procedente de la región de Ardales, **Peyre (1974,** p.132, fig. 30, corte C) al S del Torcal de Antequera y **Didon (1961a, 1969)** en el Rincón de Estepona han recogido foraminíferos planctónicos de amplia distribución estratigráfica no más reciente que el Burdigaliense inferior. Estos datos son insuficientes para asignar una edad a la Formación Numidoide, aunque sobre la base de datos geológico-regionales y habida cuenta de su asociación estratigráfica con niveles de silexitas (**Didon et al., 1969**), sus materiales fueron asignados por **Didon (1969)** y **Peyre (1974)** al Mioceno inferior (Aquitano-burdigaliense). **Bourgois (1978)** sobre la base de su relación lateral, supuestamente estratigráfica, con su Formación de Arcillas con Bloques, los atribuyó al Burdigaliense, por lo cual la designó como Neonumídico, ya que sería una especie de Numídico, pero más moderno.

Datos bioestratigráficos interesantes para la datación de la Formación Numidoide los proporciona la unidad de Argüelles Esta unidad flota sobre terrenos asignables a la Formación Numidoide mediante una neta superficie de cepillamiento basal. Su serie estratigráfica está coronada normalmente por un potente paquete de calizas turbidíticas atribuidas al Oligoceno por **Didon (1969)**, pero que han podido ser datadas, gracias a la presencia de asociaciones de foraminíferos planctónicos, como Aquitaniense inferior y medio, **(González-Donoso, y colab., com. pers. 1985)**, ya que pertenecen a la zona de Primordius, subzonas de Primordius y Semivera de **Molina, (1979)**, esto es, a la parte inferior y media de la zona N4 de Blow. En el sector comprendido entre el Arroyo de Enmedio y el Arroyo Vaquero, al SE del Cortijo de Argüelles (UF008355), la serie estratigráfica está invertida y en concordancia con las calizas aquitanienses, se reconoce una sucesión y estratodecreciente formadas por areniscas de facies numídicas con abundantes estructuras turbidíticas en algunos niveles, que termina con una alternancia de areniscas finas y lutitas amarillentas con intercalaciones de silexitas (esquistos cartón de **Didon, 1969**). Esta formación que fué denominada Flysch del Arroyo de Enmedio por **Didon (1961a)** tiene que ser de edad Aquitaniense superior (zona de Primordius, subzona de Trilobus de **Molina, 1979** = parte superior de la zona N4 de Blow) o más reciente (Burdigaliense inferior, ya que la parte alta contiene **Catapsydrax dissimilis**). De acuerdo con este dato, la areniscas de tipo numídico habrían alcanzado el contacto) entre las Zonas Internas y el sector occidental del Surco de los Flyschs en el Aquitaniense superior.

Para **Feinberg y Olivier (1983)** y **Olivier (1984)** las asociaciones de nannofósiles obtenidas en la Formación Numidoide indican una edad comprendida entre las Zonas NN1 y NN2. Según estos autores, esta formación no sería por tanto "neonumídica", sino más bien "sincronumídica" y podría constituir un Numídico muy distal. Pieso que merece la pena hacer algunas reflexiones a propósito de las dataciones de estos autores. En efecto, de acuerdo con la distribución vertical de especies propuesta, se puede comprobar que de las ocho muestras datadas **(Olivier, 1984, pp.-32-33)** dos de ellas pertenecen a la zona NN2, cinco a la parte superior de la zona NN1 y una a la parte media de NN1. De acuerdo con estos datos y si se tiene en cuenta la correlación de las biozonas de nannofósiles de **Martini (1971)** con las de los foraminíferos planctónicos de **Blow (1969)**, la edad de la Formación Numidoide equivaldría a la parte superior de la zona N4 y a la zona N5. Puesto que la edad de las Areniscas Numídicas en el Arco de Gibraltar **(Didon et al., 1984)** está comprendida entre el Oligoceno terminal (NP 25) y el Burdigaliense basal (N5) se concluye que **la Formación Numidoide solo fué sincrónica, en todo caso, con el final de la sedimentación numídica o con el depósito de la Formación Supranumídica.** Si se tiene en cuenta, por otra parte, que la zona N5 de **Blow (1969)** dura unos tres millones de años (cf. **Vass y Bagdasarjan, 1978, p.e.**) y que las dataciones disponibles no han permitido (tal vez por estar ya en el límite de resolución de las biozonaciones disponibles) precisar en qué parte concreta de este intervalo de tiempo se depositó la Formación Numidoide, pienso que no sólo no se puede excluir con los datos de **Olivier (1984)** que la Formación Numidoide sea

"neonumídica" como sostiene **Bourgois (1978)**, sino que tales datos sugieren que lo sea ligeramente, ya que apuntan hacia que la Formación Numidoide sea de una edad esencialmente **Burdigaliense muy baja** (parte baja de N5 de Blow), eso si se admite que el límite Aquitaniense-Burdigaliense se sitúa entre las zonas N4 y N5. Por tanto, la Formación Numidoide parece ser sincrónica con el final del depósito de las Areniscas Numídicas y con el principio del depósito de la Formación Supranumídica.

5.- RECONSTRUCCION PALEOGEOGRAFICA.

5.1.- El Surco de los Flyschs Cretácicos.

5.1.1.- La terminación occidental del Surco de los Flysch Cretácicos Norteafricanos.

Los Flysch Cretácicos alcanzan una gran extensión en el N de Africa en comparación con la Cordillera Bética. Esto sugiere en principio, que el Surco de los Flyschs Cretácicos fue un gran dominio paleogeográfico mesogeo que se situaba esencialmente en el borde septentrional del margen continental africano. La posición "citra", es decir externa y meridional, de dicho dominio con respecto a las Zonas Internas africanas me parece suficientemente bien establecida, al menos por lo que se refiere al sector argelino (**Durand-Delga, 1967, 1969, 1980a,b; Bouillin et al., 1970, etc.**) entre otras cosas porque se han reconocido unidades con características estratigráficas intermedias entre las Zonas Internas y el Flysch Mauritaniense (**Bouillin, 1977; Raoult, 1969b, c, etc.**). En el Rif, las relaciones paleogeográficas entre el Surco de los Flyschs Cretácicos y las Zonas Internas son mucho más difíciles de establecer, posiblemente por causa de la intensidad de los procesos tectónicos que han dado lugar al Arco de Gibraltar, pero también parece claro que los materiales depositados en él representaban la prolongación de las Zonas externas hacia el interior de la cuenca.

La posición original, esencialmente africana, del Surco de los Flyschs Cretácicos parece reforzada por el hecho de que los materiales asignables al Flysch Mauritaniense y al Masílico en la Cordillera Bética aparezcan tan mal representados. De hecho, al O del meridiano del Yebel Tisirén, en el Rif, dichos materiales afloran de modo cada vez más fragmentario en dirección hacia la Cordillera Bética, de manera que al N del paralelo de Casares jamás han sido descritos terrenos asignables al Flysch Mauritaniense (unidad de los Nogales) ni al Flysch Masílico (unidad de Facinas). Lo más razonable es pensar que dicho aumento de la fragmentación se debe a causas en última instancia tectónicas que habrían producido la "hispanización" de parte de ciertos elementos paleogeográficos africanos, los Flyschs Cretácicos, durante las fases orogénicas miocenas, de acuerdo con la expresión utilizada por **Bourgois (1977b, 1978)**. Una hipótesis análoga se puede sostener para la unidad de Almarchal que parece corresponder en su totalidad a una porción de la

serie estratigráfica de la unidad de Tánger occidental, es decir, del sector más interno de las Zonas Externas (Zona Intrarifeña) del Rif.

Más díficil parece interpretar la posición estratigráfica de las unidades del Algarrobo, de Ubrique y del Corredor del Boyar, ya que si bien desde un punto de vista estratigráfico parecen estar constituídas por materiales afines a los Flyschs Cretácicos norteafricanos, desde el punto de vista tectónico aparecen netamente intercalados entre unidades procedentes de dominios paleogeográficos indudablemente pertenecientes a las Zonas Externas de la Cordillera Bética (Penibético y Subbético medio) y, en definitiva, al margen continental ibérico. Así pues, resulta muy difícil explicar cómo unos materiales supuestamente depositados en la porción más interna del margen continental africano, han podido llegar a ser tan intensamente tectonizados entre materiales depositados en un sector relativamente externo (límite Penibético-Subbético medio) del margen continental europeo. La hipótesis de un origen ultrapenibético para estas unidades y de su tectonización en una etapa secundaria dentro del Subbético s.l. **(Bourgois, 1970; Bourgois y Chauve, 1971b; Bourgois Chauve y Dubois, 1971a)** no parece convincente **(Durand-Delga, 1980b)** ya que, aunque la tectónica ha sido indudablemente polifásica en el frente externo del Penibético, resulta sorprendente el hecho de que jamás se haya descrito ninguna unidad con características estratigráficas afines a las de las unidades en cuestión, ni en posición suprapenibética ni más interna. La unidad de los Nogales, representada de modo fragmentario en el O de la Cordillera Bética, puede ser la más parecida, pero está formada por terrenos cretácicos antealbenses (probablemente también anteaptenses) mientras que las otras unidades están constituidas por terrenos comprendidos entre el Aptense y el Senonense superior. Algo semejante se puede decir con respecto a otras unidades con materiales cretácicos turbidíticos que actualmente afloran fragmentariamente a lo largo del contacto entre las Zonas Internas y las Externas de la Cordillera Bética.

En la figura 87 se han correlacionado las series estratigráficas de las unidades constituídas por Flyschs Cretácicos pertenecientes al Complejo del Campo de Gibraltar en la Cordillera Bética. Como puede verse, el Senonense superior de las unidades del Corredor del Boyar, de Ubrique, y del Algarrobo, presenta semejanzas litológicas notables con la unidad de Almarchal, que está exclusivamente constituída por materiales de dicha edad. Por lo que se refiere al Albo-Aptense de la unidad de Facinas cabe decir que es algo diferente de los depósitos coetáneos de aquellas unidades: aunque también se reconocen niveles calcareníticos con orbitolinas en el Flysch de Ubrique, estos son de edad albo-cenomanense, a diferencia de las de Facinas que son del Aptense superior. La formación de Areniscas albenses o ¿albo-aptenses? del Boyar no tiene ningún equivalente en la Cordillera Bética. A título de hipótesis pienso que los materiales coetáneos con los que dicha formación presenta una mayor afinidad litoestratigráfica podrían ser las areniscas albenses del afloramiento de Punta Cires, situado en la orilla meridional del Estrecho, que pertenece al Flysch Mauritaniense (unidad del Tisirén).

Parece, por tanto, que las series con las que las unidades del Algarrobo, Ubrique y del Corredor del Boyar presentan mayores afinidades son las que se corresponden con los sectores más internos de la Zona Intrarifeña (= unidad de Tánger = Almarchal) que, a su vez, transicionarían gradualmente al borde externo Masílico del Surco de los Flyschs, aunque las Areniscas del Boyar podrían presentar afinidades mauritanienses (cf. **Bourgois, 1978; Durand-Delga, 1980b**).

Esta afinidad estratigráfica no se contrapone a la posición tectónica actualmente ocupada por las unidades en cuestión. En efecto, las unidades de Almarchal y Facinas afloran actualmente a la periferia del Penibético, es decir en una posición externa, análoga a la de las otras tres unidades, aunque en una región más meridional.

De acuerdo con lo expuesto parece como si fueran el sector interno de las Zonas externas africanas (Zona Intrarifeña) y el externo del Surco de los Flyschs Cretácicos (Masílico) los que se prolongaran hacia el O y N describiendo una especie de paleo-arco de Gibraltar paleogeográfico (**Durand-Delga, 1972**), mientras que el sector interno del Surco de los Flyschs (Mauritaniense) habría dejado de existir prácticamente donde acabaran las Zonas Internas. Esto se ajusta a la impresión de "extremo de surco" que dan los Flyschs Cretácicos del NE de la provincia de Cádiz, tal y como ha sido expresado por **Durand-Delga (1980b, p.28)**. En mi opinión el arqueamiento actual de los afloramientos se debe a causas principalmente tectónicas, pero probablemente se ha sobreimpuesto a un dispositivo paleogeográfico original mediante el cual se debía producir, de alguna manera, la conexión paleogeográfica entre el extremo suroccidental del margen continental Subbético y el extremo noroccidental del margen continental Norteafricano (Fig. 96). Los Flyschs Cretácicos del NE de la provincia de Cádiz, por tanto, se debieron depositar en dicha zona de transición, o, en otras palabras, en una zona marina profunda por la cual se producía la conexión del surco Subbético medio con el sector de la cuenca norteafricana formado por la Zona Intrarifeña más al borde externo masílico del Surco de los Flyschs Cretácicos. El sector más interno de dicho surco, que estaría ocupado por el Flysch Mauritaniense, limitaría al N y NO con terminación occidental de las Zonas Internas y de las porciones más internas de las Zonas Externas.

5.1.2.- El sustrato de los Flyschs Cretácicos de la Cordillera Bética.

Otra cuestión delicada a la hora de reconstruir la paleogeografía del sector occidental de la Cordillera Bética es la relativa a los sustratos de los materiales cretácicos del Complejo del Campo de Gibraltar. **Bourgois (1978)** ha asignado a dicho sustrato una serie de unidades del sector occidental de la Cordillera Bética que, como ya expuse en el capítulo anterior, en mi opinión deben ser consideradas estrictamente subbéticas y procedentes del surco Subbético medio. Para abordar correctamente la cuestión de los sustratos de los Flyschs Cretácicos de la Cordillera Bética de nuevo creo que es necesario referirse a las Cordilleras Norteafricanas.

El sustrato de la unidad de Tánger, equivalente a la de Almarchal, está constituido por la unidad de Ketama **(Andrieux, 1971)** en la cual se reconocen terrenos sedimentarios a partir del Trías superior. Por tanto, el sustrato de esta unidad estuvo formado, al igual que sucede en el resto de las Zonas Externas rifeñas, por una corteza continental sobre la cual se depositaron terrenos triásico-jurásicos, en la cuales se reconoce una evolución sedimentaria globalmente transgresiva.

En varias unidades norteafricanas asignadas al Flysch Mauritaniense, se han reconocido terrenos antecretácicos. En algunos casos (unidades mauritanienses internas y medias de **Bouillin, 1977**) existe un Paleozoico y un Permotrías de tipo cabílide y un Lías inferior y medio en facies de plataforma, que demuestran que estas unidades se debieron depositar sobre un sustrato formado por materiales análogos a los de las Zonas Internas. Lo más frecuente es que por debajo de los terrenos cretácicos aparezcan sedimentos pelágicos de facies profundas, margosos y radiolaríticos, cuya sucesión indica una profundización progresiva del fondo de la cuenca a lo largo del Jurásico **(Andrieux, 1971; Raoult, 1969a, 1975; Bouillin, 1977; Coutelle y Gélard, 1968)**. Solo en contados puntos del Rif y del Tell aparecen materiales volcánicos submarinos asociados a los terrenos mauritanienses **(Andrieux, 1971; Bouillin,1977; Bouillin et al., 1977)** que podrían constituir restos de un fondo oceánico que, en todo caso, solo debió formarse localmente.

El sustrato del Flysch Masílico es desconocido por lo que, dada la naturaleza pelágica y profunda de los materiales de su serie estratigráfica, cuyas facies son más distales y, por tanto, posiblemente más profundas que los del Flysch Mauritaniense no se puede excluir la posibilidad de que su sustrato estratigráfico estuviera formado por una corteza de tipo oceánico, de la cual no habría quedado ningún vestigio en la porción actualmente conocida de la cadena. En todo caso, el Flysch Masílico parece haberse depositado en un límite entre dos placas: la placa africana al S y la"placa"constituida por las Zonas Internas al N.

En definitiva, el sustrato de los Flyschs Cretácicos norteafricanos debió estar constituído por una corteza continental así como por una cobertera sedimentaria pelágica Jurásica de tipo cabílide, que fué sometida a extensión durante el Jurásico y en algunos sectores a una incipiente oceanización. Dado que la oceanización parece que alcanzó una escasa magnitud en el Mediterráneo occidental, es poco probable que los materiales cretácicos que en la actualidad forman parte de las unidades del Algarrobo, Ubrique y del Corredor del Boyar se depositaran sobre un sustrato de tipo oceánico. Puesto que los materiales más antiguos de estas unidades ya presentan facies oceánicas, es decir, propias de ambientes muy profundos, parece razonable pensar que posiblemente se debieron depositar sobre una sucesión de sedimentos mesozoicos en la cual se debería registrar una profundización progresiva de las facies, al igual que sucede en la mayor parte de las unidades de las Zonas Externas béticas y rifeñas. No sería, pues, aberrante pensar que el sustrato de dichas unidades estuviera formado por secuencias de tipo Subbético medio, sobre todo si se tiene en cuenta que muchas de tal tipo

existentes en el sector occidental de la Cordillera, aparecen exclusivamente constituidas por materiales jurásicos. Recuérdese que, como expuse largamente en el capítulo anterior, esta hipótesis fue ya propuesta por **Bourgois (1970)** al definir la unidad del San Cristobal, que sería el resultado de reunir, en una sola secuencia original, a las series de las unidades de la Sierra del Pinar y del Flysch del Corredor del Boyar, hipótesis que fue también aplicada por **Bourgois, Chauve y Dubois (1971a)** a la unidad del Algarrobo. Por supuesto, en la interpretación aquí expuesta, la procedencia ultrapenibética carece de sentido tanto para los materiales cretácicos como para sus supuestos sustratos, ya que todos ellos que se ubicarían en posición externa con respecto al Penibético.

5.1.3.- Posición relativa de los Flyschs Cretácicos béticos y norteafricanos.

En la figura 96 se representa el modelo de reconstrucción paleogeográfica propuesto para la región del Arco de Gibraltar durante el Cretácico postneocomiense. En ella se anticipan conclusiones que corresponden más bien al capítulo 9 en el que se trata de la reconstrucción palinspástica y de la evolución paleogeográfica alpina de todas unidades estudiadas en este trabajo. No obstante, resulta muy difícil entender cómo pudieron actuar los procesos sedimentarios que determinaron la acumulación de los sedimentos que forman parte de los Flyschs Cretácicos de la Cordillera Bética, sin tener una idea de las relaciones paleogeográficas de estas unidades entre sí, y de ellas con otras de las grandes unidades que constituyen el Arco de Gibraltar.

De acuerdo con el modelo de la figura 96 ,el Surco de los Flyschs Cretácicos norteafricanos coincidiría aproximadamente con la traza del gran accidente transformante cuya existencia entre Europa y Africa es requerida por todas las reconstrucciones de tectónica de placas realizadas a partir de las bandas paleomagnéticas reconocidas en el Atlántico (**Pitman y Talwani, 1972; Dewey et al., 1973; Le Pichon et al., 1973; Biju-Duval et al., 1977; Olivet et al., 1984**, etc.). Al N de dicho accidente se situarían tanto las Zonas Internas cábilo-bético-rifeñas, es decir, lo que también ha sido denominado bloque, placa o Subplaca de Alborán (**Andrieux et al., 1971; Andrieux y Mattauer, 1973**), como las Zonas Externas béticas, es decir, el Penibético y el Subbético.

La existencia de dicho accidente fue, probablemente la causa principal de la desconexión paleogeográfica entre los márgenes continentales europeo y africano durante la mayor parte de su historia. Sin embargo, durante el Cretácico, a ambos lados de futuro Estrecho de Gibraltar existían cuencas marinas profundas como lo demuestran los sedimentos del Subbético medio (**García-Hernández et al., 1980**) y del Surco de los Flyschs y de las Zonas Externas norteafricanas, (**Wildi, 1983**) cuencas entre las cuales tendría que producirse alguna conexión, ya que no se conocen umbrales sedimentarios transversales a las directrices paleogeográficas. Una asimetría sedimentaria y morfológica fundamen-

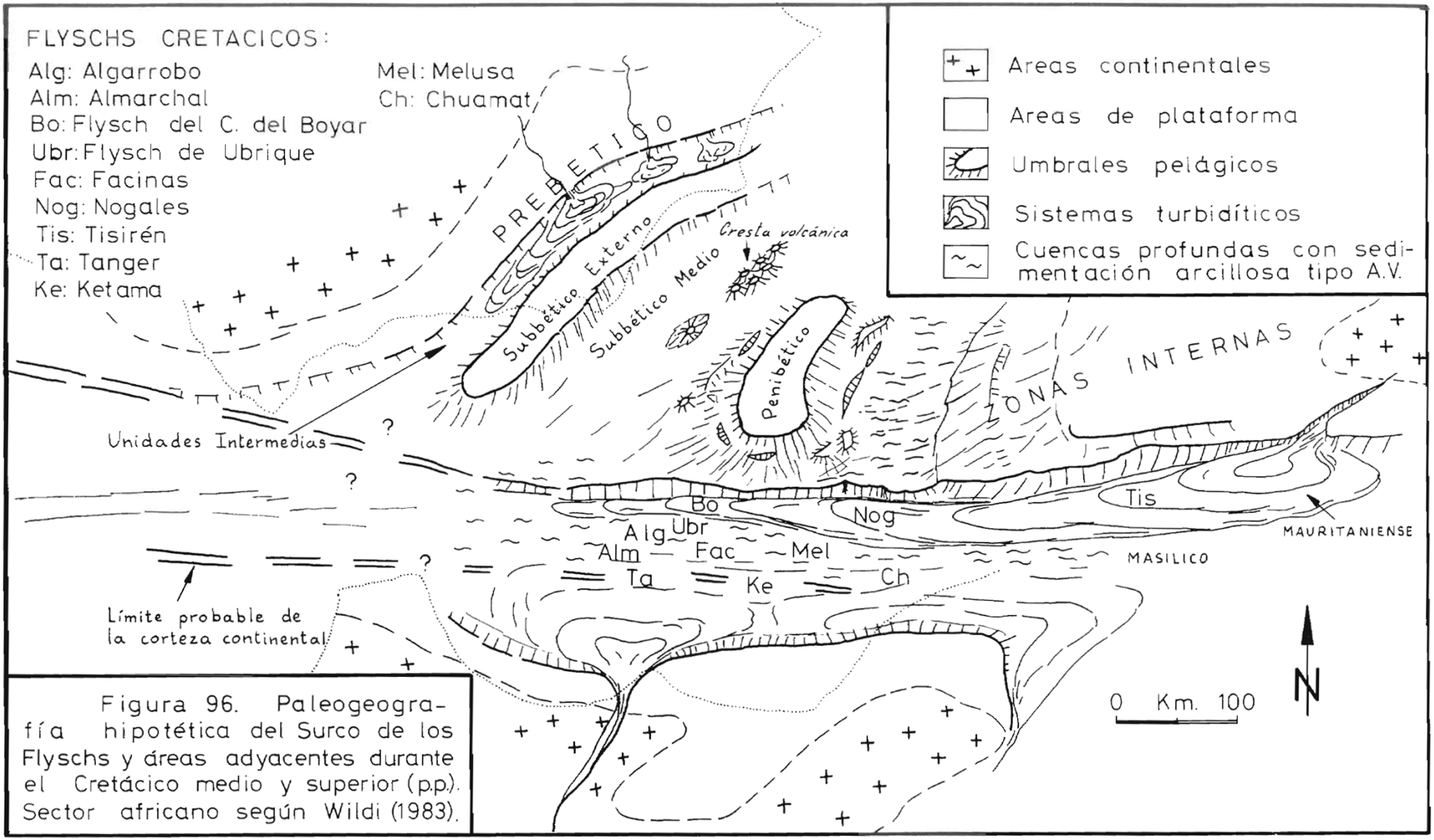
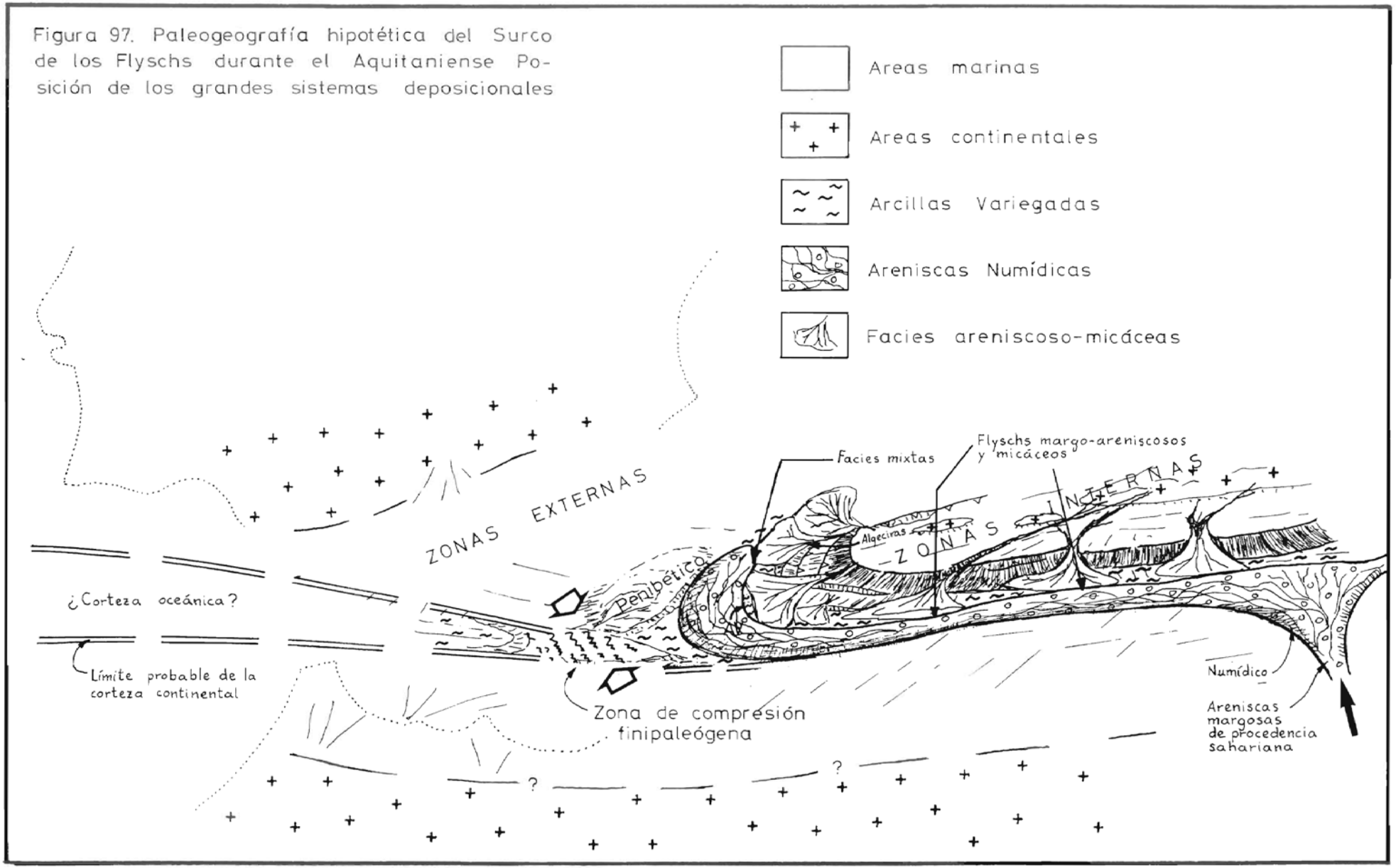


Figura 96. Paleogeografía hipotética del Surco de los Flyschs y áreas adyacentes durante el Cretácico medio y superior (p.p.). Sector africano según Wildi (1983).

Figura 97. Paleogeografía hipotética del Surco de los Flyschs durante el Aquitaniense Posición de los grandes sistemas deposicionales



tal debía existir entre los dos márgenes continentales ya que mientras que en el lado europeo, o sea en el Subbético, los aportes terrígenos procedentes del continente ibérico fueron de importancia menor (véase, no obstante, **Ruiz-Ortiz, 1979, 1980; Comas et al., 1982**) en el lado africano los aportes procedentes tanto del continente africano como del Bloque de Alborán llegaron a formar grandes acúmulos de sedimentos, que se depositaron en abanicos submarinos profundos **(Wildi, 1980, 1981, 1983; Wildi y Enay, 1979).**

Los materiales procedentes de las Zonas Internas se depositaron principalmente al S de ellas dando lugar al Flysch Mauritaniense. En el sector occidental de los aparatos turbidíticos asociados a dicho Flysch se debió situar la unidad de los Nogales.

Al S del área de depósito del Flysch Mauritaniense se situaba la del Flysch Masílico, cuyos sedimentos cretácicos presentan un carácter más distal. Más al S aún se encontraban la de la Zonas Externas rifeñas y tellienses, en cuyas partes más internas se depositaban sedimentos marinos profundos, algunos de ellos turbidíticos pero, en este caso, claramente procedentes del continente africano **(Wildi, 1983).** Hacia el O, y también hacia el S, el Masílico debía pasar lateralmente a la Zona Intrarrifeña de Tánger-Almarchal, al N de la cual no se situarían ya las Zonas Internas sino las Zonas Externas béticas. En una posición intermedia entre la prolongación septentrional de la Zona Intrarrifeña y las Zonas Externas béticas se debieron situar, de S a N, las unidades del Algarrobo, de Ubrique y del Corredor del Boyar. Estas unidades se debieron depositar, por tanto, en la región en la que se producía el contacto entre las Zonas Externas de ambos márgenes continentales o, si se quiere, en la prolongación occidental del Surco de los Flyschs Cretácicos norteafricanos, en una zona a través de la cual probablemente se producía la conexión entre las cuencas mesozoicas marinas profundas del Tethys Occidental y del Atlántico Central.

5.2.- El Surco de los Flyschs Terciarios.

5.2.1.- El sustrato estratigráfico de los Flyschs Terciarios.

Los materiales terciarios del Complejo del Campo de Gibraltar no poseen un sustrato estratigráfico constituído por materiales mesozoicos, salvo en algunos puntos donde, tal vez, esté representado el Cretácico superior a la base de las unidades alóctonas. Las facies son propias de ambientes marinos profundos, con lo cual uno se plantea si el sustrato original estuvo o no constituído por una corteza de tipo oceánico. Sin embargo, no existe ningún vestigio de rocas ofiolíticas en el Complejo del Campo de Gibraltar, por lo cual no se puede excluir que la base estratigráfica de estos materiales terciarios estuviera constituida por una secuencia transgresiva de sedimentos mesozoicos, inicialmente depositada sobre corteza continental, al igual que sucede en las Zonas Externas de la Cordillera Bética. Esta cuestión es prácticamente imposible de resolver en la Cordillera Bética y, de nuevo, es necesario

referirse a otros sectores del Orógeno Alpino del Mediterráneo occidental para vislumbrar, siquiera, una posible solución medianamente fundamentada.

Como antes comenté (cf.2.1.2.) en bastantes puntos de Argelia septentrional el Flysch Mauritaniense presenta una cobertera terciaria, concordante o discordante según los casos, que culmina en el Oligoceno (¿Mioceno inferior?) con un flysch margoareniscoso-micáceo análogo a la Formación de Algeciras. Este hecho llevó a **Didon et al. (1973)** a proponer que el sustrato estratigráfico original de la unidad de Beni-Ider (= Algeciras) debió estas constituido por el Flysch Mauritaniense del Tisirén (= Nogales). En la Cordillera Bética no me parece que existan argumentos contra esta hipótesis, aunque tampoco los hay claramente a favor. Es posible, sin embargo, que la naturaleza del sustrato de la Formación de Algeciras, tal y como se entiende en este trabajo, pudiera variar a lo largo del Oligoceno-Mioceno inferior a consecuencia del inicio de las perturbaciones orogénicas.

El sustrato del manto Numídico parece más difícil de reconocer, ya que el contacto basal de esta unidad es de una gran importancia tectónica y, por su envergadura y por las dificultades de datación que plantea su base estratigráfica, resulta difícil demostrar qué otros materiales pudieron constituirlo. Estudios sedimentológicos y paleogeográficos recientes, realizados a la luz de la geología regional, parecen indicar que buena parte del sustrato original del Numídico debió estar formado por las unidades del Flysch Masílico o, tal vez, ciertas unidades internas de las Zonas Externas Norteafricanas **(Durand-Delga, 1980a; Leblanc y Feinberg, 1982; Coiffait et al., 1983)**. Esta hipótesis permite explicar diversos hechos: la complementariedad estratigráfica entre ambos tipos de series (materiales exclusivamente cretácicos en el Masílico, Terciarios en el Numídico), la notable semejanza de las facies masílicas con las subnumídicas, que son ambas de tipo arcillas variegadas y, por último, la posición externa dentro del Surco de los Flyschs a la que conducen las reconstrucciones paleogeográficas basadas en datos tectónicos (Masílico: **Durand-Delga 1965**, etc.) y sedimentológicos (Numídico: **Wezel, 1970a,b,c.d)**.

5.2.2.- Posición relativa de las unidades y procedencia de los aportes detríticos.

Admitir que el sustrato de la unidad de Algeciras y sus equivalentes fueron los Flyschs Cretácicos Mauritanienses, como indican numerosos datos estratigráficos obtenidos en Argelia **(Bouillin et al., 1970)**, equivale a admitir que sus sedimentos se depositaron en un sector relativamente interno del Surco de los Flyschs. Esta conclusión está reforzada por los datos petrográfico-sedimentológicos, que indican que los aportes detríticos procedieron de las Zonas Internas. Por la misma razón, uno ha de concluir que el Manto Numídico procedió del sector externo del Surco de los Flyschs. Esta gran unidad, que ocupa la posición tectónica superior en la Cordillera Bética, el Rif y el Tell,

ha sido objeto de una de las polémicas más interesantes y apasionantes ocurridas en la geología alpina de los últimos años, tanto por lo que se refiere a su área de depósito original como por lo relativo a la procedencia del material cuarzoso que constituye su formación más característica e importante volumétricamente (**Durand-Delga y Mattauer, 1960; Ogniben, 1960, 1963; Mattauer, 1963; Durand-Delga, 1966, 1967, 1969, 1980a; Raoult, 1973a,b; Didon y Durand-Delga, 1973**). Precisamente el origen de la polémica se debe a la posición tectónica superior ocupada por esta unidad, que sirvió de argumento para proponer la hipótesis "ultra" sobre la procedencia de los flyschs.

Puesto que el Manto Numídico reposa tectónicamente sobre la unidad de Algeciras y sus equivalentes norteafricanos, y puesto que las grandes estructuras indican que los desplazamientos de las unidades alóctonas han tenido lugar desde el interior hacia el exterior de las Cordilleras, cuando se realiza una reconstrucción palinspática únicamente, o más bien principalmente, sobre la base de los datos tectónicos, se tiende a situar, la patria del Numídico en posición más interna que la de la unidad de Algeciras; ésta fue, por ejemplo, la conclusión de la tesis de **Didon (1969)**, que mantenía la hipótesis del origen "citra" del Surco de los Flyschs. Pero esta conclusión choca frontalmente con el hecho de que el material que constituye la unidad de Algeciras provino claramente de las Zonas Internas. Así que, inicialmente, la hipótesis "ultra" explicaba mejor tanto la tectónica como la estratigrafía de los Flyschs Terciarios: las secuencias de tipo Algeciras se habrían depositado en posición interna "ultra", pero adyacente a las Zonas Internas, mientras que el Numídico se habría depositado en posición aún más interna (**Andrieux, 1971**), con lo cual los aportes detríticos procedentes de las Zonas Internas no llegarían a la partes centrales del surco, en las que se depositaría el Numídico. El área fuente del cuarzo numídico era, sin embargo, un misterio. Tuvieron que ser los estudios sedimentológicos los que empezaran a aportar luz sobre este tema y de modo muy especial los realizados por **Wezel (1966,1967a,b, 1968, 1970a,b,c,d, 1973, 1974)** Estos estudios, han permitido reafirmar la hipótesis "citra" y desechar la "ultra", al igual que había concluido **Durand-Delga (1963)** a partir del estudio de los Flysch Cretácicos y del borde externo de las Zonas Internas.

La extrema madurez sedimentológica y petrográfica del Numídico es algo poco característico de un flysch. En efecto, el cuarzo numídico es de grano relativamente uniforme (arena media a gruesa, por lo general), está bien redondeado y su esfericidad es notable. La superficie de los granos aparece pulimentada, y su aspecto es el propio de un material que ha sufrido varios ciclos de transporte. Para **Pendón y Polo (1975)** el material que constituye la Arenisca del Aljibe debió proceder, en última instancia, de macizos de rocas ígneas. **Pendón (1974)** concluyó, a partir del análisis granulométrico y morfoscópico, que las areniscas numídicas debían haber sufrido principalmente una elaboración intensa y prolongada en ambientes sedimentarios continentales, principalmente fluviales. A estas conclusiones había llegado previamente **Wezel (1967a,b)**

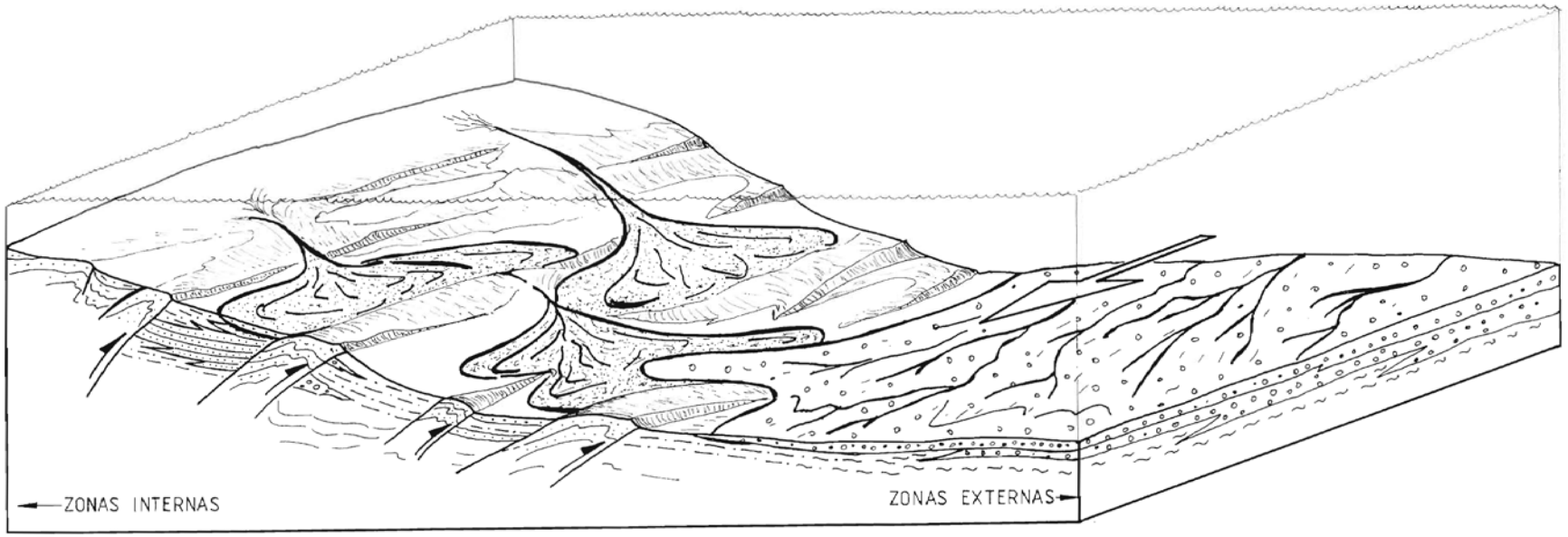


FIGURA 98.- Esquema ilustrativo de la paleogeografía de la terminación occidental del surco de los Flyschs durante el Mioceno inferior (Aquitaniense).

mediante métodos similares. Este autor señaló que el Flysch Numídico presenta rasgos típicos de un depósito policíclico, esto es, de un sedimento que ha sido sucesivamente retrabajado en el tiempo hasta adquirir la notable madurez sedimentaria que lo caracteriza; este retrabajamiento se habría debido esencialmente a procesos sedimentarios propios de ambientes continentales, fluviales y eólicos, ocurridos en la Plataforma Sahariana. Por tanto, las Areniscas Numídicas derivarían de la resedimentación de sedimentos cuarzosos preexistentes, en concreto, de las **Areniscas de Nubia**, que son un depósito continental, principalmente fluvial, de edad esencialmente cretácica que alcanza un extraordinario desarrollo por toda Africa. Esta conclusión de **Wezel (1967a,b; 1968, 1970a,b,c,d; 1974,** está confirmada por estudios petrográficos recientes realizados tanto sobre el Numídico como sobre la propia Arenisca de Nubia **(Guerrera y Puglisi, 1983; Chiocchini et al.,1980)**. Las Areniscas de Nubia, y por tanto las Numídicas, procederían en última instancia, de la erosión de los macizos graníticos y de las rocas volcánicas ácidas a ellos asociadas del Escudo Africano, conclusión que ha sido confirmada por los análisis morfológicos y las dataciones radiométricas de los circones que aparecen dentro de estas rocas (**Lancelot et al. , 1977**).

Confirmada, pues, la procedencia africana de las Areniscas Numídicas, resulta sorprendente comprobar que estas rocas se depositaron casi exclusivamente en el Surco de los Flyschs y prácticamente nunca sobre las Zonas Externas rifeñas y tellienses. Los aportes africanos, por tanto, se debieron canalizar a través de un sector concreto y atravesar (by-pass) las Zonas externas africanas sin prácticamente haberse depositado sobre ellas. Esta zona de tránsito se situó, según **Wezel (1968, 1971a,b)** en el sector tunecino, en el cual se puede encontrar, durante el Oligoceno-Mioceno una transición lateral de facies en rocas petrográficamente de tipo numídico, desde facies continentales fluviales, al S, a facies de talud y turbidíticas s.l., al N, pasando por facies de plataforma, todo ello en unidades autóctonas o parautóctonas del antepaís atlásico y del margen externo del Tell oriental argelo-tunecino. A partir de este sector, las areniscas cuarzosas habrían alcanzado el Surco de los Flyschs y se habrían desplazado dentro de él en sentido lateral **(Wezel, 1970b)** lo cual está confirmado, en la Cordillera Bética, por las paleocorrientes medidas por **Pendón (1978)** en las Areniscas del Aljibe, que indican una procedencia oriental de los aportes. La paleogeografía resultante se representa en la figura 97 y será más ampliamente comentada en el apartado 6.5. de este capítulo.

Si el Numídico constituyó, como diversos datos parecen indicar, una secuencia terciaria originalmente superpuesta estratigráficamente al Flysch Masílico **(Gélard, 1979; Durand-Delga, 1980a)**, ¿cómo explicar su posición tectónica sistemáticamente superior dentro de la pila de unidades alóctonas?. Una explicación convincente para este hecho - aún no ha sido propuesta, pero como ha señalado **Gélard (1979)** probablemente esté relacionada con las grandes diferencias en el comportamiento mecá-

nico que debieron existir entre las Areniscas Numídicas, su sustrato arcilloso extraordinariamente plástico y las restantes formaciones tanto del Surco de los Flyschs como de las Zonas Externas africanas. Yo añadiría que este hecho probablemente también estuvo condicionado por la morfología del fondo de la cuenca durante el Aquitaniense-Burdigaliense, justo después del cese del depósito del Numídico y antes del paroxismo de las deformaciones orogénicas durante el Burdigaliense inferior: posiblemente el gran acúmulo de las Areniscas Numídicas originó, por acreción vertical, un relieve deposicional positivo ("suprafan") en el fondo de la cuenca, que favoreció en primer lugar su retrocabalgamiento y después su colocación en posición tectónica superior (cf. **Didon y Hoyez, 1978b**).

5.2.3.- Contexto tectónico sinsedimentario, cese de la sedimentación areniscoso-micácea y significado de las "facies mixtas".

El ambiente tectónico en el que se depositaron las areniscas numídicas debió ser relativamente tranquilo a diferencia de lo que debía suceder en el margen interno del Surco de los Flyschs, donde se depositaba la Formación de Algeciras (**Wezel, 1973, 1974, Guerrera, 1981-82**). Ello concuerda con las facies y con los datos geológico-regionales, ya que las Zonas Internas se encontraban en curso de estructuración durante el Aquitaniense (**Martín-Algarra y Estévez, 1984**), por lo que los sectores internos de la cuenca se podrían ver afectados, al menos esporádicamente, por las perturbaciones orogénicas.

Al progresar en el tiempo las deformaciones tectónicas es posible que comenzara la estructuración en ciertas partes de los sectores internos de la cuenca antes que en otras. De esta forma se puede explicar el que la sedimentación margoareniscosa y micácea de tipo Algeciras cesara en ciertos puntos de Argelia (**Raymond, 1976a,b, 1977; Bouillin, 1977; Durand-Delga, 1980a**) en el Oligoceno superior, mientras que otros sectores de la cuenca no fueron afectados por las deformaciones y la sedimentación pudo continuar normalmente a lo largo del Aquitaniense. A mi conocer no se han descrito, en el Oligoceno-Mioceno inferior africano o bético discordancias internas en los flyschs margoareniscosos de esta edad. Sin embargo, en Sicilia, **Wezel y Guerrera (1973)** y **Guerrera y Wezel (1974)** han reconocido, en la unidad de Troína, que el Flysch de Reitano de **Ogniben (1960)** puede ser subdividido en dos porciones, una inferior Oligo-aquitaniense que denominan Flysch de Troina-Tusa (**Ogniben, 1964**) y otra superior aquitano-burdigaliense, discordante sobre la anterior, que han correlacionado con la cobertera transgresiva de las Zonas Internas Cálabro-Peloritanas, y denominado Flysch de Reitano-Capo d'Orlando. Las dos porciones están constituidas por materiales procedentes de las Zonas Internas y macroscópicamente equivalentes, pero estudios sedimentológicos y petrográficos recientes (**Puglisi, 1979; Loiacono y Puglisi, 1983**) han confirmado la presencia de dos sucesiones ligeramente diferentes, como ya sugerían los datos geológico-regionales. Así pues, en principio cabría la posibilidad de que la Formación de Algeciras tal y como aquí se ha considerado, pudiera incluir dos ciclos sedimentarios sutilmente diferentes, de acuerdo con

la hipótesis propuesta por Durand-Delga (cf.3.1.1.). De estos dos supuestos ciclos, respectivamente de edad oligocena y aquitaniense, el segundo no pertenecería propiamente a la unidad de Algeciras (= Beni Ider, del Rif) y sus materiales areniscosos-micáceos serían los que estarían lateralmente relacionados con las Areniscas Numídicas en las "sucesiones mixtas" o merínides de **Didon y Hoyez (1978a)**.

En la Cordillera Bética, los materiales areniscoso-micáceos del Mioceno inferior forman parte de secuencias estratigráficas que son análogas (salvo pequeñas variaciones en las facies que son completamente lógicas a la escala regional) a las secuencias estratigráficas de los afloramientos más típicos de la unidad de Algeciras, que son los de las orillas del Estrecho de Gibraltar (Punta Carnero y Tarifa). En aquellas secuencias no se registran discordancias ni rupturas sedimentarias entre los materiales paleógenos y los aquitanienses. Por otra parte, datos petrográficos provisionales obtenidos por diversas personas del grupo Maghreb (coordinado por **F. Guerrera**) sobre el corte de Punta Carnero de la unidad de Algeciras **(Guerrera y Puglisi,com. pers., 1985)** y el de la subida al Puerto del Cabrito, levantado en la sucesión "mixta" de la unidad de Bolonia de **Didon (1969)** situada al NE de tarifa (**Grasso et al., in litt.**) indican que no hay diferencias esenciales entre los materiales de tipo Formación de Algeciras de ambas secuencias.

De lo expuesto se puede concluir que, por lo que indican los datos de la Cordillera Bética, y de acuerdo con **Didon (1969, 1977), Didon y Hoyez (1977, 1978a), Bourgois (1978), Chiocchini et al., (1980), Guerrera (1981-82) y Guerrera et al.** (1986), las Areniscas Numídicas y las formaciones margo-areniscosas y micáceas de tipo Algeciras fueron, al menos en parte, contemporáneas. Esto no se contradice con la hipótesis propuesta por **Durand-Delga (1980a)** que admite una propagación de N a S de los aportes detríticos de procedencia interna y, a la vez, una migración coetánea del depocentro de la cuenca. Habría que añadir,además, de acuerdo con **Wezel (1973)**, que también se habría producido una progradación hacia el interior de la cuenca de los aportes de procedencia africana a consecuencia de la expansión y acreción del sistema deposicional de las Areniscas Numídicas durante el Aquitaniense medio y superior. Por el contrario no me parece factible la hipótesis de la existencia de dos ramas en la cuenca del Numídico, como ha propuesto **Durand-Delga (1980a)**: una externa correspondiente al Numídico s.s. y otra interna, adyacente a las Zonas Internas, donde se depositarían las "facies mixtas" y el Numidoide, que según tal hipótesis sería una facies mixta un tanto particular. Parece más lógico pensar que debió existir una única gran cuenca sedimentaria aquitaniense, el Surco de los Flyschs Terciarios, pero cuyo margen interno posiblemente estaba subdividido en una serie de pequeñas cuencas separadas por altos, originados por la tectónica sinsedimentaria compresiva que durante el Oligo-Aquitaniense estaba afectando a las Zonas Internas **(Martin-Algarra y Estévez, 1984)** en las cuales se producía el depósito de las formaciones de tipo Algeciras. Algunas de estas cuencas menores estaban comunicadas con el resto del Surco en el cual estaban depositando las Areniscas Numídicas que pudieron llegar

hasta ellas, dando así lugar a las "facies mixtas". Los altos relativos debían ser zonas sin sedimentación o con erosión formadas por los materiales previamente depositados en los sectores, internos del Surco (oligocenos de tipo Algeciras, y más antiguos), que habrían sido levantados por causas tectonicas. En el modelo propuesto, que se representa en las figuras 97 y 98 , se admite la existencia de un ambiente tectónico compresivo durante el Aquitaniense, y es análogo al propuesto por **Nilsen (1983-84)** para las facies turbidíticas del Cretácico superior del Terreno de Chugach, en Alaska meridional.

5.2.4.- Significado de la Formación Numidoide y relación con las "facies mixtas".

La imprecisión bioestratigráfica y la complejidad de la estructura impiden reconocer de forma rigurosamente objetiva el significado geológico de la Formación Numidoide, ya que los datos disponibles son de difícil interpretación y con facilidad tiende uno a echar mano de hipotesis más o menos preestablecidas. Intentaré, pues, exponer las impresiones que yo he obtenido de mi estudio de esta formación con la convicción de que aún quedan muchos interrogantes que contestar y muchos nuevos datos que recoger.

El hecho de que la Formación Numidoide aflore exclusivamente a lo largo del contacto entre las Zonas Internas y las Externas del Orógeno Bético-Rifeño me parece que debe considerarse como un dato indicativo de que el depósito de esta formación debió tener lugar en esa región.

La naturaleza de las arcillas así como la presencia de intercalaciones de tipo numídico indican, como ha señalado **Olivier (1984)**, que, en última instancia las áreas fuente de los aportes detríticos fueron las mismas que las del Numídico, aunque la presencia de micas y de restos de rocas paleozoicas maláguides indica que otra área de alimentación menor se localizaba en las Zonas Internas. Así pues, de acuerdo con **Durand-Delga (1980a)**, la Formación Numidoide podría ser un tipo particular de "facies mixta" depositada en el contacto entre las Zonas Internas y las Externas. En esta misma línea, **Olivier (1984)** admite que el Numidoide sería un Numídico distal, que se habría depositado sobre un sustrato "predorsaliense" eventualmente en curso de estructuración, pero niega la relación propuesta por **Durand-Delga (1980a)** entre las "facies mixtas" y el Numidoide, ya que admite que "las facies mixtas" que se habrían depositado en el límite Oligoceno-Aquitaniense, constituirían el sustrato del Numídico adyacente al Numidoide.

Varios hechos se oponen a las hipótesis enunciadas. En primer lugar, llama la atención la pobre representación de las areniscas de tipo Algeciras en el Numidoide, a diferencia de lo que sucede en las "sucesiones mixtas", cuyos afloramientos ocupan sistemáticamente posiciones internas con respecto al resto de los afloramientos del Manto Numídico. En segundo lugar, y a diferencia de lo que admite **Olivier (1984, p.190)** las "sucesiones mixtas" son de edad posterior al límite

Oligoceno-Aquitaniense, ya que contienen, sobre todo a la base, asociaciones de miogypsínidos que datan, al menos, del Aquitaniense inferior (**Didon, 1969; Peyre, 1974; Bourgois, 1978**). En tercer lugar, como indiqué más arriba (cf.4.2.3.) las dataciones de la Formación Numidoide parecen indicar una edad finiaquitaniense o burdigaliense inicial, coetáneas en su conjunto con el fin de la sedimentación numídica y el depósito de la Formación Supranumídica.

En mi opinión las facies más distales del Numídico son precisamente las que forman parte de las sucesiones mixtas ya que, en ellas, es relativamente baja la proporción de Areniscas Numídicas respecto al espesor total de la secuencia, abundan los sedimentos finos intercalados con facies de llanura submarina, los estratos de Areniscas Numídicas presentan bases planas, no canalizadas y, por último sus afloramientos aparecen sistemáticamente hacia los sectores más internos del Manto Numídico, sobre todo en el Rif (**Didon y Hoyez, 1978a; Didon et al., 1984**). Esta hipótesis concuerda con la edad aquitaniense, aunque relativamente elevada de muchas "secuencias mixtas" (por ejemplo: Stretto del Casale, en Sicilia: **Grasso et al., in litt.**) posiblemente debido a la progradación de las Areniscas Numídicas sobre las facies de cuenca de tipo "Colorín").

Ciertamente los datos geológicos regionales sugieren, como ha señalado **Olivier (1984)**, que el Numidoide se depositó en el sector del Surco de los Flyschs más alejado del área fuente de las Areniscas Numídicas, al menos en sentido transversal y a la vez longitudinal, por lo cual, en cierto modo se podría considerar como un Numídico "distal". Sin embargo las asociaciones de facies reconocibles no evidencian claramente tal distalidad. Piénsese que, como ya señalé antes (cf.4.2.1.), el Numidoide recuerda, por su aspecto, al Nebródico siciliano (**Guerrera, com. pers., 1984**), que **Wezel (1970a,b,d, 1973, 1974, 1975)** ha considerado un Numídico proximal.

Una última cuestión es la relativa a los bloques englobados por la Formación Numidoide. Aunque **Olivier (1984, p.190)** concluye que no existen "klippes" sedimentarios, esto es, bloques emplazados por deslizamiento gravitacional en el seno de la Formación Numidoide, un examen atento de los afloramientos y de la bibliografía obliga a poner en duda esta conclusión. Bien es cierto (cf.5.2.5.), que los bloques de naturaleza diversa que aparecen englobados en la Formación Numidoide no son propiamente olistolitos, pero difícilmente se puede comprender, en muchos casos, cómo han podido alcanzar su posición actual sin admitir que, de alguna manera, haya intervenido la gravedad. A este respecto conviene recordar que **Didon (1969, 1977), Peyre (1974), Mathis (1974), Buser (1977-78), Didon y Hoyez (1977a,b, 1978), Bourgois (1978), Martín-Algarra (1980a), González-Donoso et al.(in litt.),** De Weber et al., (1985) han admitido que el dispositivo en bloques ha debido resultar, al menos en parte, del deslizamiento caótico de fragmentos por acción de la gravedad. **Peyre (1974)** incluso definió un complejo tectono-sedimentario de edad Burdigaliense inferior.

En definitiva, la hipótesis que me parece más razonable es admitir que la Formación Numidoide se depositó durante el Aquitaniense terminal y el Burdigaliense basal en una región profunda, extremadamente móvil y tectónicamente activa, situada en el margen interno del Surco los Flyschs y justo al borde de las Zonas Internas. A esta región llegarían materiales de procedencia numídica mediante mecanismos cuyo origen concreto resulta muy difícil precisar, ya que tanto podría tratarse de las últimas avalanchas numídicas de origen estrictamente sedimentario (turbiditas y flujos de granos), como de deslizamientos en masa de fragmentos desprendidos o arrancados, por causas tectónicas, del frente del ya antiguo sistema deposicional numídico, a consecuencia del progreso hacia el exterior de la cuenca de las perturbaciones orogénicas, o bien de ambos tipos de procesos. El sustrato del Numidoide sería un conjunto muy tectonizado de unidades cuyo estudio detallado es el objeto del próximo capítulo. Estas unidades habrían sido ya parcialmente estructuradas, y continuaban siéndolo, durante el depósito de esta formación, por lo cual porciones más o menos completas de ellas podrían individualizarse como bloques y deslizarse por el fondo de la cuenca por la acción de la gravedad. Este proceso debió ocurrir a la vez que en los sectores más externos del Surco de los Flyschs se depositaba, en sucesión normal, la Formación Supranumídica.

5.2.5.- Problemas que plantea la interpretación de las Arcillas Variegadas Escamosas.

5.2.5.1.- Tectonización frente a resedimentación.

El escaso número de muestras de A.V. datadas paleontológicamente no permite obtener conclusiones definitivas sobre su edad. Este hecho, así como la complejidad de la estructura interna de estas rocas y la mala calidad de los afloramientos dan lugar a discrepancias profundas de interpretación entre los diversos autores que han trabajado sobre estos materiales. Estas discrepancias se refieren tanto a la edad como a la pertenencia tectónica de cada afloramiento de arcillas. Unos autores **(Bourgois, 1978; González-Donoso et al., in litt)** admiten que la estructura caótica reconocible en la mayoría de los afloramientos de A.V. sería un rasgo de importancia regional que no sería explicable simplemente como el resultado de deslizamiento recientes, sino que se debería a procesos geológicos relativamente antiguos, ocurridos previa o, al menos, sincrónicamente al emplazamiento de los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar, y en las cuales la gravedad habría desempeñado un papel fundamental **(Didon, 1977)**. Otros autores **(Durand-Delga, 1966; Didon et al., 1973; Olivier, 1984)** admiten que la estructura caótica se debe principalmente a deslizamientos recientes y que las A.V. formarían parte de las series estratigráficas de diversas unidades tectónicas, bien ordenadas unas con respecto a otras, y que constituirían mantos de deslizamiento, no necesariamente de origen gravitacional.

En el fondo de esta polémica subyace una radical diferencia de interpretación acerca del papel jugado por la gravedad en la tectogéne-

sis de los materiales de cobertera, mecánicamente poco competentes y que proceden de los niveles estructurales superiores de la corteza, como puede deducirse de la lectura de las discusiones al respecto del origen paleogeográfico de los Flyschs Alóctonos del Arco de Gibraltar, en **Raoult (1973a)** y en **Didon y Durand-Delga (1973, pp.168 s.s.)**. En definitiva, los defensores de la segunda interpretación arriba expuesta, particularmente Durand-Delga, niegan que la gravedad haya desempeñado un papel importante en la formación de las masas de materiales alóctonos del Complejo de los Flyschs, o bien menosprecian el papel de ésta y admiten que se han formado exclusivamente por causas endógenas.

Como es obvio, habida cuenta de la edad, facies, grado de deformación y posición tectónica coincidente con importantes accidentes regionales, la adquisición de las estructuras del Complejo del Campo de Gibraltar se debió, en última instancia, a causas endógenas. Sin embargo no creo que esto se contradiga ni se oponga, ni desde un punto de vista teórico ni sobre la base de lo observable en el campo, con las hipótesis que admiten que la gravedad pudo desempeñar un papel muy importante en el desplazamiento y colocación final de las masas alóctonas. Es más, habida cuenta del espesor pelicular de los cuerpos alóctonos, de la naturaleza en buena parte arcillosa de sus materiales, de los despegues entre rocas de distinta competencia, de la ausencia de metamorfismo y esquistosidad en sentido estricto y, sobre todo, del estilo de la deformación interna, que carece de directrices estructurales definidas en amplios afloramientos, me parece muy difícil entender cómo estos materiales alóctonos pudieron desplazarse centenares de kilómetros sin la actuación de la gravedad, sobre todo si se tiene en cuenta, además, que muchos datos, sobre todo de sondeos (**Perconing 1960-62; Martínez del Olmo et al., 1984**), indican que el desplazamiento tuvo lugar en ambiente submarino. Admitir que la gravedad pudo desempeñar un papel no ya importante, sino fundamental, no equivale a negar o disminuir el papel de la tectónica s.s., es decir, de los movimientos endógenos. Estos, al deformar los sedimentos depositados en una cuenca a consecuencia del cierre de la misma, pudieron crear, y sin duda crearon, el contexto geológico más apropiado para la actuación a gran escala de los procesos de flujo gravitacional de sedimentos (**Hoedemaeker,1973**), procesos que debieron y pudieron actuar a la vez que se producía la individualización y desplazamiento submarino de las unidades alótonas.

5.2.5.2.- Importancia regional de la estructura caótica.

Independientemente de las consideraciones teóricas expuestas en el caso de las A.V. de la Cordillera Bética, las interpretaciones se oponen desde el mismo punto de partida, ya que unos observan una estructura definida donde otros no ven sino un caos. Yo he procedido a un examen atento de los afloramientos principales de estas rocas en la Cordillera Bética en las épocas del año más apropiadas para ello, así como a la cartografía y muestreo detallados de uno de los afloramientos

más complejos, pero más limpios de cobertura vegetal: el extremo occidental del Flysch de Colmenar. Por lo que yo he podido ver, no se puede negar que la mayoría de los afloramientos de A.V. de la Cordillera Bética están formado por facies escamosas (A.S.) cuya estructura interna es caótica y que engloban, o bien soportan, fragmentos exóticos de estratigrafía y tamaño diverso que se distribuyen muy heterogéneamente a la escala local y regional. Esta estructura general desordenada difícilmente se explica sin tener en cuenta la acción de la gravedad. Este desorden, también detectado en A.V. atravesadas por sondeos petrolíferos (**Perconig, 1960-62**), no puede ser interpretado como el resultado de deslizamientos recientes, aunque éstos sin duda lo han debido acentuar, y es la causa fundamental que ha impedido el que autores como Chauve, Didon y Peyre que han trabajado en equipo, no hayan podido proponer un esquema tectónico de validez regional en los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar. No obstante, y como ya señalé antes (cf.1.3.), lo que acabo de decir no equivale a afirmar que la estructura de este Complejo sea un completo caos, ya que es posible reconocer una cierta ordenación estructural de los diferentes fragmentos, estratigráficamente afines, especialmente de los mas abundantes y de mayor tamaño: así los fragmentos asignables a la unidad de Algeciras tienden a situarse regionalmente por debajo de las A.V. (A.S.) mientras que los asignables al Manto del Aljibe ocupan una posición tectónica superior.

5.2.5.3.- Sobre el ambiente de depósito y la edad de las A.V.

Por lo que se refiere al significado de las Arcillas Variegadas conviene diferenciar dos aspectos: uno es el relativo al depósito de las arcillas y otro a la adquisición de la estructura escamosa y caótica.

Las A.V. son sedimentos marinos pelágicos de facies próxima a la de las Capas Rojas, pero mucho más arcillosas, y muy pobres en carbonatos, lo que probablemente se debe a que su depósito tuvo lugar a una mayor profundidad. El contexto estratigráfico regional, la resedimentación sistemática de las faunas y el estudio sedimentológico realizado por **Pendón (1978)** demuestran que las A.V. son depósitos predominantemente turbidíticos de marcado carácter distal, que se depositaron en un ambiente de llanura submarina, por tanto verosímilmente muy profundo. Estudios recientes sobre las facies de A.V. con Tubotomaculum (**García-Ramos et al.,1984**) conducen a esta misma conclusión, así como las asociaciones de foraminíferos aglutinantes que contienen, que son propias de sedimentos oceánicos (**Brouwer, 1965,** Fide **Wezel, 1974**). La escasez de fósiles y de carbonatos en general y los indicios de disolución a veces observables en la nannoflora sugieren que el depósito de las arcillas se produjo por debajo del nivel de compensación de los carbonatos (CCD: **González-Donoso et al., in litt.**). Las A.V. son, por tanto, una facies arcillosa depositada a gran profundidad y, en principio, su sedimentación ha podido ocurrir a diversas edades.

En la mayor parte de los afloramientos, el examen atento de la litología y estructura interna, y la resedimentación sistemática de

los fósiles sugiere que las A.V. son un producto de la removilización sucesiva de sedimentos preexistentes, arcillosos y margosos. Esta removilización parece haber tenido lugar dentro de la propia cuenca y parece tanto más importante cuanto más acusada es la estructura caótica y el caráter escamoso, ya que las A.V. no caóticas aparecen, sea como fragmentos o coladas dentro de las facies escamosas, o sea intercaladas localmente entre sedimentos bien estratificados. Las A.V. escamosas (A.S.), por tanto, parecen ser el resultado de la removilización de A.V. preexistentes, las cuales, a su vez, se pudieron formar a partir de sedimentos anteriores entre los cuales pudieron destacar las de Capas Rojas y las facies del Trías Germano-Andaluz, de ahí la presencia frecuente de yeso y de microfaunas y nannoflorás cretácicopaleógenas.

El predominio, en las muestras fosilíferas, de la microfauna y la nannoflora paleógena, tanto en las lavadas por mí mismocomo por otros autores (**Chauve, 1968; Didon, 1969; Peyre, 1974; Mathis, 1974; Bourgois, 1973, 1978; Durand-Delga, com pers. 1984; González-Donoso com. pers. 1983; L. Jerez-Mir, com. pers. 1984**) parece indicar que las A.V. anteriores a la adquisición de la estructura escamosa y caótica pudieron ser esencialmente de esta edad. Facies muy parecidas, por no decir idénticas, a las A.V. existen en algunas unidades del Campo de Gibraltar (Unidades de Almarchal y de Facinas, por ejemplo: **Didon, 1969**) y de sus equivalentes norteafricanos (**Durand-Delga, com. pers., 1984**) y contienen asociaciones micropaleontológicamente homogéneas del Cretácico, por lo que no sólo no se puede excluir la existencia de A.V. de edades diversas, comprendidas entre el Cretácico y el Mioceno, depositadas originalmente en el Surco de los Flyschs, sino que tal existencia me parece segura.

5.2.5.4.- Significado de la estructura caótica y escamosa.

En la mayor parte de los afloramientos de Arcillas Variegadas reconocibles en la Cordillera Bética estas rocas presentan una estructura escamosa que ha debido ser un resultado de su tectonización, la cual debió tener lugar, al menos inicialmente, en ambiente submarino. La tectonización de los flyschs se debió al movimiento de las Zonas Internas que provocó la desaparición del surco sedimentario en el que se habían depositado y la expulsión de sus materiales. Al ser expulsadas de su patria original, las facies arcillosas pudieron resedimentarse sobre sí mismas a modo de coladas de barro y englobar fragmentos procedentes de su sustrato estratigráfico original y de unidades alóctonas en curso de deslizamiento submarino, así como sedimentos sincrónicos con el proceso de tectonización. La resedimentación sistemática de las faunas cretácico-paleógenas indica que parte de los sedimentos previamente depositados fueron puestos de nuevo en suspensión y resedimentados en el seno de la propia cuenca por procesos sedimentarios determinados por la gravedad.

Admitir que la estructura caótica de las A.S. es el resultado de la interacción de procesos tectónicos y sedimentarios no equivale a afirmar que estas rocas sean olistostromas, aunque conviene recordar que este término fue introducido en la literatura geológica para ciertas rocas existentes dentro de las A.S. sicilianas, que son idénticas a las A.S. objeto de este apartado. Hoy día (**Abbate et al., 1970; Hoedemaecker, 1973**, etc.) el término olistostroma se aplica a conglomerados y brechas depositadas en ambiente submarino pelágico y profundo, que están formados por cantos extraños al sedimento autóctono que son normalmente mucho más antiguos que éste y que se denominan olistolitos. El término olistostroma fue utilizado por **Perconig (1960-62)** para su manto de Carmona, que está formado por A.S. y también por materiales subbéticos, pero dentro las A.S. no sólo no son frecuentes los niveles conglomeráticos sino que prácticamente no existen; y cuando existen, son niveles estratigráficos dentro de fragmentos de series estratigráficas incluídas en las arcillas. Por tanto, el término olistostroma no es el más apropiado para designar a las A.S.

Los fragmentos de series estratigráficas preexistentes, incluídos en las A.S., aunque originalmente debieron ser individualizados por la tectónica, han debido alcanzar su posición actual por procesos de deslizamiento gravitacional; sin embargo, raramente han dado lugar a conglomerados sincrónicos del deslizamiento que puedan ser designados como olistostromas s.s. por lo que su designación como olistolitos podría no ser la más adecuada; la denominación de "bloques exóticos e erráticos" me parece más acertada, ya que no conlleva una significación genética y sí denota su aislamiento y clara diferenciación con respecto a los materiales adyacentes. La escasez o inexistencia de conglomerados se puede interpretar como resultado de una rápida tectónización que provoca el apilamiento de materiales y su deslizamiento gravitacional en una cuenca profunda en la que se depositaban arcillas, al igual que previamente propuse para la Formación Numidoide (cf. 5.2.4.).

En cierto modo tanto las A.S. como la Formación Numidoide, dada su estructura caótica, podrían ser consideradas como una tectonita de un nivel estructural superficial pero submarino, en el cual tuvo lugar una fragmentación de los materiales de una cuenca profunda, a consecuencia de la actuación repetida y alternante al procesos de fracturación tectónica y de deslizamiento gravitacional. Puesto que los fósiles más modenos reconocibles son de edad Burdigaliense inferior, estos procesos debieron tener lugar durante el Burdigaliense o en tiempos posteriores. Si esta interpretación es correcta, la noción de "mélange", tal y como ha sido concebida por **Hsü (1974)** para las A.S. apenínicas o por **Wezel (1974)** para las A.S. Sicilianas, sería perfectamente aplicable a estos materiales.

6.- EVOLUCION SEDIMENTARIA Y PALEOGEOGRAFICA

En este apartado abordaré la interpretación sedimentaria de las diferentes formaciones reconocidas en el Complejo del Campo de Gibraltar a la luz de las observaciones realizadas en el apartado 5 a lo largo del cual he analizado las relaciones espaciales existentes entre los diferentes elementos tectónicos reconocibles y he propuesto una reconstrucción paleogeográfica basada principalmente el análisis geológico regional de modo especial en la posición geográfica y tectónica y las series estratigráficas de los elementos considerados. En este apartado intentaré exponer en qué ambientes sedimentarios se depositaron las formaciones consideradas y mediante qué procesos principales, y también cómo evolucionó la sedimentación a lo largo del tiempo en el Surco de los Flysch. Me referiré principalmente a los materiales reconocibles en la Cordillera Bética, y por ello no trataré de la paleogeografía pre-neocomiense, aunque en cierto modo hice alusión a ella en el apartado 5.1.2.. Sin embargo, será necesario sistemáticamente recordar el contexto paleogeográfico general del Surco de los Flyschs a la escala del Mediterráneo occidental.

6.1. El Neocomiense

Los terrenos neocomienses sólo aparecen, en el Complejo del Campo de Gibraltar, en las unidades de Los Nogales y del Flysch del Corredor del Boyar. Esta última, como antes propuse, se debió situar en el borde suroccidental del Penibético, en una región próxima a aquélla en la que se depositaban las secuencias subbéticas del tipo de la Sierra del Pinar (cf. Cap. 3). Ello concuerda con la presencia de turbiditas carbonatadas, microbrechas y conglomerados calcáreos entre los sedimentos arcillosos y margosos que constituyen el Neocomiense de todas estas unidades y que **Bourgois (1978)** ha denominado "Complejo de Aptychus". Estos depósitos pueden considerarse, por lo tanto, característicos de una zona de talud situada al borde meridional de un umbral pelágico, el Penibético, del cual provendrían los aportes. En el mismo sentido se pueden explicar los depósitos neocomienses de la unidad de Los Nogales y de otras del Flyschs Mauritaniense (preflysch calcáreo de **Wildi, 1983**), aunque en este caso el umbral pelágico debía estar constituido por el borde de las Zonas Internas.

6.2.- Las formaciones detríticas del Cretácico inferior

Los estudios sedimentológicos y petrográficos (**Chiocchini et al., 1980; Puglisi, 1981; Raoult et al., 1982**) han demostrado que las areniscas de grano medio a fino, subarcósicas, de edad esencialmente postneocomiense y ante-albense que constituyen la masa principal del Flysch Mauritaniense (Flysch del Tirirén s.s., Flysch de Guerrouch s.s., Flysch de Monte Soro s.s.) equivalentes al Flysch de Los Nogales s.s.,

procedieron de la erosión de un sector de corteza continental formado por rocas ígneas y metamórficas cuya composición sería análoga a la del Zócalo Cabílide o Calábride. Las paleocorrientes, salvo en Argelia, donde proceden claramente del N (**Raoult et al., 1982**) se orientaron preferentemente en dirección longitudinal al surco y, en el sector rifeño, con sentido predominante hacia el O (**Andrieux, 1971**) o hacia el N y NE (**Chiocchini et al., 1980**), aunque en este último caso probablemente las paleocorrientes han sufrido una rotación en sentido horario por causas tectónicas.

Según **Wildi (1983)** estos materiales se depositaron por acción de corrientes de turbidez, principalmente en la parte media de un abanico submarino profundo. A juzgar por los afloramientos de estos materiales (que se concentran sobre todo en el Rif central y oriental, entre los meridianos del Yebel Tisirén y de Alhucemas), por la naturaleza petrográfica de las areniscas y por las direcciones de las paleocorrientes en sus afloramientos más extensos (**Andrieux, 1971**), cabe pensar que el área fuente de estas rocas debió ser un sector de las Zonas Internas situado entre las regiones surorientales del Maláguide (Ghomáride) y las noroccidentales de los Cabílides (Gran Cabilia). Los depósitos debían formar un extenso abanico submarino cuyo vértice se situaría al ENE de Melilla y que se alargaría hacia el O siguiendo el Surco de los Flyschs (**Wildi, 1983**). En el extremo occidental de dicho sistema turbidítico se debieron depositar los afloramientos que hoy constituyen la unidad de Los Nogales. Una parte del material detrítico procedente de las Zonas Internas pudo alcanzar sectores más externos del Surco y contribuir a formar una parte del Flysch Albo-Aptense que caracteriza la base del Masílico.

Pero los aportes detríticos no solo fueron de procedencia septentrional. La existencia de aportes de origen meridional, es decir, africano s.s., se reconoce a partir de las paleocorrientes medidas en las importantes formaciones turbidíticas del Cretácico inferior de las Zonas Externas norteafricanas, cuyo depósito parece también relacionado con el funcionamiento de grandes abanicos submarinos profundos, que estaban asociados a grandes sistemas deposicionales fluviodeltaicos localizados aproximadamente en las transversales de Melilla y del Bibán (**Wildi, 1983**). Estos sistemas turbidíticos han sido los responsables de la llegada de materiales procedentes de las plataformas cretácicas a las zonas profundas. Así se puede explicar la presencia de orbitolinas y otros foraminíferos bentónicos en diversas unidades masílicas (Facinas, Melusa-Chuamat) y también en la Formación Margoareniscosa de Ubrique que, como antes he expuesto, es un depósito turbidítico de marcado carácter distal. Esta hipótesis concuerda con las paleocorrientes medidas en la Formación Margoareniscosa de Ubrique, que se dirigen principalmente del O hacia el E ó desde el SO al NE, y también permite explicar el particular aspecto de las arcillas y margas de esta formación, cuyo color oliváceo recuerda al de muchas formaciones sedimentarias paleozoicas; éstas, que afloran ampliamente en el N de Africa formando el sustrato de las Zonas Externas y del antepaís, pudieron alimentar, y sin

duda en buena parte alimentaron, a las corrientes de turbidez de procedencia africana.

La posición meridional del Flysch de Ubrique con respecto al del Corredor del Boyar parece confirmada no sólo por la posición actual de los afloramientos de ambas unidades, sino también por la presencia, en la segunda, de un Albense (¿Aptense?) areniscoso cuya procedencia no es fácil explicar. Las paleocorrientes que he medido, en número escaso desde luego, se dirigen hacia el N o NO, lo que parece indicar que los aportes debieron proceder del continente africano. Ahora bien, si ésta fuera la procedencia de las Areniscas del Boyar, no se entiende por qué no aparecen rocas equivalentes en el Flysch de Ubrique, donde existen depósitos coetáneos. Hay que recordar que las Areniscas del Boyar se asemejan, por su aspecto macroscópico, a las rocas de la unidad de Los Nogales, aunque la edad de estas últimas parece algo más antigua (en la Cordillera Bética), y también que el Flysch del Corredor del Boyar ha sido considerado de afinidad mauritaniense por **Bourgois (1978)** y **Durand-Delga (1980b)**. Así pues, si estas rocas proceden, en última instancia, de las Zonas Internas, vendrían a significar la prolongación occidental de los depósitos mauritanienses, lo que se ajustaría a la situación actual de los afloramientos de los Flyschs de Ubrique y del Corredor del Boyar. Cabría pensar, entonces, que las paleocorrientes medidas en el Corredor del Boyar, dirigidas hacia el N y NO, podrían haber sufrido un giro en sentido horario, a consecuencia de las deformaciones tectónicas (deslizamiento hacia el O y SO del Penibético). Un estudio petrográfico y sedimentológico comparado de las areniscas en todas estas unidades podría contribuir a aclarar esta cuestión.

Wildi (1983, p. 274) ha señalado que el significado paleotectónico de la sedimentación detrítica de los materiales flyschoides del Cretácico inferior, a pesar de su gran desarrollo, por todo el borde septentrional de la gran paleoplaca africana, probablemente fue de importancia menor, ya que no se conoce ninguna fase tectónica compresiva de importancia y de esta edad en las Cordilleras Alpinas del Mediterráneo occidental. Parece razonable sostener, con el mencionado autor, que la avalancha del material detrítico a las áreas marinas profundas estuvo ligada preferentemente a un evento climático (véase, al respecto, **Rat, 1982**). Yo añadiría que la erosión de extensas áreas continentales debió haber sido favorecida también por una situación de caída relativa importante del nivel del mar en el Tethys occidental durante el Cretácico inferior **(García-Hernández et al., 1982; Canerot et al., 1982)** y que el cese de los aportes terrígenos estuvo determinado por la gran transgresión marina del Cretácico medio **(Reyment, 1977, 1979a, b)**. En mi opinión no se puede excluir tampoco de forma absoluta el que la actividad tectónica desempeñara un cierto papel en la sedimentación de dichos materiales, pero lo que parece claro es que dicha tectónica debió ser preferentemente de carácter extensivo, aunque localmente pudiera ya haber, durante el Cretácico inferior, situaciones de convergencia que dieran lugar a una actividad tectónica compresiva.

6.3.- Cretácico superior

Al cesar o disminuir los aportes terrígenos la sedimentación pasó a ser predominantemente arcilloso-margosa en la mayor parte de los puntos. Los niveles silíceos ("ftanitas") y bituminosos reconocibles en el límite Cenomanense-Turonense de diversas unidades se pueden considerar como depósitos de una cuenca subalimentada (starved), es decir, a la que apenas llegaban aportes de origen externo y en la que las aguas presentaban una neta estratificación por densidades debido a la falta de circulación oceánica, factores que favorecen la preservación de la materia orgánica y la acumulación de niveles silíceos de origen biogénico. Estos depósitos debieron estar relacionados con los Eventos Anóxicos Oceánicos ocurridos en el Cretácico "medio" a nivel mundial (**Jenkyns, 1980a**).

Esta situación se mantuvo en el Senonense, aunque posiblemente la circulación oceánica debió mejorar y la sedimentación calcárea comenzó de nuevo a estar representada por niveles margosos, en parte de origen turbidítico (turbiditas de lodo carbonatado). La presencia de niveles conglomeráticos y microbrechicos calcáreos, parece indicar el inicio de una cierta inestabilidad. En el Flysch Mauritaniense la proveniencia septentrional de los aportes calcáreos parece demostrada (**Bouillin, 1977**). En el Masílico, por el contrario, la procedencia fue preferentemente meridional, ya que aparecen cantos y bloques de calizas senonenses de plataforma carbonatada, desconocidos en la cobertera mesozoica de las Zonas Internas cabileñas (Dorsal calcárea). En los Flysch Cretácicos de la Cordillera Bética pudo existir también esta doble procedencia del material clástico calcáreo. La frecuencia de los niveles conglomeráticos y microbréchicos en el Senonense superior del Flysch del Corredor del Boyar se puede explicar como consecuencia de la proximidad paleogeográfica del Penibético, que durante dicha época constituiría un alto fondo. En las otras dos unidades, del Algarrobo y de Ubrique, los niveles microbréchicos parecen ser más escasos, lo que podría concordar con una mayor lejanía del área fuente septentrional. En la unidad intrarifeña de Tánger-Almarchal la procedencia de las microbrechas pudo ser incluso, de áreas meridionales.

6.4. La sedimentación pre-flysch del Senonense terminal al Oligoceno.

Durante el Senonense superior la inestabilidad tectónica que afectó al sector más interno del Surco de los Flyschs, donde se depositó la unidad de Algeciras también dio lugar a niveles de conglomerados y microbrechas que aparecen en algunos puntos por debajo de la Formación de Calizas de Microcodium. Sin embargo, en la mayor parte de los puntos se depositaron los terrenos arcillosos y margosos, de tipo A.V. que constituyen el tramo inferior de la Formación Colorín. Estos terrenos son característicos de un área marina profunda de relieve uniforme, esto es, de una llanura submarina.

Las Calizas de Microcodium de la unidad de Algeciras deben tener un significado paleogeográfico equivalente al de las rocas análogas existentes en el Subbético: se debieron originar a causa de la resedimentación del Microcodium originado durante el Paleoceno en las rocas carbonatadas del margen meridional del Surco de los Flyschs, que constituían el borde de las Zonas Internas y que debieron ser sometidas a emersión y alteración edáfica al final del Cretácico, a consecuencia de la importante caída del nivel del mar ocurrida en esta edad (**Vail et al.**1977).Hacia los sectores del Surco más alejados de las Zonas Internas los estratos de Calizas con Microcodium se adelgazarían progresivamente hasta desaparecer entre las facies arcillosas de la Formación Colorín.

Una pulsación tectónica de una cierta importancia debió producirse en el Eoceno inferior-medio, y provocó la reactivación de la erosión en el borde de las Zonas Internas. Esta fase ha sido reconocida en Argelia por **Raoult (1968, 1974, 1975)** y provocó la estructuración de la"Dorsal Cabileña"y de los sectores internos del Flysch Mauritaniense. En la unidad de Algeciras este evento provocó solamente algunos movimientos de poca importancia en el fondo de la cuenca, que causaron la erosión de las Calizas con Microcodium y el depósito de conglomerados. Es posible que esta misma fase también determinara la formación de cuencas menores limitadas por fallas, del tipo de las que se reconocen actualmente en el mar Tirreno (**Wezel et al., 1979, 1981; Savelli et al., 1981**), que debieron determinar los procesos sedimentarios que, más tarde, actuaran dentro de ellas.

Los aportes carbonatados que dieron lugar a la Formación Tarifa procedieron principalmente del N y del E, aunque es muy probable que las paleocorrientes hayan sido rotadas en el sentido horario (dextrorso) por causas tectónicas. El análisis petrográfico indica que estas rocas se debieron formar a partir de detritos procedentes de los materiales mesozoicos y terciarios de las Zonas Internas.

Los conglomerados de la Formación Tarifa han sido considerados por **Pendón (1978)** como depósitos propios de canales labrados en una zona de talud, lo cual coincide con mis propias observaciones. Estos canales, no obstante, no debieron ser zonas de gran circulación de sedimentos, a juzgar por su pequeño tamaño allí donde son visibles (al SE de Ronda, por ejemplo) y la poca importancia volumétrica de los conglomerados y brechas a escala regional. Más bien debían constituir pequeños canales originados por desprendimientos submarinos que se producían esporádicamente en un área de talud o en una región con una cierta pendiente, tectónicamente inestable. Los depósitos turbidíticos carbonatados de la Formación Tarifa se pueden interpretar como los acúmulos distales de los mencionados desprendimientos submarinos. Son facies de llanura submarina o cuenca distal, en algún caso (Bolonia) con indicios de haberse formado por progradación de lóbulos deposicionales, de acuerdo con el modelo de **Mutti y Ricci-Lucchi (1975)**, pero lo más probable es

que estas rocas no se depositaran en un solo sistema deposicional sino más bien en una zona donde coalescían diversos pequeños y efímeros abanicos submarinos.

En el margen interno de la cuenca, los aportes turbidíticos calcáreos perdieron importancia progresivamente a partir del Eoceno superior y fueron reemplazados por facies turbidíticas y hemipelágicas que constituyen el tramo superior, y más característico, de la Formación Colorín. Son facies D, de llanura submarina o más bien de una zona con cierta pendiente a juzgar por la existencia local de facies F, con sedimentación turbidítica netamente distal. Se debieron depositar en una época de relativa estabilidad tectónica, a partir de la erosión de terrenos premesozoicos y metamórficos de las Zonas Internas, a juzgar por la composición de los sedimentos.

En el margen externo del Surco de los Flyschs, durante el Oligoceno y probablemente en tiempos precedentes, se depositaron sedimentos arcillosos de tipo A.V., pobres en carbonatos, a veces bioturbados por Tubotomaculum, que se pueden considerar los depósitos más profundos de la cuenca, ya que posiblemente se acumularon en las proximidades o incluso por debajo del nivel de compensación de los carbonatos (**González-Donoso et al., in litt; Didon et al., 1984**). Entre ellos se intercalaron sedimentos de la Formación de Benaiza y sus equivalentes laterales, formados por turbiditas calcáreas, producto de la erosión de depósitos mesozoicos y terciarios preexistentes y también de la remoción de organismos bentónicos que debían vivir en las zonas elevadas de las que procedían los aportes. La Formación Benaiza y sus equivalentes, son también depósitos turbidíticos marcadamente distales que fueron depositados por corrientes que procedieron del N, NE y E, si bien al igual que en el caso de la unidad de Algeciras es muy posible que el Manto del Aljibe haya sufrido una rotacion dextrorsa por causas tectónicas. **Pendón (1978)** ha detectado, en la Formación Benaiza, un aumento de la distalidad hacia el S y hacia el O, lo que parece reforzar la hipótesis de una procedencia preferentemente septentrional de los aportes calcareníticos. De acuerdo con ello, es posible que dichos aportes procedieran de algunos sectores de las Zonas Externas de la Cordillera Bética, a diferencia de los aportes calcáreos que llegaron al dominio de la unidad de Algeciras que procedieron del borde interno del surco, es decir, de las Zonas Internas. Esta doble procedencia de los aportes sedimentarios al Surco de los Flyschs fue especialmente manifiesta a partir del Oligoceno superior y sobre todo durante el Aquitaniense, con el depósito de las dos formaciones más características del Complejo del Campo de Gibraltar: la de Algeciras y la del Aljibe.

6.5. La sedimentación flysch s.s. durante el Oligoceno superior y el Mioceno inferior.

6.5.1.- El ambiente de depósito de la Formación de Algeciras.

A lo largo del Oligoceno, sobre todo superior, se acentuó la erosión en las Zonas Internas, y comenzó el depósito de la Formación de Algeciras al irrumpir, en los sectores internos del Surco de los Flyschs, importantes cantidades de sedimentos arenosos y lutíticos transportados por corrientes de turbidez.

Estos productos se depositaron sobre las facies turbidíticas y hemipelágicas finas de la Formación Colorín, las cuales probablemente constituían también los equivalentes más distales de los sedimentos turbidíticos mencionados, lo que parece demostrado por: a) la semejanza composicional de los sedimentos; b) el tránsito gradual de facies en la vertical; y c) las recurrencias de facies Colorín existentes dentro de la Formación de Algeciras. Las facies en su conjunto presentan una evolución regresiva, esto es, grano y estratocreciente, que indica un incremento de la actividad tectónica sinsedimentaria y, a la vez, una progradación de los subambientes sedimentarios. **Pendón (1978)**, aplicando el modelo del abanico submarino de **Mutti y Ricci-Lucchi (1975)** concluyó que el depósito de la Formación de Algeciras tuvo lugar principalmente en la parte externa de un abanico submarino y que, en los niveles estratigráficos superiores, se insinuaría la progradación de lóbulos deposicionales. En mi opinión, y de acuerdo con **Guerrera (1981-1982)**, el modelo de abanico submarino de **Mutti y Ricci-lucchi (1975)** y otros más o menos equivalentes (cf., p.e., **Busby-Spera, 1985)** no se pueden aplicar de una manera simple en la unidad de Algeciras, ya que no tienen en cuenta, como muy acertadamente ya señaló **Pendón (1978)**, la actividad tectónica sinsedimentaria, la cual debió determinar radicalmente, tanto la morfología de detalle de la cuenca como los procesos sedimentarios y la orientación de las paleocorrientes. Este hecho explica, en mi opinión, el que en la unidad de Algeciras solo aparezcan representadas, por lo general, las facies turbidíticas distales, de acuerdo con el modelo de abanico submarino, y también el que localmente (en la Loma de Rojas, p.e.) aparezcan facies conglomeráticas, típicamente proximales, asociadas a facies marcadamente distales. Parece, pues, más lógico imaginar, de acuerdo con el contexto geológico-regional y como ha propuesto **Guerrera (1981-1982)**, que la Formación de Algeciras se debió de depositar en cuencas menores, probablemente individualizadas por fracturación sinsedimentaria en el margen interno del Surco de los Flyschs. Un modelo actualístico relativamente parecido podría ser el que proponen **Wezel et al. (1979, 1981)** y **Savelli et al. (1981)** para las cuencas menores del mar Tirreno, en las cuales se ha producido una potente sedimentación turbidítica durante el Plio-Cuaternario, que no se ajusta a ninguno de los modelos conocidos de abanicos submarinos. Pero, en este caso, el contexto geotectónico es distensivo, a diferencia de lo que sucedía durante el

Oligo Mioceno, durante el cual el Orógeno Alpino del Mediterráneo Occidental estaba iniciando su definitiva estructuración, con lo cual el contexto geotectónico sinsedimentario debía ser claramente compresivo.

6.5.2.- El ambiente de depósito de las Areniscas Numídicas.

Más o menos al mismo tiempo en que se inició el depósito de la Formación de Algeciras y sus equivalentes como consecuencia de la erosión de las Zonas Internas de las Cadenas Alpinas del Mediterráneo occidental, comenzó la gran descarga sedimentaria de las Areniscas Numídicas por erosión de extensas regiones de Africa, en concreto de los sedimentos cuarzosos policíclicos de la Plataforma Sahariana (Areniscas de Nubia). El marcado incremento de la erosión de las masas continentales y el avance de sus productos a las cuencas marinas profundas debieron estar relacionados con una reactivación tectónica y elevación de las áreas continentales saharianas, acompañada de una importante caida del nivel del mar que ocurrió a escala global, de acuerdo con **Vail y Hardenbol (1979 fide Loutit y Kennett, 1981)** a finales del Oligoceno superior (subzona de G. opima opima de **Molina, 1979** = N2=A21 de **Blow, 1969**).

El inicio de la sedimentación cuarzosa tuvo lugar a finales del Oligoceno superior en los sectores orientales de la cadena y en los más externos de la cuenca, en concreto en Sicilia (Miembro de Portella Colla: **Wezel, 1966**) y en Túnez **(Wezel, 1968)** donde las Areniscas Numídicas no se depositaron propiamente en el Surco de los Flyschs. Fue algo más tarde cuando los sedimentos cuarzosos alcanzaron los sectores internos de la cuenca y, a comienzos del Aquitaniense, se estaban ya depositando en grandes cantidades en el Surco de los Flyschs. En el sector más occidental de la cuenca, representado en la actualidad por los afloramientos de la Cordillera Bética, el inicio de la sedimentación numídica fue algo posterior, y tuvo lugar esencialmente ya dentro del Aquitaniense, en algunos puntos, incluso, durante el Aquitaniense superior.

Wezel (1973, 1974, 1975) interpretó el diacronismo de la descarga numídica como consecuencia de la progradación de un sistema deposicional ubicado en el glacis (rise) continental africano, cuyo análogo actualístico estaría representado por el cono submarino del Nilo. El área apical de este sistema deposicional o, en otras palabras, el área de la que procederían los aportes, se situaría aproximadamente en Túnez o en Libia occidental y a partir de ahí las paleocorrientes se orientarían paralelamente al eje del Surco de los Flyschs, cuya morfología original debió condicionar netamente la dirección de los aportes y los procesos sedimentarios **(Wezel, 1970a, b)**. **Bourgois (1978)** y **Durand-Delga (1980a)** han sugerido que pudo existir otra área de alimentación más occidental que la libio-tunecina, que probablemente se situó entre Melilla y Orán.

El análisis sedimentológico de las Areniscas Numídicas (**Wezel, 1967a,b, 1970b,d, 1974; Pendón y Vera, 1975; Pendón, 1978**) demuestra que estas rocas son esencialmente depositos originados por procesos de flujos de granos (facies B_1, sobre todo, de **Walker y Mutti, 1973 y Mutti y Ricci-Lucchi,1975**). **Pendón (1978)** los ha considerado depósitos característicos de una zona de abanico medio, de acuerdo con el modelo del conoide. Sorprende, sin embargo, el hecho de que en la mayor parte de los afloramientos predominan las facies proximales de canal y de intercanal, lo que parece sugerir que la totalidad de estos sedimentos se depositaron sólo en un subambiente sedimentario del conoide. Pienso, al igual que antes sucedía con la Formación de Algeciras, que tampoco se debe aplicar el modelo de **Mutti y Ricci-Lucchi (1975)** de una manera simple (cf. **Busby-Spera, 1985; Heller y Dickinson 1985**), ya que hay que tener en cuenta la morfología alargada de la cuenca, determinada por la tectónica y, en este caso además, la eficencia de los procesos sedimentarios, debido a que al sistema deposicional llegaba, preferentemente solo material arenoso, y además relativamente grosero. Por esta razón, las facies turbidíticas reconocibles, que son preferentemente B_1 y que se asocian en la vertical a facies D, E y, a veces, también C, constituyendo ciclos positivos grano y estrato decrecientes como ya constató **Pendón, (1978)**, son las características de una zona intensamente canalizada que transportaba preferentemente material arenoso (**Link y Nilsen, 1980**). Esta zona canalizada se debía asociar, lateral y verticalmente, a zonas de intercanal y, longitudinalmente, a lóbulos deposicionales situados a la desembocadura de los canales.

La actividad del sistema sedimentario debió ser extraordinariamente grande, como lo demuestra el enorme volumen de sedimentos depositados en un lapso de tiempo relativamente breve (2-3 m.a.) y su capacidad de progradación en sentido longitudinal debió ser verdaderamente espectacular. Téngase en cuenta que el depósito comenzó al final del Oligoceno en el sector tunecino y argelino (hace unos 25-26 millones de años según **Salvador, 1985, y Vass y Vagdasarjan, 1978**) y llegó a extenderse ampliamente en la zona del Estrecho de Gibraltar antes del Aquitaniense terminal, es decir, hace unos 22-23 millones de años. Si se piensa que los afloramientos actuales del Numídico se reconocen a lo largo de un sector de cadena que supera los 2500 kilómetros y que la cuenca original no debió tener una longitud inferior a los 1000 kms, la velocidad de progradación de los cuerpos sedimentarios en sentido longitudinal debió ser del orden de medio metro por año hacia el oeste, si es que no fue superior.

La progradación en sentido transversal a la cuenca, es decir, hacia el N, ocurrió a una velocidad mucho menor, aunque también muy notable, probablemente debido a la existencia de barreras morfológicas tectónicamente condicionadas. **Wezel (1973)**, en el Numídico siciliano, calculó que la velocidad de progradación en sentido transversal debió ser del orden de 15 km por millón de años.

Además, el sistema deposicional de las Areniscas Numídicas

debió tener una gran capacidad de acreción vertical, como lo demuestra el enorme espesor de sedimentos acumulado, que es del orden de los 1.000 metros en el Campo de Gibraltar, por lo que se puede estimar una velocidad de sedimentación del orden de $4m/10^3$ años. Se entiende que, ante semejante volumen de sedimentos, las corrientes depositaran abundantemente las areniscas en las zonas canalizadas dando lugar a una acreción vertical que recuerda a la que se produce en el modelo de abanico submarino rico en arena ("suprafan") descrito, p.e., por **Busby-Spera (1985)** y sobre todo por **Link y Nilsen (1980)** en el Eoceno de California. También se comprende que las areniscas pudieran ser retrabajadas por las corrientes de contorno del margen continental africano, como ya propusieron **Wezel (1970d)** y **Pendón (1978)**.

En resumen, el medio deposicional de las Areniscas Numídicas debió ser un surco alargado por el que discurría un sistema anastomosado de canales que transportaban, preferentemente desde el E hacia el O, y depositaban ingentes cantidades arenas cuarzosas. Los aportes llegaban transversalmente al Surco de los Flyschs por áreas muy localizadas y estrechas, probablemente asociadas a la desembocadura de grandes sistemas deposicionales fluviodeltaicos y en rampa , procedentes de la Plataforma Sahariana, en la cual se estaban erosionando sedimentos cuarzosos policíclicos preexistentes (Areniscas de Nubia).

6.5.3.- Las "Facies Mixtas" o Merínides.

A consecuencia de su progradación transversal al Surco y de su acreción vertical, los depósitos Numídicos alcanzaron en el Aquitaniense superior, los sectores más internos de la cuenca en los que se estaban depositando los materiales procedentes de las Zonas Internas. De esta forma se debieron originar las "sucesiones mixtas" Aljibe-Algeciras o Merínides de **Didon y Hoyez (1978)**.

Estas "sucesiones mixtas" debieron situarse en posición distal con respecto a los aportes procedentes de ambos márgenes, pero posiblemente estarían ya relativamente cerca de las Zonas Internas puesto que la capacidad de progradación del gran sistema deposicional numídico debió ser mucho mayor que la de los sistemas deposicionales de tipo Algeciras. Es por ello, probablemente, por lo que el sustrato estratigráfico de las sucesiones con facies mixta en la Cordillera Bética está constituido por formaciones de tipo Colorín y Tarifa.

6.5.4.- Los complejos tectonosedimentarios del Burdigaliense inferior.

En el Aquitaniense terminal, los aportes de procedencia africana alcanzaron, por progradación, el mismo borde de las Zonas Internas y, localmente, se depositaron en sucesión normal sobre sedimentos aquitanienses preexistentes, como por ejemplo las calizas turbidíticas de la unidad de Argüelles. Este sector interno de la cuenca cuya, morfología de detalle debió ser bastante irregular (Fig. 98) comenzó a ser

intensamente deformado al final del Aquitaniense y comienzos del Burdigaliense, a la vez que en los sectores más externos cesaban los aportes numídicos y se iniciaba el depósito de la Formación Supranumídica. El comienzo de las deformaciones sin duda estuvo relacionado con el inicio de la migración en bloque hacia el O, de las Zonas Internas, cuya estructuración debió terminar en el límite Aquitaniense-Burdigaliense o justo al comienzo del Burdigaliense inferior. Por tanto, parece razonable pensar que las deformaciones estuvieron relacionadas con procesos geológicos que actuarían a la periferia de las Zonas Internas, en la cual se produciría una subducción combinada con un movimiento transcurrente, siendo mayor la importancia de uno u otro mecanismo dependiendo de la morfología de la cuenca y de los obstáculos al movimiento del bloque de las Zonas Internas. En el sector occidental de la Cordillera Bética y probablemente en el Rif Septentrional el proceso dominante debió ser una especie de subducción oblicua en régimen transpresivo (=transcurrente y compresivo, a la vez: **Harland, 1971**). No debe sorprender, por tanto, el que un proceso de tal envergadura e intensidad haya provocado, una intensa deformación en el frente de las Zonas Internas, con individualización de escamas de las diferentes unidades que originalmente estarían situadas entre las Zonas Internas y las Externas de la Cordillera Bética, una gran fragmentación y escamación de las unidades internas del Surco de los Flyschs (p.e. la de Algeciras) y una mezcla tectónica ("mélange") con los depósitos coeaneos al proceso de deformación (F. Numidoide). Por otra parte, puesto que la deformación se producía en una cuenca submarina profunda, no debe resultar sorprendente al que algunas de las escamas arrancadas por el frente de las Zonas Internas, en el cual se debía formar una especie de prisma de acreción, se deslizaran gravitacionalmente en el fondo de la cuenca hasta las áreas más profundas, hasta que fueran más tarde nuevamente deformadas al progresar las deformaciones hacia el exterior. La sedimentación autóctona, por llamarla de alguna manera, es decir, el Numidoide estaría constituída por las últimas avalanchas de procedencia numídica, por fragmentos desprendidos del y/o arrancados al frente del sistema deposicional numídico en curso de plegamiento (aunque éste aún no había sido afectado en su totalidad por las deformaciones al no haber sido expulsado de su área original de depósito por el bloque de las Zonas Internas) y, por último, por depositos arcillosos y silíceos coetáneos y equivalentes con los reconocibles a la base de la Formación Supranumídica. Este proceso tuvo lugar al comienzo del Burdigaliense, es decir, a lo largo de la zona N5 de Blow o, de acuerdo con las edades absolutas propuestas por **Vass y Bagdasarján (1978)**, hace alrededor de 20-22 millones de años.

Después del depósito de la Formación Supranumídica, esto es, al final del Burdigaliense inferior, el sistema deposicional numídico fué rápidamente destruido al ser expulsado de su patria por las Zonas Internas. Posiblemente este proceso se produjo a la vez que continuaba el depósito de unas Arcillas Variegadas análogas a las que, desde el Cretácico, venían siendo características del sector externo masílico del Surco de los Flyschs. El progreso de la deformación debió provocar la migración submarina, inicialmente tectónica, luego gravitacional del Manto Numídico, tanto hacia el interior como hacia el exterior de la

cuenca. Las A.V. de su base estratigráfica, al quedar expuestas en el fondo marino, debieron desplazarse caóticamente como grandes coladas de barro al ser expulsadas tectónicamente de su patria deposicional, con lo cual pudieron englobar durante su desplazamiento, toda clase de fragmentos exóticos que habrían sido individualizados inicialmente por procesos tectónicos pero cuyos desplazamientos por el fondo de la cuenca se habría visto determinados por la acción de la gravedad.

Del final del Burdigaliense inferior debe datar, por tanto, la estructura interna, en buena parte caótica, del complejo del Campo de Gibraltar. Pero a lo largo del resto del Mioceno inferior y medio y hasta el inicio del Mioceno superior este complejo continuó siendo intensamente afectado por las deformaciones orogénicas, que ya se cebaban principalmente en las zonas más externas.

6.5.5.- Sobre las Formaciones del Guadalteba y del Malaver.

Durante el Burdigaliense inferior tuvo lugar también el cese de la sedimentación y el comienzo de las deformaciones tanto en el Subbético medio como en el Penibético (cf. **Molina, 1979**). Posiblemente el cese de la sedimentación estuvo relacionado en parte con el cabalgamiento del Complejo del Campo de Gibraltar sobre las Zonas Externas. La presencia de unas formaciones conglomeráticas del Mioceno inferior al N del Penibético, que aparecen alimentadas de materiales subbéticos y estratigráficamente relacionadas con las A.V. escamosas, confirma que el cabalgamiento del Complejo del Campo de Gibraltar sobre el Penibético tuvo lugar en el Burdigaliense inferior.

Las formaciones conglomeráticas en cuestión han sido descritas por **Bourgois y Chauve (1971a y b), Bourgois (1973, 1978) y Cruz-Sanjulián (1974a)**. Las existentes al NE de Grazalema fueron agrupadas en la Formación del Malaver y las que afloran a la periferia de la unidad de la Sierra de Cañete, en la Formación de Guadateba. Estas formaciones fueron el punto clave de la demostración de **Bourgois (1973, 1978)** de que las arcillas escamosas del Complejo del Campo de Gibraltar constituirían una "Formación de Arcillas con Bloques".

Las dos formaciones están alimentadas principalmente de grandes bloques y cantos de clara procedencia subbética: los de la Formación del Malaver proceden de la Sierra del Lagarín y de otros relieves preexistentes, en la actualidad erosionados, y engloban tres grandes peñones calcáreos, el mayor de los cuales constituye la Sierra del Malaver. Los conglomerados de la formación del Guadateba proceden claramente de la erosión de la unidad de la Sierra de Cañete sobre la cual aparecen en discordancia, incluso rodeando, a diversos relieves calcáreos, como la Sierra de Viján, que aparecen desprendidos de la masa principal de la unidad. Además de los cantos calcáreos y dolomíticos procedentes de estos relieves, pueden reconocerse algunos elementos claramente procedentes de unidades del Campo de Gibraltar. La relación

estratigráfica con las A.V. escamosas se reconoce muy bien en la Formación del Malaver, donde los conglomerados claramente se intercalan entre ellas.

La relación estratigráfica entre las A.V. escamosas y las formaciones conglomeráticas llevó a **Bourgois (1978)**, entre otros argumentos, a considerar que tanto los conglomerados, como las unidades de las que proceden provendrían, en última instancia, del Surco de los Flyschs. Sin embargo, ya he expuesto anteriormente (Capítulo 3, ap 2.2.) los argumentos que me han llevado a rechazar tal supuesta procedencia paleogeográfica para las Sierras de Cañete y Lagarín, entre otras unidades, las cuales por el contrario, se debieron situar originalmente al exterior del Penibético. Por tanto, su colocación tectónica debió estar relacionada con importantes retrocabalgamientos. Estos retrocabalgamientos debieron ser posteriores, al menos en parte, al emplazamiento del Complejo del Campo de Gibraltar sobre el Penibético, ya que en diversos puntos ambos se encuentran por debajo de unidades subbéticas (en la región de Cañete la Real, por ejemplo y entre otras) y debieron ocurrir a todo lo largo del borde externo del Penibético. En mi opinión, las formaciones conglomeráticas del Guadateba y del Malaver, que pueden ser consideradas como olistostromas en el sentido más estricto del término, son la expresión sedimentaria de dicho retrocabalgamiento.

La hipótesis de la procedencia septentrional de estas unidades queda reforzada por la posición geográfica de los conglomerados al N del Penibético y por la disminución del tamaño de los bloques y del espesor de los estratos al alejarse de los relieves emisores principales en dirección hacia el sur y sureste. Su relación lateral con las facies de arcillas escamosas indica que el emplazamiento tuvo lugar al mismo tiempo o algo después de que, sobre el Penibético, cabalgara el Complejo del Campo de Gibraltar. Aunque en sentido estricto las formaciones conglomeráticas no serían pertenecientes a dicho Complejo, evidencian claramente que la colocación de éste sobre el Penibético tuvo lugar en un ambiente submarino en el que alcanzaron un extraordinario desarrollo durante el Mioceno inferior (Burdigaliense) los procesos sedimentarios sintectónicos de flujo gravitacional de grandes masas de sedimentos, que afectaron intensamente y, sobre todo, a las facies más susceptibles para ello: las facies arcillosas variegadas.

C A P I T U L O 5:

LOS RONDAIDES Y OTRAS UNIDADES SITUADAS EN EL CONTACTO ENTRE LAS ZONAS INTERNAS Y LAS EXTERNAS.

CAPITULO. 5. LOS RONDAIDES Y OTRAS UNIDADES SITUADAS EN EL CONTACTO ENTRE LAS ZONAS INTERNAS Y LAS EXTERNAS.

INDICE

1. INTRODUCCION. ANTECEDENTES..... 413
1.1. Unidades representadas..... 413
1.1.1. El sector oriental..... 415
1.1.2. El sector central..... 417
1.1.3. El sector occidental..... 419
1.2. Cuestiones de nomenclatura..... 425
1.2.1. Las nociones de "Penibético interno" y de Rondaides..... 425
1.2.2. La noción de "Zona Límite"..... 425
1.2.3. Sobre el término "dorsal" y su significado geológico..... 426
1.2.3.1. La "espina dorsal" del Rif..... 426
1.2.3.2. La aloctonía de las "cadenas calcáreas" y la nomenclatura geológica del Rif..... 427
1.2.3.3. La "Dorsal bética"..... 428
1.2.3.4. La teoría de la succión..... 428
1.2.3.5. El significado de los términos "dorsal" y Rondaides..... 430
1.2.3.6. El fondo de la cuestión: la interpretación paleogeográfica..... 432
1.2.3.7. La noción de "Predorsal" o "Zona Predorsaliense"..... 435
1.2.4. Sobre la noción de "Zona Circumbética"..... 436
1.3. Propuesta de una sistematización..... 437

2. LAS UNIDADES TIPO ARGUELLES..... 439
2.1. Definición. Afloramientos..... 439
2.2. Estructura general de los afloramientos..... 440
2.2.1. La unidad de Argüelles..... 440
2.2.2. Las unidades de Ardite 1, Rengles y Peñones de Colmenar..... 442
2.2.3. Sobre el Complejo del Aguila y la "unidad" de Valdivia-Fuensanta..... 443
2.3. Serie estratigráfica..... 444
2.3.1. La formación margodetrítica del Senonense superior.. 444
2.3.2. Las Calizas del Microcodium..... 446
2.3.3. Las margas blancas con niveles microbréchicos..... 447
2.3.4. Los conglomerados y microbrechas..... 449
2.3.5. Las margas coloreadas con niveles microbréchicos.... 450
2.3.6. La formación calcarenítica oligomiocénica..... 450
2.3.7. Los terrenos numidoides estratigráficamente asociados a las unidades tipo Argüelles..... 452

2.4. Interpretación y evolución sedimentaria..... 453

3. LAS UNIDADES TIPO LENTISCAR..... 455
3.1. Definición. Afloramientos..... 455
3.2. Litología y edad..... 456
3.3. Interpretación sedimentaria..... 457

4. LOS RONDAIDES..... 458
4.1. Definición y sistematización..... 458
4.2. La unidad de las Nieves..... 460
4.2.1. Introducción: afloramientos y posición tectónica.... 460
4.2.2. Rasgos estratigráficos generales..... 461
4.2.3. Dolomía Principal..... 463
4.2.3.1. Definición. Límites..... 463
4.2.3.2. Litología..... 464
4.2.3.3. Facies..... 465
4.2.3.3.1. Sedimentos laminados por algas y loferitas..... 465
4.2.3.3.2. Facies calcareníticas y lumaquelas de megalodóntidos..... 466
4.2.3.3.3. Biostromas de algas dasycladáceas..... 467
4.2.3.3.4. Facies de encostramientos orgánicos..... 468
4.2.3.3.5. Facies dolomicríticas..... 468
4.2.3.4. Fósiles y edad..... 469
4.2.3.5. Interpretación sedimentaria..... 471
4.2.4. La Formación de tipo Kössen..... 472
4.2.4.1. Definición, límites y afloramientos..... 472
4.2.4.2. Litología..... 473
4.2.4.3. Facies..... 473
4.2.4.3.1. Facies calcilutíticas pobres en organismos..... 474
4.2.4.3.2. Facies calcareníticas y calciluticas con organismos..... 475
4.2.4.4. Fósiles y edad..... 477
4.2.4.5. Interpretación sedimentaria..... 478
4.2.5. Formación de Calizas con Sílex..... 480
4.2.5.1. Definición, límites y afloramientos..... 480
4.2.5.2. Litología..... 481
4.2.5.3. Facies..... 482
4.2.5.4. Fósiles y edad..... 483
4.2.5.5. Interpretación sedimentaria..... 483
4.2.6. La secuencia condensada jurásico-terciaria..... 484
4.2.6.1. Afloramientos..... 485
4.2.6.2. Litología..... 485
4.2.6.2.1. Calizas nodulosas rojas..... 485
4.2.6.2.2. Radiolaritas..... 485
4.2.6.2.3. Margocalizas nodulosas y esquistosas..... 487
4.2.6.2.4. Capas del Taramar..... 487

4.2.6.3. Fósiles y edad..... 488
4.2.6.3.1. Materiales mesozoicos..... 488
4.2.6.3.2. Materiales terciarios..... 489
4.2.6.4. Interpretación sedimentaria..... 490
4.2.7. Los terrenos metamórficos de la unidad de las Nieves..... 492
4.2.7.1. Antecedentes..... 492
4.2.7.2. Afloramientos..... 492
4.2.7.3. Características litológicas..... 494
4.2.7.4. Descripción petrográfica..... 496
4.2.8. La Brecha de la Nava..... 497
4.2.8.1. Definición, límites y afloramientos..... 497
4.2.8.2. Litología..... 498
4.2.8.3. Edad..... 499
4.2.8.4. Interpretación sedimentaria..... 501
4.3. Las restantes unidades rondaides..... 502
4.3.1. Introducción..... 502
4.3.2. Serie estratigráfica de las unidades tipo Cabrilla..... 502
4.3.2.1. Dolomía Principal..... 505
4.3.2.2. Formación de calizas blancas..... 507
4.3.2.3. Secuencia condensada..... 508
4.3.2.3.1. Materiales liásicos..... 508
4.3.2.3.2. Materiales mesozoicos postliásicos..... 509
4.3.2.3.3. Materiales terciarios..... 510
4.3.3. Serie estratigráfica de las unidades tipo Baños de Alhama..... 512
4.3.3.1. Formaciones triásicas..... 512
4.3.3.2. Formaciones jurásicas..... 516
4.3.3.2.1. Formación de calizas claras..... 516
4.3.3.2.2. Formación de calizas margosas y margas..... 519
4.3.3.2.3. Formación de calizas nodulosas..... 521
4.3.3.2.4. Formación de calizas con sílex..... 522
4.3.3.3. Materiales cretácicos y paleógenos anteriores a la F. Horca..... 522
4.3.3.4. La Formación Horca..... 523
4.3.3.4.1. Definición y límites..... 523
4.3.3.4.2. Litología..... 525
4.3.3.4.3. Fósiles y edad..... 526
4.3.3.4.4. Interpretación sedimentaria..... 528
4.3.4. Serie estratigráfica de las unidades tipo Pereila... 528
4.3.4.1. Formaciones triásicas..... 531
4.3.4.2. Formaciones del Lías inferior..... 531
4.3.4.2.1. Formación de calizas claras..... 531
4.3.4.2.2. Formación de calizas margosas y margocalizas..... 533

4.3.4.2.3. La megabrecha de la Cañada de Pereila y el sistema de diques neptúnicos a ella asociado..... 534
4.3.4.2.4. La formación de calizas nodulosas y de brechas..... 536
4.3.4.2.5. Resumen estratigráfico y significado sedimentario de las formaciones del Lías inferior... 538
4.3.4.3. Formaciones postsinemurienses..... 542
4.3.4.3.1. La formación de calizas con sílex..... 542
4.3.4.3.2. La formación de margas radiolaríticas..... 544
4.3.4.3.3. La formación de margas, conglomerados y brechas del Cretácico inferior..... 545
4.3.4.3.4. Otros materiales..... 546
4.3.4.3.5. Significado sedimentario de las formaciones postsinemurienses..... 547
4.4. Los Tetuánides rifeños: resumen estratigráfico..... 548

5. OTRAS UNIDADES..... 551
5.1. Introducción..... 551
5.2. La Almola..... 552
5.2.1. Localización y estructura general..... 552
5.2.2. Serie estratigráfica..... 553
5.2.2.1. Las calizas blancas..... 555
5.2.2.2. Las facies pisolíticas y los espeleotemas..... 555
5.2.2.3. Materiales del Lías superior al Berriasense..... 561
5.2.2.3.1. Las calizas fosilíferas pelágicas..... 561
5.2.2.3.2. Las calizas nodulosas pardas.... 562
5.2.2.3.3. Las calizas estratificadas de colores claros..... 565
5.2.2.4. Los materiales del Neocomiense-Barremense..... 566
5.2.2.5. Las Capas Rojas..... 567
5.2.3. Resumen estratigráfico e interpretación sedimentaria..... 569
5.2.4. Evolución paleogeográfica..... 571
5.3. El Tajo de los Enamorados y el Peñón de Ronda..... 574
5.3.1. Las calizas blancas..... 577
5.3.2. Las calizas pelágicas jurásicas..... 578
5.3.3. Materiales cretácicos y terciarios..... 580
5.4. Castillones..... 580
5.4.1. Posición tectónica y antecedentes..... 580

5.4.2. Serie estratigráfica..... 583
5.4.2.1. El Trías y el Lías..... 583
5.4.2.2. Las calizas oolíticas del Dogger..... 584
5.4.2.3. Las calizas nodulosas y brechas del Jurásico superior-Berriasense..... 586
5.4.2.4. La megabrecha del Cretácico inferior..... 588
5.4.3. Significado paleogeográfico de la serie de Castillones..... 589
5.5. Las unidades "Taríquides"..... 590
5.6. La unidad de la Mora..... 592
5.7. El Jabalcón..... 594

6. RECONSTRUCCION Y EVOLUCION PALEOGEOGRAFICAS..... 596
6.1. Significado paleogeográfico y posición relativa de las diferentes unidades..... 596
6.1.1. Las unidades con afinidades externas..... 596
6.1.2. Las unidades con afinidades rondaides..... 598
6.1.3. Las unidades de tipo austroalpino: el conjunto Rondaide-Tetuánide..... 600
6.1.3.1. Posición del conjunto Rondaide-Tetuánide con respecto al resto de las Zonas Internas bético-rifeñas..... 600
6.1.3.2. Relaciones entre las unidades tipo Nieves y tipo Baños de Alhama..... 601
6.1.3.3. Las unidades tipo Pereila..... 603
6.1.3.3.1. Relaciones entre las unidades tipo Pereila y las restantes unidades rondaides..... 603
6.1.3.3.2. Significado de las variaciones estratigráficas entre las diferentes unidades tipo Pereila.... 605
6.1.3.3.3. Discusión del modelo paleogeográfico propuesto por Olivier... 607
6.1.4. Relaciones entre los Rondaides y las unidades tipo Lentiscar y tipo Argüelles..... 608
6.1.4.1. Las unidades tipo Lentiscar..... 608
6.1.4.2. Las unidades tipo Argüelles..... 609
6.1.4.3. Sobre las relaciones paleogeográficas entre el Surco de los Flyschs y los Rondaides..... 610
6.2. Evolución paleogeográfica..... 613
6.2.1. La plataforma corbonatada del Trías superior..... 613
6.2.2. La distensión triásico-liásica y los depósitos retienses..... 614
6.2.3. Fracturación sinsedimentaria y pelagización durante el Lías..... 614
6.2.4. La cuenca subalimentada del Jurásico medio y superior..... 617
6.2.5. La reactivación tectónica del Cretácico inferior.... 619
6.2.6. Del Cretácico "medio"-superior al Eoceno inferior... 621

6.2.7. La Formación Horca y el comienzo de la actividad tectónica compresiva..... 622
6.2.8. La deformación, el metamorfismo y la sedimentación durante el Mioceno inferior..... 622

CAPITULO 5: LOS RONDAIDES Y OTRAS UNIDADES SITUADAS EN EL CONTACTO ENTRE LAS ZONAS INTERNAS Y LAS EXTERNAS.

1.- INTRODUCCION. ANTECEDENTES.

La región en la que se produce el contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética (Fig. 2, §9) constituye un accidente geológico de importancia mayor, tanto desde un punto de vista tectónico como paleogeográfico. En efecto, a uno y otro lado de dicho contacto cambian radicalmente el estilo tectónico y la estratigrafía de las unidades diferenciadas. Así, en las Zonas Externas el zócalo paleozoico no aflora, el estilo de la tectónica es de despegue, el metamorfismo prácticamente no existe, el Trías es de facies germánica o germano-andaluza, y los sedimentos postriásicos alcanzan un notable espesor. Por el contrario, en las Zonas Internas el zócalo premesozoico aflora en grandes extensiones y, además, intensamente implicado en la estructura de mantos de corrimiento; el metamorfismo alpino ha afectado a amplias áreas, localmente con gran intensidad, el Trías es predominantemente de facies alpinas y las secuencias estratigráficas postriásicas alcanzan, cuando existen, un mínimo espesor.

El contacto entre las Zonas Internas y las Externas no es visible a lo largo de toda la Cordillera, sino solo en tres segmentos de la misma. El más occidental y extenso está comprendido entre Estepona y la depresión de Granada. El central es el de longitud mas reducida y se localiza al S de Sierra Arana, entre las depresiones de Granada y Guadix. El segmento oriental es el peor expuesto, ya que constituye una zona deprimida parcialmente cubierta por terrenos neógenos y cuaternarios, que se extiende desde la depresión de Guadix-Baza hasta la de Lorca-Alhama de Murcia; a menudo se le designa con el nombre de Corredor de Vélez Rubio-Sierra Espuña.

Después de 1.960 los tres segmentos del contacto entre las Zonas Internas y Externas han sido objeto de numerosos estudios que han permitido el reconocimiento de los principales rasgos de su estructura y la diferenciación de las unidades tectónicas implicadas en el mismo. Muchas de estas unidades pertenecen al Subbético s.l. o bien a alguno de los grandes complejos tectónicos clásicamente diferenciados en la Zona Bética; otros pertenecen al Complejo del Campo de Gibraltar; otros, por último, son de difícil asignación y su pertenencia a algunos de los grandes conjuntos de la Cordillera ha sido o es objeto de controversia. A estos últimos que, por lo general, son de dimensiones relativamente reducidas y continuidad lateral escasa, me referiré en este capítulo.

1.1.- Unidades representadas.

La estructura tectónica del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas es particularmente compleja, ya que la discontinuidad lateral de las unidades es una regla, la superposición de estructuras de diferente estilo y vergencia un hecho común y la variabilidad estratigráfica de unos puntos a otros especialmente notable. Estos hechos dificultan muchísimo el agrupamiento de los diferentes elementos tectónicos locales en conjuntos homogéneos de mayor entidad, a partir de los cuales sea

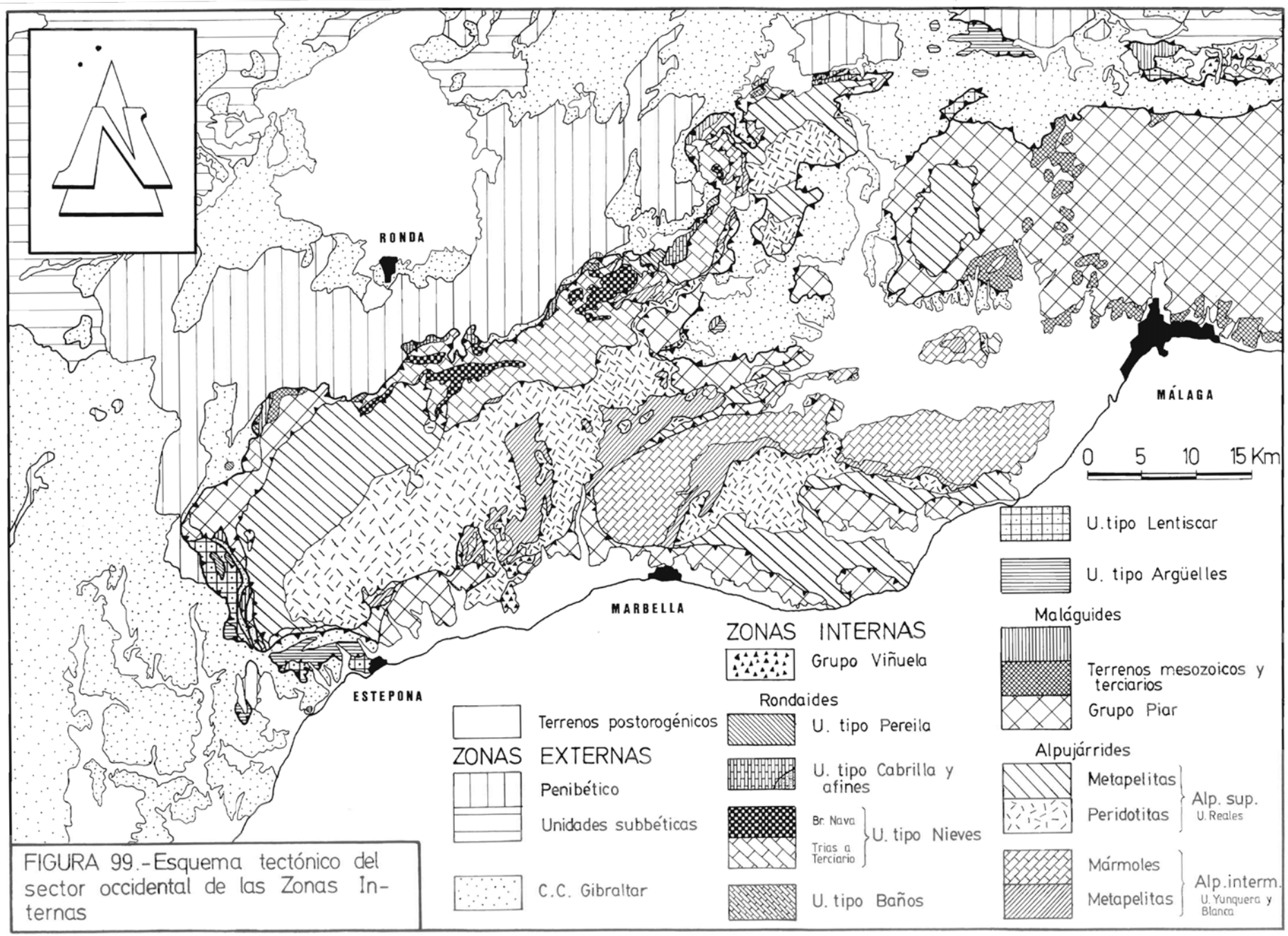


FIGURA 99.-Esquema tectónico del sector occidental de las Zonas Internas

posible realizar una reconstrucción palinspástico-paleogeográfica razonable y mínimamente coherente. Antes de proceder a tal agrupamiento es necesario confeccionar un catálogo lo más completo que sea posible de las unidades representadas, las cuales, en su mayor, parte han sido diferenciadas por autores precedentes.

1.1.1.- El sector oriental.

En la región comprendida entre la depresión de Guadix-Baza y la depresión de Lorca-Alhama de Murcia, el contacto entre las Zonas Internas y las Externas aflora de forma discontinua, parcialmente recubierto por sedimentos del Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario (Fig.100). El frente de las Zonas Internas está jalonado por una banda de anchura variable y estructura interna muy compleja formada por terrenos maláguides, al N de los cuales se levantan bruscamente una serie de relieves calcáreos pertenecientes al Subbético. En la zona deprimida situada en posición intermedia se reconocen tres alineaciones de materiales separadas por contactos tectónicos subverticales (**Mac-Gillavry et al., 1963; Hermes, 1984, 1985**):

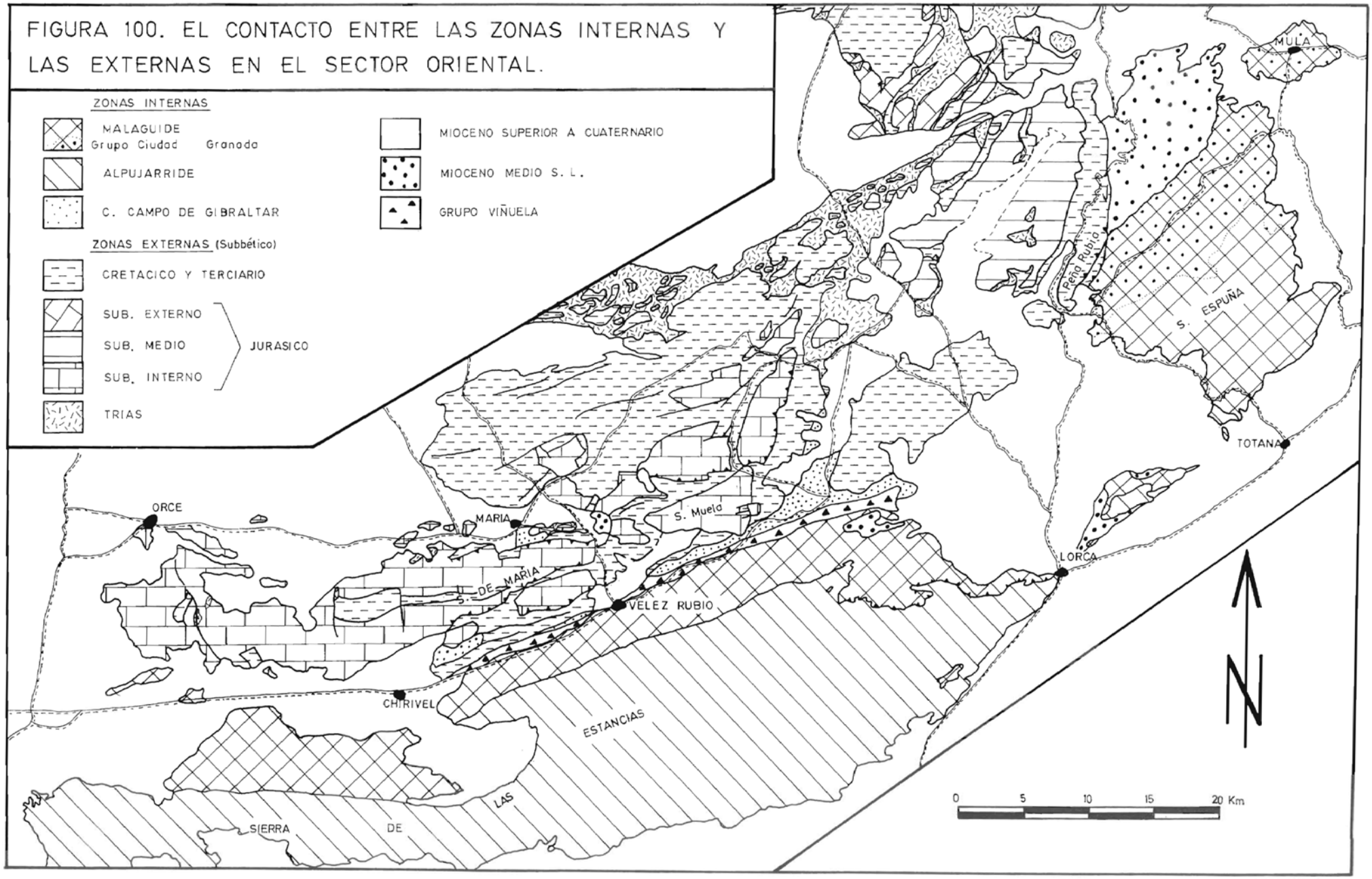
- La alineación septentrional está constituida por un conjunto heterogéneo de materiales flyschoides terciarios que ha sido denominado Formación Solana por los geólogos holandeses (**Geel, 1973; Hermes, 1984**). Este conjunto se puede incluir, sin reservas, en el Complejo del Campo de Gibraltar.

- La alineación intermedia está constituida por sedimentos miocénicos post-aquitanienses y pretortonienses, que han sido incluídos en las Formaciones Fuente y Espejos (**Mac-Gillavry et al., 1963; Hermes, 1963, 1984, 1985; Geel, 1967 , 1973; Soediono, 1970, 1971**). Estos materiales constituyen un elemento, tectonizado en el frente de las Zonas Internas, de la cobertera miocena transgresiva y discordante sobre las unidades alóctonas béticas s.s. previamente estructuradas.

- Los materiales de la alineación más interna son, en muchos puntos, estratigráficamente solidarios con los terrenos maláguides, sobre los cuales reposan en discordancia cartográfica. Constituyen la Formación o Grupo Ciudad Granada (**Soediono, 1969,1971**) y su filiación tectónica ha sido objeto de controversia, ya que para los geólogos holandeses (**Geel, 1967 , 1973; Hermes y Kuhry, 1969; Hermes, 1984**) pertenecerían a la serie estratigráfica maláguide, mientras que para algunos autores de la escuela francesa (**Fernex et al., 1965; Paquet, 1966, 1969, 1970, 1974; Magné y Paquet,1967 ; Rivière et al., 1980**) serían transgresivos y discordantes sobre las Zonas Internas y sobre el límite con las Zonas externas.

De acuerdo con lo expuesto, en el sector oriental de la Cordillera Bética las unidades tectónicas implicadas en el contacto entre las Zonas Internas y las Externas se pueden asimilar a alguno de los elementos estratigráficos y tectónicos que se reconocen sea en unas o sea en otras. Con la sola excepción de la Formación Solana (= Complejo del Campo de Gibraltar) no se reconocen otras unidades exclusivamente características del límite Zonas Internas Externas.

FIGURA 100. EL CONTACTO ENTRE LAS ZONAS INTERNAS Y LAS EXTERNAS EN EL SECTOR ORIENTAL.



1.1.2.- El sector central.

En el sector central de la Cordillera Bética el contacto entre las Zonas Internas y las Externas sólo aflora al S de Sierra Arana. No obstante, hay que mencionar, además, dos puntos en los que aparecen materiales característicos de dicho contacto, pero aislados de otros elementos tectónicos de filiación conocida por materiales neógenos y cuaternarios: son el **Jabalcón**, situado al N de la Sierra de Baza, y el corte de los **Baños de Alhama** de Granada.

En la región al S de Sierra Arana, situada entre las depresiones de Granada y Guadix (Fig.101), se pueden diferenciar de N a S, las siguientes unidades tectónicas (**Blumenthal y Fallot, 1935**).

- El Subbético de Sierra Arana
- Una "zona de escamas", formada por materiales mesozoicos y terciarios.
- Una franja de terrenos maláguides, denominados por **Blumenthal (1928b)** "zona de Cogollos Vega".
- Las unidades alpujárrides situadas al N de Sierra Nevada cuyo sustrato tectónico es visible en una serie de ventanas. (**Van Bemmelen, 1927**). Los materiales aflorantes en dichas ventanas fueron agrupados por **Durand-Delga y Fontboté (1960)** en la **unidad de Mora**.

Tanto la "zona de escamas" como la unidad de la Mora fueron inicialmente atribuídas al Subbético s.l. Sin embargo, **Durand-Delga (1966)** y **Durand-Delga y Foucault (1967)** las separaron de aquél y las incluyeron en un nuevo dominio paleogeográfico y estructural que denominaron "Dorsal Bética". Estos autores constataron, además, que las series estratigráficas de la "Zona de escamas" aparecen invertidas. Algo más tarde, **Foucault y Paquet (1970)** y **Foucault (1976)** reconocieron que en la "zona de escamas" se podrían diferenciar dos tipos básicos de unidades a partir de sus series estratigráficas, que denominaron **unidad(es) del Río Blanco** a la(s) más externa(s) y unidad(es) de **Majalijar** a la(s) más interna(s). Estas mismas unidades han sido denominadas por **García-Dueñas y Navarro-Vilá (1976, 1980)** y por **Balanyá (1982, 1984)**,respectivamente, **unidad de Cañamaya y unidad del Despeñadero**.

A diferencia de lo que sucede en los otros dos sectores, en la región de Sierra Arana no aparecen materiales pertenecientes al Complejo del Campo de Gibraltar, entre las Zonas Internas y las Externas. No obstante, dichos materiales sí aparecen más al S, sobre las Zonas Internas, en las regiones de Beas de Granada y de la cabecera del río Fardes. Reconocidos inicialmente por **Vera (1968)**, estos materiales fueron considerados transgresivos y discordantes sobre las Zonas Internas (**González-Donoso y Vera, 1968**), pero más tarde **Bourgois, Chauve y Peyre (1973)** los atribuyeron al Complejo del Campo de Gibraltar y los consideraron alóctonos sobre las Zonas Internas, hipótesis que ha sido confirmada y demostrada por **Rodríguez Fernández (1982)**.

En resumen, en el sector central del contacto entre las Zonas Internas y Externas se pueden diferenciar los siguientes afloramien-

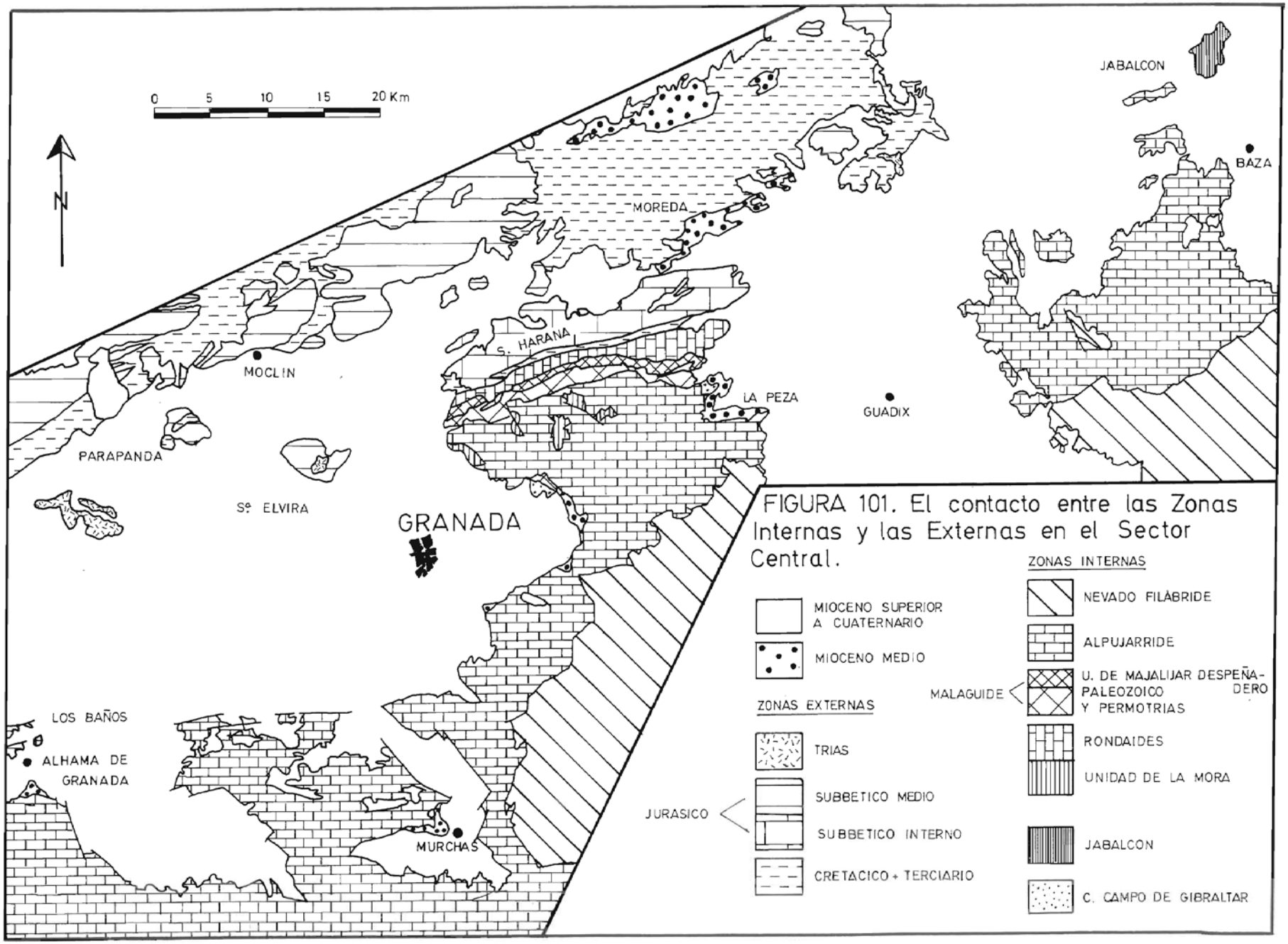


FIGURA 101. El contacto entre las Zonas Internas y las Externas en el Sector Central.

tos y unidades: el Jabalcón, los Baños de Alhama, la unidad de la Mora la unidad del Majalijar-Despeñadero y la unidad de Río Blanco-Cañamaya. Conviene recordar que estas "unidades" son de hecho tectónicamente "complejas", dada su estructura interna en escamas.

1.1.3.- El sector occidental.

A partir de Sierra Tejeda y hacia el O hasta Estepona, el contacto entre las Zonas Externas y las Internas aflora sin interrupción, excepto en un pequeño sector al SO de El Chorro, donde se encuentra fosilizado por materiales tortonienses postorogénicos. En este sector occidental aparece el mayor número de las unidades implicadas en dicho contacto. Estas presentan una enorme discontinuidad lateral, salvo en el caso de la unidad de las Nieves, y una máxima variabilidad estratigráfica. Muchas de ellas aparecen parcialmente englobadas en materiales pertenecientes al Complejo del Campo de Gibraltar.

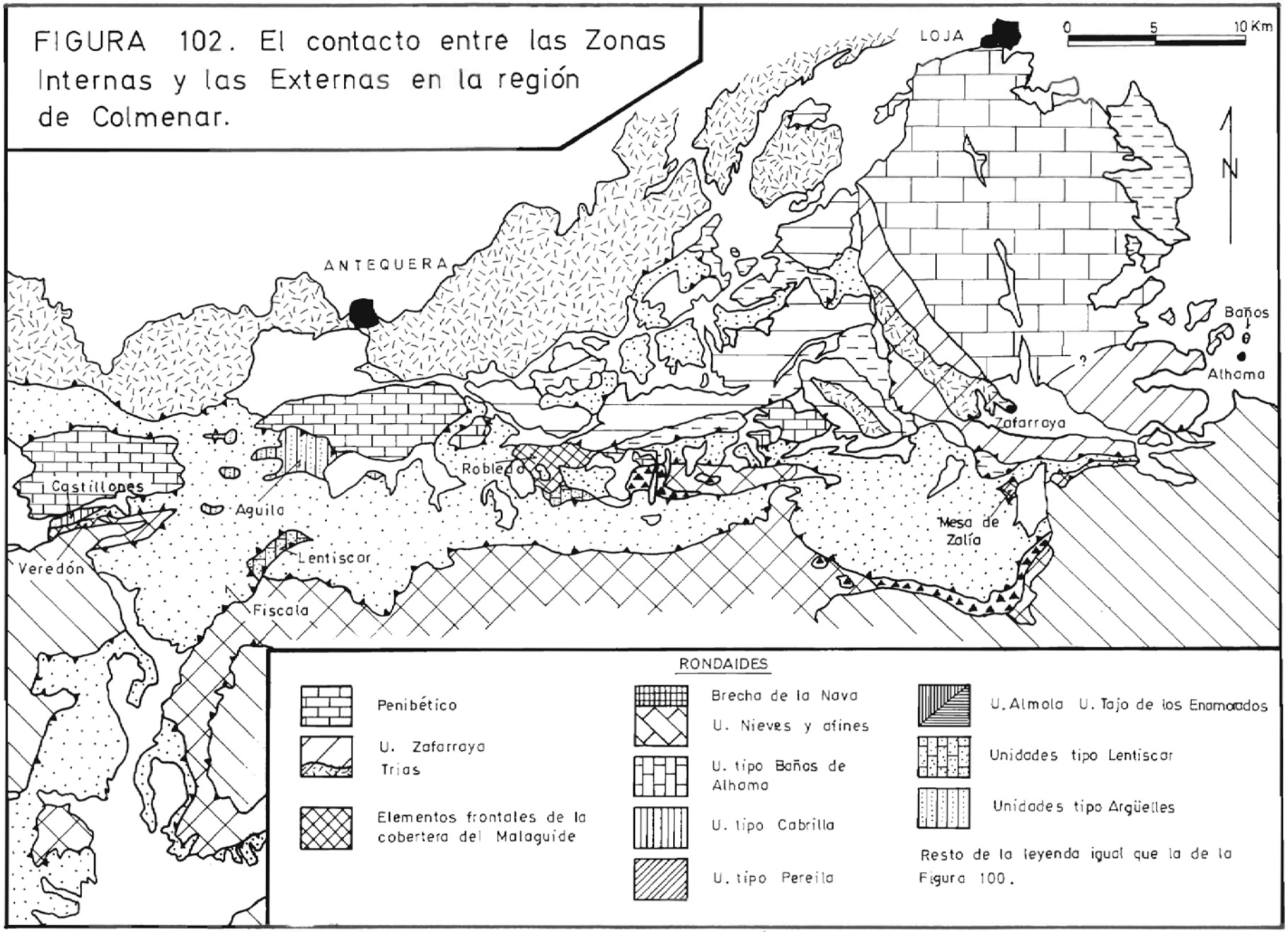
El contacto entre las Zonas Internas y las Externas en el sector occidental de la Cordillera ha sido estudiado por diversos autores, entre los cuales hay que señalar a **Blumenthal (1927, 1928a, 1930, 1931, 1933), Kockel (1963); Dürr (1967); Didon (1969); Didon et al., (1973); Peyre (1974); Bourgois (1978, 1980); Felder (1978, 1980, 1981); Martín-Algarra (1980a) y Olivier (1984).** El resultado de estos estudios ha sido la individualización de las unidades en él implicadas que, por regiones y de E a O, enumeraré a continuación:

a) En la región de Colmenar, (Fig. 102) esto es, entre Sierra Tejeda y El Chorro, el borde septentrional de las Zonas Internas está formado por terrenos maláguides y alpujárrides y el borde meridional de las Zonas externas por el Penibético y por las unidades de la región de la Alta Cadena, y de la Sierra de Alhama. Aparte de la unidad de Zafarraya (a cuya situación partícular, habida cuenta del estado actual de los conocimientos, ya me referí en el apartado 3.8. del capítulo 3 de este trabajo) así como de los materiales pertenecientes al Complejo del Campo de Gibraltar, en el contacto entre las Zonas Internas y Externas de la región de Colmenar se pueden reconocer las siguientes unidades **(Peyre, 1974)**:

- **El Complejo de Aguila** aflora al SO del Torcal de Antequera, y las "unidades superpuestas" de **Valdivia, Rengles y Peñones de Colmenar**, al S de la Alta Cadena. Todas ellas así como sus fragmentos reposan sobre o están englobadas en las formaciones arcillosas del Complejo del Campo de Gibraltar.

- **La unidad de Lentiscar**, aflora al SE del Valle de Abdalajís englobada en la Formación Numidoide y en posición tectónica suprabética; la **unidad de la Parda-Relamar** es litológicamente similar a la anterior pero aflora muy tectonizada en el eje del dispositivo tectónico en abanico que se localiza en el contacto entre las Zonas Internas y las Externas.

FIGURA 102. El contacto entre las Zonas Internas y las Externas en la región de Colmenar.



- **La unidad de Robledo**, en la que también se puede incluir a la unidad de la Mesa de Zalía, de **Mathis (1974)**, aparece en ventana tectónica bajo los terrenos del Complejo del Campo de Gibraltar.

b) En el Chorro, (Fig.102) además de elementos asignables a alguna de las unidades arriba citadas, hay que señalar a la **unidad de Castillones** y a los diversos elementos que constituyen la **serie de Veredón de Peyre (1974)**, que aparecen verticalizados y muy tectonizados entre el Penibético de la Sierra Huma y el Maláguide.

c) En la región de Alozaina (Fig. 103), sobre o dentro de la Formación Numidoide, **Bourgois (1978)** ha diferenciado las **unidades de Ardite 1 y Ardite 2**, así como una unidad formada por un "Complejo de Aptychus" y otros materiales fragmentarios.

d) En los alrededores de Ardales (Fig. 103) el frente de las Zonas Externas está ocupado por terrenos maláguides, paleozoicos y permotriásicos al borde externo de los cuales aparecen una serie de materiales mesozoicos y terciarios muy tectonizados que constituyen las **Lomas del Duende y de la Galeota**, al NE de Ardales, así como el **Tajo de la Laja** y la **Loma del Castillo de Turón**.

e) Al SE y E de Ronda (Fig. 103) se localiza la unidad tectónica más extensa e importante del límite entre las Zonas Internas y Externas de la Cordillera Bética: la **unidad de las Nieves**. Esta unidad aflora desde Alpandeire hasta la Sierra de Alcaparaín. En su frente aparecen pinzadas una serie de unidades tectónicas lateralmente discontínuas que constituyen una serie de relieves y que son, de NE a SO, las siguientes:

- **La unidad de Pereila**, definida por **Buser (1977-78)** y que incluye tanto a los terrenos del "anticlinal de Perella" (= Pereila) de **Kockel (1963)** como los bloques de materiales mesozoicos que aparecen englobados en la Formación Numidoide entre el Cortijo de Espíldora y (=Píldora) y Puerto Martínez (zona de Espíldora de **Blumenthal, 1930**). **Bourgois (1978, 1979)** ha diferenciado la unidad de la Cañada Perella de la unidad de Espíldora pero aparte de la discontinuidad de los afloramientos no parece haber diferencias esenciales que justifiquen tal subdivisión.

- **La unidad de Cabrilla**, que aparece subdividida en dos escamas: una inferior que constituye el Tajo de los Artilleros, y otra superior, que constituye la Sierra Cabrilla.

- Los fragmentos mesozoicos del frente del afloramiento maláguide del Convento de las Nieves (**Peñoncito y afines**).

- **El Tajo de los Enamorados** y el **Peñón de Ronda** que, también aparecen constituidos por dos escamas. Junto con el **Tajo de Pompeya**, la **Sierra del Oreganal** y la **Almola**, fueron incluídos por **Dürr (1967)** en la **unidad de Enamorados**, atribución que respeté en mi Tesis de Licenciatura (**Martín-Algarra, 1980a**), si bien señalé que las series estratigráficas difieren de unos elementos a otros. En la actualidad pienso que cada uno de ellos debe

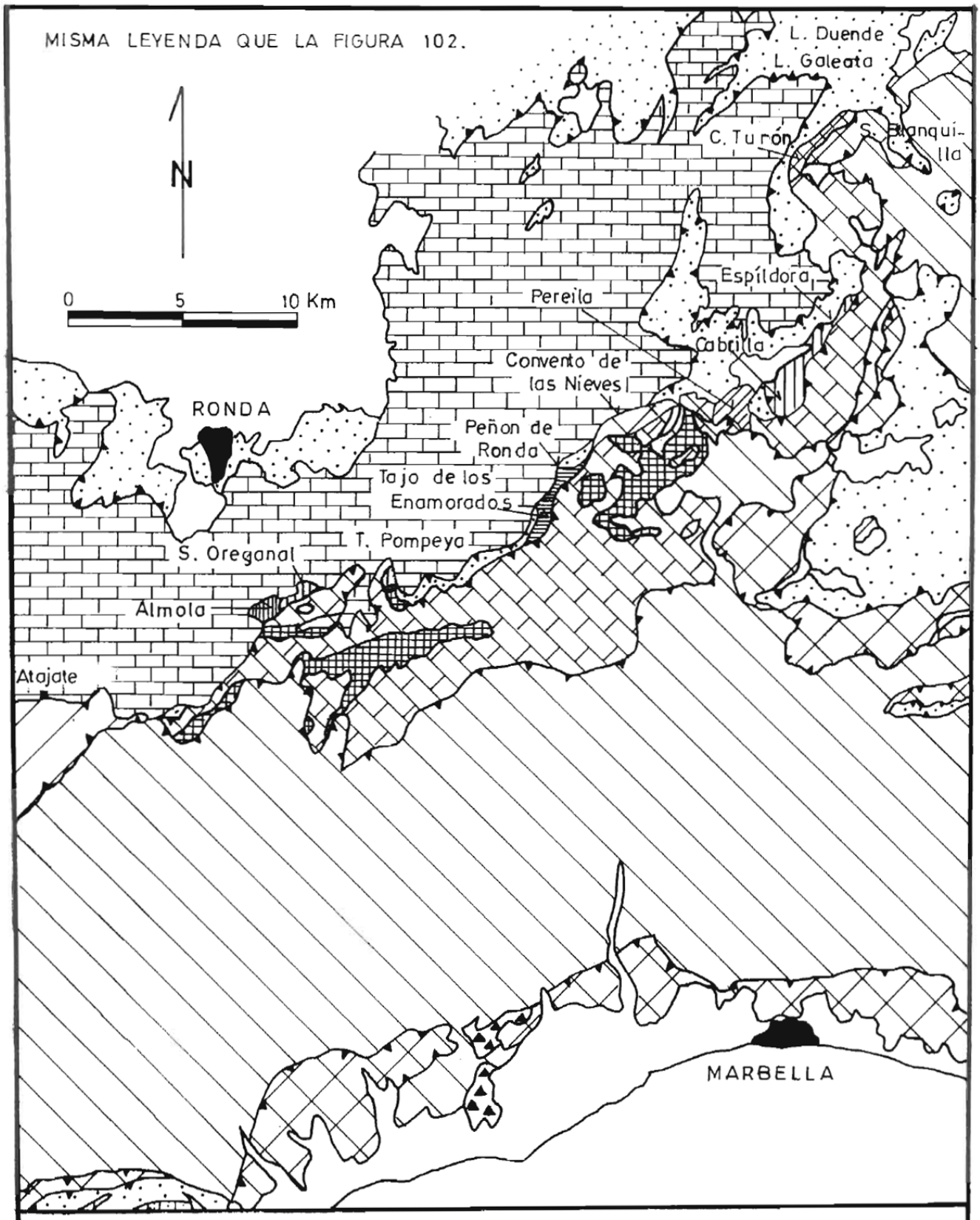


FIGURA 103. El contacto entre las Zonas Internas y las Externas en la Serranía de Ronda.

ser considerado como una unidad independiente, a juzgar por los datos estratigráficos.

f) Entre Atajate y Casares (Fig. 104), al frente de las Zonas Internas aparecen una serie de relieves que fueron agrupados por **Dürr (1967)** en la **unidad de Benadalid. Didon (1969), Didon et al., (1973) y Felder (1978, 1980)** han demostrado que esta unidad comprende elementos tectónicos diferentes. Así, en la Sierra de Benadalid se pueden diferenciar dos unidades imbricadas y en serie inversa: una externa que **Del Olmo et al.** (en prensa) han denominado **unidad del Poyatillo**, y otra interna, que es la **unidad del Peñón de Benadalid.** El conjunto **Sierrecilla de Algatocín-Poyato** constituye otra unidad estructural independiente de las anteriores al igual que el **Hacho de Gaucín.** La Peña del **Castillo de Gaucín** y la **Sierra Crestellina,** a su vez, son estratigráficamente distintas de las anteriores y estructuralmente complejas, ya que aparecen constituídas por varias escamas.

g) En el Rincón de Estepona (Fig. 104), esto es, entre Gaucín y Estepona, **Didon (1960, 1960-62, 1969)** agrupó en la **Unidad de Argüelles** una serie de fragmentos de secuencias estratigráficas esencialmente terciarias y en su mayor parte constituídas por calizas de Microcodium. En la **unidad de Camarote** reunió a una formación cretácica margoareniscosa y microbréchica que denominó "Complejo de Aptychus", así como a una serie de grandes bloques de materiales mesozoicos, esencialmente liásicos que aparecen englobados en su seno y que constituyen el **Tajarillo**, la **Loma de Enmedio** y otros bloques menores existentes en el **arroyo de Limas** y al O de Sierra Cretallina, así como el **Cerro de la Laguna**, situado al O de la Sierrecilla de Algatocín. Todos estos bloques jurásicos fueron incluídos por **Dürr (1967)** y en su **unidad del Tajarillo**, junto con el Cerro del Camarote y la Punta de Doncella.

A las unidades existentes entre Ardales y Estepona hay que añadir una serie de escamas discontinuas de materiales cretácicos y terciarios, sobre todo neocomiense (escama de la Huerta del Hacho, de **Didon, 1969**), que han sido agrupados por **Olivier (1984)** en una unidad con "Neocomiense blanco esquirloso", pero que en mi opinión, como se verá al describir las series estratigráficas, también podrían pertenecer a cualquiera de las otras unidades más arriba mencionadas.

Otras unidades que es necesario incluir en este apartado, aunque en la Cordillera Bética no afloran en el límite entre las Zonas Internas y Externas, son el Peñón de Gibraltar y la Peña de los Pastores, de Algeciras, los cuales, al igual que las unidades del Yebel Musa en el Rif, se ha supuesto que se ubicaron originalmente en un dominio paleogeográfico situado entre las Zonas Internas y las Externas.

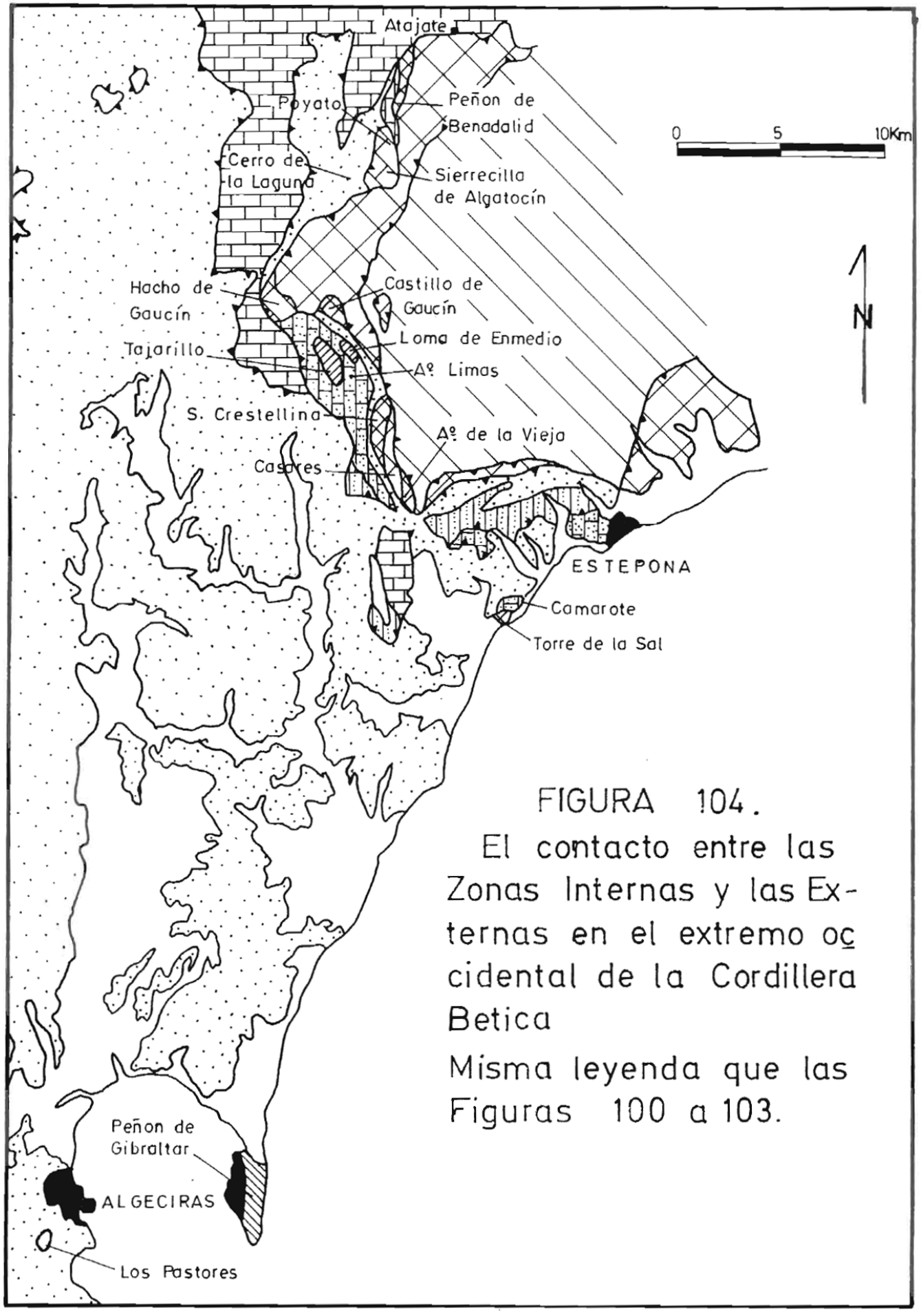


FIGURA 104.

El contacto entre las Zonas Internas y las Externas en el extremo occidental de la Cordillera Betica

Misma leyenda que las Figuras 100 a 103.

1.2.- Cuestiones de nomenclatura.

1.2.1.- Las nociones del "Penibético interno" y de Rondaides.

Blumenthal (1927, 1928a, 1930, 1931, 1933) fué el primer autor que se ocupó, de forma sistemática, del estudio de las unidades situadas entre las Zonas Internas y las Externas en la Cordillera Bética occidental. Fruto de sus trabajos fue la individualización tectónica de una parte considerable de las unidades arriba mencionadas que agrupó, esencialmente, en dos conjuntos: el "Penibético interno" y los Rondaides.

Las vicisitudes del término Penibético ya han sido comentadas (Cap. 2, apartado 1) así como precisado su sentido en este trabajo. Baste aquí con señalar que, en su "Penibético interno", también denominado "Penibético s.s." por **Fallot** (1948), incluyó a la mayor parte de las escamas de materiales mesozoicos, sobre todo jurásicos, que jalonan el contacto entre las Zonas Internas y las Externas del sector occidental.

En los Rondaides, **Blumenthal (op. cit.)** incluyó a los materiales que actualmente se consideran pertenecientes a la unidad de las Nieves. Para este autor, los Rondaides constituirían un gran manto de corrimiento que cabalga al Penibético y que es cabalgado por el Bético de Málaga. Por su posición tectónica y por su constitución litoestratigráfica a base de Trías de facies alpina, este autor consideró que los Rondaides serían equivalentes de los Alpujárrides definidos por **Brouwer** (1926) y sus discípulos en el sector central y oriental de la Cordillera (**Van Bemmelen, 1927; Westerweld, 1929; Jansen, 1936, etc.**).

1.2.2.- La noción de "Zona Límite".

La noción de "Zona Límite" fue introducida por **Paquet** (1966) en la región de Sierra Espuña para designar al contacto entre las Zonas Internas y las Externas. Este término ha sido empleado también por **Didon** (1969) **y Peyre** (1969a,b, 1974) en el sector occidental. Según **Paquet** (1966, 1969) la "Zona Límite de río Pliego", esto es, la región situada entre la Sierra Espuña y las Sierras de la Peña Rubia y de Ponce, constituiría una vasta cubeta sinclinal, rellena de materiales del Eoceno superior al Mioceno inferior que fosilizarían el contacto entre las Zonas Internas y Externas, cuya estructuración había tenido lugar antes del Eoceno superior. Los materiales que constituyen la "Zona Límite de Río Pliego" pertenecen esencialmente al Grupo Ciudad Granada. Como más arriba he mencionado (cf.1.1.1.) el carácter postectónico de dichos materiales ha sido seriamente cuestionado por **Hermes y Kuhry** (1969) y, recientemente, también por **Durand-Delga** (1980a). Muchos autores franceses han defendido, no obstante, las conclusiones de **Paquet** (1969), lo que les ha obligado a admitir una asincronía tectónica en la estructuración del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas, entre los sectores orientales y los occidentales de la cadena (**Bourgois et al., 1972; Rivière et al., 1980**).

1.2.3.- Sobre el término "dorsal" y su significado geológico.

1.2.3.1.- La "espina dorsal" del Rif.

El término "dorsal" o "cadena calcárea" fue introducido por **Fallot (1937)** para designar a la alineación de escarpados relieves calcáreos del Rif, en buena parte formados por materiales triásicos de facies alpina, que separan la "Zona Paleozoica" de la "Zona Margoquistosa" de este autor. En las Grande y Pequeña Cabilias argelinas una alineación calcárea situada en una posición geográfica y geológica equivalente recibe, desde antiguo, una denominación similar.

Los relieves que **Fallot (1937)** denominó "dorsal rifeña" se agrupan en dos segmentos principales: uno es la Sierra del Hauz, que se alarga desde las proximidades de Ceuta hasta Tetuán, donde la interrumpe el valle del río Martín; el otro es la Dorsal calcárea propiamente dicha que se extiende desde Tetuán hasta Asifane. A estos dos segmentos habría que añadir un tercero, geográficamente independiente, al que también en parte se aplica ahora el término "dorsal", que es el de la región de Bokoya, al SO de Alhucemas.

La Sierra del Hauz era considerada por **Fallot (1937)**, **Blumenthal (1927)** y **Fallot y Marín (1939)** como la cobertera parautóctona de la "Zona Paleozoica", cuya equivalencia estratigráfica con el Paleozoico del Bético de Málaga señalaron. Además la Sierra del Hauz se hundiría bajo los terrenos principalmente terciarios de la "Zona Margoesquistosa" cuyo sustrato estratigráfico constituiría. En la Dorsal calcárea, sin embargo, **Fallot (1937)** constató algunas superposiciones anómalas entre diversos elementos mesozoicos y también de otros procedentes de la "Zona Paleozoica" (isleo del Talambote), pero éstas serían de limitada magnitud. Una situación equivalente fue reconocida por **Blumenthal (1937)** en la región de Bokoya.

Fallot (1937) también señaló en éste (p. 325, s.s., p.494) y en otros trabajos **(Fallot, 1954)** que existe una notable afinidad estratigráfica entre los terrenos de la dorsal rifeña y los de los Alpujárrides y Nondaides de la Cordillera Bética, de los cuales se diferenciaría por su estructura, relativamente parautóctona mientras que estos últimos estarían formados por grandes mantos de corrimiento. De igual modo, **Fallot (1937, p. 327)** advirtió la existencia de variaciones estratigráficas importantes entre la dorsal rifeña y la geográficamente equivalente "Cadena Calcárea" de las Cabilias argelinas, sobre todo en lo relativo al Trías.

Como puede verse, por tanto, el término "dorsal" que en principio poseería un significado geográfico y geomorfológico (el de ser la "espina dorsal", esto es, el relieve principal de una cadena), también tendría un cierto significado estructural.

1.2.3.2.- La aloctonía de las "cadenas calcáreas" y la nomenclatura geológica del Rif.

El esquema tectónico y la nomenclatura propuestas por **Fallot** (1937) para el Rif sufrieron notables modificaciones a raíz de los trabajos de **Durand-Delga** y **Mattauer** (1959a, b, c, 1960; **Mattauer** (1960, 1963) y **Durand-Delga et al.** (1960-62) que establecieron la completa aloctonía de todas las unidades estructurales tanto internas como externas del Rif e individualizaron el Complejo de los Flyschs. Fue **Durand-Delga** (1963) quien propuso una nueva terminología, paralela y equivalente a la usual en la Cordillera Bética, que ha sido la que ha perdurado en trabajos posteriores. Así en las Zonas Internas que comprenderían la Zona paleozoica y la Cadena Calcárea) definió los siguientes grupos de unidades alóctonas:

- Los **Sébtides**, serían equivalentes de los Alpujárrides, en particular de los Alpujárrides occidentales individualizados por **Dürr et al.** (1961, 1960-62) y por **Hoeppener et al.** (1963, 1964). Están formados esencialmente por rocas ígneas y metamórficas.
- Los **Ghomárides** serían equivalentes de los Maláguides y están formados principalmente por el Paleozoico no metamórfico de la zona interna del Rif.
- Los **Tetuánides** estarían formados por las unidades que constituyen la cadena calcárea o dorsal rifeña de Fallot. Este término, que sería equivalente al de Rondaides de la Cordillera Bética, y cuyo significado es estrictamente tectónico-a diferencia del de "dorsal"- lamentablemente no ha sido jamás vuelto a usar por el propio autor que lo definió, el cual lo he reemplazado por el de "Dorsal", cuyo significado ha pasado a ser tectónico y, sobre todo, paleogeográfico, como luego se verá.

A lo largo de los años 60, una serie de estudios detallados realizados tanto en el Hauz (**Kornprobst, 1966; Raoult, 1966; Leikine, 1969**) como en la Dorsal calcárea (**Griffon, 1966; Gutnic, 1969**) o en los Bokoyas (**Mégard, 1969; Andrieux, 1971**) además de confirmar la completa aloctonía de la "cadena calcárea" (= dorsal rifeña) aportaron numerosos datos sobre su estratigrafía y estructura interna. Así se estableció que el Hauz presenta una complicada estructura en escamas que, en diversas zonas, aparecen además en posición invertida, mientras que en la Dorsal calcárea las unidades representadas se superponen unas sobre otras manteniendo preferentemente la polaridad normal de las series. Por otra parte se diferenciaron, sobre la base de las características estratigráficas, unas unidades "externas" de otras "internas", siendo las secuencias de estas últimas relativamente parecidas a la de la cobertera del Paleozoico Ghomáride. La totalidad de las unidades alóctonas de las Zonas Internas procederían del este y la verticalización o incluso inversión de las estructuras se debería al encajamiento de las unidades de la Zona Paleozoica bajo la cadena calcárea a consecuencia del extremo aplastamiento provocado por la orogenia en este sector

(Raoult, 1963). Entre otros datos, sobre todo relativos al "Complejo de los Flyschs", el estudio de estas unidades fue determinante para la emisión, por **Durand-Delga (1963, 1966)**, del modelo geotectónico de la succión.

1.2.3.3.- La "Dorsal Bética".

Después de Fallot y Blumenthal las semejanzas existentes entre la cadena calcárea rifeña y los Rondaides béticos fueron señaladas de nuevo por **Hoeppener et al. (1963, 1964)**, tras realizar un detallado estudio **(Kockel, 1963; Dürr, 1967)** sobre el contacto entre las Zonas Internas y Externas desde Estepona hasta El Chorro. Estos autores, sobre la base de la existencia de terrenos jurásicos en los Rondaides, los distinguieron de los Alpujárrides aunque más tarde, **Mauthe (1971)** los incluyó explícitamente, en las "Unidades Alpujárridas no metamórficas". Por su parte, **Durand-Delga y Foucault (1967)**, tras estudiar la zona de imbricaciones distinguida por **Blumenthal y Fallot (1935)** entre el Subbético de Sierra Arana y el Maláguide de la "Zona de Cogollos Vega" de **Blumenthal (1928b)**, señalaron las semejanzas de esta zona con las "Dorsales Rifeña y Cabileña" y en ella definieron la "Dorsal Bética", poco antes denominada "Cadena Calcárea" por **Durand-Delga (1966)**, que constituiría un nuevo dominio paleogeográfico y estructural en el que incluyeron también a la unidad de la Mora, definida previamente por **Durand-Delga y Fontboté (1960)**. A partir de entonces, el catálogo de unidades atribuídas a la "Dorsal Bética" ha ido aumentando **(Durand-Delga y Foucault,1968; Didon, 1969; Peyre, 1969a,b)**, hasta que fue definitivamente completado por **Durand-Delga et al. (1970)**, con la inclusión en dicho dominio de los Rondaides y el Penibético interno de **Blumenthal (1930, 1933)**.

1.2.3.4.- La teoría de la succión.

La "Dorsal Bética" formaría parte, según **Durand-Delga (1966, 1967, 1969, 1972)** de un dominio paleogeográfico que se situaría , a la periferia de las Zonas Internas. Este dominio, que **Durand-Delga (1972, 1980a)** ha denominado "Dorsal Perimediterránea o Magrébide" habría sido continuo desde la Cordillera Bética hasta Calabria y separaría las Zonas Internas del Surco de los Flyschs, que se situaría en posición "citra" o "infra" (cf. cap. 4, ap. 1.2.2.), es decir, entre las Zonas Internas y las Zonas Externas. En el Arco de Gibraltar, los sectores externos de la "Dorsal" transicionarían al Surco de los Flyschs por medio de una "Zona Predorsaliense" y, a través de la "Dorsal Interna", al conjunto Maláguide-Ghomáride, que se situaría, a su vez, en posición paleogeográfica más externa que el conjunto Alpujárride Sébtide. De acuerdo con este modelo paleogeográfico (Fig. 105) no existiría una relación paleogeográfica entre la "Dorsal" y el Alpujárride. Por otra parte las cadenas perimediterráneas presentarían una cicatriz estructural fundamental a nivel del contacto entre las Zonas Internas y Externas, cicatriz que sufriría una torsión paleogeográfica en el Arco de Gibraltar y que coincidiría con la "zona de raíz", por llamarla de alguna manera, del "Complejo de los Flyschs".

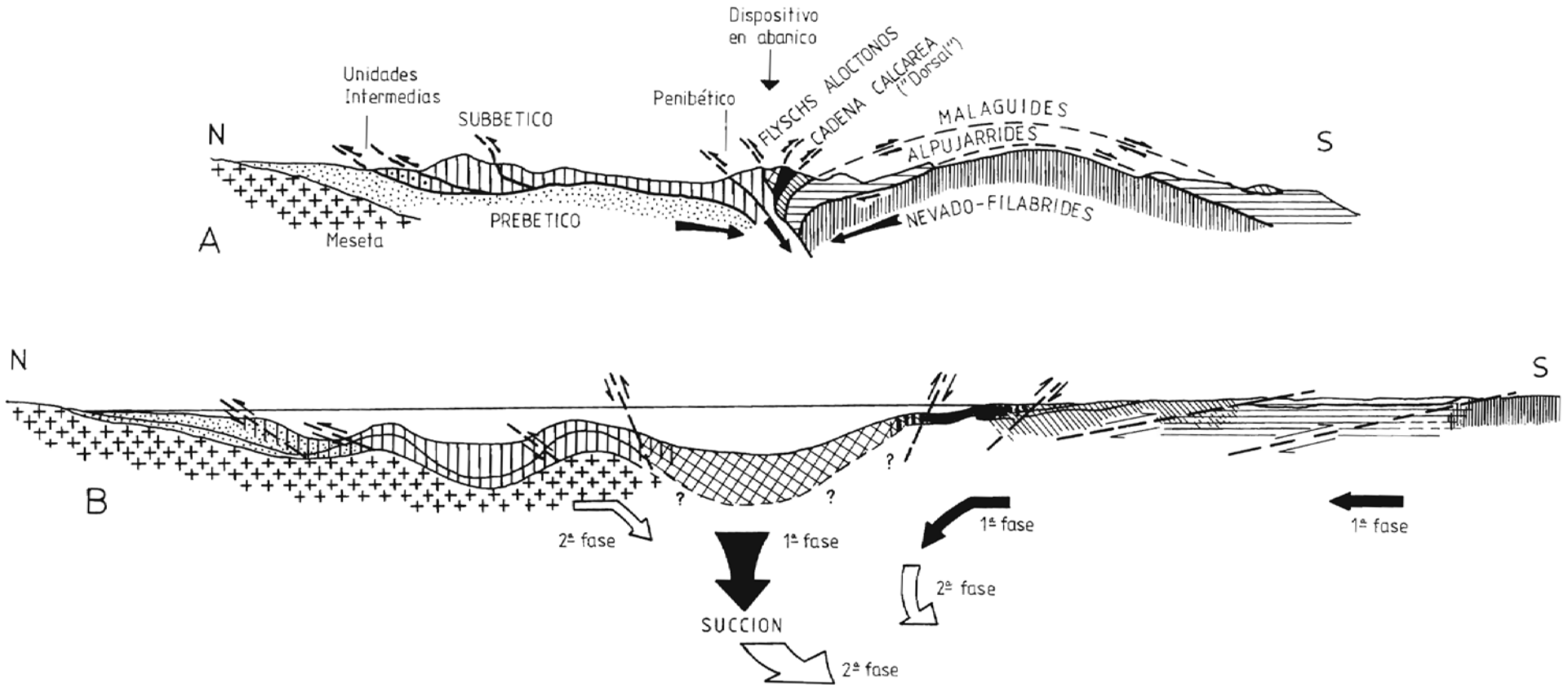


FIGURA 105.- Esquema ilustrativo de la estructura de la Cordillera Bética de acuerdo con la teoría de la succión (A) y reconstrucción paleogeográfica resultante (B).

La tectogénesis se habría debido a una "succión" localizada en el Surco de los Flyschs, que habría aspirado hacia sí, en primer lugar y durante el Oligoceno-Mioceno inferior, a los niveles profundos de la corteza que más tarde constituyeron las Zonas Internas, y en segundo lugar y durante el Mioceno medio, al zócalo de las Zonas Externas (**Durand-Delga, 1966**). De esta manera los materiales de cobertera de las Zonas Externas habrían sido despegados de su zócalo y expulsados hacia el exterior, mientras que en las Zonas Internas la estructuración habría tenido lugar hacia el interior de la cadena. Los Flyschs y la "Dorsal" ocuparían la zona axial de la cicatriz y presentarían una estructura "en abanico" (**Didon y Peyre, 1964**), de ahí la inversión hacia el interior de la cadena que, con frecuencia se observa en las escamas de la "Dorsal" (Sierra Arana, Sierra de Benadalid y la superposición de los Flyschs tanto sobre las Zonas Internas como sobre las Externas.

La teoría de la succión y el modelo paleogeográfico a ella asociado y propuesto para la Cordillera Bética por **Durand-Delga (1966)** implica que el Arco de Gibraltar es de origen paleogeográfico y que las unidades internas de la Cordillera Bética se han desplazado desde el N hacia el S, de manera que el Maláguide sería la más externa de las unidades béticas y el Nevado-Filábride la más interna. Esta interpretación, que fue también propuesta sólo para el "Bético de Málaga" por **Mac-Gillavry (1964)** tras un análisis y comparación estratigráfica entre las series subbéticas más internas y las series maláguides postpaleozoicas de la región de Vélez Rubio - Sierra Espuña, ha chocado sistemáticamente con las interpretaciones de los tectónicos en las Zonas Internas (**Egeler y Simon, 1969; Fontboté, 1970; Aldaya, 1969; Orozco, 1972; Gallegos, 1975; García-Dueñas y Navarro-Vilá, 1976; Navarro-Vilá, 1977; Delgado, 1978; Felder, 1978; Estevez et al., 1985, etc.**), salvo contadas excepciones como **Fernex (1968); Boulin (1964,1970)** y **Jacquin (1970)**. En efecto, la práctica totalidad de los geólogos que han trabajado en las Zonas Internas han defendido las interpretaciones clásicas de **Brouwer (1926), Staub (1926, 1934), Blumenthal (1927, 1928, 1933, 1949)** y **Fallot (1948, 1954)** según las cuales los desplazamientos de las unidades internas béticas habrían tenido lugar desde el interior (S) hacia el exterior (N) de la Cordillera.

1.2.3.5.- El significado de los términos "dorsal" y "Rondaides".

El término "dorsal", cuyo uso se ha generalizado entre los geólogos de la escuela francesa, en unos casos no ha sido utilizado y, en otros lo ha sido con reticencias o matices, por geólogos de otras escuelas, en especial por los españoles. Ello se debe, en mi opinión, a tres razones:

- En primer lugar porque el término "dorsal" no es de origen tectónico, ni tampoco paleogeográfico, sino geomorfológico y con él se han reemplazado a términos tectónicos, no locales sino regionales (p.e. Rondaides), relativamente bien definidos y preexistentes.

- En segundo lugar, porque induce a confusión con la noción de dorsal de la Tectónica de Placas, con la cual nada tiene que ver.

- En tercer lugar, y sobre todo, porque desde su definición el término "dorsal" conlleva un modelo paleogeográfico que niega toda relación con el Alpujárride y al que se llega a través de una interpretación geotectónica de la estructura de las cordilleras alpinas perimediterráneas en general, y de la Cordillera Bética en particular, basada en la teoría de la succión.

En la Tectónica de Placas una dorsal es la expresión morfológica de una zona de acreción del fondo oceánico. Por tanto, las dorsales están constituídas por rocas ígneas básicas y ultrabásicas, principalmente volcánicas, así como por sedimentos marinos normalmente profundos y otros que son producto de la propia erosión de las dorsales (**Jenkyns, 1978**). Ciertamente, como ha señalado **Olivier (1984, p. 22)** en el Orógeno Alpino Perimediterráneo la confusión de la "dorsal" con una zona de acreción de placas es difícil en principio, puesto que el término ha sido usado con profusión en la literatura para referirse a unidades estructurales compuestas por rocas que nada tienen que ver con las de las dorsales oceánicas. Sin embargo me parece incuestionable que el término induce a confusión al lector no introducido en la geología de las Cordilleras Alpinas del Mediterráneo occidental, ya que se tiende a asociar espontáneamente la noción de "dorsal" con una zona fósil de acreción de placas, cosa que, para colmo, nada tiene que ver con la geología de nuestras regiones.

El término Rondaides fue introducido por **Blumenthal (1928a, 1930, 1933)** para designar a la unidad estructural que ahora se conoce como unidad de las Nieves. El término, pues, tiene un significado tectónico y fue usado por **Fallot (1948)** en idéntico sentido. Este término fue de nuevo reintroducido en la literatura por **Hoeppener et al. (1963, 1964)** con un sentido análogo al de su definición original, que puede considerarse correcta desde el punto de vista tectónico. Sin embargo, la noción de Rondaides se ha visto marginada y reemplazada por la de "dorsal".

Es cierto que son muy marcadas las semejanzas estratigráficas de la unidad de las Nieves con la mayor parte de los afloramientos de la unidad de Benadalid de **Dürr (1967)** o con los de la "zona de escamas" de Sierra Arana, de **Blumenthal y Fallot (1935)** y que estos no fueron, sin embargo incluidos en los Rondaides por **Hoeppener et al. (1963, 1964)** mientras que sí lo fueron en la "Dorsal bética" por **Durand-Delga et al. (1970)**. No obstante, no hay que olvidar que la posición tectónica de detalle de los elementos fragmentarios que **Dürr (1967)** incluyó en su unidad de Benadalid es diferente de la de su unidad de las Nieves, ya que ésta aparece cabalgada por el Paleozoico maláguide, mientras que aquéllos reposan sobre éste mediante un contacto muy inclinado o, subvertical; hoy sí sabemos, pero entonces no, que esta posición estructural carece de significado paleogeográfico al haber sufrido el contacto entre las Zonas Internas y Externas una intensa

tectónica polifásica. Por lo que se refiere a la "zona de escamas" de Sierra Arana, el único estudio detallado entonces disponible (**Blumenthal y Fallot, 1935**) atribuía sus materiales al Subbético o al Penibético s.s. (= cobertera del Bético de Málaga). Pero, por otro lado, fueron **Hoeppener et al. (1963, 1964)** los primeros autores modernos que se percataron de las semejanzas y equivalencias tectónicas y estratigráficos entre las unidades de la "dorsal rifeña" de **Fallot (1937)** y los Rondaides de la Cordillera Bética, a lo cual hicieron referencia expresa en sus trabajos. Aparentemente para enfatizar estas semejanzas **Durand-Delga (1963)** introdujo el término Tetuánides que parece equivalente al de Rondaides (al igual que los Sébtides lo son de los Alpujárrides y los Ghomárides de los Maláguides) aunque luego lo abandonara, a diferencia de los otros dos. **Felder (1978, 1980, 1981)**, por su parte, teniendo en cuenta estos hechos y respetando la prioridad del término Rondaides incluyó en éstos a la totalidad de los afloramientos de la "Dorsal bética" de los autores franceses.

1.2.3.6.- El fondo de la cuestión: la interpretación paleogeográfica.

Olivier (1984, p. 22) ha rechazado el uso del término Rondaides porque, según él "cada uno de los autores que lo ha empleado lo ha hecho en un sentido diferente", pero esta crítica, en mi opinión, carece de fundamento. En efecto, el término Rondaides ha sido aplicado preferentemente a lo que hoy conocemos como unidad de las Nieves, habiendo sido **Felder (1978, 1980, 1981)** el único autor que lo ha empleado para designar también a otras unidades con las cuales, como justamente señalaron **Durand-Delga (1966, 1972, 1980a), Durand-Delga y Foucault (1967) y Durand Delga et al. (1970)**, presenta notables afinidades estratigráficas. Todos los autores que han usado el término Rondaides, **(Blumenthal, 1928a, 1930, 1933 1949; Fallot, 1948; Hoeppener et al., 1963, 1964; Felder op. cit.)**, han considerado que las unidades incluídas bajo esta denominación ocuparon, antes de las superposiciones tectónicas una posición paleogeográfica externa (es decir, septentrional o, más bien noroccidental) con respecto a los terrenos maláguides y que sus semejanzas estratigráficas y paleogeográficas con los Alpujárrides son claras, al menos por lo que se refiere al Trías. Por lo tanto, no hay diferentes usos del término Rondaides.

Otra razón que esgrime **Olivier (1984, pp. 22-23)** contra el término Rondaide es "que se trata de un término local que oculta la profunda unidad que existe entre la Dorsal Rifeña y la Dorsal bética". Pero esta misma crítica se puede aplicar contra los términos Sébtide y Ghomáride que designan a unidades que son y han sido consideradas, desde su definición por **Durand-Delga (1963)**, idénticas a los Alpujárrides y Maláguides respectivamente. El hecho de que el Rif y la Cordillera Bética constituyan dos entidades geográficas diferentes justifica, en mi opinión, la introducción de términos distintos para unidades equiva-

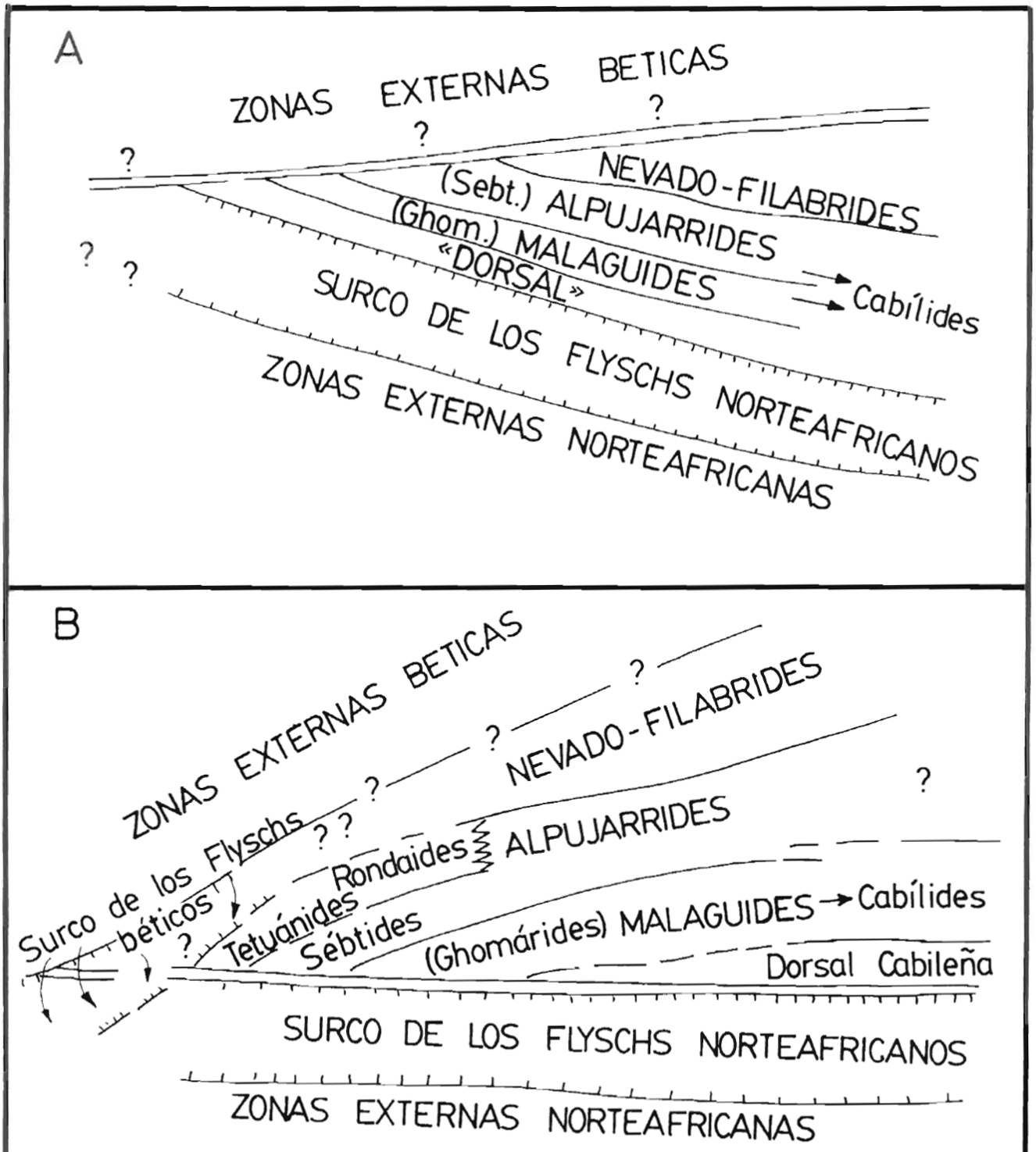


FIGURA 106.- Esquemas ilustrativos de las diferentes concepciones paleogeográficas que conllevan los términos "Dorsal" y Rondaides. Inspirados: A en Durand-Delga (1980 a), y B en Wildi (1983) y datos propios.

lentes que afloran en extensión considerable en una y otra cordillera (véase p.e., lo que sucede entre los Alpes y los Cárpatos). Desde este punto de vista, el empleo del término Tetuánides con el cual **Durand-Delga (1963)** efímeramente designó a las unidades alóctonas que constituyen la dorsal rifeña de **Fallot (1937)**, me parece plenamente justificado, y preferible al de "dorsal", otras razones porque designa a un grupo de unidades tectónicas y carece, en principio de un significado paleogeográfico definido. Por otra parte, si bien me parece que la unidad geológica de los que podríamos llamar conjunto Rondaide - Tetuánide (= "Dorsal bético - rifeña" pro parte) no puede ser cuestionada a la luz de los conocimientos actuales, y si los modelos paleogeográficos generales sobre la posición bética deben ser compatibles con los de la porción rifeña y viceversa, me parece mucho más discutible la hipótesis de que las unidades incluídas en dicho conjunto constituyen la prolongación simple y formal de la "Dorsal cabileña". Esta opinión no es mía, sino que fue ya expresada por **Fallot (1937)** y lo ha sido de nuevo recientemente, por **Wildi (1983)**.

Es en la interpretación paleogeográfica de las unidades en cuestión donde radica la verdadera clave de las discrepancias terminológicas. En efecto, el término "dorsal" conlleva, desde su definición en la Cordillera Bética (**Durand-Delga y Foucault, 1967; Durand-Delga et al., 1970**), una noción paleogeográfica que está íntimamente relacionada con la teoría de la succión de **Durand-Delga (1963, 1966)**. La "Dorsal bética" formaría parte de un único dominio paleogeográfico, la "Dorsal Perimediterránea o Maghrébide", que se situaría a la periferia de las Zonas Internas mediterráneas separando el dominio formado por el Maláguide y sus equivalentes (Ghomárides, rifeños, Cabílides argelinos y Calábrides italianos) del gran Surco de los Flyschs, situado en posición "citra" entre el borde septentrional del margen continental africano y el bloque de Alboran. Esta noción implica necesariamente que no hubo una relación paleogeográfica entre la "Dorsal bético-rifeña" y el Alpujárride ya que entre ambos se situaría el conjunto Maláguide-Ghomáride, y choca claramente con la concepción de que los Rondaides constituyen un equivalente tectónico y paleogeográfico occidental de los Alpujárrides, como sostuvo **Blumenthal (1928a, 1930, 1933)**. La correspondencia existente entre el término Tetuánides y el de Rondaides, y la equivalencia lateral, clásicamente admitida, por lo demás, de estos últimos con los Alpujárrides, debieron ser los factores que condicionaron el abandono de ambos términos por Durand-Delga y sus colaboradores.

Las interpretaciones recientes propuestas por **Durand-Delga (1980a)** para el Arco de Gibraltar, en las que ha abandonado la hipótesis de su preexistencia paleogeográfica no han modificado sustancialmente el modelo paleogeográfico derivado de la teoría de la succión por lo que se refiere a la "dorsal" (Fig. 106). Esta ha pasado a ser considerada, junto con el Complejo de los Flyschs, un elemento paleogeográfico de procedencia africana, por tanto, paleogeográficamente desconectado del Alpujárride, que habría sido "hispanizado" a consecuencia del desplazamiento hacia el O y SO del bloque ya estructurado de las Zonas Internas bético-rifeñas, durante el Mioceno inferior.

El modelo paleogeográfico de **Durand-Delga (1980a)** puede considerarse sustancialmente válido para el sector argelino del orógeno, a juzgar por las investigaciones recientemente realizadas en estas regiones en las cuales no existe un Trías de facies alpina, sino un Permotrías de tipo maláguide (**Raoult, 1974, 1975; Raymond, 1976a; Bouillin, 1977; Gelard, 1979; Obert, 1984, etc.**). No sucede lo mismo en el Arco de Gibraltar, donde ha sido seriamente cuestionado por detalladas investigaciones recientes (**Wildi, 1979, 1983; Wildi et al, 1977; Nold et al, 1981; Bourgois, 1978; Felder, 1978, 1980, 1981; Martín-Algarra, 1980a,b; Delgado et al. 1981; Braga y Martín, 1985a,b,**), etc. que apoyan la existencia de una relación paleogeográfica directa entre los Alpujárrides y los Rondaides-Tetuánides.

1.2.3.7.- La noción de "Predorsal" o "Zona Predorsaliense".

Muchas de las críticas arriba realizadas al término "dorsal" se pueden aplicar también a la noción de "Predorsal". Al igual que la "dorsal", la "Predorsal", también denominada "Zona Predorsaliense" (**Durand-Delga, 1972**) o "Unidades Predorsalienses" (**Didon et al., 1973**) es fundamentalmente un dominio paleogeográfico interpretativo al que hipotéticamente se le considera situado en la zona de transición entre el dominio de la "dorsal" y el Surco de los Flyschs.

La definición de la "Zona Predorsaliense" se basa fundamentalmente en la presencia de una formación litológica particular, que aflora a lo largo del contacto entre las Zonas Internas y Externas. Esta formación, ya descrita e interpretada en el capítulo anterior, es la Formación Numidoide que, como es bien conocido, engloba multitud de fragmentos exóticos de tamaños diversos, sobre todo hectométricos, que presentan series estratigráficas mesozoico-paleógenas relativamente variadas, algunos de cuyos términos recuerdan a los de ciertas unidades del Campo de Gibraltar mientras que otros son semejantes a los de algunas unidades de la "dorsal".

Las interpretaciones que sostienen la existencia de una "Zona Predorsaliense" suponen que existe, o al menos debió existir antes de las deformaciones tectónicas, una relación estratigráfica normal entre la Formación Numidoide y los fragmentos que ella engloba (**Durand-Delga, 1972; Olivier, 1984**), pero en ningún caso (con la sola excepción de la unidad de Argüelles, se ha podido constatar con absoluta certeza que existiese una relación estratigráfica normal entre la Formación Numidoide y los fragmentos englobados en su seno.

En un principio, fueron atribuidas a la "Zona Predorsaliense", además de la Formación Numidoide , las unidades de Camarote, de Argüelles y del Cerro de la Novia de **Didon (1969)**, además de la unidad de Beliounis del Rif, de **Durand-Delga y Villiaumery (1963)**. Más tarde, **Didon et al** - -

(1973) incluyeron en ella a la "Zona de Espíldora" de **Blumenthal (1930)** y otros afloramientos situados al borde de las Zonas Internas rifeñas, entre Tetuán y Alhucemas. El catálogo de unidades atribuidas a la "Zona Predorsaliense" ha sido considerablemente aumentado por **Olivier (1984)** en el sector bético, quien ha incluído en ella a la totalidad de los elementos de la unidad de Enamorados de **Dürr (1966)** y de la "Zona de Colmenar" de **Peyre (1974)**.

En mi opinión **Olivier (1984)** ha incluído en la "Zona Predorsaliense" a todos aquellos elementos tectónicos y estratigráficos fragmentarios cuya procedencia paleogeográfica no está claramente establecida, y ha considerado que pertenecerían a un dominio de transición entre la "dorsal" y el Surco de los Flyschs, dominio que, por su propia naturaleza sería extremadamente variado en el detalle. Este autor ha realizado una reconstrucción paleogeográfica hipotética sobre la base de un agrupamiento, en columnas estratigráficas tipo, de elementos que actualmente aparecen totalmente dispersos. Algún agrupamiento hipotético de estos elementos es preciso realizar para llegar a alguna conclusión acerca de la evolución paleogeográfica del contacto entre las Zonas Internas y Externas de la Cordillera Bética, pero discrepo sustancialmente salvo en el caso de la serie de las "unidades superpuestas" (**Olivier, 1984**, p. 171-178) de los criterios seguidos por este autor para proceder a tal agrupamiento, así como de sus conclusiones estratigráficas y palinspástico-paleogeográficas. Los argumentos que me han llevado a rechazar el modelo paleogeográfico propuesto por **Olivier (1984)**, así como la noción paleogeográfica de "Zona Predorsaliense" serán expuestos más adelante, (cf.6.1.) tras proceder al análisis estratigráfico de las unidades implicadas en el contacto entre las Zonas Internas y las Externas.

1.2.4.- Sobre la noción de "Zona Circumbética".

Baena y **Jerez (1982)** han introducido la noción de "Zona Circumbética" para designar tanto a las unidades tectónicas como a los dominios paleogeográficos que según diferentes autores procederían de un sector situado entre las Zonas Internas y las Zonas Externas. Esta zona se subdividiría en tres complejos que estos autores han denominado "Complejo de la Alta Cadena", "Complejo Predorsaliano" y "Complejo Dorsaliano" que ocuparían, respectivamente, una posición cada vez más interna en la cuenca. Con la "Zona Circumbética", en especial con el "Complejo Predorsaliense", también guardarían relación una parte considerable de los elementos que he incluído en el Complejo del Campo de Gibraltar, en particular, los aflorantes en la región de Colmenar, así como los Flyschs Cretácicos de la Cordillera Bética y la unidad de Algeciras.

En el "Complejo Dorsaliano" han incluído a los mismos elementos que **Durand-Delga et al. (1970)** incluyeron en la "Dorsal Bética", por lo que no volveré a discutir esta denominación. En el "Complejo Predorsaliano" han incluído a las unidades que **Durand-Delga (1972)** y **Didon et al. (1973)** asignaron a la "Zona Predorsaliense", particularmente a

la "unidad del Camarote", y también a las unidades que **Bourgois (1978)** atribuyó al "sustrato jurásico de los Flyschs Cretácicos", además de todos los elementos que **Peyre (1974)** distinguió en su Zona de Colmenar. Por lo que se refiere al supuesto sustrato de los Flyschs Cretácicos, ya me he referido a esta cuestión en el apartado 2 del capítulo 3 de este trabajo y ya he concluído que no hay ningún argumento tectónico ni estratigráfico que soporte con rigor la hipótesis de la correlación, por ejemplo, entre la "unidad del Camarote" y las restantes unidades incluídas en este "Complejo Predorsaliano", que, muy por el contrario, deben ser consideradas estrictamente subbéticas. En el "Complejo de la Alta Cadena", **Baena y Jerez (1982)** han agrupado a las unidades de la región de la Alta cadena que, de acuerdo con las conclusiones de **Peyre (1974)**, también incluirían materiales que considero pertenecientes al Complejo del Campo de Gibraltar, principalmente a la unidad de Algeciras ("Formación del Saucedo" de **Blumenthal, 1931**). Por lo que se refiere a este "Complejo" también son válidas las mismas consideraciones que hice en el mismo apartado 2 del capítulo 3 de este trabajo, que me llevaron a concluir que estas unidades estarían relacionadas originalmente con la zona de transición entre el Penibético y las regiones subbéticas más externas y septentrionales.

De acuerdo con lo que acabo de exponer, la nomenclatura propuesta por **Baena y Jerez (1982)** conlleva unos agrupamientos de unidades muy diferentes y que son más que discutibles. El examen atento de los propios datos presentados por estos autores revela, además, contradicciones internas y confusiones en las correlación entre distintos elementos tectónicos cuya exposición detallada sería muy largo relatar aquí. En definitiva, pienso que bajo el término "Zona Circumbética" y sus subdivisiones se están agrupando una serie de unidades tectónicas de muy distintas procedencias paleogeográficas, lo que hace muy poco recomendable el uso de esta nomenclatura.

1.3.- Propuesta de una sistematización.

No es tarea fácil proponer una agrupación coherente de los numerosos elementos tectónicos que se ubican en el contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas sin tener en cuenta la posición, la estructura interna y la estratigrafía de detalle de cada uno de ellos. Tal vez, por ello, hubiera sido más lógico dejar este apartado para más tarde, una vez descritas las series estratigráficas de las diferentes unidades. Sin embargo, me ha parecido conveniente proponer este agrupamiento a fin de evitar repeticiones y de facilitar la correlación de los elementos afines y la reconstrucción paleogeográfica posterior.

De acuerdo con la constitución litológica se pueden diferenciar dos grandes grupos de unidades:

a) **El primer grupo** está formado por unidades fragmentarias que muestran secuencias muy incompletas, predominantemente margosas y calcareníticas,

de edad cretácico-terciaria, que ocupan una posición tectónica relativamente externa y que afloran en estrecha relación con materiales del Complejo del Campo de Gibraltar. Dentro de este grupo se pueden diferenciar dos tipos de unidades: las **unidades tipo Argüelles y las unidades tipo Lentiscar**. Los elementos locales que se incluyen en cada tipo están recogidos en la figura 99.

b) El segundo grupo está formado por numerosas unidades, con series relativamente completas pero en las que predominan los materiales carbonatados, sobre todo triásico-jurásicos. Este grupo de unidades es muy heterogéneo, por lo que requiere a su vez una triple subdivisión:

- Una parte de estas unidades constituyen en realidad **elementos tectónicos desgajados del frente de la cobertera maláguide**, a juzgar por su posición tectónica muy interna y por ciertas peculiaridades estratigráficas. Por tanto, dichas unidades se corresponden estrictamente con lo que **Blumenthal (1927, 1930, 1933, etc.)** denominó "Penibético interno" y **Fallot (1948)** "Penibético s.s.". Muchas de ellas han sido incluídas en la "Dorsal Interna", tanto en la Cordillera Bética como en el Rif. Los elementos tectónicos concretos pertenecientes a uno u otro tipo se recogen en las figuras 100a104 La relación estratigráfica original entre la "Dorsal Interna" y el Paleozoico ghomáride (= maláguide) ha sido fehacientemente demostrada por **Baudelot et al. (1984)** en el Rif al SE de Tetuán, donde estas unidades se encuentran especialmente bien representadas. Por ello, estas unidades no serán descritas en este capítulo, sino en el que está dedicado a los terrenos maláguides.

- Una buena parte de las unidades situadas en el contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas se caracterizan por presentar una evolución estratigráfica y paleogeográfica **de tipo austroalpino.** En otras palabras, poseen un Trías de facies alpina, un Lías inferior parcial o totalmente pelágico y una secuencia postliásica discontinua y de reducido espesor. Las he agrupado a todas ellas bajo el término **Rondaides** y se corresponden con parte de lo que autores precedentes han incluído en la "Dorsal Externa" y la "Predorsal". La más importante y extensa es la **unidad de las Nieves.** El Hacho de Gaucín y la Sierra de Algatocín-Poyato constituyen unidades tectónicas independientes de la unidad de las Nieves, pero estratigráficamente muy afines a ella. El resto de las unidades rondaides son las más discontinuas y se pueden agrupar en tres tipos básicos que he denominado **tipo Pereila, tipo Baños de Alhama y tipo Cabrilla.** Los elementos locales incluídos en cada tipo se recogen en las figuras 100 a 104 . En el Rif las unidades tectónica, estratigráfica y paleogeográficamente equivalentes a los Rondaides se encuentran ampliamente representadas, tanto en el Hauz **(Kornprobst, 1966; Raoult, 1966; Leikine, 1969)** como en la Dorsal Calcárea **(Fallot, 1937; Griffon, 1966; Gutnic, 1969; Nold et al., 1981; Wildi, 1979; Wildi et al., 1977)**, y en los Bokoyas **(Mégard, 1969; Andrieux, 1971).**

- En el tercer conjunto de unidades de este segundo grupo incluyo a una serie de elementos de poca continuidad lateral, cuyas secuencias estratigráficas jurásico-cretácicas recuerdan a las de las regiones subbéticas. Una parte de estos elementos poseen un Trías de facies germánica (**Castillones, Los Pastores, Yebel Musa** del Rif y, probablemente también el **Peñón de Gibraltar**), lo que sugiere que formaron parte de un dominio paleogeográfico diferente del de los Rondaides. De los restantes elementos (**Almola, Tajo de los Enamorados-Peñón de Ronda, unidad de la Mora y Jabalcón**) no se conoce el Trías pero no se puede excluir la posibilidad de que éste esté parcialmente bajo facies carbonatadas alpinas, por lo cual cabe la posibilidad de que alguno o todos estos elementos estuvieran relacionados con los Rondaides; esta hipótesis parece tener cierta base si se tiene en cuenta la naturaleza de las otras formaciones, sobre todo las terciarias.

El agrupamiento arriba propuesto ha sido realizado sobre la base de criterios tectónicos y estratigráficos reconocibles en el campo y, por tanto, objetivos, pero es muy difícil eludir, al proceder al mismo, otros criterios derivados de la interpretación de los datos de campo, lo que en cierta medida y en última instancia está determinado por factores más o menos subjetivos. No obstante, pienso que este agrupamiento es el más razonable de los posibles y el que permite aproximarse de forma más objetiva al conocimiento de la paleogeografía de estas unidades. En mi opinión es bastante probable que las unidades del primer grupo (tipo Argüelles y tipo Lentiscar) se encontraran en estrecha relación paleogeográfica, y tal vez estratigráfica, con las unidades Rondaides más externas (tipo Pereila) y que fueron las más próximas al Surco de los Flyschs. A través de parte de las unidades del tercer conjunto del grupo segundo se debía efectuar, al menos en el sector occidental de la Cordillera Bética, la conexión paleogeográfica con las regiones más internas de la cuenca subbética s.l. Los Rondaides, por su parte constituirían un conjunto paleogeográficamente complejo que ocuparía una posición más interna. A través de ciertos elementos alpujárrides y de los elementos frontales de la cobertera maláguide es posible que tuviera lugar la conexión paleogeográfica con las zonas más internas.

2.- LAS UNIDADES TIPO ARGUELLES.

2.1.-Definición. Afloramientos.

La unidad de Argüelles fue definida por **Didon (1960, 1960-62, 1961, 1969)** en el Rincón de Estepona. Está constituida por materiales margoareniscosos, conglomeráticos y calcareníticos cuya edad está comprendida entre el Senonense superior y el Mioceno inferior.

Reposa tectónicamente sobre la Formación Numidoide y el "Complejo de Aptychus" de la "unidad del Camarote" de **Didon (1969)**, ocupando la posición más elevada del edificio estructural.

El afloramiento más extenso de la unidad de Argüelles se localiza al NO de Estepona. Otros afloramientos aparecen al O de Manilva y de Casares. A partir de Gaucín, hacia el E, a lo largo del contacto entre las Zonas Internas y las Externas, existen una serie de pequeños afloramientos dispersos de rocas que, por sus características litológicas, podrían ser asignadas a la unidad de Argüelles:, se trata sobre todo, de bloques de calizas de Microcodium, como por ejemplo los que aparecen entre El Burgo y Puerto Martínez. Otros elementos del mismo tipo existen al S de Alozaina, y forman la unidad de Ardite 1 de **Bourgois (1978)**.

Al E del Valle de Abdalajís vuelven a aparecer, en cierta extensión, materiales litológicamente equivalentes a los de la unidad de Argüelles en una serie de afloramientos dipersos en algunos de los cuales es posible realizar una estratigrafía. En este caso también ocupan la posición tectónica más alta de la región en la que afloran, pero reposan sobre o bien estan incluídos en la Formación de Arcillas Variegadas. Estos afloramientos, junto con una parte considerable de las A.V., fueron incluídos por **Peyre (1974)** en un "Complejo del Aguila", unidad estructural que estaría compuesta por tres elementos tectónicos superpuestos, de abajo arriba denominados de Cabritos, de la Hoya (Joya) y de Nogales. Ya advertí en el apartado 4.1.1. del capítulo anterior que no comparto la interpretación tectónica de **Peyre (1974)**, pero usaré la denominación "Complejo del Aguila", para referirme a los fragmentos de series estratigráficas existentes al SO del Torcal de Antequera. Para las "unidades superpuestas" de Valdivia, Fuensanta, Rengles y Peñones de Colmenar, del mismo autor, se pueden hacer unas consideraciones equivalentes aunque, en este caso, las condiciones de exposición son, en general, bastante peores. Afloramientos más pequeños de tipo Argüelles también se reconocen en el "Complejo tectono-sedimentario" descrito por **Peyre (1974)** en la parte de su "Flychs de Colmenar" (= Formación Numidoide p.p. max.).

2.2. Estructura general de los afloramientos.

2.2.1.- La unidad de Argüelles.

La unidad de Argüelles del Rincón de Estepona, **(Didon, 1961, 1969)** no constituye una entidad tectónica simple, sino que, por el contrario, está integrada por diversos elementos tectónicos que presentan una estructura en escamas. Debido a la uniformidad estratigráfica de todos estos elementos, no cabe duda que se trata de un único conjunto original que ha sido fragmentado por la tectónica, por lo que la noción de la unidad de Argüelles parece justificada.

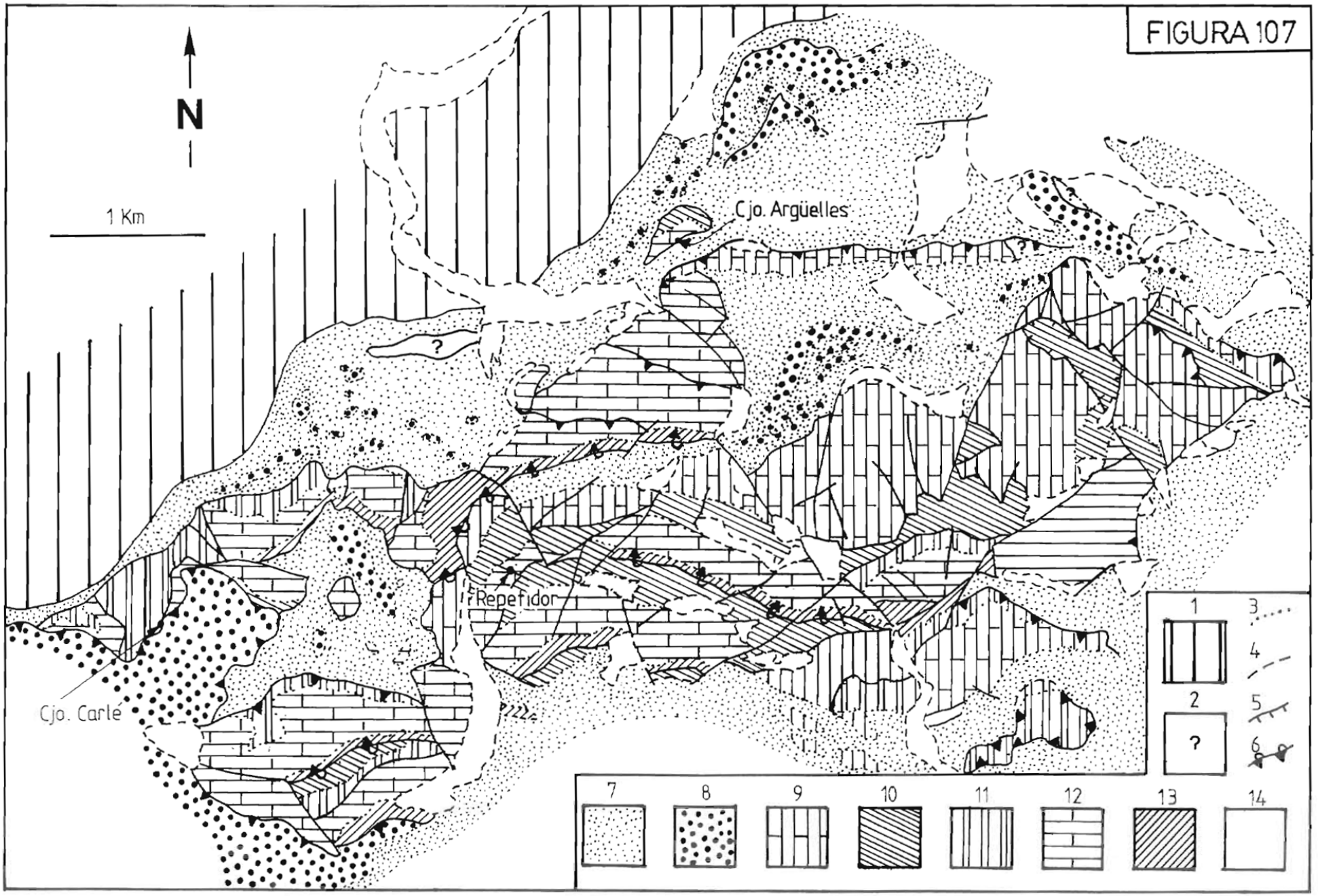


FIGURA 107
N
1 Km
Cjo. Argüelles
Repetidor
Cjo. Carlé
?
1
2
?
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14

En su conjunto la unidad de Argüelles reposa sobre la Formación Numidoide mediante un contacto relativamente plano y subhorizontal que determina un neto cepillamiento basal de las diferentes escamas bien visible, entre otros puntos, entre los kilómetros 6 y 7 de la carretera de Casares, gracias a la existencia de una ventana tectónica expuesta por el arroyo de la Jordana. No obstante, materiales completamente idénticos a los que integran la Formación Numidoide también aparecen asociados, sin lugar a dudas estratigráficamente, a algunas de las escamas de la unidad de Argüelles. Estos materiales fueron denominados por **Didon (1961, 1969)** Flysch del Arroyo de Enmedio.

De acuerdo con **Didon (1969)**, son cinco las escamas tectónicas reconocibles en la unidad de Argüelles al ONO de Estepona. Están constituídas por series monoclinales invertidas buzantes al S, alargadas aproximadamente en dirección E-O, que se truncan netamente por ambos extremos. De esta forma, los niveles estratigráficos superiores de cada escama reposan tectónicamente sobre los niveles más antiguos de la escama infrayacente, por lo cual los contactos mecánicos son fáciles de reconocer en cartografía. Más difícil es determinar si la estructura es el resultado de la escamación de una sucesión invertida o bien si deriva de la inversión de una pila de escamas previamente superpuestas en serie normal.

En la figura 107 que representa el mapa geológico de la unidad de Argüelles en el Rincón de Estepona, se ilustra la estratigrafía y la estructura interna de la misma. Como puede verse, el desarrollo de las distintas escamas es desigual. La escama peor desarrollada es la septentrional; sobre ella se asienta el Cortijo de Argüelles, hoy en ruinas (UF008355). La escama mejor desarrollada y más extensa es la central, que se extiende desde el arroyo de Pocas hasta el Cortijo Cantarrana (UF035345). Esta escama, que podíamos denominar del Repetidor (TF998340) es también la más completa desde un punto de vista estratigráfico. A las otras escamas las designaré del Cortijo del Carlé (TF979339) a la situada al N de la escama del Repetidor, y del Cerro Higuera a la situada al SO de aquélla. Están principalmente compuestas por calizas de Microcodium. La escama más meridional se localiza al S de la Loma Redondo y está exclusivamente formada por materiales eocenos y oligocenos.

2.2.2.- Las unidades de Ardite 1, Rengles y Peñones de Colmenar.

Constituyen una serie de fragmentos de series estratigráficas que aparecen reposando sobre la Formación Numidoide, que están predominantemente constituídos por calizas de Microcodium. Su grado de desorganización es muy grande, por lo cual es muy difícil establecer cortes estratigráficos detallados. **Peyre (1974)** y **Serrano (1975)** han levantado algunos cortes en las unidades de Rengles y de los Peñones de Colmenar, y constatado que la serie se encuentra en posición normal. Por el contrario, la unidad de Ardite 1 que constituye los principales relieves del Cerro Ardite al S de Alozaina, se encuentra en serie invertida según ha constatado **Bourgois (1978)**.

2.2.3.- Sobre el Complejo del Aguila y la "unidad" de Valdivia-Fuensanta.

Los materiales del denominado Complejo del Aguila (**Peyre 1974**) afloran al SO del Torcal de Antequera (Fig. 25 y 95) en los alrededores de La Hoya, en un contexto de Arcillas Variegadas al que ya me referí en el capítulo anterior. Dentro de dicho complejo se reconocen diversos afloramientos fragmentarios en algunos de los cuales se reconocen sucesiones estratigráficas de tipo Argüelles y otros que no forman parte de ninguna sucesión organizada, cuyas edades oscilan entre el Trías y el Oligoceno-Mioceno. El afloramiento más extenso y mejor organizado es el del Cerro del Aguila y sus aledaños, que constituyen la masa principal del Elemento de Nogales de **Peyre (1974)** y que ocupa la posición tectónica superior. Al S del Cerro del Aguila aparecen otros afloramientos que **Peyre (1974)** incluyó en su Elemento de la Hoya al igual que otros bastante más desorganizados que se localizan en los alrededores del Cortijo de la Fuente del Abad (UF534891), al O de la Hoya. Otra sucesión estratigráfica bien organizada se reconoce en el Cerro de cota 598 (UF542861) que se localiza al SSO de la Hoya y que **Peyre (1974)** incluyó en su Elemento de Cabritos.

La "unidad" de Valdivia-Fuensanta situada al SE del Puerto de las Pedrizas (**Peyre, 1974,** pp.-191-193) viene a ser equivalente a las porciones más desorganizadas del Complejo del Aguila. En ella no es posible establecer ninguna serie estratigráfica, sino tan solo identificar materiales de diferente litología, facies y edad, muy mezclados entre sí.

Hay que advertir que tanto los diferentes elementos del Complejo de Aguila como la "unidad" de Valdivia-Fuensanta podrían no ser propiamente unidades de tipo Argüelles. Diversos hechos me incitan a poner en duda su asignación a este grupo de unidades del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas:

- En primer lugar aparecen espacialmente relacionados con Arcillas Variegadas, y no con la Formación Numidoide, como es una regla en las unidades de tipo Argüelles (Argüelles, Ardite 1, Rengles, Peñones de Colmenar y otros fragmentos menores).

- En segundo lugar ocupan una posición externa dentro del complejo de unidades de la zona de Colmenar.

- En tercer lugar, asociados a los fragmentos de series terciarias aparecen numerosos fragmentos de materiales de aparente pertenencia subbética s.l., entre los cuales cabe destacar los del Trías germano-andaluz, Neocomiense blanco margocalizo y margoso y Jurásico margoso y radiolarítico.

Cabe, pués, pensar que tanto el Complejo del Aguila como la "unidad" de Valdivia-Fuensanta no procedan paleogeográficamente del límite entre las Zonas Internas y Externas, sino que estén relacionadas

con algunas unidades subbéticas, en particular con las de la Alta Cadena, cosa que ya propuso **Peyre (1974, p. 386)**. Esta hipótesis obliga a concluir, de acuerdo con las consideraciones hechas en los apartados 2 y 4.1. del capítulo 3 de este trabajo, que la colocación de los elementos en cuestión en el contacto entre las Zonas Internas y Externas se debería exclusivamente a causas tectónicas. La solución al dilema que la "unidad" de Valdivia-Fuensanta y el Complejo del Aguila plantean sobre su procedencia paleogeográfica, pasa por un estudio detallado y comparado de la estratigrafía de todas las unidades que comportan formaciones potentes de calizas de Microcodium, en particular del Complejo del Aguila, la unidad de Argüelles y la Alta Cadena (Sierra Prieta y Buitreras, sobre todo). Por el momento, habida cuenta de sus afinidades litoestratigráficas con la serie de la unidad de Argüelles, han sido incluídas en este apartado.

2.3.- Serie estratigráfica.

La serie estratigráfica de las unidades tipo Argüelles está compuesta de abajo arriba, por las siguientes formaciones (Fig. 108).

- Una formación margodetrítica, del Senonense superior.
- Una formación de calizas de Microcodium, del Paleoceno, que es la más característica de estas unidades.
- Una formación de margas blancas con niveles conglomeráticos y microbréchicos, del Paleoceno superior al Eoceno inferior y medio.
- Una formación de conglomerados y/o microbrechas del Eoceno medio esencialmente.
- Una formación de margas coloreadas con niveles y microbréchicos del Eoceno superior-Oligoceno.
- Una formación calcarenítica del Oligoceno superior-Aquitaniense. Sobre esta última formación, en la unidad de Argüelles, reposa estratigráficamente pero en serie invertida, la Formación Numidoide (= Flysch del Arroyo de Enmedio de **Didon, 1961, 1969**). En el cerro Ardite (**Bourgois, 1978**) se puede constatar una situación equivalente. Por su parte, **Peyre (1974)** y **Serrano (1975)** han reconocido terrenos "numidoides al techo de la serie de los Peñones de Colmenar.

2.3.1.- La formación margodetrítica del Senonense superior.

Por debajo de las Calizas de Microcodium aparecen, localmente, unas margas rosadas o blanquecinas con niveles de conglomerados de cantos calcáreos e intercalaciones areniscosas verdosas. Se reconocen en las diversas escamas de la unidad de Argüelles, en la unidad de

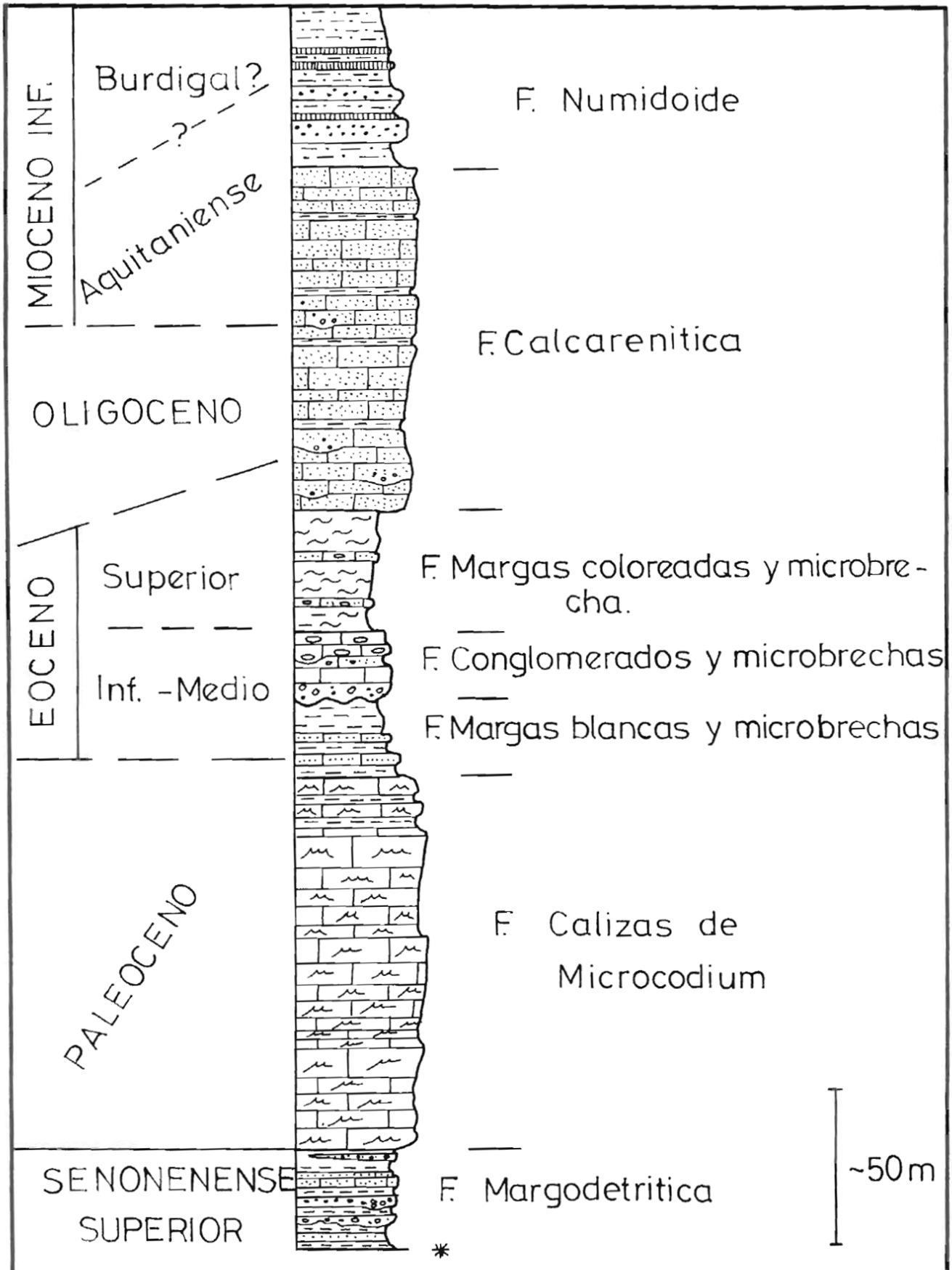


Fig.108. Serie sintética de las unidades tipo Argüelles

Ardite 1, en el elemento de la Joya y en la unidad de Rengles. Los cantos de conglomerados son principalmente jurásicos (calizas oolíticas, calizas de filamentos, sílex, calizas con calpionelas, etc.) y pueden alcanzar tamaños decimétricos, en cuyo caso pueden aparecer bien redondeados (Argüelles). El contenido matriz es variable pero por lo general es escaso. Los estratos suelen ser planos y relativamente continuos en sentido lateral. Las margas presentan una facies próxima a la de las capas rojas margosas en algunos puntos, pero en otros son de colores blancos, grisáceos o incluso verdosos. A veces son algo arenosas e intercalan niveles microbréchicos que contienen cantos jurásicos, cuarzo, foramíniferos planctónicos y bentónicos del Cretácico superior (Globotruncana, Navarella, Orbitoides, etc.). Las intercalaciones areniscosas son escasas, de color verdoso y de grano fino, y están formadas principalmente por cuarzo anguloso y fragmentos carbonatados. Los niveles detríticos finos suelen presentar estructuras turbidíticas; predominan los intervalos superiores de la secuencia de Bouma.

El espesor de esta formación es del orden de varias decenas de metros. **Didon (1969), Peyre (1974), Serrano (1975) y Bourgois (1978)** han descrito diversas asociaciones de foraminíferos planctónicos que permiten asignar esta formación al Senonense superior. A resultados equivalentes conducen mis propias observaciones. Así, una muestra recogida en esta formación al 0 del km 5 de la carretera de Casares, en la unidad de Argüelles (TF989329), ha suministrado:

Globotruncana contusa (CUSHMAN)
Globotruncana aegyptiaca (CARSEY)
Globotruncanita stuarti (DE LAPPARENT)
Globutruncanita stuartiformis (DALBIEZ)
Globotruncanella havanensis (VOORW IJK)
Globotruncanella petaloidea (GANDOLFI)

asociación que es característica del Senonense terminal.

2.3.2.- Las Calizas de Microcodium.

Estas rocas constituyen la formación más característica y mejor representada de las unidades tipo Argüelles aunque, como se vió en capítulos anteriores, no son exclusivas de estas unidades. Se trata de calizas detríticas de colores grises y aspecto sacaroideo, bien estratificadas en bancos de espesor decimétrico a métrico que, a veces, contienen nódulos de sílex. Están casi exclusivamente constituídas por fragmentos dilacerados de Microcodium (Lámina 30, Foto 2y3) pero también contienen foraminíferos bentónicos y planctónicos, cuarzo, glauconita y fragmentos de rocas carbonatadas. Los estratos raramente aparecen canalizados y suelen presentar una buena continuidad lateral bases planas y estructuras sedimentarias turbidíticas, sobre todo de ordenamiento interno (granoclasificación, en general poco marcada, laminación paralela y, a veces, laminación cruzada y/o contorsionada) pero también en ocasiones huellas de muro debidas a corrientes (flute cast) o a deformación por

carga. En la parte superior de algunos estratos aparecen restos vegetales y de carbón (Lám. 30 Fot. 2). Los estratos calizos están separados entre sí por delgados niveles margosos, blancos o verdosos, prácticamente sin microfauna alguna. En el elemento de Nogales del Complejo del Aguila de **Peyre (1974)**, a la base de las calizas de Microcodium aparecen unas dolomías y brechas dolomíticas que probablemente representan restos del sustrato original de esta formación en esta región; son visibles en los alrededores de la Fuente de la Higuera (UF555919), en el cruce de la carretera a Nogales (UF552906) y al NE de la Hoya (UF561897 y UF566897).

Las Calizas de Microcodium no han suministrado restos fósiles que permitan su datación, sino sólo pequeños foraminíferos planctónicos indeterminables. Sin embargo, su edad paleocena baja está bien establecida, ya que se intercalan entre formaciones del Senonense superior y Paleoceno medio-superior y Eoceno inferior bien datadas.

Su potencia es variable, pero superior en muchos afloramientos al centenar de metros. Muestran un cierto ordenamiento interno en ciclos de espesor creciente, bien visibles, sobre todo, al SE de Nogales (UF571899).

2.3.3.- Las margas blancas con niveles microbréchicos.

Las Calizas de Microcodium pasan rápidamente hacia arriba a una alternancia de margas blancas, a veces pulverulentas, con estratos calcareníticos y microbréchicos, a veces incluso conglomeráticos. Los estratos calcareníticos inferiores todavía contienen abundantes fragmentos de Microcodium, pero hacia arriba pasan a estar constituídas por fragmentos de rocas carbonatadas principalmente jurásicas y por foraminíferos bentónicos, mayoritariamente nummulítidos. Estas rocas se reconocen en las diferentes escamas de la unidad de Argüelles, sobre todo al O del arroyo de la Jordana, y también en el sector occidental del elemento de Nogales (Cerro del Aguila), y en los afloramientos dispersos de calizas con Microcodium existentes al N del Cortijo de la Fuente el Abad y al SE del Tajo Almarado. En el Cerro de Ardite esta formación está constituída por margas rojas y verdes con niveles microbréchicos. La potencia de esta formación es escasa, del orden de pocas decenas de metros.

Los foraminíferos bentónicos, aunque son claramente resedimentados puesto que forman parte de niveles turbidíticos, permiten asignar esta formación al Eoceno inferior y medio (**Didon, 1969; Peyre, 1974 y Bourgois, 1978**). Las margas blancas suministran foraminíferos planctónicos. **Peyre (1974**, fig. 57k, págs. 346) determinó en el Complejo del Aguila al NE de la Hoya, una microfauna del Eoceno inferior, zona de Aragonensis. Por mi parte, varias muestras de estas margas blancas han suministrado abundante microfauna:

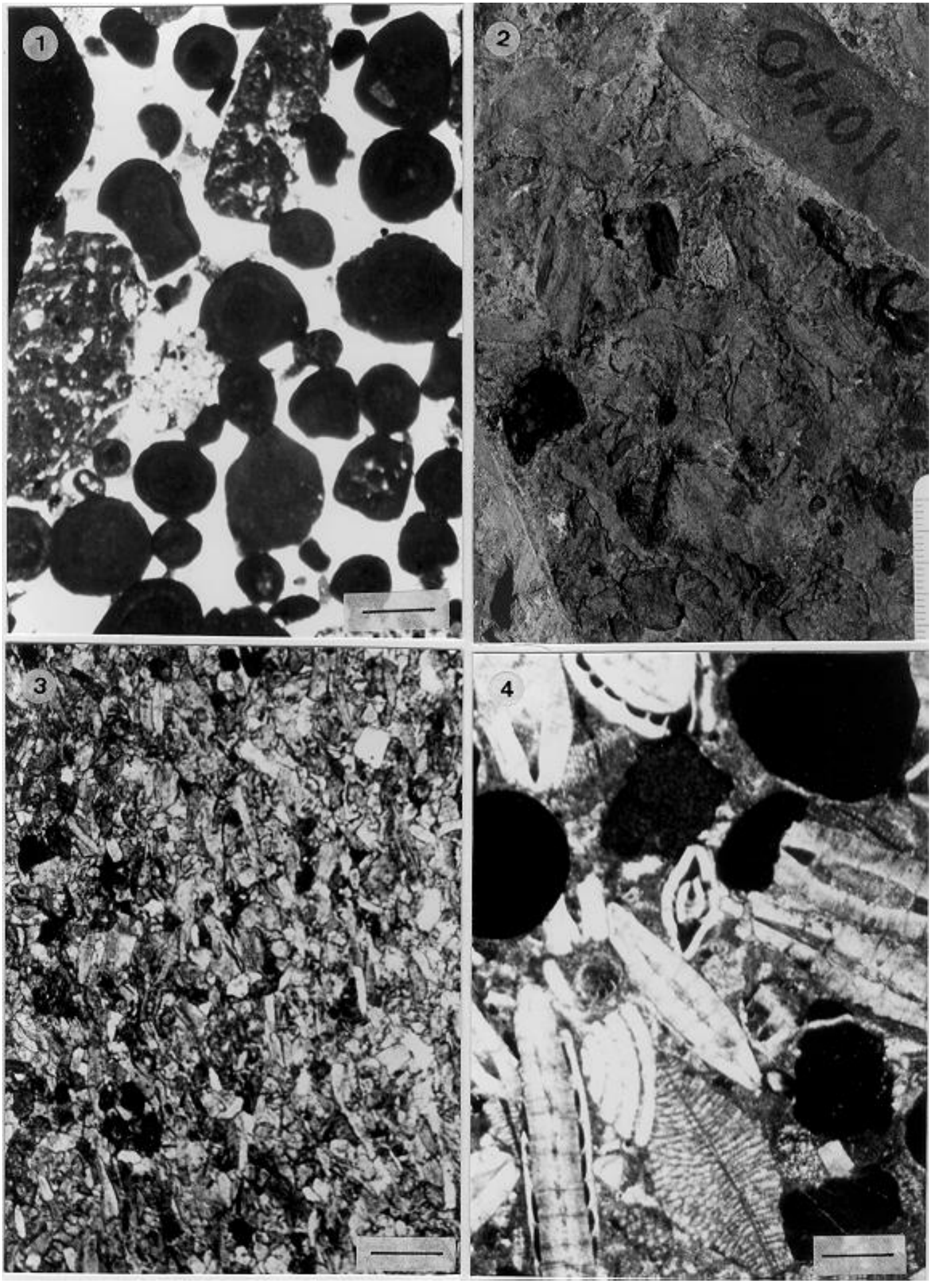
LAMINA 30

Foto 1.- Turbiditas oolítica del Neocomiense. Unidad tipo Lentiscar. Cortijo de la Parda. Barra 1mm.

Foto 2.- Aspecto de la base de un estrato de caliza de Microcodium. Obsérvese la abundancia de restos carbonosos y fragmentos de madera, que ponen de manifiesto la procedencia de estas rocas, en última instancia, de áreas emergidas. Unidad de Argüelles. Escala en mm.

Foto 3.- Microfacies de una caliza de Microcodium. La roca está casi exclusivamente constituída por fragmentos de Microcodium dilacerados por las corrientes de turbidez que determinaron su depósito en una zona relativamente profunda. Unidad de Argüelles. Barra: 1mm.

Foto 4.- Microfacies de una microbrecha calcárea con nummulítes y fragmentos de calizas jurásicas. Unidad de Argüelles. Barra: 1mm.


1
2
3
4

- En el Complejo del Aguila muestra recogida al NE de la Hoya (UF561897) ha suministrado una abundante microfauna de la parte alta del Paleoceno medio, con:

Morozovella angulata (WHITE)
Morozovella velascoensis (CUSHMAN)
Morozovella aequa (CUSHMAN y RENZ)
Morozovella parva (REY)
Morozovella occlusa (LOEBLICH y TAPPAN)
"Turborotalia" cf. inconstans (SUBBOTINA)
"Turborotalia" pseudobulloides (PLUMMER)
"Globorotalia" troelseni LOEBLICH y TAPPAN
Subbotina triloculinoides (PLUMMER)
Subbotina linaperta (FINLAY),

Otra muestra, recogida al NO de la anterior, ha suministrado microfauna del Paleoceno superior, con:

"Globorotalia" pseudomenardii BOLLI
"Globorotalia" troelseni LOEBLICH y TAPPAN
Morozovella velascoensis (CUSHMAN)
Morozovella aequa (CUSHMAN y RENZ)
Morozovella occlusa (LOEBLICH y TAPPAN)
Muricoglobigerina soldadoensis (BRONNIMANN)
Acarinina mckannai (WHITE)
Subbotina linaperta (FINLAY)
Subbotina hornibrooki (BRONNIMANN).

- En la unidad de Argüelles, una muestra de margas blancas recogidas en la trinchera de la pista que va al repetidor (TF991345), geométricamente por debajo de unas calizas de Microcodium pero en serie invertida, ha suministrado una abundante fauna del Paleoceno superior, con:

"Globorotalia" pseudomenardii BOLLI
"Globorotalia" elongata GLAESSNER
Morozovella occlusa (LOEBLICH Y TAPPAN)
Morozovella acuta (TOULMIN)
Morozovella subbotinae (MOROZOVA)
Morozovella aequa (CUSHMAN Y RENZ)
"Turborotalia" chapmani (PARR)
Acarinina pseudotopilensis (SUBBOTINA)
Acarinina convexa (SUBBOTINA)
Acarinina wilcoxensis (CUSHMAN Y PONTON)
Subbotina linaperta (FINLAY)
Subbotina triloculinoides (PLUMMER)
Pseudohastigerina wilcoxensis (CUSHMAN Y PONTON)

Una muestra recogida al N de Loma Redondo (UF019339) ha suministrado una fauna mal conservada con:

Acarinina pseudotopilensis (SUBBOTINA)
Acarinina pentacamerata? SUBBOTINA
Subbotina linaperta (FINLAY)
Muricoglobigerina soldadoensis (BRONNIMANN)
Morozovella sp.

que indica el Paleoceno superior-Eoceno inferior. Otra muestra recogida en el mismo lugar que la anterior, pero en posición estratigráfica algo más alta (aunque en serie inversa), ha proporcionado la siguiente microfauna:

Mozorovella formosa (BOLLI)
Morozovella subbotinae (MOROZOVA)
Morozovella aequa (CUSHMAN Y RENZ)
Acarinina wilcoxensis (CUSHMAN Y PONTON)
Muricoglobigerina soldadoensis (BRONNINAMM)

asociación que indica la parte inferior-media del Eoceno inferior.

En resumen, los datos paleontológicos disponibles permiten acotar esta formación entre el Paleoceno medio y Eoceno inferior-medio.

2.3.4.- Los conglomerados y microbrechas.

Las intercalaciones conglomeráticas y microbréchicas que aparecían esporádicamente en la formación antes descrita, se hacen predominantes hacia arriba, de manera que se pueden separar como una formación independiente, incluso en cartografía. Esta formación conglomerática y microbréchica puede reposar directamente sobre las calizas de Microcodium mediante un contacto erosivo, o bien ser concordante con la formación infrayacente.

En las escamas de la unidad de Argüelles su espesor apenas sobrepasa la veintena de metros. En el Complejo del Aguila estos materiales alcanzan un espesor bastante mayor, próximo a los 200 m en el "elemento de la Hoya" de Peyre (1974), al NE de esta localidad; sobrepasan los 50 m al O de la misma, en la región del Cortijo de la Fuente del Abad, al igual en el cerro de cota 578 ("elemento de Cabritos"); en el Cerro del Aguila ("elemento de Nogales") superan el centenar de metros de espesor.

El tamaño de los cantos es variable de unos puntos a otros. En el "elemento de la Hoya" aparecen grandes bloques, mientras que en el de Nogales y el de Cabritos se trata más bien de brechas y microbrechas, al igual que en la unidad de Argüelles. Los cantos son sobre todo de calizas, también de radiolaritas y sílex. Predominan los de calizas blancas liásicas, oolíticas o no, calizas micríticas con

filamentos y radiolarios, calizas con calpionelas y dolomías; también los hay de margocalizas y margas del Cretácico inferior y localmente pueden ser abundantes los de calizas de Microcodium. La matriz es microbréchica, y contiene nummulítidos y algas rojas, que han permitido datar el Luteciense superior (**Didon, 1969**) en la unidad de Argüelles y el Cuisiense (**Peyre, 1974**) en el Complejo del Aguila.

Estos materiales aparecen estratificados y granoclasificados. Las bases de los estratos presentan morfologías erosivas. En los niveles de grano más fino pueden ser abundantes las asociaciones de estructuras propias de turbiditas.

2.3.5.- Las margas coloreadas con niveles microbréchicos.

En la escama del Repetidor de la unidad de Argüelles, al NE del Repetidor y en la margen derecha del arroyo Vaquero, al S de la Casa del Valle (UF009340) afloran unas margas arcillosas rojas con niveles microbréchicos, que se superponen estratigráficamente a los niveles conglomeráticos antes descritos. Materiales equivalentes han sido descritos por **Bourgois (1978)** en el Cerro Ardite y por **Peyre (1974)** y **Serrano (1975)** en los Peñones de Colmenar. Presentan un aspecto muy parecido al de la Formación de Arcillas Variegadas (A.V.) del Complejo del Campo de Gibraltar, aunque en la unidad de Argüelles los colores son uniformemente rosados o rojizos, a diferencia de la A.V. en las cuales son frecuentes las variaciones en el color de forma irregular. Niveles margosos rojos equivalentes asociados a estratos calcareníticos o microbréchicos también aparecen en la escama meridional de la unidad de Argüelles. El espesor de esta formación es de pocas decenas de metros y en muchos puntos parece no estar representada. Estos materiales han suministrado a autores precedentes faunas planctónicas y bentónicas del Eoceno superior y Oligoceno. Las muestras por mí recogidas al S de la Casa del Valle, en la unidad de Argüelles, no han suministrado microfauna determinable; la posición estratigráfica concuerda con la edad propuesta por autores precedentes.

2.3.6.- La formación calcarenítica oligomiocénica.

Esta formación es, junto con las calizas de Microcodium, la más extensamente representada en la unidad de Argüelles. Aflora ampliamente en la escama del Repetidor y, en la escama del Cortijo del Carlé, al E del Cortijo de Argüelles en una banda estrecha que constituye parte de la Loma Corominas. También estos materiales se reconocen en la escama más meridional de la unidad de Argüelles, por el contrario, en la escama del Cerro Higuera no están representados. Esta formación también aparece en los alrededores del Cortijo de Cabritos, al S de la Hoya, pero se encuentra tectónicamente aislada de las sucesiones continuas de tipo Argüelles reconocibles en el Complejo del Aguila. También constituye los Peñones de Colmenar (**Peyre, 1974; Serrano, 1975**). Su espesor máximo lo alcanza en la unidad de Argüelles, donde sobrepasa el

centenar de metros.

Se trata de una formación bien estratificada constituída por una sucesión alternante de margas blancas y calizas detríticas con abundantes foraminíferos bentónicos, sobre todo lepidocyclinas. Las calizas predominan notablemente sobre las margas, que contienen abundantes foraminíferos planctónicos. En una cantera abierta en la unidad de Argüelles al E de la carretera de Casares (TF092337) se pueden observar sus características litológicas y sedimentológicas principales. Como rasgos generales se pueden destacar: un claro predominio de la calcarenita sobre la lutita; inexistencia del intervalo a la secuencia de Bouma a la base de los estratos; muros planos y lateralmente continuos, con abundantes estructuras de muro (flute y groove cast) que indican paleocorrientes dirigidas hacia el N o NO; predominio absoluto de la laminación paralela como estructura de ordenamiento interno más evidente, aunque a veces aparece laminación cruzada o contorsionada; aparición de esporádicos niveles microbréchicos con base canalizada en la base de la secuencia y de cantos blandos en algunos estratos potentes; por último, cabe señalar la ausencia de ciclos claramente definidos, aunque parecen existir tanto ciclos positivos como negativos, de espesor del orden de los pocos decímetros a los pocos metros.

Por la microfauna bentónica de lepidocyclinas que contiene esta formación y sus equivalente del Cortijo Cabritos y los Peñones de Colmenar fué atribuída al Oligoceno superior-Mioceno inferior. El estudio de la microfauna planctónica de la cantera de Argüelles permite alcanzar mayores precisiones:

- Una muestra recogida en la base de la formación, al S de la cantera ha proporcionado:

Globigerina angulisuturalis BOLLI
Globigerina anguliofficinalis BOLLI
Globigerina praebulloides BLOW
Globigerina ouachitaensis ciperoensis BOLLI
Globigerina venezuelana HEDBERG
Globigerina ouachitaensis ouachitaensis HOWE y WALLACE
Globorotalia (Turborotalia opima nana BOLLI
Globorotalia (Turborotalia) siakensis LE ROY
Globorotalia (Turborotalia) obesa BOLLI
Catatypsydrax unicavus BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN
Globorotaloides suteri BOLLI,

asociación característica del Oligoceno superior, zona de Angulisuturalis de **Molina (1979)**, que equivale aproximadamente a las zonas P21-P22 de Blow.

- Varias muestras recogidas dentro de los niveles que se explotan en la cantera contienen:

Globigerinoides primordius BLOW y BANNER

Globoquadrina globularis BERMUDEZ
Globoquadrina cf. altispira globosa BOLLI
Globorotalia (Turborotalia) siakensis LE ROY
Globorotalia (Turborotalia) opina nana BOLLI
Globorotalia (Turborotalia) pseudokugleri BLOW
Globigerina gr. tripatita KOCH
Globigerina venezuelana HEDBERG
Globigerina euapertura JENKINS
Catapsydrax dissimilis (CUSHMAN y BERMUDEZ)
Catapsydrax unicavus BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN
Globorotaloides suteri BOLLI

asociación característica del Aquitaniense inferior medio, zona de Primordius, subzonas de Primordius y Semivera de **Molina (1979)**, que equivalen aproximadamente a la parte media y baja de la zona N4 de Blow.

En resumen, los materiales de esta formación se depositaron entre el Oligoceno superior y la base del Aquitaniense superior.

2.3.7.- Los terrenos numidoides estratigráficamente asociados a las unidades tipo Argüelles.

El "Flysch del Arroyo de Enmedio" fué considerado por **Didon (1961, 1969)** la formación estratigráfica superior de la unidad de Argüelles. De hecho, esta formación se observa claramente intercalada entre las calizas de Microcodium de la escama del Cortijo del Carlé y las calcarenitas oligocénicas de la escama del Repetidor desde la transversal del Repetidor hasta la Loma Corominas. Dentro de ella se pueden reconocer y cartografíar varios paquetes de areniscas numidoides y silexitas que aparecen en serie invertida, a juzgar por las estructuras sedimentarias, y que muestran una aparente concordancia, con la formación calcarenítica oligomiocenica de la escama del Repetidor. Aunque un contacto limpio no se ve en ningún punto, la geología sugiere que dicha formación constituye el paquete estratigráfico superior de la escama del Repetidor y de la unidad de Argüelles Una situación equivalente se debe observar en el Cerro de Ardite a juzgar por la cartografía presentada por **Bourgois (1978, fig. 46)** en la cual se constata cómo un paquete de areniscas del "Neonumídico", en serie invertida, se dispone subparalelamente a las bandas cartográficas diferenciadas en el Eoceno de la unidad de Ardite 1, que también aparece en serie invertida. Por último, materiales litológicamente similares a los del Flysch del Arroyo de Enmedio reposan, en aparente concordancia y en serie normal sobre las calizas oligocenas de los Peñones de Colmenar.

Todas estas observaciones parecen indicar que el techo de las unidades de tipo Argüelles está constituído por una formación margoareniscosa que, por sus características litológicas, es idéntica a la Formación Numidoide descrita en el capítulo anterior (cf. 4.2. y 5.2.4.). En efecto, en todos los afloramientos mencionados se puede comprobar

que la masa principal de esta formación está constituída por arcillas de colores pardos dentro de las cuales se intercalan niveles lateralmente discontinuos y de espesor variable, en general pequeño, de areniscas de tipo Aljibe y también niveles de silexitas, que fueron designadas por **Didon (1961, 1969)** como "esquistos carton". En la unidad de Argüelles se puede asegurar, a juzgar por la posición estratigráfica, que el depósito de estos materiales no se inició antes del Aquitaniense superior. La presencia, en una muestra recogida en el Arroyo de Enmedio (UFO15351) de **Catapsydrax unicavus BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN** indican que el depósito de dicho materiales no tuvo lugar después del Burdigaliense inferior.

2.4.- Interpretación y evolución sedimentaria.

El registro sedimentario reconocible en las unidades tipo Argüelles es el propio de la parte baja de una zona de pendiente submarina adyacente a una zona elevada en la que existen sedimentos carbonatados en curso de erosión. En efecto, las secuencias estratigráficas de estas unidades están principalmente compuestas por calcarenitas y conglomerados depositados por procesos de flujo gravitacional de sedimentos, entre los cuales se intercalan delgados paquetes margosos que deben representar al menos en parte, la sedimentación autóctona.

La pertenencia de los materiales mesozoicos fragmentarios que aparecen espacialmente asociados a los fragmentos de tipo Argüelles, a la secuencia estratigráfica de estas unidades, no está demostrada (véase, para una opinión contraria, **Olivier, 1984**). Por ello solo me referiré a las formaciones que he descrito, que son las posteriores al Senonense inferior.

Los depósitos margosos del **Senonense superior** que constituyen la base estratigráfica de las unidades de tipo Argüelles son sedimentos pelágicos de cuenca como lo demuestra su facies margosa con foraminíferos planctónicos escasos y las asociaciones de foraminíferos arenaceos, que contienen. La presencia de niveles conglomeráticos y turbidíticos con foraminíferos bentónicos de plataforma indica que ocupaban una posición marginal dentro de la cuenca, adyacente a una zona mucho más somera en la cual se producía la erosión submarina de sedimentos calcáreos preexistentes, principalmente jurásicos, que se acumulaban en zonas más profundas dando lugar a niveles conglomeráticos y microbréchicos. En definitiva son depósitos propios de la base de una zona de talud.

Durante el **Paleoceno** los aportes sedimentarios cambiaron radicalmente y pasaron a estar casi exclusivamente constituídos por fragmentos de Microcodium. Como ya expuse en un capítulo precedente (Cap. 3, ap. 4.2.4.1.) las turbiditas calcáreas de Microcodium derivan de la resedimentación de productos de alteración edáfica de carbonatos, lo que equivale a admitir, al igual que antes propuse para otro sector de la Cordillera (límite Penibético-Subbético), que el margen de la

cuenca en la que se depositaron las unidades de tipo Argüelles debió emerger a comienzos del Terciario. Este margen pudo estar formado por una parte, al menos, de las unidades objeto de este capítulo que están formadas por sedimentos carbonatados mesozoicos o, tal vez, por unidades aún más internas.

La naturaleza del sedimento disponible y la morfología de la cuenca probablemente determinaron radicalmente los tipos de procesos sedimentarios que dieron lugar a los acúmulos turbidíticos de las microcoditas. En efecto, estas rocas no son fácilmente clasificables de acuerdo con las facies turbidíticas de **Mutti y Ricci-Lucchi (1975)**. La continuidad lateral, de los estratos, la ausencia de estructuras erosivas, la abundancia de secuencias truncadas por la base y el predominio manifiesto de la arena sobre la lutita son los rasgos sedimentológicos más netos de estas rocas que se mantienen en todos los afloramientos. No parece, por tanto, que se trate de turbiditas carbonatadas depositadas en un abanico submarino, ya que no hay evidencias de la existencia de canales de alimentación, ni tampoco de lóbulos deposicionales asociados a la desembocadura de dichos canales, aunque sería preciso realizar estudios sedimentológicos detallados para aclarar esta cuestión. Es posible que las calizas de Microcodium se depositaran a partir de desprendimientos submarinos no canalizados del material arenoso acumulado en las zonas marinas someras resultante de la erosión de los productos de la alteración edáfica de los carbonatos emergidos en el borde de la cuenca.

Algunos de los rasgos deposicionales de estas microcoditas recuerdan a los de los depósitos de "rampa distal", descritos por **Heller y Dickinson (1985)**, pero difieren de ellos sobre todo en que las intercalaciones arcillosas son escasas en las microcoditas,, lo que se comprende fácilmente si se piensa que el área fuente estaba formada por rocas carbonatadas y que en ella apenas si había otro material disponible que los fragmentos del Microcodium, mientras que en el ejemplo descrito por los autores citados se trata de una rampa asociada al frente de un activo sistema deltaico alimentado por terrígenos.

La sumersión de las zonas carbonatadas emergidas previamente y la instalación sobre ellas de zonas de plataforma en la que proliferaban los foraminíferos bentónicos, determinó la desaparición de los aportes de microcoditas durante el **Eoceno inferior**. La sedimentación se hizo margosa por disminución de las avalanchas turbidíticas que sólo llegaron a la cuenca de forma esporádica, cargadas de organismos neríticos. Sin embargo, a partir del final del Eoceno inferior el margen volvió a ser sometido a erosión, como lo demuestra la aparición de intercalaciones conglomeráticas. Los mecanismos deposicionales más importantes debieron der la caída de rocas y los procesos de flujo de cantos, aunque otros debieron ser de importancia menor, dada la relativamente escasa matriz que suelen presentar estos conglomerados. Además se depositaron microbrechas y calcarenitas turbidíticas de análoga composición aunque con un mayor contenido bioclástico que los conglomerados.

Posiblemente los procesos sedimentarios turbidíticos no fueron muy diferentes de los que determinaron el depósito de las microcoditas. Los aportes conglomeráticos parecen haber sido debidos a una reactivación tectónica del borde de la cuenca que, tal vez, estuvo relacionada con el comienzo de las deformaciones orogénicas. Se explica así el que, localmente, los conglomerados reposen en ligera discordancia sobre las formaciones infrayacentes.

Durante el **Eoceno superior** y **Oligoceno inferior** parece haber cesado la inestabilidad tectónica, y la sedimentación detrítica volvió a ser sustituída por una sedimentación margosa y arcillosa, con esporádicas intercalaciones turbidíticas.

A partir del **Oligoceno superior** y durante el **Aquitaniense inferior y medio** de nuevo se generalizó una sedimentación calcarenítica cuyos rasgos sedimentológicos parecen bastante equivalentes a los de las calizas de Microcodium. En este caso, sin embargo, el sedimento disponible estaba formado por pequeños fragmentos de rocas carbonatadas y por abundantes foraminíferos bentónicos.

A partir del **Aquitaniense superior** la sedimentación calcarenítica desapareció y fué sustituida por otra de carácter terrígeno, principalmente constituida por areniscas y lutitas de procedencia numídica, a los que se sumaron otros procedentes de las Zonas Internas en curso de estructuración. Estos aportes debieron estar relacionados con el funcionamiento los grandes sistemas deposicionales oligo-mioceno del Surco de los Flyschs.

3.- LAS UNIDADES TIPO LENTISCAR

3.1.- Definición. Afloramientos.

Didon y **Durand-Delga (1959, 1960)** pusieron de manifiesto la existencia de una formación flyschoide de edad Cretácico inferior en el Rincón de Estepona (Fig. 104), que fué denominada "Complejo de Aptychus" por **Didon (1960, 1960-62, 1969)** e incluída por este mismo autor en su **unidad del Camarote.** La existencia de esta misma formación en otros puntos a lo largo del límite entre las Zonas Internas y las Externas fue ya reconocida por **Didon** y **Peyre (1964).** En la zona de Colmenar (Fig. 102) **Peyre (1974)** la atribuyó a dos unidades tectónicas diferentes, según su posición estructural: la **unidad de la Parda-Relamar** aflora de modo muy discontinuo incluida en la Formación Numidoide, muy tectonizada y laminada, en el frente de las Zonas Internas, mientras que la **unidad del Lentiscar**, reposa sobre la Formación Numidoide que, a su vez descansa sobre las Zonas Internas. Puesto que la unidad del Lentiscar es la que aflora mejor y más extensamente (al SO del Torcal) y es la menos tectonizada, la he considerado como la más característica de las unidades que aparecen solo y exclusivamente constituidas por terrenos cretácicos de la facies "Complejo de Aptychus".

3.2.- Litología y edad.

Estas unidades están esencialmente compuestas por arcillas y margas de colores grises y verdosos, a veces rojizos o violáceos, en cuyo caso, sobre todo cuando presentan una estructura escamosa debida a tectonización, su aspecto puede ser parecido al de las A.V. (A.S.) del Complejo del Campo de Gibraltar. Asociados a esta litofacies aparecen otras dos: una, constituída por areniscas, a veces friables, y otra por brechas, conglomerados y microbrechas de cantos principalmente jurásicos, en las cuales pueden ser abundantes los aptychus. Estas litofacies fueron detalladamente descritas por **Didon (1969)**. **Olivier (1984)** ha estudiado un corte relativamente completo de este "Complejo de Aptychus", en las proximidades de Gaucín. **Peyre (1969b, 1974)** describió una serie también bastante completa de esta formación cuyos materiales afloran en condiciones de exposición relativamente buenas en los alrededores del Cortijo de la Atalaya (UF546839). De acuerdo con los datos de estos autores, completados con observaciones personales se pueden distinguir tres miembros dentro de esta formación (Fig. 89) cuyas relaciones estratigráficas se pueden establecer en la región del Cortijo de la Atalaya y del Arroyo del Lentiscar:

- El **miembro inferior** de la formación está constituído por margas con niveles de microbrechas calcáreas y de conglomerados de cantos principalmente jurásicos. Los conglomerados forman niveles lenticulares de poca continuidad lateral. Las microbrechas presentan granoclasificación y, con frecuencia, contienen aptychus, a veces en gran número. Es común la presencia por no decir el predominio, en muchos casos, de los cantos de calizas oolíticas como constituyente principal de las brechas (Lam. 30 Fot. 1). La matriz de las brechas es escasa y el cemento esparítico. Los cantos son de calizas oolíticas y con otras facies de plataforma, calizas peletoidales con o sin filamentos, calizas con tintínidos, sílex y radiolaritas. Los tintínidos permiten establecer la edad mínima de la formación, que es sería posterior al Berriasense y al Valanginiense inferior. **Olivier (1984)** ha podido confirmar claramente este hecho, ya que ha encontrado microfaunas bentónicas y nannoflora del Hauteriviense en los niveles margosos situados entre los niveles microbréchicos, al S de Gaucín.

- En el **miembro intermedio** aparecen frecuentes intercalaciones de areniscas, sobre todo hacia la parte superior, entre las margas y margocalizas verdosas. Las areniscas son de colores verdosos, oliváceos o pardos. Su estructura interna es masiva o bien pueden presentar laminación paralela. Son de grano fino, ligeramente micáceas y feldespáticas y principalmente están formadas por cuarzo anguloso y fragmentos de rocas carbonatadas del Jurásico. Algunos grupos de estratos areniscosos de la parte alta del miembro se pueden seguir lateralmente, sobre el terreno y sobre la foto aérea, algunos centenares de metros en la región del Cortijo de la Atalaya, en la unidad del Lentiscar. El espesor de algunos estratos puede alcanzar hasta varios metros. En este miembro también aparecen esporádicas intercalaciones microbréchicas análogas a las infrayacentes. **Olivier (1984)** ha

recogido al S de Gaucín, en niveles de colores rojizos, una rica nannoflora del Hauteriviense superior-Barremense.

- El **miembro superior** está formado por margas y margocalizas, grises en corte fresco, pardo-oliváceas por alteración superficial, que afloran relativamente bien expuestas al NE del Cortijo de la Atalaya, en las trincheras de una serie de pistas recientemente abiertas. Su textura es micrítica, con abundantes radiolarios y Nannoconus, entre los cuales **Peyre (1974)** y yo mismo hemos determinado:

  Nannoconus steinmanni KAMPTNER
  Nannoconus kamptneri BRONNIMANN
  Nannoconus bermudezi BRONNIMANN
  Nannoconus bucheri BRONNIMANN
  Nannoconus wassalli BRONNIMANN

asociación que permite atribuir este miembro al Hauteriviense superior-Barremense.

En resumen, la edad de esta formación está comprendida entre el Hauteriviense y el Barremense. Según **Olivier (1984)**, al S de Gaucín el espesor de esta formación es de algo menos del centenar de metros, aunque éste es un valor mínimo. **Peyre (1974)**, por su parte, ha estimado que, en la unidad del Lentiscar, el espesor es del orden de 300-400 m., lo que parece razonable de acuerdo con la cartografía, aunque tal vez esta potencia sea superior a la real debido a la existencia de repliegues, que son difíciles de poner de manifiesto dentro de una secuencia predominantemente arcillosa.

3.3.- Interpretación sedimentaria.

Los sedimentos arcillosos y margosos, pobres en organismos, de las unidades tipo Lentiscar son propios de zonas marinas profundas, a juzgar por sus facies, que es equivalente a la que se reconoce en terrenos coetáneos de algunas series del Subbético medio. La presencia de intercalaciones microbréchicas y conglomeráticas indica la existencia de zonas elevadas, constituídas por rocas carbonatadas principalmente jurásicas, que estaban siendo erosionadas durante el Cretácico inferior. La presencia de intercalaciones areniscosas turbidíticas sugiere, en principio, una relación paleogeográfica con el Surco de los Flyschs, especialmente con el dominio del Flysch Mauritaniense, en el cual durante el Cretácico inferior se depositaron importantes cantidades de turbiditas terrígenas, de facies parecidas a las de las areniscas de las unidades tipo Lentiscar, sobre unas facies arcilloso-margosas y microbréchicas de tipo "Complejo de Aptychus". De acuerdo con esta hipótesis, las areniscas procederían de la erosión de las rocas premesozoicas de las Zonas Internas, en especial del Maláguide y sus equivalentes norteafricanos. No obstante, no hay datos petrográficos suficientes como para mantener firmemente esta hipótesis. Los niveles conglomeráti-

cos y microbréchicos procederían de la erosión de otras unidades cuyo estudio es objeto de este capítulo, en las cuales aparecen bien representados materiales de facies análogas a la de los cantos de estas rocas.

Más adelante será necesario plantear la cuestión del sustrato estratigráfico y de la cobertera de los materiales cretácicos de tipo Lentiscar, así como de sus relaciones paleogeográficas con otras unidades.

4.- LOS RONDAIDES.

4.1.- Definición y sistematización

Como antes he señalado (cf.1.3), la mayor parte de las unidades que afloran en el límite entre las Zonas Internas y las externas (Fig. 2,11) se caracterizan por presentar un Trías superior carbonatado, de facies alpina, y un Lías inferior constituído por sedimentos pelágicos. La más extensa y típica de estas unidades es la unidad de las Nieves que se corresponde exactamente con los Rondaides de Blumenthal. Después de los trabajos de **Hoeppener et al. (1963, 1964)** y, sobre todo, de **Durand-Delga (1963, 1966), Durand-Delga y Foucault (1968), Didon et al. (1973), Felder (1978), Wildi et al. (1977), Nold et al. (1981) y Wildi (1979, 1983)**, no cabe duda que materiales tectónica, estratigráfica y paleogeográficamente equivalente son los que constituyen la mayor parte de la dorsal rifeña de **Fallot (1937)**. Sin embargo, no todos los elementos que constituyen la "Dorsal Bético--Rifeña" de los autores franceses constituyen un conjunto homogéneo; son solamente las unidades de la "Dorsal Externa" y ciertos elementos de la "Predorsal" de estos autores los que deben ser incluídos en este apartado. De hecho, investigaciones recientes efectuadas al S de Tetuán **(Baudelot et al., 1984)** demuestran que algunas unidades de la "Dorsal Interna" (Yebel Gorques, p.e.) aparecen en sucesión estratigráfica normal sobre terrenos paleozoicos y permotriásicos ghomárides. Por tanto, las unidades de la "Dorsal Interna" (unidad del Majalijar-Despeñadero, escama del Peñón de Benadalid, Castillo de Gaucín, Sierra Crestellina, etc. y unidades rifeñas equivalentes) no serán objeto de este apartado, sino del capítulo dedicado a las unidades maláguides.

De acuerdo con lo expuesto, los **Rondaides** de la Cordillera Bética se pueden definir como un **complejo de unidades tectónicas situadas al frente de las Zonas Internas, que se caracterizan por presentar un Trías de facies alpina y una secuencia postriásica de espesor relativamente reducido, constituida desde el Lías inferior por sedimentos pelágicos.**

Por comparación con la Cordillera Bética, propongo designar con el término **Tetuánides**, ya propuesto por **Durand-Delga (1963)** a las unidades equivalentes del Rif, esto es, a las incluídas en la "Dorsal Externa" por otros autores y también a las unidades de Beni-Derkul, que han sido atribuídas a la "Predordal" **(Wildi et al., 1977; Olivier, 1984)**.

Como **Wildi (1979, 1980, 1983)** y yo mismo **(Martín-Algarra, 1980b)** hemos señalado, la secuencia estratigráfica de las unidades incluídas en este complejo Rondaide-Tetuánide, es equivalente a la que se reconoce en algunas unidades de los Mantos Austroalpinos de los Alpes Calcáreos Septentrionales, y también de los Alpes Meridionales (Zona Lombarda, sobre todo). Si se piensa que el Trías alpujárride es de tipo austroalpino y que no existen otras unidades con Trías alpino ni Lías inferior pelágico en ningún otro punto del orógeno Cábilo-Bético-Rifeño, es razonable pensar que los Rondaides debieron guardar una relación paleogeográfica relativamente estrecha con los Alpujárrides.

Como ya indiqué en un apartado anterior (cf.1.3), por sus características estratigráficas se pueden diferenciar varios tipos de unidades dentro de los Rondaides (Fig. 101 a 103):

- **La unidad de las Nieves** es la más extensa y característica. Elementos tectónicos independientes, pero en parte estratigráficamente afines a ella son el Hacho de Gaucín y la Sierra de Algatocín-Poyato. Sus rasgos estratigráficos más característicos son la enorme potencia del Trías, formado por dolomías a la base, de edad esencialmente Noriense, y por alternancias calizo-margosas en el Retiense; el gran desarrollo de las calizas con sílex liásicas y la presencia de la Brecha de La Nava.

- En las **unidades tipo Cabrilla** he incluído a la Sierra Cabrilla la Sierra del Oreganal y el Tajo de Pompeya. Estos elementos tectónicos aparecen pinzados en el frente de la unidad de las Nieves, de la cual probablemente representan la prolongación paleogeográfica septentrional. Se caracterizan, desde un punto de vista estratigráfico, por presentar un Trías superior dolomítico relativamente potente, sobre el que se encuentra una formación de calizas blancas, sin que aparezcan intercalaciones de alternancias calizo-margosas, a diferencia de lo que sucede en las restantes unidades rondaides. El resto de la secuencia está muy mal representado pero aparecen restos de brechas, calizas con sílex y calizas nodulosas de probable edad Lías inferior y más reciente. (*1)

- **Las unidades tipo Baños de Alhama** son, además de los elementos tectónicos reconocibles en esta localidad **(Braga et al., 1984a)**, la unidad de Río Blanco-Cañamaya de Sierra Arana y la escama más externa de la Sierra de Benadalid. Se caracterizan por presentar series mucho menos potentes que la de la unidad de las Nieves. En ella se reconoce una barra calcárea de colores claros en la base del Lías **(Braga et al., 1984b, 1985)**, un Lías inferior formado por calizas margosas y margas en el Hettangiense, y por margas, calizas margosas y calizas nodulosas rojas o amarillentas en el Sinemuriense, siendo las calizas con sílex mucho menos importantes que en la unidad de las Nieves y afines.

(*1) Nota del Autor (2022). Desde la Tesis Doctoral de Maate (1996: https://digibug.ugr.es/handle/10481/53657) está demostrado que las sucesiones de tipo Cabrilla y otras en posición tectónica equivalente al frente de la Unidad de las Nieves (Almola, Enamorados, Peñón de Ronda) son idénticas a otras que se reconocen en diver-sos afloramientos de la Unidad (Manto) de la Hafa Ferkennix en el Rif, que muestra un Triásico superior dolomítico muy bien desarrollado y una sucesión sucesión estratigráfica postriásica muy variada en el detalle, variaciones laterales que pueden ser muy bien documentadas en el campo. Esta unidad aflora ampliamente al S de Tetuán y ocupa una posición tectónica original perfectamente preservada en la pila de unidades internas, claramente por encima del resto de las unidades con Triásico Alpino de tipo Nieves y Baños de Alhama y claramente por debajo de unidades tectónicas de con coberteras postpaleozoicas de tipo Gomáride (=Maláguide), con las que muestra rasgos estratigráficos transicionales. En consecuencia, en los modelos de reconstrucción paleogeográfica ilustrados en las figuras 138 a 141, la posición propuesta para las unidades de tipo Cabrilla (incluyendo en éstas, además, a las unidades equivalentes de la Almola-Enamorados-Peñon de Ronda) debe ser desplazada al borde interno de los Rondaides, más allá de la posición de las unidades de tipo Alhama en la zona de paso lateral a las coberteras gomárides (véase la posición de las sucesiones tipo Hafa Ferkennix en la Fig. 167. Por tanto, la posición tectónica actual de las unidades tipo Cabrilla al frente de la Unidad de las Nieves y a lo largo del contacto Zonas Internas-Externas béticas no es la correspondiente al apilamiento tectónico original sino que hay que interpretarla en relación con cabalgamientos tardíos y fuera de secuencia, asociados a los grandes movimientos transcurrentes dextrorsos de edad post-Burdigaliense y ante-Tortoniense acaecidos en el lado bético del orógeno a lo largo del frente de las Zonas Internas tras su colisión con las Zonas Externas. Ver también notas a pie de las páginas 505, 512 y 552.

- Las unidades tipo Pereila presentan secuencias muy parecidas a las de tipo Baños de Alhama. Se caracterizan por presentar un Lías a cuya base abundan las calizas margosas, calizas nodulosas y margocalizas que contienen ammonites del Lías inferior (**Braga et al.,1984b**) y sobre las cuales aparecen unas calizas con sílex. Poseen un Dogger-Cretácico inferior relativamente completo y más potente que en las unidades precedentes. En este grupo incluyo a los diversos elementos jurásicos del Tajarillo y alrededores, el Cerro de la Laguna y la unidad de Pereila (+ Espíldora), además de la unidad de Ardite 2. Son los elementos asignados clásicamente a la "Predorsal" (**Durand-Delga, 1972**) y a juzgar por su posición tectónica fueron los que ocuparon la posición paleogeográfica más externa de los Rondaides.

4.2.- La unidad de las Nieves.

4.2.1.- Introducción: afloramientos y posición tectónica.

La unidad de las Nieves fue definida por **Dürr (1967)**. En ella incluyó a la mayor parte de los Rondaides de **Blumenthal (1930, 1933)** de los que separó algunos afloramientos que asignó a su unidad de Yunquera. **Dürr et al.(1961, 1960-62), Kockel (1963)** y **Dürr (1967)** designaron como "Zona de Nieves (o de Prieta-Nieves) al dominio paleogeográfico del que proceden los materiales de esta unidad. En sus trabajos de síntesis, **Hoeppener et al. (1963, 1964)** reintrodujeron el término Rondaides para la unidad de las Nieves. **Mauthe (1971)**, por último, la incluyó en las "unidades alpujárridas (sic) no metamórficas".

La unidad de las Nieves aflora de forma casi ininterrumpida desde Alpandeire hasta las proximidades de Carratraca y Ardales (Fig. 103).Reposa tectónicamente sobre el Penibético mediante una lámina de materiales del Complejo del Campo de Gibraltar y soporta a diversas unidades alpujárrides y maláguides, que la cabalgan ampliamente. A su frente, en asociación espacial con la Formación Numidoide, aparecen diversas escamas tectónicas (Almola, Sierra del Oreganal, Tajos de Pompeya y de los Enamorados, Sierra de Cabrilla, Pereila, etc.) que serán descrita en los siguientes apartados. Entre Alpandeire y Atajate varias escamas tectónicas existentes al frente de las Zonas Internas parecen representar la prolongación occidental de la unidad de las Nieves aunque tambien pudieran pertenecer a otras unidades, tal vez alpujárrides o maláguides. La Sierrecilla de Algatocín y el Hacho de Gaucín, aunque ocupan una posición tectónica diferente (suprayacente al Maláguide), se pueden considerar, desde el punto de vista estratigráfico, análogos a la unidad de las Nieves, aunque poseen también algunos rasgos estratigráficos que los aproximan a las unidades tipo Baños de Alhama.

La unidad de las Nieves es la más extensa y característica de las unidades rondaides.

4.2.2.- Rasgos estratigráficos generales.

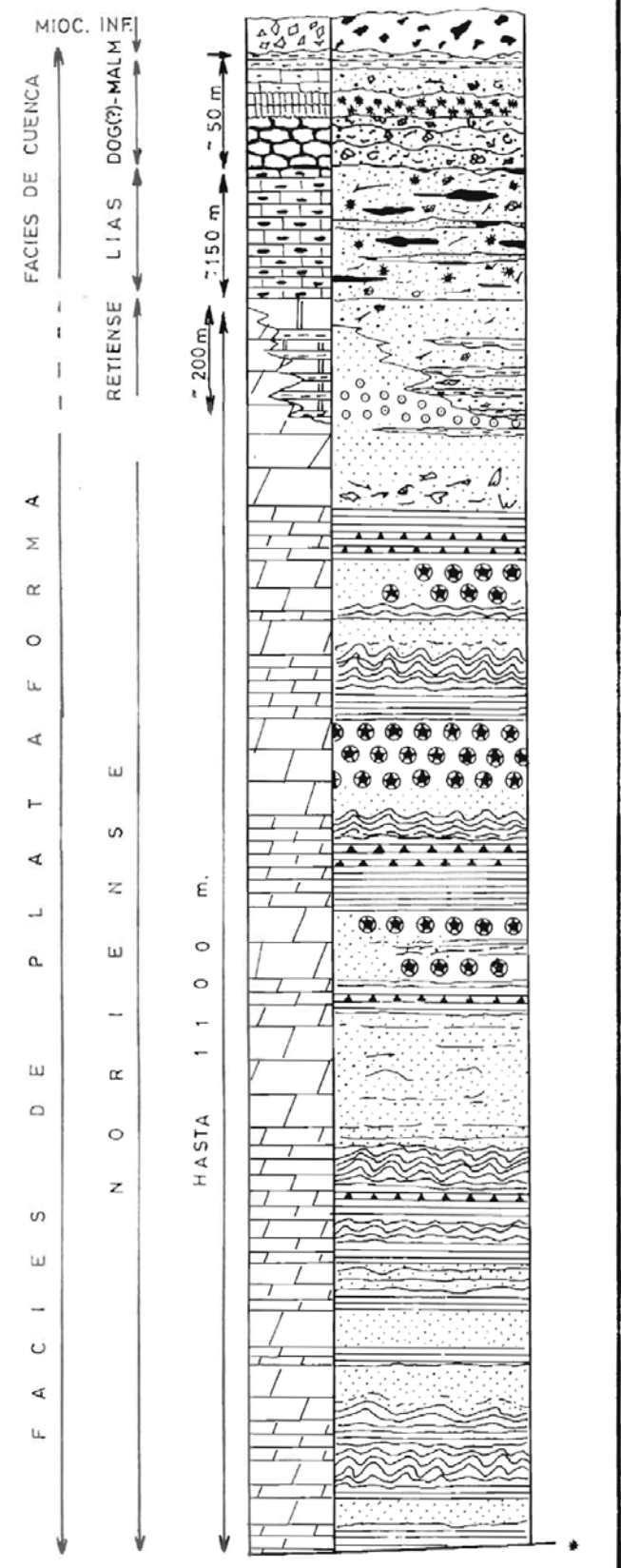
La secuencia estratigráfica de la unidad de las Nieves (Fig. 99) se puede dividir en dos grandes conjuntos litoestratigráficos. El conjunto superior está constituído por la Brecha de la Nava, que es cartográficamente discordante sobre el conjunto inferior. Este, está formado por una sucesión carbonatada de edad esencialmente triásica y jurásica, a cuya parte superior aparecen unos delgados niveles margosos terciarios.

La Brecha de la Nava es una formación típica y característica de la unidad de las Nieves y no se reconoce en ninguna otra unidad del Complejo Rondaide-Tetuánide. Por el contrario, brechas que recuerdan a la de la Nava aparecen en algunas unidades alpujárrides del sector central de la Cordillera (**Delgado et al., 1981**). Otro rasgo típico de la unidad de las Nieves, no reconocido en las restantes del complejo Rondaide-Tetuánide, es que su conjunto litoestratigráfico inferior está afectado por una recristalización metamórfica progresivamente más intensa hacia las partes internas de la unidad. Este metamorfismo llega a alcanzar un grado alto (cf. 4.2.7.) y fue causado por las peridotitas de Ronda, que contactan con la unidad por su límite suroriental. Por ello, es posible reconocer, sobre el terreno, la transformación progresiva por recristalización de los diferentes términos de la secuencia estratigráfica, sin discontinuidad tectónica alguna, al menos en la mitad occidental de la unidad.

Al E de Yunquera los terrenos metamórficos de la unidad de las Nieves muestran una cierta independencia tectónica, lo que condujo a **Bourgois (1978)** a individualizar una "unidad de Bonela-Capellán". En mi opinión, la separación de dicha unidad no es demasiado acertada ya que a la escala regional se puede constatar cómo los terrenos metamórficos pasan gradualmente a enraizarse y conectar con la secuencia no metamórfica de la unidad, especialmente al E y SE de la Torrecilla, en la región del Picacho y de los Cerros del Tocón y de Juan Salazar. Más Bien habría que hablar de los sectores internos de la unidad de las Nieves, a consecuencia de la superposición de otros elementos tectónicos más internos. Por otra parte, los afloramientos del Capellán y alrededores, que fueron incluídos por **Bourgois (1978)** en la "unidad de Bonela-Capellán", están formados por materiales pertenecientes a una unidad tectónica de constitución litológica bastante diferente de la Unidad de las Nieves, que es la unidad de Yunquera (Cap. 7).

El estudio detallado de la secuencia estratigráfica de la unidad de las Nieves permite poner de manifiesto que las diferentes formaciones que la integran son muy parecidas a los terrenos coetáneos que forman parte de ciertos Mantos Austroalpinos de los Alpes Calcáreos Septentrionales y de algunas zonas (Zona Lombarda, en particular), de los Alpes Meridionales (**Martín-Algarra, 1980b**). Algunos términos litoestratigráficos empleados en dichas regiones, así como en los Cárpatos y Dinárides me parece que pueden ser aplicados, sin grave dificultad, a

SERIE SINTETICA DE LA UNIDAD DE LAS NIEVES. Fig. 109



- Brecha de la Nava
- Capas de Taramar
- Secuencia condensada
  - Margocalizas
  - Radiolaritas
  - C. nodulosas
- F. Calizas con silex.
- F. tipo Kössen
- Dolomia Principal

FACIES

- Brechas continentales con caliches
- F. Radiolariticas.
- F. Biomicríticas pelagicas (con filamentos, protoglobigerina, saccocoma, tintínidos etc..)
- niveles con cuarzo detrítico. F. espiculíticas con silex.
- F. Micriticas y/o biomicriticas.
- F. Micriticas azoicas.
- Margas
- Oosparitas
- F. Calcareniticas y peletoidales
- Acumulaciones de Megalodóntidos
- Biostromas de Dasycladáceas
- Estromatolitos
- Laminitas criptalgales. porosidad fenestral

LIAS DOLOMIA

nuestra región. No cabe duda que la aplicación de nombres procedentes de los Alpes a ciertos materiales de la Cordillera Bética puede parecer una comparación simplista, ya que la estratigrafía y la paleogeografía de la unidad de las Nieves no tiene por qué ser idéntica a la de ninguna unidad austroalpina. Sin embargo, dado el notable grado de semejanza litológica existente en mi opinión, al aplicar prudentemente los términos alpinos se evita la introducción de nuevos términos y se facilita la correlación con otras áreas. Este es el espíritu que me ha inducido a utilizar dichos nombres en la unidad de las Nieves. En ella, de abajo arriba, se pueden diferenciar los siguientes conjuntos de materiales (Fig. 109).

- **Formación Dolomía Principal**, de edad triásica, esencialmente Noriense.

- **Formación de tipo Kössen**, constituída por alternancias calizo-margosas, que corresponde al Retiense.

- **Formación de Calizas con sílex**, que esencialmente pertenece al Lías.

- **Secuencia Condensada Jurásico-Terciaria**, cuya parte superior he denominado **Capas del Taramar**.

- Por último, sobre todos estos términos reposa, por lo general mediante una ligera discordancia, la **Brecha de la Nava**.

4.2.3.- Dolomía Principal.

4.2.3.1.- Definición. Límites.

La Dolomía Principal (Dolomía Principale., Hauptdolomit) es una potente, clásica y extensa formación del Trías superior de los Alpes y otras cordilleras adyacentes (**Balogh, 1974; Ganeb, 1974; Kolláro-vá-Andrusoudvá y Bystrický, 1974; Pisa, 1974; Zapfe, 1974; Fruth y Sherreiks, 1984**). En la unidad de las Nieves constituye la unidad litoestratigráfica más potente y extensa al igual que en las diversas unidades tetúanides del Rif (Dorsal externa de **Wildi et al., 1977; Nold et al., 1981, etc.**).

Entre Las Turquillas y la Alcazaba, el corte expuesto por el Barranco Blanco permite reconocer una excelente sección de esta formación, cuyo espesor sobrepasa los 1.100 m.

El límite inferior de la Dolomía Principal es una superficie de corrimiento que superpone la unidad de las Nieves sobre otras más externas. El límite superior lo determina la aparición de las alternancias calizo-margoso-dolomíticas que marcan la base de la formación suprayacente. En los sectores central e interno de la unidad, sobre

todo, este límite superior es gradual en el detalle, pero rápido, lo que facilita su cartografía. Hacia el frente de la misma, por el contrario, se constata un ascenso progresivo de la dolomitización, que llega a provocar la desaparición de la formación suprayacente (véase, por ejemplo, el curso alto del arroyo de la Cuesta de los Hornillos), e incluso a afectar a las calizas con sílex liásicas (isleo al S del Cortijo Matillo).

4.2.3.2.- Litología.

Esta formación está constituida por dolomías de colores blanquecinos o grises más o menos claros según los puntos, que suelen estar muy tectonizadas. Al microscopio presentan una textura granular o groseramente cristalina, debida a la recristalización causada tanto por la dolomitización como por el metamorfismo, lo que dificulta el reconocimiento de las texturas deposicionales originales que, en la mayor parte de los casos, han sido completamente obliteradas.

Las dolomías suelen estar bien estratificadas y, sobre todo laminadas, especialmente hacia la parte media, de la formación que es donde se reconocen mejor las texturas deposicionales. En la parte más alta es frecuente que el aspecto de las dolomías sea masivo y cristalino, aunque en algunos puntos se puede reconocer una textura original calcarenítica o calcilutítica peletoidal, a veces con abundantes megalodóntidos; también pueden aparecer esporádicos niveles margosos que indican la proximidad de la formación suprayacente.

El metamorfismo que afecta al sector más interno de la unidad provoca una recristalización progresiva de las dolomías, que son transformadas en mármoles dolomíticos muy puros. A la vez que se produce el aumento en el tamaño de grano el color se hace más claro, incluso blanco en corte fresco. Los mármoles muestran a veces, un fajeado que parece corresponder a los restos de una antigua laminación.

Entre la Fuenfría y la carretera de San Pedro de Alcantara, esto es, en los alrededores de Los Cascajares (UF145567), estratigráficamente por debajo de los mármoles dolomíticos, que se encuentran invertidos en este sector, aparecen unos niveles de calcoesquistos y mármoles dolomíticos con abundantes silicatos cálcicos, que parecen haberse originado a partir de un sedimento original margoso-dolomítico. Estos niveles son, probablemente, los más antiguos de la Dolomía Principal y parecen indicar la transición estratigráfica hacia niveles infrayacentes de composición original más arcillosa.

4.2.3.3.- Facies.

A pesar de la recristalización es posible reconocer varios tipos de litofacies dentro de la Dolomía Principal al igual que sucede en los Alpes (**Müller-Jungbluth, 1968; Fruth y Scherreiks, 1984**): Son las siguientes:

- Sedimentos laminados por algas y loferitas.
- Facies calcareníticas y lumaquelas de megalodóntidos
- Biostromas de algas dasycladáceas.
- Facies de encostramientos orgánicos, y
- Facies dolomíticas.

4.2.3.3.1.- Sedimentos laminados por algas y loferitas.

Son las facies mejor representadas, especialmente en la mitad inferior de la formación. Suelen aparecer bien estratificadas en estratos decimétricos o algo más potentes, aunque a veces se presentan en bancos de espesor superior al metro. Predomina una facies que muestra una laminación paralela lateralmente continua (Lám. 32 Fot. 1), formada por una alternancia entre niveles oscuros y claros. Los niveles oscuros muestran al microscopio una textura fina e irregularmente laminada, a veces microvesicular; corresponden a antiguas mallas de algas algo aplastadas a consecuencia de la compactación, que verosímilmente colonizaban una llanura intermareal (**Davies, 1970; Gingsburg 1975**). Los niveles claros muestran una textura finamente calcarenítica a calcilutítica, y generalmente están formados por un sedimento pelmicrítico que a veces contiene escasos restos fósiles (fragmentos de conchas y algas, algún gasterópodo, foraminíferos, etc.); deben corresponder a lechos de tormenta (**sand storm layer**) esto es a pequeños niveles arenosos arrastrados por tempestades y depositados sobre la llanura algal (**Shinn et al., 1969; Ginsburg y Hardie, 1975**).

En estrecha asociación con las facies laminadas aparecen las loferitas (Lam. 32 Fot. 4), que son rocas que presentan una porosidad fenestral bien desarrollada (**Fischer, 1964**). Estas rocas están formadas por un sedimento de naturaleza pelmicrítica a calcarenítica, que contiene escasos restos de lamelibranquios y algas. Los poros tienden a estar alineados según la estratificación y a veces confluyen dando lugar a grietas más o menos paralelas a aquélla. Son de morfología vacuolar o irregular. Algunos muestran un fondo plano y un techo irregular que recuerda a los denominados Stromatactis (**Bathurst, 1971; Flügel, 1982**). Es frecuente que el borde interno de los poros se encuentre recubierto por un tapiz cristalino grisáceo (Lam.32 Fot. 4) de color más oscuro que el resto de la esparita que rellena el poro y de espesor uniforme. Los sedimentos internos solo se reconocen esporádicamente. Estas facies se interpretan habitualmente como sedimentos propios de la zona intermareal (**Fischer, 1964; Shinn, 1968, 1983; Logan et al., 1970; Shin et al., 1969**) que adquieren una porosidad primaria por desecación y/o escape de gases a consecuencia de la exposición

LAMINA 31

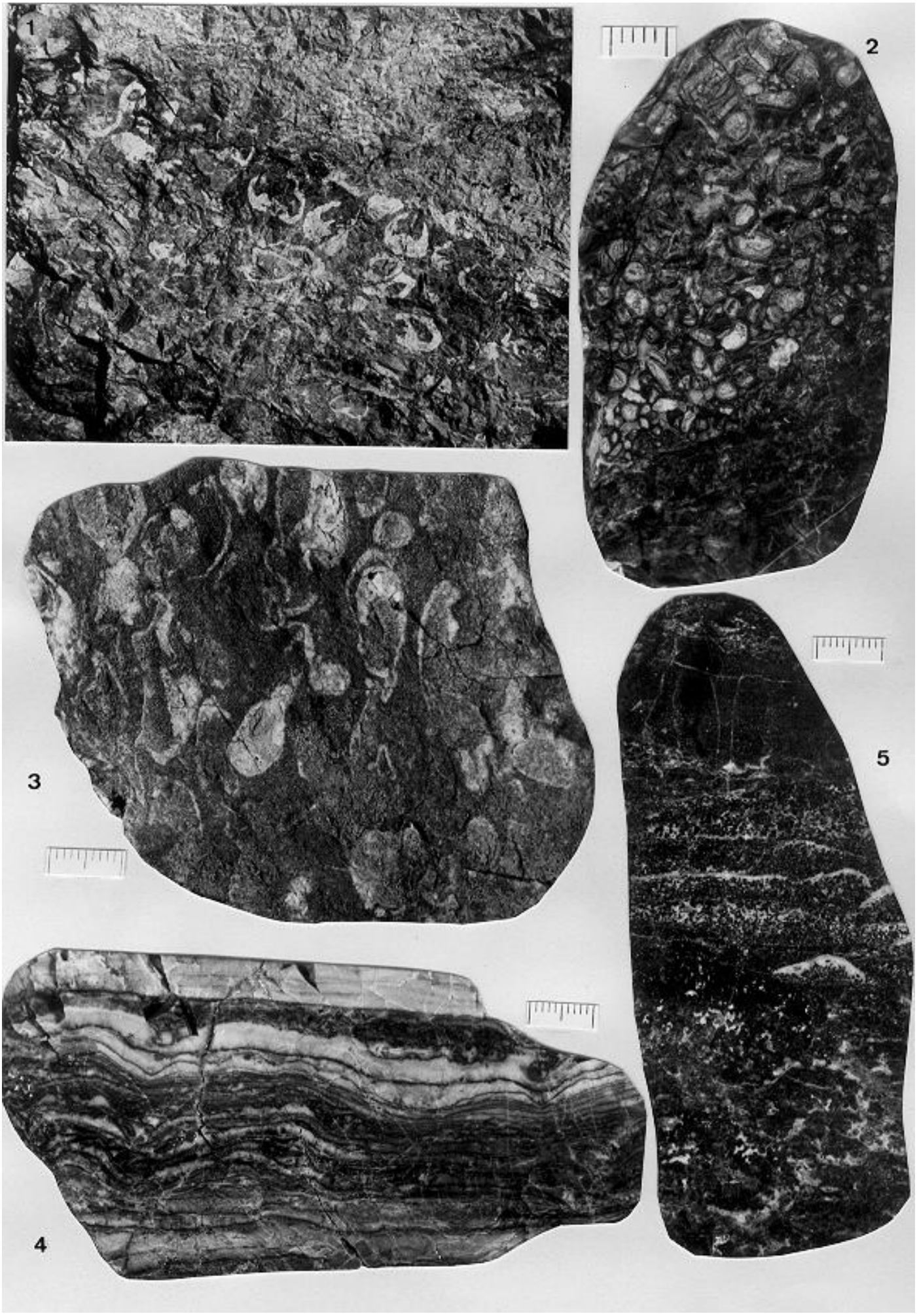
Foto 1.- Aspecto de campo de una acumulación estratificada de megalodóntidos de tamaño decimétrico. Obsérvese la preservación de la posición de vida, con las valvas abiertas hacia arriba, de muchos ejemplares. Dolomía Principal. Noriense. Pista del Cortijo de la Nava al Cortijo de los Quejigales.

Foto 2.- Facies de pirolitos. Dolomía principal. Carretera de Ronda a San Pedro de Alcántara. Escala: 5mm.

Foto 3.- Facies de megalodóntidos. Dolomía Principal. Cañada de la Encina. Escala: 1 cm.

Foto 4.- Estromatolito. Dolomía Principal. Las Turquillas. Escala 1 cm.

Foto 5.- Dolomía Principal. Sobre la facies loferítica de la parte baja aparece un nivel calcarenítico con fragmentos de conchas que aparece colonizado, a su vez, por una laminita criptalgal. Escala: 1 cm.


1
2
3
4
5

periódica al aire libre. Aunque la textura fibrosa original del cemento del borde de los poros es difícil de reconocer a causa de la recristalización, parece que dicho cemento fue sinsedimentario y submarino, probablemente de composición original aragonítica, (**Sanders** y **Friedman, 1967; Friedman, 1968; Shinn, 1969**). Esto indicaría que los sedimentos se encontrarían próximos a la zona submareal y, por tanto, accesibles a la influencia de las aguas marinas.

Junto con los sedimentos laminados por algas y las loferitas aparecen otras facies asociadas tales como laminitas criptalgales (**Monty, 1976**) formadas por la acumulación de mallas de algas, siendo minoritarios los aportes debidos a tormentas, y estromatolitos, en general relacionados con las anteriores y del tipo LLH de **Logan et al. (1964)**. Suele observarse una ciclicidad entre estas dos variedades morfológicas de sedimentos algales, de manera que las laminitas criptalgales aparecen a la base de los ciclos y las cabezas y domos estromatolíticos se desarrollan progresivamente hacia arriba hasta alcanzar tamaños que en algunos casos pueden superar los 15 cm de altura.

Frecuentemente estos sedimentos presentan estructuras originadas por desecación tales como grietas, y "tepees", a los que se asocian también algunos niveles de brechas de cantos planos (**flat pebble breccias**). Algunos niveles oncolíticos (Lam. 31 Fot. 2) se reconocen a distintas alturas, en parte relacionados con las facies calcareníticas.

4.2.3.3.2.- Facies calcareníticas y lumaquelas de megalodóntidos.

Volumétricamente las facies calcareníticas s.l.(Lam31 Fot. 5) son las más importantes junto con las anteriormente descritas, sobre todo en los dos tercios inferiores de la Dolomía Principal. Suelen aparecer en bancos de mayor espesor que los sedimentos laminados por algas, con los cuales alternan, pudiendo alcanzar en algún caso la decena de metros de espesor. Frecuentemente estas facies están muy recristalizadas.

Desde un punto de vista textural se trata de calcarenitas bien lavadas (**grainstones**) o, más frecuentemente, con un cierto contenido micrítico que puede variar considerablemente según los casos (**packstones**). Están formadas por bioclastos de algas, sobre todo de dasycladáceas y rodofíceas (?) y también algunas solenoporáceas y codiáceas, moluscos (lamelibranquios, escasos gasterópodos) y algunos foraminíferos, pero dominan sobre todo los peloides y los agregados de granos. En algunos casos parece reconocerse, a pesar de la intensa recristalización y con ayuda del difusor (**Delgado, 1977**), una cierta micritización en los bordes de los bioclastos tal vez debida a la acción algas endolíticas (**Bathurst, 1971**). (Lám. 32, Foto 5).

Dentro de estos sedimentos aparecen esporádicamente concentraciones de megalodóntidos que, a veces, pueden ser denominadas lumaque-

las (Lám. 31 Fot.1y2). Son especialmente características de la parte alta de la formación. Aunque en algunos casos aparecen las valvas sueltas y algo fragmentadas, lo más usual es que aparezcan en posición de vida, con las valvas orientadas y abiertas hacia arriba. Su tamaño varía entre 2 y 15 centímetros y algunos son de conchas muy gruesas. Una acumulación importante de formas de gran tamaño se reconoce en la pista que conduce al Cortijo de los Quejigales (UF168616). Otra equivalente existe al O del Cerro del Chaparral (UF224693).

Las facies calcareníticas con o sin megalodóntidos son depósitos propios de un ambiente submareal en el cual existía una cierta agitación, de ahí la naturaleza calcarenítica del sedimento, pero no demasiado acusada como para eliminar toda la micrita ni para remover las grandes conchas de megalodóntidos.

4.2.3.3.3.- Biostromas de algas dasycladáceas.

En diversos puntos (UF184614, UF235633, UF107590, UF119568, etc.) existen acumulaciones estratiformes, de hasta de varios metros de potencia, de algas dasycladáceas. Estas acumulaciones, que pueden ser denominadas biostromas, transicionan lateralmente con facies calcareníticas. (Lám. 33. Fot. 2 y 3).

Las algas, que principalmente pertenecen a la especie **Gyroporella plumosa Zanin-Buri**, están poco fragmentadas en el núcleo de las masas principales, (Lám. 34 Fot.1,3,5,7)donde es común que permanezcan muchas de ellas en posición de vida dispuestas perpendicularmente a la estratificación. Lateralmente la fragmentación aumenta hasta dar lugar a una calcarenita bioclástica. Cuando la fragmentación no es acusada, las algas pueden superar los 2 cm de longitud.

Si la recristalización lo permite, se reconoce que las algas se encuentran recubiertas por unas envolturas micríticas oscuras (Lám.34 Fot. 1) que pueden corresponder a antiguos cementos sinsedimentarios o quizás a encostramientos orgánicos. Sobre estas envolturas cuando existen, o bien directamente sobre el alga, se reconoce un tapiz cristalino de textura original fibrosa, y de espesor relativamente uniforme que probablemente corresponde a un cemento aragonítico sinsedimentario **(Friedman, 1968; Shinn, 1969)**.

Los biostromas de dasycladáceas, al igual que las calcarenitas con las que lateralmente se relacionan, son depósitos propios de la zona submareal. Formabam cuerpos resistentes (biolititos) debido a la cementación sinsedimentaria, dentro de una zona donde se acumulaban principalmente calcarenitas, una buena parte de las cuales se formaba a sus expensas.

LAMINA 32

Microfacies de la Dolomía Principal de la Unidad de las Nieves

Foto 1.- Laminita criptalgal. Aspecto microscópico.

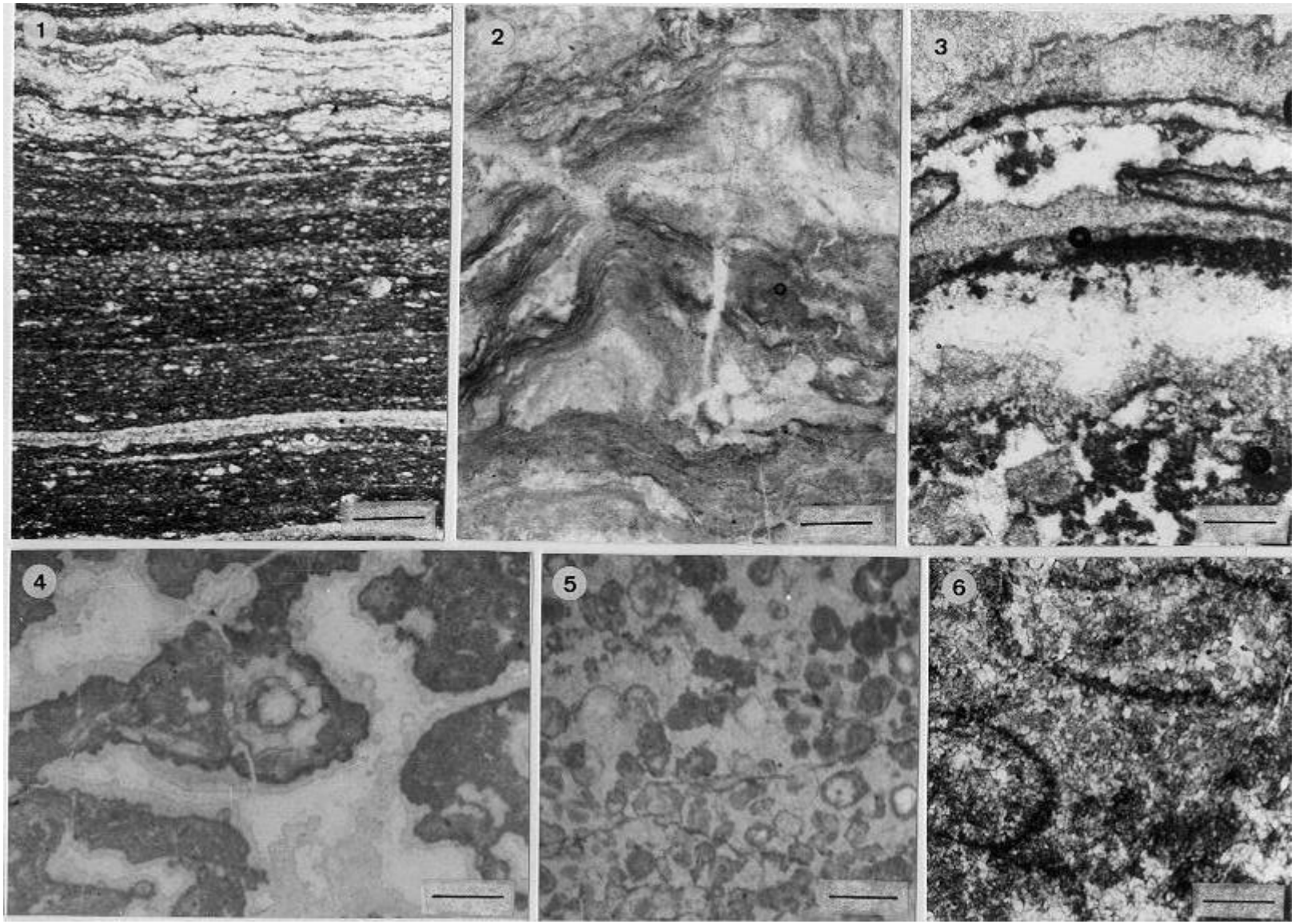
Foto 2.- Estromatolito. Con difusor.

Foto 3.- Asociación de niveles calcareníticos (probablemente lechos de tormenta) con desarollo de porosidad fenestral y laminitas algales.

Foto 4.- Loferita. Sedimento micrítico peletoidal con fragmentos de dasycladáceas. Obsérvese la doble generación de cemento, uno fibroso periférico, que rellena el hueco central. Con difusor.

Foto 5.- Microfacies calcarenítica. Con difusor.

Foto 6.- Aspecto de un biostroma de algas dasycladáceas sin difusor. Obsérvese la intensa recristalización de las facies debido a la dolomitización. Este es el aspecto más habitual de las facies. En todos los casos la barra es 1 mm.


1
2
3
4
5
6

LAMINA 33

Facies bioconstruídas del Noriense

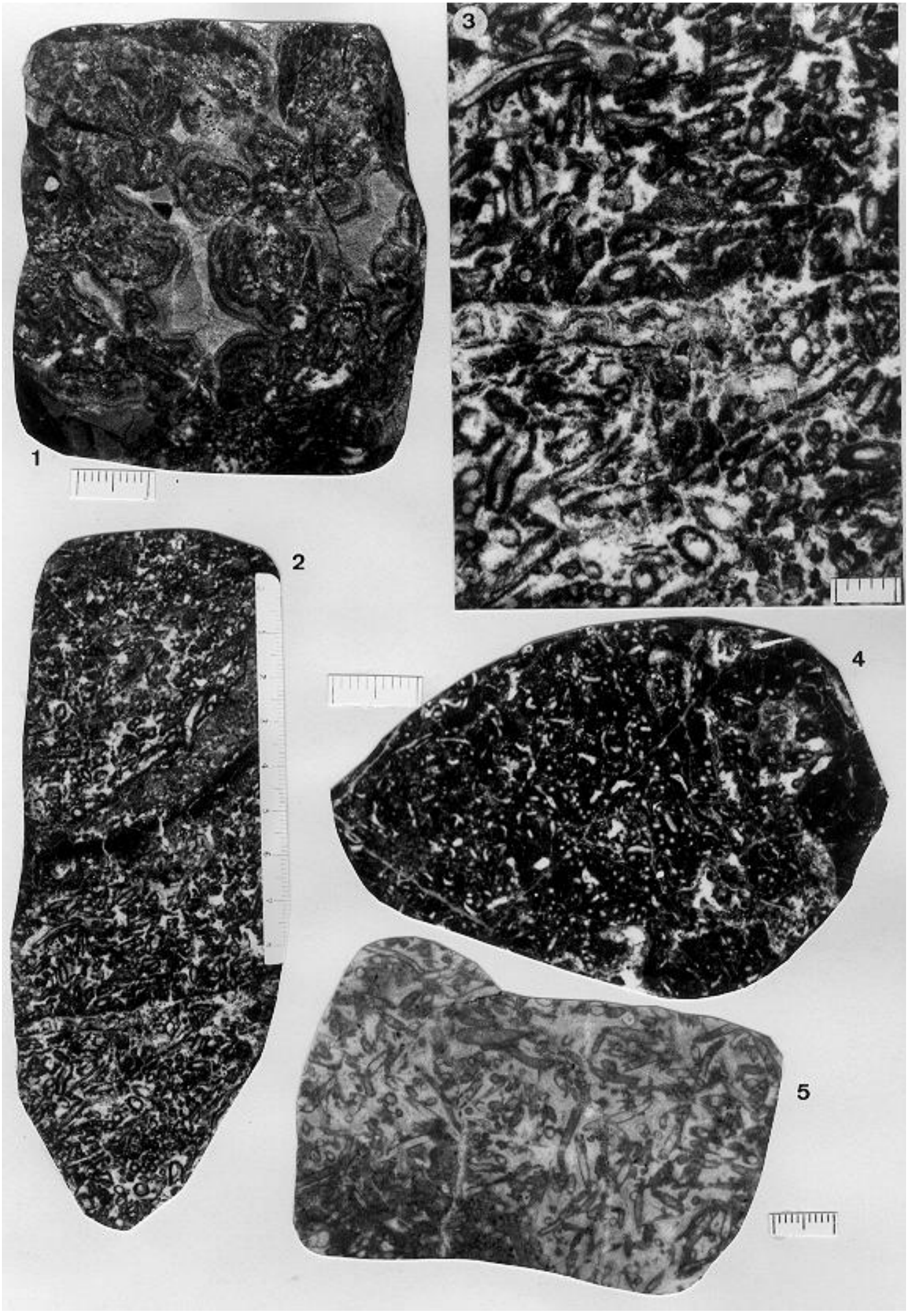
Foto 1.- Tubiphytes. Sierra Prieta. Escala 1 cm.

Foto 2.- Biostroma de dasycladáceas. SE de Parauta. Obsérvese que las algas están poco fragmentadas y aunque en este caso se aprecia una cierta removilización, aparecen algunas en posición de vida. Los niveles oscuros son encostramientos laminados algales, en algún caso estromatolíticos.

Foto 3.- Detalle de la anterior. Las algas aparecen trabadas entre sí por cementos micríticos oscuros y por cementos fibrosos, grisáceos, estos últimos probablemente aragoníticos en un principio. Las acumulaciones algales a menudo aparecen cortadas por superficies erosivas, que ponen de manifiesto interupciones en el crecimiento de los biostromas, su litificación precoz y su destrucción parcial. En el ejemplo representado la superficie erosiva parece jalonada por cementos.

Foto 4.- Facies de serpúlidos. Los sepúlidos (¿Sarcinella?) se asocian a encostramientos micríticos, a veces laminados y que recuerdan a Tubiphytes, así como a cementos fibrosos. S del Convento de las Nieves (Cañada de la Encina).

Foto 5.- Biostroma de dasycladáceas procedente de las calizas blancas de Sierra Cabrilla (al SO del Tajo de Los Artilleros).


1
2
3
4
5

4.2.3.3.4.- Facies de encostramientos orgánicos.

Estas facies son un tanto particulares y las he reconocido sólo al S del Convento de las Nieves (UF235682), en las inmediaciones de la Cañada de las Siete Fuentes (UF316706) y en los afloramientos dolomíticos existentes bajo la Brecha de la Nava en la parte alta de la Sierra de Alcaparaín, que es donde, al parecer, alcanzan una mayor extensión.

Estas facies recuerdan a las descritas al SE de Granada, en Los Cahorros, por **Flügel et al. (1984)**, aunque la variedad de organismos que las componen es menor y la complejidad de las relaciones entre las sucesivas generaciones encostrantes parece menos acusada.

Frecuentemente el soporte de las facies lo constituye un organismo tubular probablemente un serpúlido (Lam. 33,34 Fot. 4 y 2), alrededor del cual se reconocen diversos tipos de encostramientos, en muchos casos apenas diferenciables a causa de la recristalización:

- En unos casos alrededor de los tubos aparece una zona recristalizada, que hacia la periferia muestra una textura micrítica laminada y a la vez fibrosa dispuesta radialmente al tubo, que puede corresponder a generaciones sucesivas de cementos fibrosos sinsedimentarios.

- En otras ocasiones, asociados o no a los serpúlidos aparecen, unos agregados irregulares micríticos en forma de penacho, finamente tubulares que recuerdan a algunas algas solenoporáceas, pero en los que apenas es posible discernir la forma y disposición de los tubos en el detalle.

- Otro tipo de encostramiento, micrítico grumeloso en el núcleo, laminado hacia la periferia se puede asignar a Tubiphytes. (Lám. 33. Fot. 1).

- Por último, alrededor de los serpúlidos a veces se observan unas envolturas en coliflor, formadas por alternancia de bandas claras y oscuras, netas y finas, bien delimitadas unas de otras y con una fina textura radial.

También aparece un organismo ramoso finamente tubular que, probablemente corresponde a un alga cianofícea o solenoporácea.

Estas facies bioconstruidas con abundantes cementos, verosímilmente son depósitos de carácter arrecifal.

4.2.3.3.5.- Facies dolomicríticas

En las partes altas de la Dolomía Principal, cerca de la base de la Formación de tipo Kössen, existen zonas donde la recristalización de las facies ha sido especialmente intensa. En algunos casos se observa que la dolomitización ha afectado a sedimentos originalmente

calcilutíticos, sobre todo en el corte de Las Turquillas. Aunque, en general, la dolomía ha digerido y obliterado la textura original de la roca, en algún caso se reconocen restos de ésta, que es de naturaleza micrítica o finamente peletoidal.

Con estas facies se transiciona gradualmente de un ambiente somero, agitado y bien oxigenado esporádicamente, a un ambiente algo más profundo y tranquilo en el que se favoreció la preservación de la materia orgánica y el depósito micrítico.

4.2.3.4.- **Fósiles y edad.**

Los fósiles reconocibles en las Dolomía Principal de la unidad de las Nieves son: lamelibranquios, en particular megalodóntidos, algunos gasterópodos, serpúlidos, algas dasycladáceas, solenoporáceas, tal vez codiáceas, y otras de posición sistemática no bien establecida y, por último, foraminíferos.

Los **Megalodóntidos** permiten asegurar la edad Triásica de la formación. Aunque de ellos he podido reconocer diversas morfologías (conchas delgadas y pequeñas, entre 1 y 3 cm de longitud; conchas grandes, entre 5 y 15 cm, con valvas gruesas, que suelen formar acumulaciones importantes, etc.) al no poder extraerlos de la roca no se pueden realizar determinaciones más precisas. Los afloramientos en que he reconocido estos fósiles en abundancia se localizan:

- En la pista del Cortijo de los Quejigales (UF169616)
- 1 km al O del Cerro del Chaparral (UF231639)
- 1 km al S del Convento de las Nieves (UF240685)
- Al SO del Arca (UF262677).

Los serpúlidos son morfológicamente semejantes a los descritos por **Flügel et al. (1984)** en el Trías de Los Cahorros, por tanto probablemente sean **Sarcinella**, tal vez **S. socialis**, aunque no es posible una determinación más precisa.

Los foraminíferos y las algas son los organismos más abundantes y los que permiten obtener las dataciones más precisas. En los siguientes puntos he podido recoger muestras con abundancia de estos organismos:

- Al SE de Parauta (UF107588)
- 1'5 km al E de Igualeja (UF119565)
- En la cantera situada en las proximidades del desvío al Cjo. de la Nava, en la carretera de Ronda a San Pedro de Alcántara (km 13, aproximadamente).
- En el corte de las Turquillas, en diversos niveles sobre todo hacia la parte media baja de la serie (UF184612).

- Al S del Convento de las Nieves (UF239686)
- Unos 2 kms al S de la Torrecilla, a lo largo de la nueva pista sobre el río Verde, en el paraje conocido como Cuevas del Moro (UF213591).
- Al E de Sierra Prieta (UF338719).
- Al E del curso medio-alto de la Cañada de las Siete Fuentes (UF319705).

Por lo general la preservación de los fósiles es pésima debido a la dolomitización y a la recristalización metamórfica que afecta a la unidad. No obstante se ha podido determinar, entre las algas:

Cyanophycea sp.
Solenoporacea sp.cf. S. gr. alcicornis OTT
Thaumatoporella parvovesiculifera RAINIERI
Griphoporella curvata GUMBEL
Gyroporella plumosa ZANIN-BURI
Physoporella leptoteca KOCHANSKY-DEVIDE
Tubiphytes sp.
y, con muchas reservas, posibles restos de:
Spinaporella andalusica FLUGEL Y FLUGEL-KAHLER
Spinaporella granadaensis FLUGEL y FLUGEL-KAHLER
Salpingoporella humilis ? (BYSTRICKY)

Según J.C. Braga (com. pers., 1985) el alga determinada por **Dürr (1967)** como Gyroporella sp.aff. verticillata, no fue bien definida por Kamptner y las secciones asimiladas a ésta deben corresponder a otras especies de dasycladáceas probablemente a G. plumosa, que es la que constituye principalmente las facies de biostromas.

Entre los foraminíferos se reconocen:

Glomospirella sp.
Glomospirella friendli KRISTAN-TOLLMANN
Oftalmidium sp. o Glomospirella gr. paralela-expansa
Involutina sp.
Placopsilina sp.
Tolypammina sp. o Calcitornella sp.
Agathammina austroalpina KRISTAN-TOLLMANN
Involutina communis (KRISTAN)
Involutina sinuosa (WEYNSCHENRK) posible
y "globigerinas" triásicas, es decir
Oberhauserellidae o Variostomatidae.

Todos estos fósiles confirman la edad Triásico superior de la Dolomía Principal. La presencia de **Griphoporella curvata GUMBEL**, en particular, demuestra la edad Noriense de la mayor parte de la secuencia. No obstante, habida cuenta de la presencia, en niveles más bajos, de **Gyroporella plumosa ZANNIN-BURI**, de **Physoporella leptotheca KOCHANSKI-DEVIDE** y de posibles Spinaporellas, no se debe excluir una edad Carniense para la parte baja de la secuencia (**Braga y Martín, 1985b; Braga, 1986**). Estudios paleontológicos y estratigráficos en curso de realización permitirán, sin duda, precisar estas determinaciones y atribuciones de edad.

4.2.3.5.- Interpretación sedimentaria

El cortejo de facies sedimentarias reconocidas en la Dolomía Principal indica claramente que su depósito se produjo en una plataforma carbonatada muy somera (**Martín Algarra, 1980b; Fruth y Scherreiks, 1984**) que puede ser calificada incluso de perimareal.

En efecto, los sedimentos laminados por algas son característicos de las llanuras inter y supramareales de las plataformas carbonatadas actuales (**Shinn et al, 1969; Davies, 1970; Ginsburg, 1975; Purser y Evans, 1973; Logan et al., 1970); Gebelein, 1977; Shinn, 1983.** Sin embargo, las algas cianofíceas responsables de su formación, no son exclusivas de estos ambientes (**Monty, 1977**), aunque se concentran allí por ser casi los únicos organismos que pueden soportar las condiciones ecológicas extremas de estos medios, periódicamente emergidos o sumergidos y sometidos a fuertes oscilaciones de salinidad. Esto los preserva de la acción depredadora de muchos organismos (**Garrett, 1970**).

Las algas dasycladáceas viven, en la actualidad, en medios marinos muy someros, cálidos, de salinidad próxima a la normal y sobre sustratos relativamente estables (**Heckel, 1972**). En el Trías superior vivieron en condiciones similares y ocuparon nichos ecológicos que variaron desde los arrecifes (**Flügel, 1974, 1978, 1982**) a los de plataforma más o menos restringida (**Abbate et al., 1977**).

Los megalodóntidos son bivalvos eurihalinos que vivieron durante el Trías en fondos carbonatados lodosos, someros y tranquilos. Sus apariciones en masa, ricas en individuos pero pobres en especies, sin apenas otras formas asociadas, han sido consideradas como indicadoras de condiciones hipersalinas (**Tichy, 1974**).

Los organismos encostrantes reconocidos en la Dolomía Principal de la unidad de las Nieves son característicos de zonas arrecifales o pararrecifales, como ha sido constatado en amplias regiones de los Alpes (**Flugel, 1978, 1982a,1983b; Fabricius, 1966, 1968; Zankl, 1968; Wilson, 1975; Bossellini y Rossi, 1974; Bossellini, 1984**).

El predominio de las facies de sedimentos laminados por algas y de las facies calcareníticas s.l. parece indicar que el depósito se produjo principalmente en una extensa y somerísima laguna (**Fruth y Scherreiks, 1984**) que cada cierto tiempo pasaba a convertirse en una llanura intermareal colonizada por mallas de algas. Dentro de dicha laguna existían algunas praderas de dasycladáceas, cuya destrución por el oleaje y las tormentas contribuía a la formación de sedimentos calcareníticos, y también zonas más fangosas tal vez a modo de bajíos (shoals) colonizados por los megalodóntidos. Hacia el E aparecen facies indicativas de un ambiente arrecifal o pararrecifal que aún no ha sido claramente puesto de manifiesto y cuya definición y caracterización requiere estudios más detallados. Estos "arrecifes" están formados por serpúlidos, algas dasycladáceas, organismos encostrantes como el **Tubiphytes** y abundantes cementos sinsedimentarios que muestran ciertos rasgos comunes con los arrecifes

LAMINA 34

Microfacies de las bioconstrucciones norienses

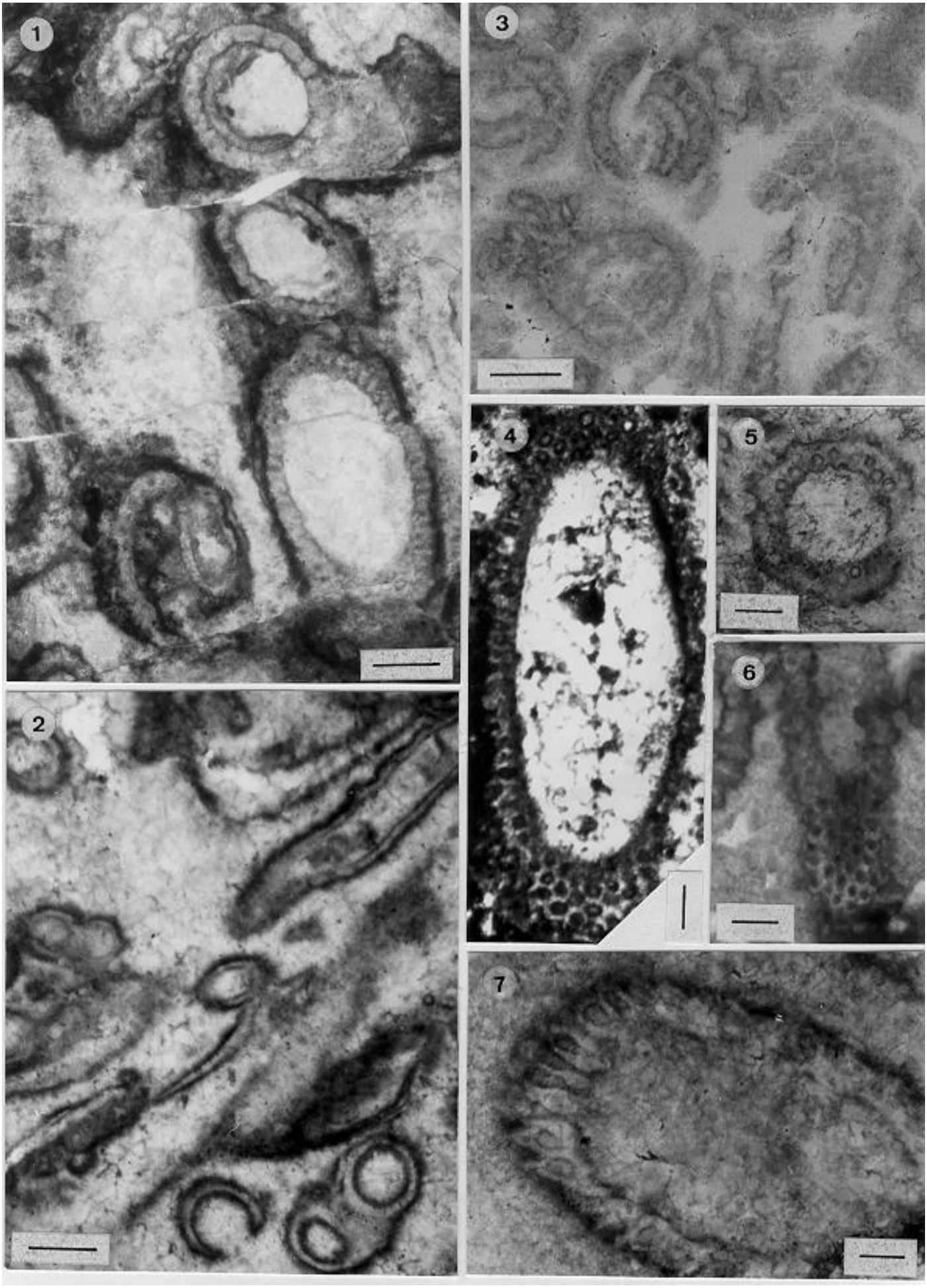
Foto 1.- Microfacies de un biostroma formado por G. plumosa (proximidades de Parauta). Obsérvese el encostramiento micrítico laminado que traba los talos. El cemento fibroso se aprecia peor debido a la dolomitización. Con difusor. Barra: 1mm.

Foto 2.- Facies de serpúlidos en este caso no asociados a encostramientos micríticos (Aº de Puerto Saucillo). Barra 1 mm.

Foto 3.- Biostroma de G. plumosa. Turquillas. En este caso las algas aparecen recubiertas por cementos fibrosos aragoníticos. Con difusor. Barra 1 mm.

Foto 4.- Gryphorella curvata procedente de un biostroma de la unidad de Zafarraya (carretera de Zafarraya al Puerto de los Alazores.

Fotos 5,6 y 7.- Gyroporella plumosa. Fotos 5 y 7: biostromas al S del Convento de las Nieves (Cañada de la Encina). Foto 6: unidad de Cabrilla.


1
2
3
4
5
6
7

descritos por **Flügel (1982)** en los Alpes y por **Flügel et al. (1984)** y **Braga y Martín (1985a)** en las dolomías del manto alpujárride del Trevenque (NO de Sierra Nevada). El contexto general de las facies, la escasez relativa de faunas, la relativamente poca diversidad de los organismos existentes, la importancia y desarrollo de la cementación sinsedimentaria y la coetaneidad de esta formación con los depósitos evaporíticos del Trías superior germano-andaluz de las Zonas Externas de la Cordillera, sugieren que la Dolomía Principal se debió depositar en condiciones hipersalinas (véase **Martín, 1980b y Martín-Algarra 1980b**). La dolomitización debió originarse posteriormente, en el transcurso de la diagénesis temprana, pero no están claros los procesos que la determinaron, aunque podría sugerirse un proceso de convección de Kohout **(Simms, 1984)** de las aguas intersticiales de procedencia marina, como ha sido propuesto recientemente para algunas plataformas carbonatadas actuales **(Mullins et al., 1985)**.

4.2.4.- La Formación de tipo Kössen.

4.2.4.1.- Definición, límites y afloramientos.

Sobre la Dolomía Principal de la unidad de las Nieves reposa una formación calizo-margosa, a la base también dolomítica, bien estratificada, que ha suministrado fósiles del Retiense. Esta formación, litológicamente variada en el detalle, transiciona tanto lateral como verticalmente con la parte superior de la Dolomía Principal, lo que dificulta en algunas zonas su delimitación precisa. Frecuentemente, en la literatura geológica bético y rifeña se la conoce con la denominación de "alternancias calcáreo-dolomíticas".

En los Alpes Calcáreos Septentrionales se reconoce una sucesión estratigráfica similar: unos términos calizos tableados (Plattenkalk) marcan la transición tanto lateral como vertical con la Dolomía Principal (Hauptdolomit) y sobre ellos reposan otros niveles, primero más margosos y más tarde de nuevo más calizos, que constituyen la **Formación de Kössen** (Kössener Schichten). Dada la equivalencia litológica y estratigráfica de la formación calizo margosa de la unidad de las Nieves con la Formación de Kössen, he aplicado para aquélla esta denominación.

En la unidad de las Nieves la Formación de tipo Kössen aflora extensamente entre la Dolomía Principal y la Formación de Calizas con Sílex liásicas, que representan su límite superior. Dicho límite suele ser gradual en el detalle, pero rápido, lo que facilita la delimitación cartográfica del techo de la formación.

El límite inferior frecuentemente muestra una transición gradual con la Dolomía Principal. En algunos puntos, no obstante, se reconoce la existencia de grietas (diques neptúnicos) y superficies irregulares en el techo de las dolomías, que han sido rellenadas por brechas y/o por un sedimento margoso y margocalizo, frecuentemente algo noduloso, que marcan la base de la Formación de tipo Kössen (UF224643).

4.2.4.2.- Litología.

La Formación de tipo Kössen de la unidad de las Nieves está constituída por alternancias de calizas y margocalizas con margas y arcillas, todas ellas bien estratificadas, de un color gris más o menos oscuro a negro, a veces rosado o rojizo. Los niveles más arcillosos suelen adquirir por meteorización un color amarillento o pardo claro. Hacia la base pueden presentar intercalaciones dolomíticas que indican la proximidad de la formación infrayacente.

En general se pueden diferenciar dos grandes miembros: uno inferior constituido por calizas (a veces también dolomías), margocalizas y margas tableadas, alternantes en estratos decimétricos o más delgados (las alternancias calizo-margosas o calizo-dolomíticas propiamente dichas) y uno superior, fundamentalmente calizo, en general estratificado en bancos o a veces masivo, que suele dar un resalte en la topografía. Esta relación vertical también existe en sentido lateral, de manera que se puede constatar cómo los términos margosos reducen su espesor e incluso desaparecen hacia el frente de la unidad, y pasan a ser dominantemente calizos o dolomíticos dado que, también hacia el frente de la unidad, la dolomitización alcanza a niveles estratigráficos superiores.

Hacia el interior de la unidad de las Nieves se constata un aumento en el espesor de la formación quizás debido, al intenso replegamiento que afecta al flanco inverso del sinclinal de la Torrecilla.

El metamorfismo que afecta al borde interno de la unidad transforma las rocas de esta formación, por recristalización progresiva, a mármoles calizos y calcoesquistos con intercalaciones calcosilícatadas.

4.2.4.3.- Facies

Fabricius (1966) realizó detallado estudio de los materiales del tránsito Trías-Lías en los Alpes Calcáreos Septentrionales y diferenció varias facies dentro de los materiales retienses, algunas de las cuales se reconocen en la unidad de las Nieves. Dicho autor estableció dos grandes grupos de facies que denominó arrecifal s.l. y de cuenca.

Dentro de las facies de cuenca, **Fabricius (1966)** distinguió una facies margosa (Margas de Kössen) y unas facies caliza (Calizas de Kössen), que son los términos más característicos y extendidos de la formación y los mejor representados en la unidad de las Nieves. Frecuentemente las margas ocupan una posición estratigráfica inferior y las calizas una posición superior **(Pungin, 1962)**, aunque sobre todo se encuentran interestratificadas. Dentro de las facies arrecifales s.l. diferenció, de acuerdo con la posición estratigráfica, la Caliza Arrecifal (o de corales) de Kössen, en general más baja y en tránsito lateral y vertical con las facies de cuenca, y la Caliza Arrecifal Retoliásica,

que se sitúa localmente a techo de la formación. A la Caliza Arrecifal de Kössen podrían asignarse tal vez los afloramientos en los cuales **Dürr (1967)** recogió fauna de corales (**Thecosmilia sp.** probablemente **Th. calthrata**, y **Thamnasteria cf. minor**). No obstante, no he podido localizar los afloramientos en cuestión de calizas con corales y, por tanto, no he podido reconocer las facies. La Caliza Arrecifal Retoliásica en sentido estricto no ha sido reconocida en la unidad de las Nieves, aunque sí algunas facies calcareníticas y calcilutíticas que podrían estar relacionadas de alguna manera con ellas.

Las facies reconocidas se describirán a continuación.

4.2.4.3.1.- Facies calcilutíticas pobres en organismos

Dentro de estas se pueden diferenciar dos tipos básicos:

a) Alternancias calizo-margosas

Las alternancias calizo-margosas son un término muy característico de esta Formación de tipo Kössen. Ocupan una posición estratigráfica inferior, adyacente a las dolomías, por lo que frecuentemente presentan intercalaciones dolomíticas, sobre todo hacia la base, como puede reconocerse en el curso alto del arroyo de los Pilones o de la Cañada de la Cuesta de los Hornillos.

En la Sierra Prieta o al O y NO de la Sierra de Alcaparaín, **Kockel (1963)** asignó unos términos litológicamente equivalentes a su "serie de Mogajores", que consideró como una intercalación situada hacia la mitad inferior de las dolomías y a la que asignó una edad carniense. En mi opinión, de acuerdo con **Bourgois (1978)**, la serie de Mogajores pertenece a la Formación de tipo Kössen, aunque no ha suministrado fósiles de dicha edad. El que aflore en una posición aparentemente intercalada entre las dolomías (carno)-norienses parece deberse a que ocupa el núcleo de una estrecha estructura sinclinal tumbada que afecta al conjunto de la unidad. No obstante, hay que señalar que, en el Rif, **Wildi et al. (1977)** y **Nold et al. (1981)** han puesto de manifiesto la existencia de un miembro margocalizo dentro de la Dolomía Principal, y que las litofacies de la "serie de Mogajores" parecen ligeramente diferentes de las litofacies más típicas del Retiense de la Sierra de las Nieves.

Las alternancias calizo-margosas están finamente estratificadas en capas, por lo general de centimétricas a decimétricas, lateralmente continuas. En ellas se intercalan las restantes facies reconocidas. Suelen presentar frecuentemente una laminación horizontal que lateralmente desaparece, marcada por superficies de estilolitización pero en las que los picos de disolución son poco marcados. La bioturbación puede ser localmente intensa y confiere a la roca el aspecto anodulado de muchas calizas de "fucoides".

b) **Calizas negras o grises oscuras**

Son una variación lateral y, sobre todo, vertical de las anteriores. En general son más potentes hacia el frente de la unidad, donde pueden ser incorporadas por dolomitización a la parte superior de la formación infrayacente. En el relieve dan un resalte característico entre dos niveles blandos, como son las alternancias calizo-margosas y las calizas con sílex liásicas, reconocible en las distintas sierras que forman parte de la unidad (el Tajo de la Caína, al E de la Torrecilla, por ejemplo). Pueden presentarse masivas o bien estratificadas, o incluso tableadas y se constata una variación lateral en la calidad de la estratificación.

Son rocas de color negro o gris oscuro, frecuentemente presentan numerosas fracturas tensionales rellenas de calcita espática blanca, razón por la cual **Dürr (1967)** las denominó "carniolas", aunque el empleo de este término no parece adecuado, dado que habitualmente se aplica a rocas de aspecto y composición muy diferente, arcilloso-dolomíticas, oquerosas y ruiniformes **(Martín-Algarra, 1980a)**.

Desde un punto de vista textural tanto estas calizas como las alternancias calizo-margosas son rocas calcilutíticas, frecuentemente micríticas (mudstones) en general desprovistas de fósiles, a veces grumosas y con escasos fósiles, o pelmicríticas (wackestones-packestones). La dolomitización, cuando les afecta es claramente epigenética y destruye completamente la textura original. La micrita suele ser de tamaño de grano muy fino, pero en ocasiones aparece finamente recristalizada. Pueden contener pequeñas cantidades de pirita dispersa, probablemente originada por acción bacteriana en el seno del fango original.

4.2.4.3.2.- Facies calcareníticas y calcilutíticas con organismos

Estas facies son volumétricamente, poco importantes, pero mucho más variadas que las anteriores. Dentro de ellas, pueden distinguir varios tipos:

a) Acumulaciones de braquiópodos

Esporádicamente aparecen dentro de las alternancias calizo margosas acumulaciones de braquiópodos que han permitido a autores precedentes la asignación de estos materiales al Retiense **(Blumenthal, 1930, 1933a; Dürr, 1967; Felder, 1978; Chamón et al., 1976)**. Desde un punto de vista textural son facies análogas a las facies calcilutíticas pobres en organismos, entre las cuales se intercalan, si bien, lógicamente, el contenido bioclástico es mayor. A veces presentan un aspecto ligeramente noduloso y colores rojizos o amarillentos.

b) Lumaquellas de lamelibranquios.

Están formadas por acumulaciones de pequeños lamelibranquios

LAMINA 35

Microfacies de la Formación tipo Kössen (Retiense) de la unidad de las Nieves.

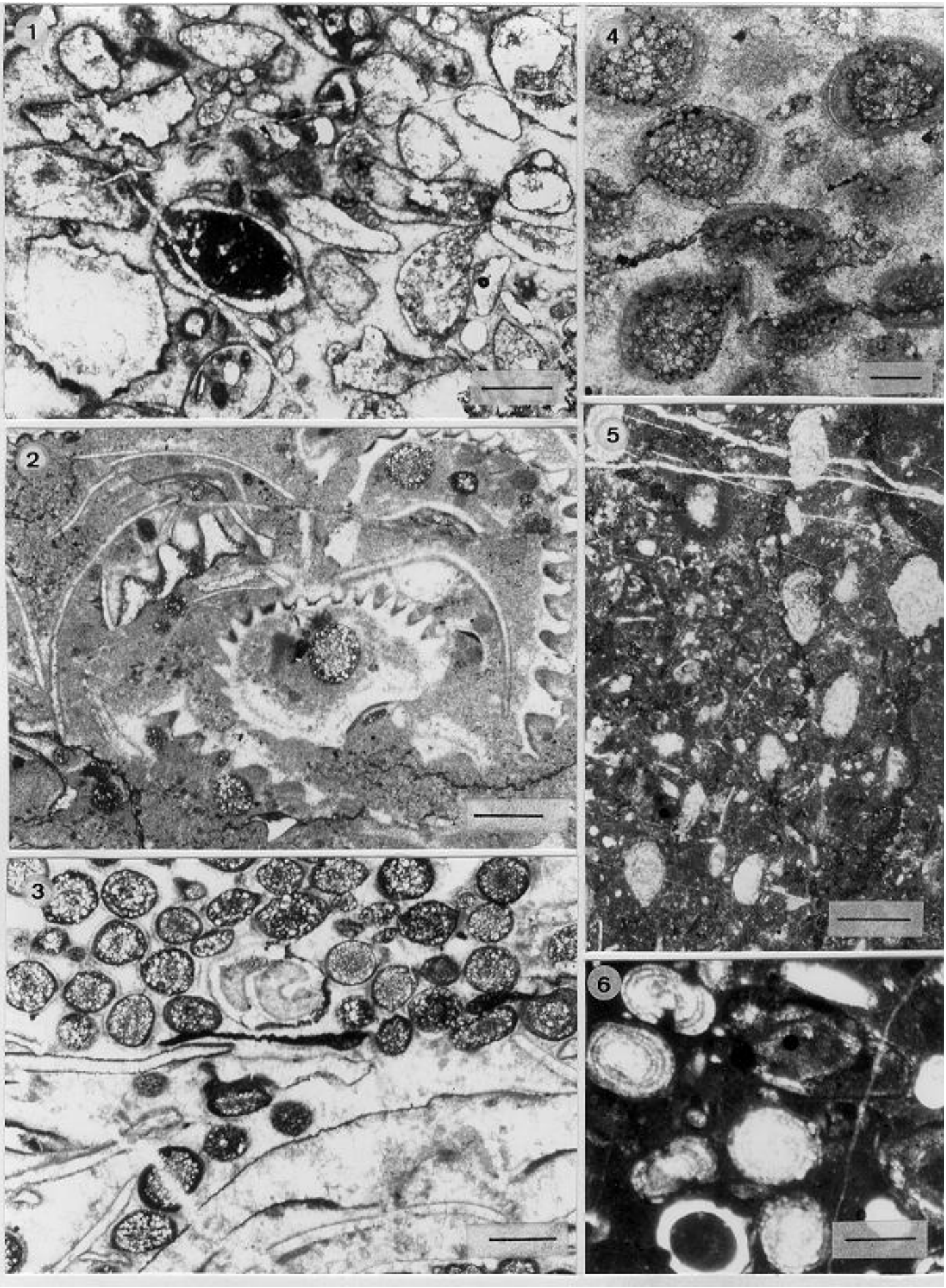
Foto 1.- Facies calcareníticas bioclásticas (grainstone). Carretera de Ronda a San Pedro de Alcántara. Barra: 1 mm.

Foto 2.- Facies lumaquélica (packstone) con oolitos dispersos. Curso alto de la Cañada de la Encina (margen izquierda). Barra: 1 mm.

Foto 3.- Facies oolítico-bioclástica (grainstone), lateralmente relacionada con la anterior. Cañada de la Encina. Barra 1 mm.

Figura 4.- Facies oolitica (grainstone) dolomitizada. Esta muestra procede de niveles bastante altos de la Formación tipo Kossen, que lateralmente pasan a estar dolomitizados (Cañada de la Encina, margen derecha). Barra 0'5 mm.

Foto 5.- Calcilutita con foraminíferos (Triasina hantkeni) y, serpúlidos. SO del Cerro del Chaparral. Barra 1 mm.


1
2
3
4
5
6

en estratos finos englobados en matriz micrítica por lo general, aunque a veces aparecen bien lavadas. Los mejores ejemplos reconocidos se encuentran en la Cañada del Hornillo (Lám.35 Fot. 2).

c) Facies oolíticas

Aparecen siempre en el límite dolomías-calizas, incipientemente dolomitizadas (Lam. 35 Fot. 4) en todos los casos, lo que sugiere que deben representar unas facies de transición. En la Cruz de la Fuensanta (UF113575) aparecen oolitos dispersos dentro de unas facies calcilutíticas (wackestone-packestone) a la base de las alternancias calizo-margosas, al igual que en la región del Cerro del Chaparral UF224643), en este caso en facies oosparíticas (grainstone) adyacentes a un nivel de megalodóntidos de concha gruesa.

En La Cañada del Hornillo (UF221659) aparecen en posición estratigráfica más alta, en relación lateral con las lumaquellas de la melibranquios arriba descritas (Lám.35 Fot. 3).

d) Facies bioclásticas

Entre facies calcilutíticas aparecen esporádicamente, hacia el frente de la unidad, algunas facies calcareníticas bioclásticas (grainstones y packstones) formados por acumulaciones de fragmentos de conchas y por foraminíferos (Lám.35 Fot. 1). Los bioclastos, principalmente de lamelibranquios y braquiópodos, a veces presentan un borde micrítizado (cortoides) probablemente debido a la acción de algas endolíticas. También aparecen gasterópodos, algas (Thaumatoporella parvovesiculifera), foraminíferos y crinoides. A veces se reconoce una cierta bioturbación.

e) Facies de encostramientos orgánicos.

Estas facies (Lám. 36 Fot. 2a4) han sido reconocidas en un solo punto (UF226645) hacia la parte superior de las alternancias calizo-margosas e intercaladas entre ellas. Se caracterizan por estar formadas por serpúlidos de tres tipos alrededor de los cuales se fijan una serie de organismos encostrantes que son diferentes a los anteriormente descritos de la Dolomía Principal.

Los serpúlidos suelen constituirse el armazón de las facies y alrededor de ellos se disponen unos encostramientos orgánicos micríticos laminados que recuerdan un poco a los estromatolitos. Suelen ser bastante compactos y oscuros y presentan algunas vesículas a modo de cámaras. Los serpúlidos más abundantes son de diámetro máximo próximo al milímetro, y recuerdan a **Sarcinella sp.** Pueden ser muy abundantes y en algunos casos se han reconocido como bioclastos en las facies inmediatamente precedentes Presentan una pared neta, micrítica y oscura, y se enclavan en micritas. Otra variedad de serpúlidos(?) es de diámetro menor y se encuentran agrupados varios de ellos envueltos por una cobertera micrítica común.

Finalmente, existen otros serpúlidos más grandes, de paredes gruesas y laminadas que se fijan sobre conchas o bien constituyen el sustrato sobre el que se asienta el organismo encostrante laminado más arriba mencionado.

Estas facies, además, contienen foraminíferos (especialmente miliólidos) gasterópodos y lamelibranquios (escasos).

f) Calcilutitas con foraminíferos.

Son una facies particular (Lám.35 Fot.5y6) constituída por micritas con gran cantidad de foraminíferos, a veces difíciles de reconocer debido a la recristalización que suelen sufrir. Estos organismos han permitido datar esta formación.

4.2.4.4.- Fósiles y edad

La asignación al Retiense de la Formación de tipo Kössen está avalada tanto por su posición estratigráfica como por su facies, así como por las faunas reconocidas por autores precedentes (**Blumenthal, 1930, 1933a; Dürr, 1967; Felder, 1978; Chamon et al., 1976**).

De esta formación he podido recoger faunas de braquiópodos, lamelibranquios y gasterópodos, que aún no han podido ser determinados. **Dürr (1969)** recogió también corales, pero no he localizado los afloramientos por el señalados.

Los únicos fósiles que han podido ser determinados proceden de un corte levantado al O del Cerro del Chaparral. Además de serpúlidos, más arriba citados, aparecen foraminíferos entre los cuales ha sido posible identificar:

Triasina hantkeni MAJZON
Glomospirella friendli KRISTAN-TOLLMANN
Involutina tenuis (KRISTAN)
Involutina sp. cf. I. communis (KRISTAN)
Involutina sp.
Trocholina sp.
Austrocolomia sp.
Plackesia? sp.

así como un fragmento de alga dasycladáceas atribuible a

Diplopora phanerospora PIA

La presencia de **T. hantkeni** y de restos de **D. phanerospora** permiten confirmar la edad retiense de la Formación tipo Kössen, al menos de su miembro inferior. La edad del miembro superior es más difícil de establecer, dada la ausencia de fauna, pero por su posición

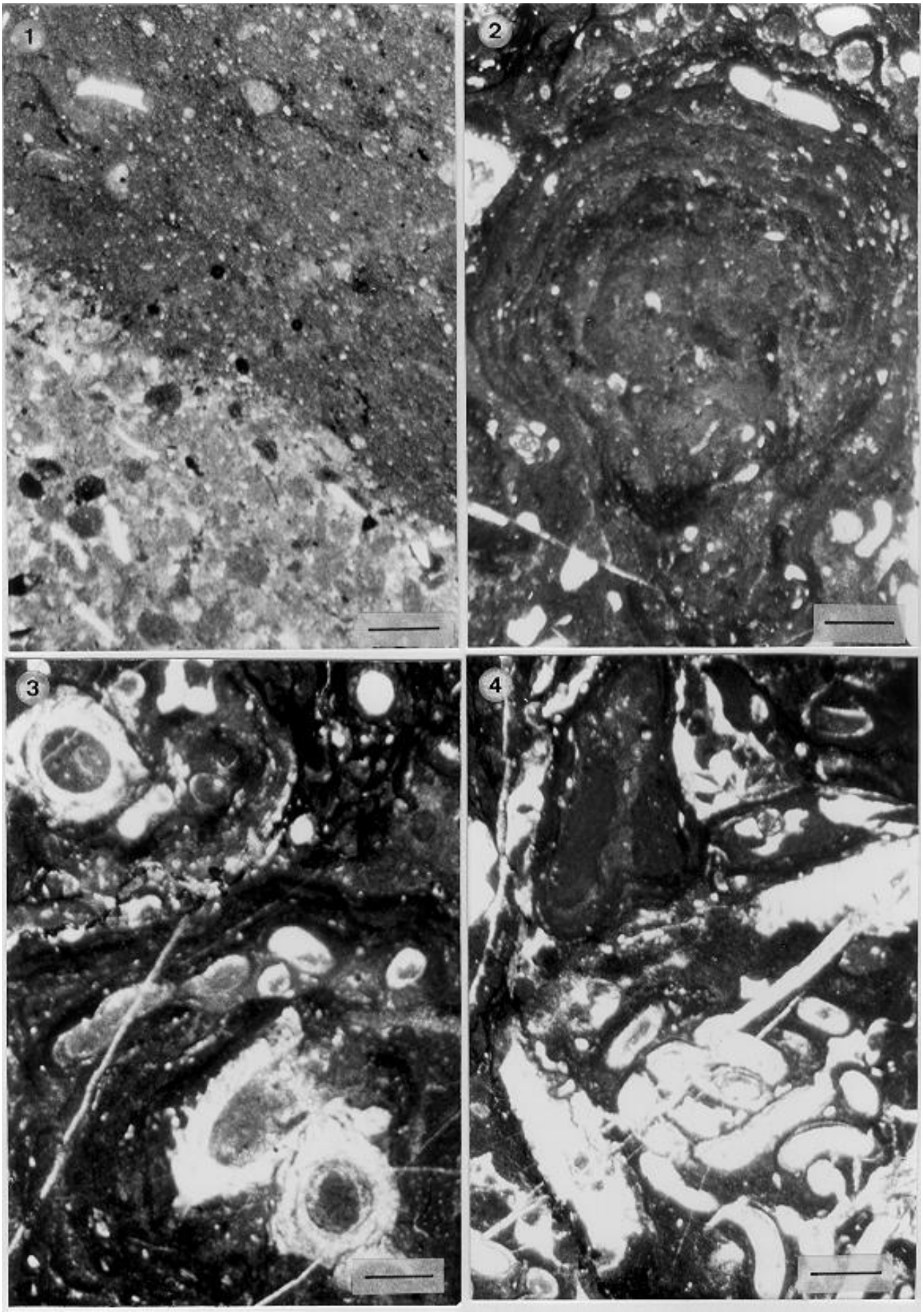
LAMINA 36

Microfacies de la Formación tipo Kössen.

Foto 1.- Micrita peletoidal (wackestone) bioturbada. La pista (parte inferior izquierda) aparece rellena por un sedimento calcarenítico bioclástico y peletoidal. Estas facies junto con las micritas puras y azoicas (mudstone) son las más usuales de la Formación tipo Kössen. Cerro Alto.

Foto 2.- Encostramiento micrítico laminado de apariencia oncolítica procedente SO del Cerro del Chaparral.

Fotos 3 y 4.- Bioconstrucciones de serpúlidos y encostramientos micríticos laminados. Obsérvese en la foto 3 la existencia de dos tipos de serpúlidos. Estas facies aparecen vertical y lateralmente relacionadas con facies calcilutíticas con foraminíferos y con facies de braquiópodos. Barra: 1 mm en todos los casos.


1
2
3
4

estratigráfica puede ser asignado al tránsito Trías-Lías. En el Rif, **Wildi et al. (1977)** y **Nold et al. (1981)** han reconocido, en análoga posición estratigráfica, unas "formaciones carbonatadas masivas" que han asignado al Hettangiense. Localmente estas formaciones presentan litofacies parecidas a las de la "Caliza Arrecifal Reto-Liásica" de los Alpes y, son algo diferentes de las calizas negras de la Sierra de las Nieves. En mi opinión las mencionadas formaciones rifeñas y las calizas del miembro superior son depósitos coetáneos depositados al final del Retiense y en la extrema base del Lías. La presencia, en esta y en otras unidades Rondaides, de ammonites del Hettangiense inferior (**Dürr, 1967; Braga et al., 1984a,b; 1985**) por encima de "formaciones carbonatadas masivas" permite sostener con cierta base esta hipótesis.

4.2.4.5.- Interpretación sedimentaria

La Formación de tipo Kössen está dominantemente constituída por facies depositadas en un ambiente marino de aguas en calma y fondo plano, al que llegaban aportes terrígenos finos y en el que se acumulaba un fango carbonatado. Sobre la procedencia de éste cabe pensar que debió producirse dentro de la propia cuenca, bien por precipitación de la micrita a consecuencia de procesos bioquímicos, como por ejemplo la fotosíntesis realizada por cianobacterias (**Williams, 1983**), bien por la destrucción mecánica de carbonatos arrecifales de áreas adyacentes o bien por precipitación directa del agua marina, evaporítica o bioquímicamente inducida (**Bathurst, 1971**).

Dado el color oscuro de las rocas y la existencia de pirita diseminada, el depósito debió producirse en condiciones anoxigénicas. La escasa agitación de las aguas debió favorecer su estratificación por densidades lo cual entre otras probables causas (baja salinidad, p.e.) dificultó la vida bentónica y favoreció la preservación de la materia orgánica.

No hay evidencias de que la Formación de tipo Kössen sea un depósito de gran profundidad, pero tampoco parece tratarse de un depósito muy somero, dado que no presenta un cortejo de facies indicativo de una escasa profundidad (cf. p.e. **Martin, 1982; Shinn, 1983; Enos, 1983**) que, sin embargo, se encuentran bien representadas en la Dolomia Principal infrayacente. La transición gradual de las facies entre ambas formaciones en la mayor parte de los puntos sugiere una profundización progresiva del medio, que pasaría, de ser una laguna marina algo hipersalina y adyacente a una zona intermareal, a formar parte de un ambiente marino más profundo pero aún en parte restringido, lo que evitaría la entrada de faunas pelágicas. Su salinidad podría ser normal o próxima a la normal, dadas las escasas faunas existentes (braquiópodos, lamelibranquios, gasterópodos, corales, serpúlidos, organismos encostrantes, foraminíferos) o incluso algo salobre (**Wilson y Jordan, 1983**) lo cual podría deberse a la llegada de aguas dulces portadoras de terrígenos, procedentes de las zonas continentales (**Fabricius, 1966, 1968**), probablemente conectadas con los cambios climáticos acaecidos hacia el final del Trías (**Fabricius et al., 1970**).

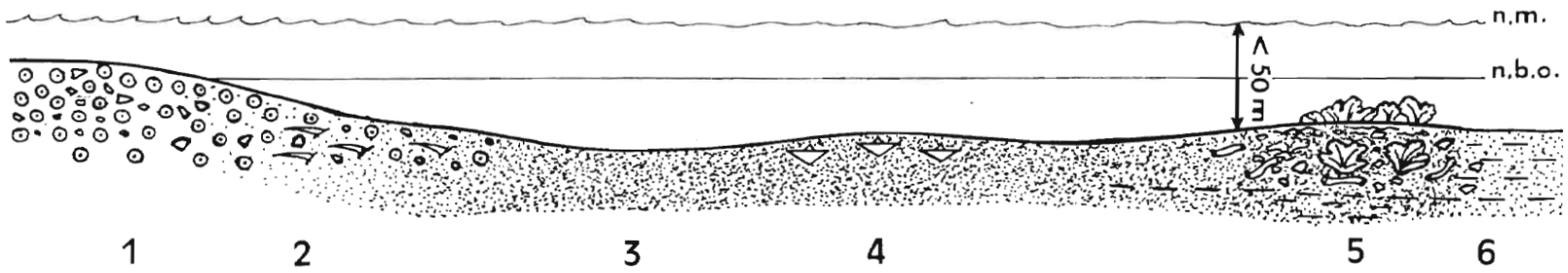


FIGURA 110.-Modelo sedimentario para la F. tipo Kössen.

1. Facies oolíticas
2. Facies bioclásticas y lumaquélicas
3. Facies calcilutíticas
4. Acumulaciones de braquiópodos
5. Bioconstrucciones de organismos encostrantes y calcilutitas con foraminíferos
6. Alternancias calizo margosas

(n.b.o.= nivel de base del oleaje)

La relación lateral y vertical de las facies calcilutíticas, que se debieron depositar por debajo del nivel de base del oleaje con facies calcareníticas más o menos micríticas, evidentemente afectadas por éste, siquiera de forma esporádica, sugiere que la profundidad a la que debió producirse el depósito no debió ser superior a las pocas decenas de metros. Sin duda las facies oolíticas son las más someras y, de acuerdo con la ley de Walther, su posición estratigráfica cercana a las dolomías concuerda con este hecho. El que la dolomitización, por otra parte, progrese hacia arriba en las áreas septentrionales, que es donde las facies calcareníticas se encuentran mejor representadas, parece indicar que la dolomitización se ha cebado en esa zona por ser la de mayor porosidad original, probablemente debido a que se depositó en condiciones más someras y agitadas.

Puede proponerse, siquiera provisionalmente, el modelo sedimentario de la figura 110 que representa una zona marina de plataforma, probablemente no abierta a las influencias pelágicas, pero relativamente profunda aunque en cualquier caso no superior a unas pocas decenas de metros, en la que dominantemente se acumulan calcilutitas (**Wilson y Jordan, 1983**).

El cambio de las condiciones perimareales, persistentes durante todo el depósito de la Dolomía Principal, a las condiciones en las que se produjo el depósito de la Formación de tipo Kössen, probablemente fué debido, entre otras posibles causas (cambios climáticos, p.e.), a una aceleración de la subsidencia causada por factores tectónicos relacionados con el inicio de la desintegración, por fracturación, de la plataforma carbonatada del Trías superior (cf. **Bernoulli y Jenkyns, 1974**). Algunos contactos bruscos entre ambas formaciones, así como la existencia de algunos diques neptúnicos y brechas podría explicarse de esta manera. No obstante, la transición de las facies normalmente se hace de forma gradual. Tambien podría explicarse la diferenciación de una zona más somera al N y otra zona más subsidente al S. Sobre la primera se depositarían las facies oolíticas que, igualmente, podrían desarrollarse sobre la Dolomía al inicio del depósito de la Formación de tipo Kössen, y que transicionarían lateralmente a las facies calcilutíticas más profundas donde, junto con la micrita, se depositarían ciertas cantidades de terrígenos finos aportados desde las áreas continentales emergidas. Las facies de la cuenca, cuando las condiciones ecológicas lo permitieran (salinidad, oxigenación, etc.), serían colonizadas por organismos bentónicos que vivirían más o menos enterrados en el sedimento margoso (braquiópodos, lamelibranquios, organismos bioturbadores diversos), o bien sobre el fondo construyendo pequeños parches orgánicos que ni siquiera pueden calificarse de auténticamente arrecifales (corales, serpúlidos, organismos encostrantes).

4.2.5.- Formación de Calizas con sílex.

4.2.5.1.- Definición, límites y afloramientos.

La diversificación de las facies en el Jurásico alpino ha

conllevado una multiplicación de los términos estratigráficos que, principalmente, ha sido de carácter litológico. En los Alpes Calcáreos Septentrionales (Pungin, 1962; Fabricius, 1966; Gwinner, 1971) se diferencian principalmente dos formaciones en el Jurásico inferior y medio: la caliza de Adnet (Adneter Kalk), esencialmente formada por calizas nodulosas rojas (Garrison y Fischer, 1969; Fabricius, 1966; Hudson y Jenkyns,1969) y la Formación de Allgäu (Allgäuschichten), formada principalmente por margas y margocalizas moteadas (Fleckenmergel) y calizas con sílex (Kieselkalk, Horsteinkalk: Bernoulli y Jenkyns, 1970). En los Alpes meridionales (Zona Lombarda) éstas últimas rocas se conocen como Caliza Silícea Lombarda (Bernoulli, 1972). En el Apenino Septentrional se conocen como Calcare Selciferi y pueden intercalar calizas nodulosas conocidas como Ammonítico Rosso (Bortolotti et al., 1970). Tanto las facies nodulosas como las silíceas están bien representadas en el Jurásico rondaide. Las primeras aparecen exclusivamente en el Lías inferior, principalmente en el Sinemuriense. Las segundas están ampliamente representadas. En ningún caso han sido descritas con un nombre formacional.

En la unidad de las Nieves, sobre los terrenos retienses de la Formación de tipo Kössen, descansa una formación de calizas tableadas con nódulos de sílex que es equivalente de formaciones coetáneas descritas en otras regiones alpinas, en posición estratigráfica similar. La denominaré, informalmente, Formación de Calizas con Sílex. Localmente (Sierrecilla de Algatocín: TF957510; Cerro del Chaparral: UF219640), aparecen intercalaciones delgadas de calizas nodulosas rojas entre las calizas con sílex. Las calizas nodulosas, no obstante, son muy características de otras unidades (tipo Pereila y tipo Baños de Alhama).

El límite inferior de este conjunto es cartográficamente neto, pero transicional en el detalle con el techo de la Formación de tipo Kössen. En algunos puntos del frente de la unidad puede estar afectado por la dolomitización.

El límite superior es más difícil de situar, dado que las calizas con sílex transicionan gradualmente con los términos estratigráficos superiores de la unidad.

4.2.5.2.- Litología.

Las Calizas con Sílex son de colores grises más o menos oscuros y pueden contener pequeños cristales de pirita. Suelen estar bien estratificadas en bancos de espesor decimétrico a centimétrico, que están separados por delgados lechos margocalizos o margosos, cuyo espesor y desarrollo se acentúa progresivamente hacia arriba. La intensa tectonización sufrida por la unidad ha provocado un intenso replegamiento de esta formación y confiere a los paquetes más margosos un aspecto esquistoso característico. Como se ha comentado más arriba, hacia la parte inferior de la formación pueden aparecer intercalaciones lenticulares de calizas nodulosas rojas, en general muy poco desarrolladas.

La potencia es variable según los puntos y difícil de estimar en general debido al intenso replegamiento, aunque parece que aumenta notablemente hacia el S. En el corte de Parauta se reconocen algo más de 30 m. Según la cartografía, la potencia máxima reconocible, no enmascarada por replegamiento, es del orden de los 150-200 m.

El sílex aparece en nódulos alargados según la estratificación o incluso en estratos. Su carácter diagenético es claro dado que digiere la textura de la caliza original y a veces afecta a diferentes estratos a la vez.

A causa del metamorfismo, la formación se transforma en calcoesquistos y mármoles calizos con nódulos de cuarzo afectados por un fuerte estiramiento y aplastamiento sinmetamórfico a favor de una esquistosidad bien desarrollada y penetrativa, asociada al gran pliegue sinclinal que afecta al borde interno de la unidad.

4.2.5.3.- Facies

Dentro de esta formación se pueden distinguir varios tipos de facies, todos ellos relacionados entre sí.

a) **Facies de espículas de esponjas.** Son las facies mejor representadas. Son biomicritas más o menos peletoidales (wackestone-packstone) con gran cantidad de espículas de esponjas; en algunos casos podrían denominarse "espiculitas" (=Spongit de **Fabricius, 1966**). De las espículas deriva, sin duda, la sílice que se concentró en nódulos durante la diagénesis, por lo que es frecuente encontrarlas reemplazadas por carbonato cálcico. Junto con las espículas también se reconocen algunos radiolarios, crinoides y foraminíferos bentónicos (Lenticulina sp.).

b) **Crinoditas** (Lám. 37 Fot. 2). Aparecen localmente en estrecha relación con las calizas tableadas con sílex con las cuales muestran una serie de términos de transición. Son biomicritas ricas en artejos de crinoides, que presentan un recrecimiento sintaxial y una historia diagenética análoga a la descrita por **Martín y Dabrio** (1981). Contienen foraminíferos bentónicos (Textulariidae, Nodosaridae) y, esporádicamente, en niveles menos micríticos, restos de algas) (**Thaumatoporella parvovesiculifera RAINIERI**).

c) **Calcarenitas cuarzosas.** Estas facies aparece muy localmente, en delgados niveles que presentan una ligera laminación horizontal, probablemente debida a corrientes. Son facies fundamentalmente pelmicríticas finamente areniscosas con abundantes granos de cuarzo angulosos, y con un importante contenido en terrígenos finos. En los Alpes Calcáreos Septentrionales unas facies parecidas se conocen como facies de Gresten (**Fabricius, 1966**).

d) **Facies micríticas y margosas.** Están bien representadas especialmente hacia la parte superior de la formación, donde el contenido en espículas disminuye considerablemente, aumenta el contenido terrígeno y aparecen algunos filamentos junto con pequeños foraminíferos bentónicos, radiolarios y placas de crinoides. En estas facies aparecen belemnites.

4.2.5.4.- Fósiles y edad.

Hoeppener y Kockel (1959) y Dürr (1967) ha recogido faunas de ammonites de la base de la formación que permiten datar el Hettagiense y el Sinemuriense. Los muestreos por mí realizados en los afloramientos de esta formación en la Sierra de las Nieves no han suministrado fauna alguna de interés estratigráfico.

Sin embargo, de una intercalación nodulosa roja situada en la parte superior del tercio inferior de las calizas con sílex, en la Sierrecilla de Algatocín (TF957510), he recogido:

Lytoconites hierlatzicus (GEYER) y
Arnioceras sp.

asociación que pertenece al Sinemuriense superior (límite entre las asociaciones faunísticas F y G de **Braga et al. (1984b)**,lo que confirma la edad Liásica inferior propuesta por autores precedentes para la base de la Formación de Calizas con Sílex. Es muy probable, aunque esto no ha podido demostrarse paleontológicamente, que en niveles superiores esté también representado el Lías superior.

4.2.5.5.- Interpretación sedimentaria.

La litología y las microfacies de esta formación indican que su depósito se produjo en un ambiente sedimentario tranquilo, probablemente en una zona de plataforma subsidente y abierta a las influencias pelágicas dados los organismos que contiene.

Las grandes acumulaciones de espículas, que a veces muestran un empaquetamiento compacto, la existencia local de crinoiditas y la aparición de terrígenos sugiere la actuación, siquiera esporádica, de corrientes, en cualquier caso incapaces de eliminar la micrita del sedimento.

La posición de las facies espiculíticas, hacia la parte superior de la zona no turbulenta (¿nivel de base del oleaje?), propuesta por **Fabricius (1966)**, parece razonable. Las crinoiditas de matriz micrítica serían un término situado en el límite inferior de la zona turbulenta, y su aparición preferente hacia la parte septentrional de la unidad concordaría con la hipótesis propuesta, dado que también

en esa posición se localizan las facies más someras durante los tiempos inmediatamente precedentes. Las condiciones físicoquímicas fueron reductoras a juzgar por el color oscuro del sedimento y la presencia de pirita dispersa.

La acentuación del carácter micrítico y margoso hacia arriba sugiere un aumento progresivo de la profundidad, que no debió ser en cualquier caso inferior al centenar o pocos centenares de metros al comienzo del depósito de la formación.

4.2.6.- La secuencia condensada jurásico-terciaria

4.2.6.1.- Afloramientos.

En varios puntos de la unidad de las Nieves es posible reconocer los términos estratigráficos superiores, anteriores al depósito de la Brecha de la Nava. Se trata de una secuencia notablemente condensada, esencialmente margocaliza, de aspecto esquistoso, que corresponde al Jurásico medio-superior, y a una pequeña parte del Cretácico y del Terciario. Esta secuencia se diferencia de la formación infrayacente por ser notablemente más margosa y porque incluye niveles radiolaríticos, inexistentes en aquélla. El límite superior de la secuencia condensada lo constituye la superficie de erosión situada bajo la Brecha de la Nava.

Los afloramientos más importantes en que he reconocido dicha secuencia se localizan:

- En la carretera de Parauta (UF101603), donde se ha podido establecer la columna estratigráfica más completa y mejor preservada **(Dürr, 1967; Felder,1978,1980; Martín-Algarra, 1980a,b).** Este afloramiento se continúa, bajo la Brecha de la Nava, hacia el O a lo largo de una estrecha banda más o menos contínua y paralela a la carretera de Cartajima.

- En la carretera de Ronda a San Pedro de Alcántara, junto al desvío a Parauta y Cartajima (UF107610) y junto al desvío a Igualeja (UF110605), en este caso muy tectonizados y mal representados.

- En el arroyo del Taramar (UF140620), sobre todo en la margen izquierda, se reconoce un buen corte de estos niveles.

- En la cañada de la Encina (UF231674).

- Bajo la Brecha de la Nava, en la Alcazaba (UF200610) y en la Peña de los Enamorados (UF210642), aunque en ambos casos es difícil precisar si los materiales aflorantes pertenecen a esta secuencia o a la parte superior de la Formación de Calizas con Sílex.

- En la ladera SO de la Sierra de Alcaparaín (UF339779).

- Al NE del Puerto Martínez (UF353765), en el corte de la Cueva, citado por **Bourgois (1978)**, ocupando el núcleo del sinclinal que afecta al borde interno de la unidad, se reconocen unos calcoesquistos y filitas de colores pardos y amarillentos que, por su litofacies y posición estratigráfica, se pueden asignar a esta secuencia superior la cual se encuentra metamorfizada, al igual que el resto de la columna estratigráfica de la unidad en este sector. Dichos materiales metamórficos afloran extensamente al NO de la Torrecilla y también entre la carretera de Ronda a San Pedro de Alcántara (UF133579) y el arroyo de los Lobos.

4.2.6.2.- Litología.

En la figura 111 se representan las tres series estratigráficas de detalle levantadas en esta secuencia y los diferentes tipos litológicos reconocibles (cf. **Martín-Algarra, 1980a,b**).

4.2.6.2.1.- Calizas nodulosas rojas.

En general se sitúan en posición estratigráfica inferior, pudiendo alternar tanto con margas y margocalizas como con las calizas con sílex, o contener ellas mismas algunos nódulos de sílex. En el corte de Parauta están separadas de las calizas con sílex infrayacentes por unos niveles arcillosos rojos y verdes.

La estructura nodulosa ha sido notablemente acentuada por la intensa estilolitización sufrida por la roca lo que, además, le confiere, donde el contenido margoso es mayor, un aspecto marcadamente esquistoso.

Son de colores rojizos y verdosos con abundantes óxidos de hierro acumulados en las superficies de estilolitización.

Las microfacies son principalmente biomicríticas con abundantes filamentos, crinoides, radiolarios, espículas de esponjas, foraminíferos bentónicos y planctónicos (protoglobigerinas) y secciones de ammonites (Lám. 37 Fot. 5).

4.2.6.2.2.- Radiolaritas.

Estas rocas se localizan bien directamente sobre las calizas nodulosas (en el corte de Parauta) y el del Taramar, Lám.37 Fot. 6)o bien intercaladas dentro de las margocalizas esquistosas suprayacentes.

A diferencia de las rocas que reciben esta denominación en las series subbéticas (**Vera, 1969; García-Dueñas, 1967; Sanz de Galdeano, 1973; Azema et al., 1979; García-Hernández et al., 1980, etc.**) en las cuales el porcentaje calcáreo es relativamente importante, las

LAMINA 37

Formaciones postriásicas de la Unidad de las Nieves.

Foto 1.- Aspectos macroscópicos de las Calizas con Sílex metamorfizadas. Carretera de Ronda a San Pedro de Alcántara. Los nódulos de sílex aparecen estirados, replegados y recristalizados a cuarzo, al tiempo que aparece una esquistosidad de flujo y un microplegado de estilo fluidal en las calizas. Barra: 1 cm.

Foto 2.- Crinoiditas relacionadas con facies espiculíticas de las Calizas con Sílex. Carretera de Parauta. Barra: 1 cm.

Foto 3.- Microfacies peletoidal con granos de cuarzo. Calizas con Sílex. Cerro de Los Pilones. Barra: 1 mm.

Foto 4.- Microfacies de filamentos. Calizas nodulosas de la secuencia condensada. Carretera de Parauta. Barra: 1 mm.

Foto 5.- Microfacies de filamentos, embriones de ammonites y escasas protoglobigerinas. Calizas nodulosas de la secuencia condensada. Carretera de Parauta. Barra 1 mm.

Foto 6.- Radiolarita. La microfacies está formada exclusivamente por radiolarios cementados por material ferruginoso y sílice. Carretera de Parauta. Secuencia condensada. Barra 1 mm.

Foto 7.- Microfacies de tintínidos. Secuencia condensada. Carretera de Parauta. Barra: 1 mm.

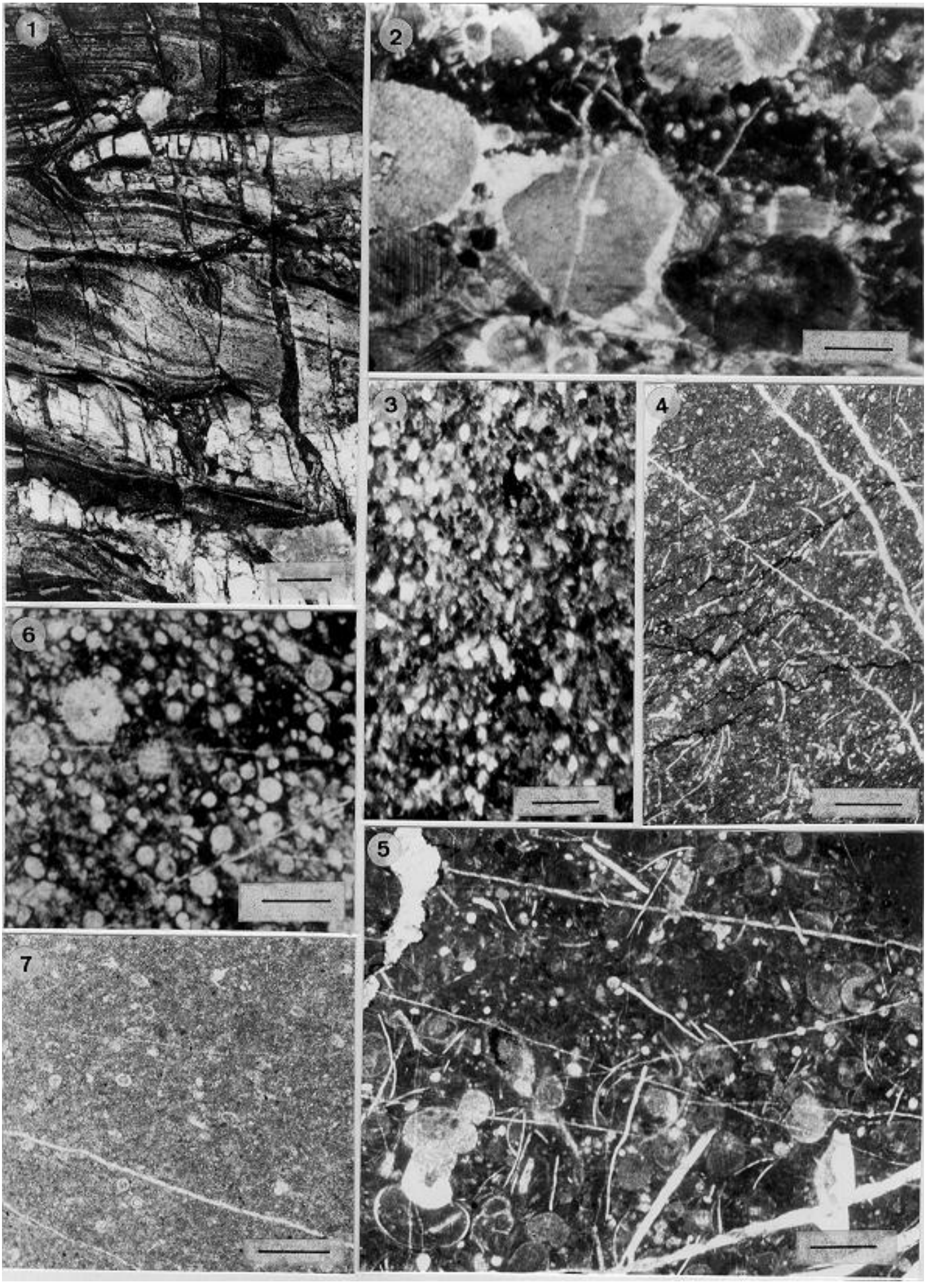
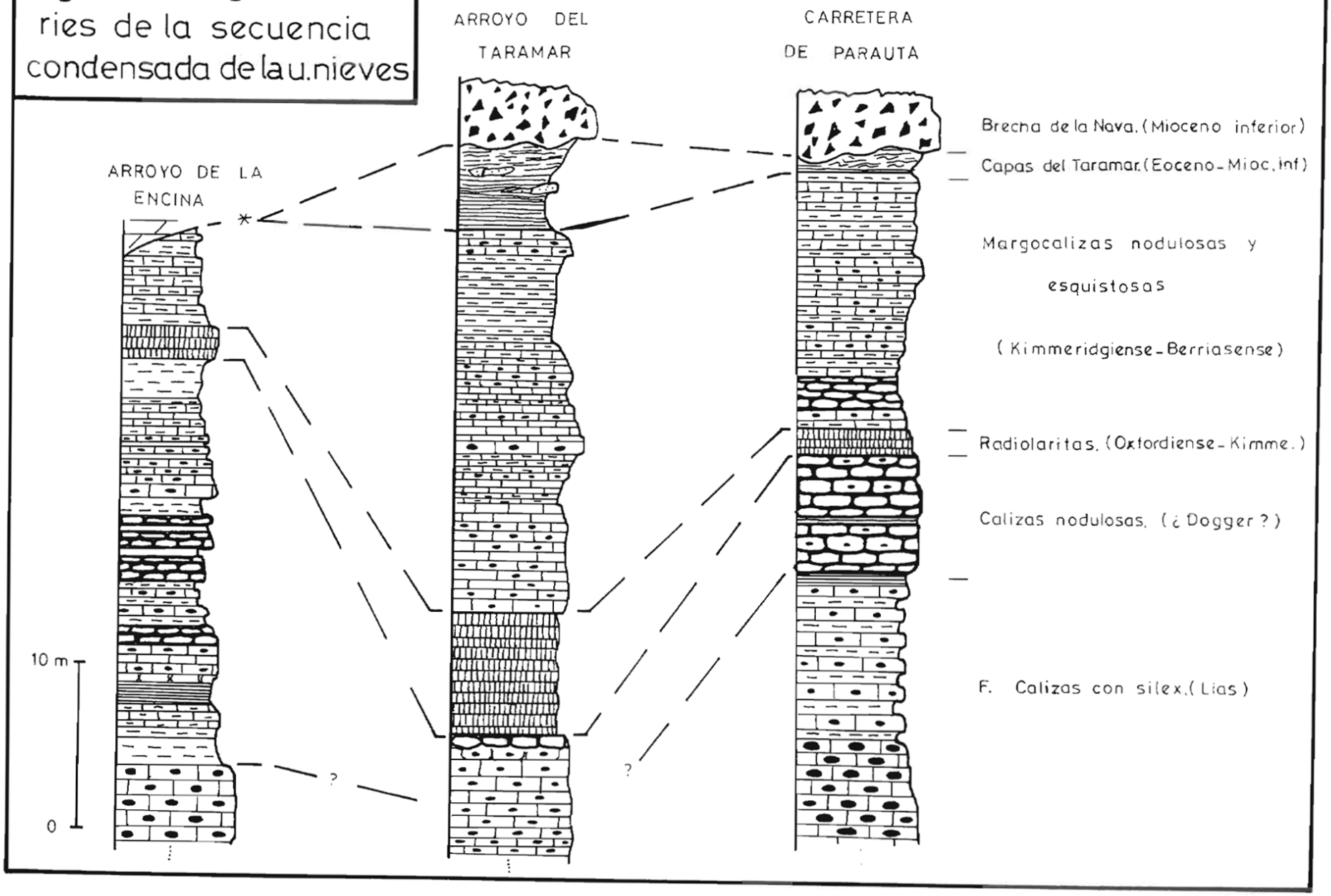

1
2
3
4
5
6
7

Figura 111. Algunas series de la secuencia condensada de la u. nieves



radiolaritas de la unidad de las Nieves son rocas totalmente desprovistas de carbonato. Su color es rojo oscuro o verdoso y aparecen bien estratificadas; los estratos oscuros están separados por delgados lechos arcillosos. Al microscopio se observa que están formadas exclusivamente por radiolarios cementados por óxidos de hierro y manganeso (Lám. 37. Foto 6).

4.2.6.2.3.- Margocalizas nodulosas y esquistosas.

En este epígrafe se incluyen dos tipos litológicos ligeramente diferentes que se encuentran relacionados entre sí. Ambos se caracterizan por su litología margocaliza estratificada en bancos delgados de aspecto esquistoso. En los cortes de Parauta y del Taramar aparecen:

- En posición estratigráfica inferior, unas margocalizas rosadas nodulosas y bioturbadas que contienen aptychus y que evocan a las rocas conocidas como Rosso ad Aptichi, en la zona Lombarda de los Alpes Meridionales o en el Apenino Septentrional (**Bortolotti et al. 1970; Bernoulli, 1972; Bossellini, com. pers. 1982**). La microfacies es micrítica (wackestone), con filamentos, radiolarios, secciones de aptychus escasos, Saccocoma, Cadosina, globochaete y Stomiosphaera

- Sobre los anteriores descansan unas margocalizas esquistosas de colores grises claros a verdosos o blancos cuyas microfacies son micríticas (mudstone), con escasos radiolarios, tintínidos y fibrosferas, así como abundantes cocolitos. (Lám. 37, Fot. 7).

4.2.6.2.4.- Capas del Taramar.

Las rocas que incluyo bajo la denominación de Capas del Taramar son los materiales terciarios de la unidad de las Nieves anteriores al depósito de la Brecha de la Nava. Se localizan en los siguientes afloramientos:

- En los alrededores del curso medio del arroyo del Taramar de donde toman el nombre, sobre todo al N de éste. En esta zona afloran con una cierta extensión (UF141619 y UF139621).

- En el corte de la carretera de Parauta (UF102603), donde fueron previamente identificados por **Felder (1978, 1980).**

- Al S del Peñón de Ronda afloran en un contexto tectónico muy complicado por fracturas en el detalle. En esta zona fueron reconocidas ya por **Dürr (1967) y Didon (in Raoult,1973).** Se reconocen en varios puntos (UF214669, UF226675, UF222674).

- Al NE del Puerto Martínez, donde fueron previamente detectados por **Bourgois (1978, 1980).**

- En la ladera SO de la Sierra de Alcaparaín (UF342777).

Las Capas del Taramar están constituídas por margas muy esquistosas de colores rojos, rosados y anaranjados. Contienen esporádicas intercalaciones areniscosas y calcáreas con abundantes foraminíferos bentónicos y planctónicos imposibles de aislar por levigado, algas, coralináceas, briozoos, celentéreos y equinodermos, equínidos y crinoides. Todos los fósiles suelen estar muy fragmentados, lo que dificulta su determinación paleontológica. Por su facies recuerdan a las formaciones terciarias de otras series rondaides (Formación Horca, en particular, cf. 4.3.3.3.1.).

4.2.6.3.- Fósiles y edad.

4.2.6.3.1.- Materiales mesozoicos.

La datación de los diferentes materiales mesozoicos de la secuencia condensada de la unidad de las Nieves no es fácil dada la relativa escasez de fauna característica. Las microfacies, no obstante, permiten conocer de forma aproximada la posición estratigráfica (**Azema et al., 1979; Perconig, 1968; Misik, 1966; Borza, 1969**).

a) **Facies de filamentos.** Aparecen en posición mas baja, ya sea a techo de las calizas con sílex de la formación infrayacente o bien dentro de los primeros niveles nodulosos rojos de la base de esta secuencia condensada. Estas microfacies aparecen en el Jurásico mesogeo a partir del Lías superior, pero es durante el Dogger cuando alcanzan su máxima representación.

b) **Microfacies de filamentos y protoglobigerinas.** Se encuentran en las calizas nodulosas rojas, sobre todo hacia la parte alta, pero en ningún caso las protoglobigerinas aparecen en grandes cantidades. Las microfacies de protoglobigerinas ya aparecen en el Dogger (**Sandoval, 1983**), donde localmente pueden llegar a ser abundantes, aunque sus apariciones masivas en el Jurásico de la Cordillera Bética suelen acaecer durante el Oxfordense (**Sequeiros, 1974; Azéma et al., 1979**).

c) **Microfacies de Saccocoma.** Caracterizan el Kimmeridgense y el Tithónico, y aparecen en los niveles nodulosos situados sobre las radiolaritas en el corte de Parauta, pero en muy escasa cantidad, por lo que cabe suponer que tales términos deben ser probablemente ya tithónicos. Los aptychus recogidos de estos niveles indican una edad Jurásica superior sin más precisiones.

d) **Microfacies de tintínidos.** Son las únicas que permiten conocer con bastante precisión la edad de las rocas que los contienen. Tan solo en el corte de Parauta, en una muestra recogida de uno de los últimos niveles de la secuencia mesozoica, he podido reconocer escasos ejemplares de:

Calpionella alpina LORENZ
Calpionella sp.cf. elliptica CADISCH
Crassicollaria sp.

asociación que indicaría la zona B de **Le Hegarat y Remane (1968)** es decir, el tránsito Tithónico-Berriasense o más probablemente al Berriasense inferior.

De acuerdo con los datos de las microfacies, el techo de las calizas con sílex infrayacentes podría llegar al Lías superior, mientras que las calizas nodulosas pertenecerían al Dogger principalmente. Las radiolaritas podrían pertenecer al Dogger superior-Malm, probablemente al Oxfordense o Kimmeridgense. Los niveles rosados superiores al Tithónico probablemente inferior y, finalmente, las margas superiores al Tithónico superior y a la base del Cretácico inferior. Estas edades concuerdan con las reconocidas en formaciones estratigráfica y litológicamente equivalentes de los Alpes **(Leonardi, 1967; Garrison y Ficher, 1969; Bernoulli, 1972)**. Así, la caliza nodulosa de Adnet puede alcanzar el Dogger, al igual que el Ammonítico Rosso margoso equivalente de la zona Lombarda. Igualmente son de análoga edad los sedimentos radiolaríticos equivalentes (Grupo Radiolarítico de la Zona Lombarda; Radiolarita Ruhpolding de los Alpes Calcáreos Septentrionales) y las margocalizas superiores (Rosso ad Aptichi y Maiolica, de los Alpes Meridionales y Apeninos; Formación de Oberalm, de los Alpes Calcáreos Septentrionales). Estos últimos, por otra parte, recuerdan a las facies denominadas "Neocomiense blanco esquirloso", por los autores franceses.

4.2.6.3.2.- Materiales terciarios.

Lamentablemente, a pesar de los muestreos realizados en las Capas del Taramar, y de la existencia de foraminíferos planctónicos en ellas, la tectonización de las margas, en unos casos, y la cementación de los niveles calizos, en otros, han impedido su aislamiento y determinación. Solo ha sido posible determinar los foraminiferos bentónicos en lámina delgada, pero no ha sido posible precisar más allá del género en ningún caso.

Unas muestras recogidas en el arroyo del Taramar y en la ladera SO de la Sierra de Alcaparaín han proporcionado:

Nummulites sp.
Globorotalia sp.
Globigerina sp.

y algas coralináceas, que indican una edad terciaria, probablemente eocena.

Felder (1978, 1980), mediante nannoflora, dató los niveles existentes en el corte de la carretera de Parauta como del intervalo Eoceno-Mioceno inferior.

De un interés especial son los afloramientos situados al S del Peñón de Ronda, ya que, además de algas coralináceas, briozoos, corales, equinodermos y globigerínidos, han proporcionado:

Lepidocyclina sp.
Amphistegina sp.
Textulariidae
Miogypsina sp.
Miogypsinoides? sp.

asociación que puede alcanzar la base del Mioceno inferior. En esta misma región, **Didon (in Raoult, 1973a)** recogió **Miogypsina guntheri**, lo que confirma que, en las Capas del Taramar, puede llegar a estar representado, localmente, hasta el Aquitaniense inferior.

4.2.6.4.- Interpretación sedimentaria.

La profundización progresiva del medio sedimentario iniciada en el Triásico terminal continuó durante todo el Jurásico y parte del Cretácico, cuyos sedimentos presentan características francamente pelágicas (en el sentido de **Jenkyns, 1978**, es decir, alejadas de la costa) y probablemente profundas. Son depósitos propios de una cuenca profunda subalimentada, esto es, a la que no llegaban aportes sedimentarios desde las áreas continentales o costeras (starved basin), de ahí que se acumule solo un reducido espesor de sedimentos.

La lejanía de la costa y la falta de aportes son los responsables de la pequeña velocidad de sedimentación durante este intervalo de tiempo, que queda prácticamente reducida al acúmulo biogénico. Ello debió favorecer la actuación sobre el fondo de una serie de procesos diagenéticos tempranos que pudieron facilitar la disolución preferencial del aragonito, la cementación y litificación diferencial del sedimento, la formación de costras ferruginosas y la segregación diagenética, procesos todos ellos que, junto con la bioturbación y el flujo gravitatorio a favor de pendientes deposicionales, han podido determinar la aparición de la estructura nodulosa **(Shinn, 1969; Purser, 1969; Fabricius, 1968; Jenkyns, 1974; Fürsich, 1979; Braga et al., 1981; Delgado et al., 1981; Comas et al., 1981; Seyfried, 1979, 1980 etc.)**.

Esta evolución alcanzó una situación extrema con la aparición de las radiolaritas. Estas rocas en la unidad de las Nieves están escasamente representadas, en paquetes de espesor apenas superior a pocos metros, pero se trata siempre de rocas exclusivamente silíceas, lo que concuerda con la hipótesis comúnmente admitida de que las radiolaritas se han depositado por debajo del nivel de compensación de los carbonatos y, que por tanto, son sedimentos de gran profundidad **(Garrison y Fischer, 1969; Bosellini y Winterer, 1975)** veánse no

obstante las discrepancias que esta hipótesis suscita, en **Folk** y **McBride, 1978** y **McBride** y **Folk, 1979**). El valor absoluto de profundidad es discutido, dado que el nivel de compensación de los carbonatos puede sufrir variaciones notables de profundidad (**Berger** y **Winterer, 1974**) dependiendo de factores como la temperatura, salinidad, etc. El valor supuesto por **Garrison** y **Fischer** (1969) de 4000-5500 m; debe representar un valor extremo. Parece más razonable, de acuerdo con **Bernoulli** y **Jenkyns** (1970) admitir un valor menor, probablemente del orden de los 1500-2000 m de profundidad, sobre todo si se tiene en cuenta, además, que las radiolaritas de la unidad de las Nieves no se depositaron sobre un sustrato oceánico, sino sobre un sustrato continental sobre el que se depositó una secuencia sedimentaria que muestra una evolución de tipo margen continental.

La reaparición de los depósitos calcáreos sobre las radiolaritas debió estar conectada (**Garrison** y **Fischer, 1969**) con una profundización del nivel de compensación, causado probablemente por el gran aumento de los aportes carbonatados biogénicos a consecuencia de la expansión de los organismos planctónicos, sobre todo de los cocolitofóridos, a partir del Jurásico terminal.

No hay registro sedimentario mesozoico en la unidad de las Nieves, después de la base del Cretácico inferior, lo cual podría estar relacionado con la existencia de algún evento tectónico importante. Durante el Cretácico los depósitos del Dominio Austroalpino de los Alpes fueron afectados por una fase tectónica que determinó una primera estructuración en mantos (**Trümpy, 1960, 1975, 1976**); las superposiciones originadas fueron fosilizadas por depósitos de edad cretácica superior, la Formación del **Gossau** (**cf. Lemoine, 1978**, entre otros). En la unidad de las Nieves, sin embargo, no existen depósitos cretácicos postneocomienses, ni hay evidencias de la actuación de pulsaciones tectónicas que hayan determinado superposiciones anormales de materiales con anterioridad, al Mioceno inferior.

Por tanto, lo único que se puede asegurar es que durante la mayor parte del Cretácico no hubo sedimentación. Esta se reanudó de nuevo con las Capas del Taramar durante el Terciario, probablemente durante el Eoceno, también en un ambiente con características pelágicas, probablemente profundas pero no tanto como en tiempos precedentes, en el cual se depositaron sedimentos finos con foraminíferos y cocolitos. Pero, en este caso, se dejaron sentir ciertas influencias neríticas dada la presencia de intercalaciones calcareníticas con fragmentos de organismos bentónicos (foraminíferos, equinodermos, corales, briozoos, algas, etc.) propios de zonas someras. Dichas intercalaciones probablemente fueron depositadas por esporádicas corrientes de turbidez. La sedimentación continuó con características semejantes hasta el inicio del Mioceno inferior. Será tras el depósito de las Capas del Taramar cuando acaezcan los cambios sedimentarios y paleogeográficos más importantes, desde el límite Trías-Lías, en el interior de la unidad.

4.2.7.- Los terrenos metamórficos de la unidad de las Nieves.

4.2.7.1.- Antecedentes

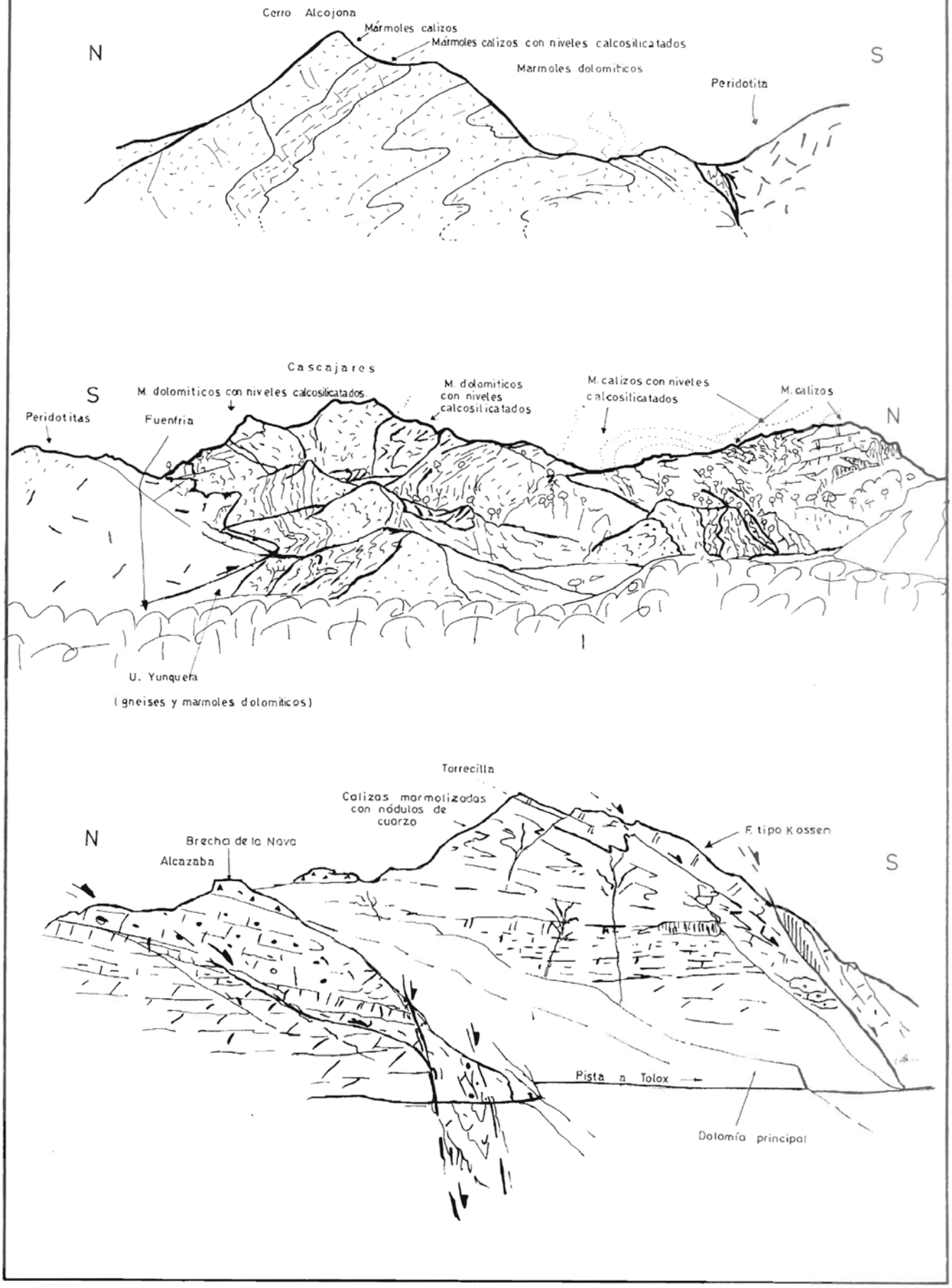
Blumenthal (1930, 1933) constató la metamorfización de la porción más interna de sus Rondaides. Más tarde, **Dürr (1967)** describió los rasgos generales de las rocas y los efectos del metamorfismo sobre ellas y estableció que los diferentes tipos de rocas metamórficas reconocibles resultaban de la transformación progresiva y gradual de la secuencia sedimentaria triásico-jurásica de la unidad de las Nieves. Para **Didòn (in Raoult, 1973b)** una parte de los mármoles del borde interno de la unidad de las Nieves, los más intensamente metamorfizados, no serían mesozoicos, sino antiguos y pertenecientes a una unidad tectónica diferente. **Bourgois (1978, 1980)**, y en parte **Felder (1978)**, separaron una parte de los materiales metamórficos de la unidad de las Nieves y los incluyeron en la "unidad de Bonela-Capellán". Finalmente, otros autores **(Martín-Algarra, 1980a; Estévez y Torres-Roldán, in Fontboté y Estévez, 1980)** hemos defendido de nuevo las conclusiones de **Dürr (1967)** y argumentado la unidad tectónica, en lo esencial, de los materiales metamórficos y no metamórficos de la unidad de las Nieves.

4.2.7.2.- Afloramientos.

La transformación progresiva, por recristalización, de la secuencia sedimentaria es visible, en el campo, en la porción surocciden-tal de la unidad de las Nieves, esencialmente desde el meridiano del Cerro Corona hacia el oeste. El itinerario a lo largo de la carretera de Ronda a San Pedro de Alcántara permite reconocer especialmente bien esta transformación progresiva y gradual. En este sector los materiales metamórficos forman parte, en su totalidad del flanco inverso del sinclinal tumbado de la Torrecilla, estructura de gran importancia regional que caracteriza el borde interno de la unidad de las Nieves. Entre el nacimiento del río Verde, al S de las Turquillas, y la carretera de San Pedro de Alcántara se pueden reconocer metamorfizadas todas las formaciones de la secuencia estratigráfica y establecer varios cortes generales. Dos cortes especialmente llamativos se pueden levantar en las transversales del Cerro Alcojona y de Los Cascajares, de las cuales se pueden observar bellas panorámicas desde zonas adyacen-tes, que se representan en la figura 112 y en la lámina 40.

A partir del Cerro de Juan Salazar (Cerro del Tocón) y del Picacho hacia el NE, hasta la Sierra de Alcaparaín, se constata una progresiva complicación del flanco inverso del sinclinal de la Torreci-lla, que determina una incipiente individualización tectónica de los materiales metamórficos, como ha señalado **Bourgois (1978)**, pero que, en mi opinión, no es de suficiente inportancia regional como para separar-los como una unidad totalmente independiente de la de las Nieves. Por otra parte, en esta mitad nororidental no aparecen los equivalentes metamórficos de las formaciones estratigráficas más bajas (Dolomía

Figura 112. Panorámica del borde interno metamorfizado de la unidad de las Nieves.



Principal) sino tan solo los de los terrenos retienses y, sobre todo, liásicos (Calizas con Sílex).

4.3.7.3.- Características litológicas.

La recristalización metamórfica ha transformado las calizas y dolomias en mármoles calizos y dolomíticos progresivamente más cristalinos; las margas y las intercalaciones arcillosas, en calcoesquistos y mármoles con abundantes silicatos cálcicos; las calizas con sílex en mármoles con nódulos estirados y láminas de cuarzo. Al mismo tiempo el color de las rocas se hace más claro en general y desaparece en parte la estratificación original que es reemplazada por una esquistosidad de flujo. En los mármoles dolomíticos provoca en parte una desdolomitización.

El replegamiento ha deformado intensamente a las rocas carbonatadas hasta hacer desaparecer la estratificación original, especialmente en las que originalmente eran más masivas. Los nódulos de sílex han sufrido un fuerte estiramiento y aplastamiento a la vez que un microplegado y trasposición que evidencia el comportamiento plástico de las rocas frente a la deformación sinmetamórfica (Lám.37, Fot. 1).

Como Dürr (1967) señaló acertadamente, el metamorfismo ha afectado de modo más evidente a las calizas más puras, que rápidamente son transformadas en mármoles calizos por recristalización y decoloración progresiva como puede verse en la carretera a San Pedro de Alcántara, especialmente en los relieves cercanos al kilómetro 16, en la Alcazaba o en la Torrecilla y alrededores. Las dolomías, por el contrario, resisten mucho más la recristalización metamórfica y, en algunos casos, como por ejemplo al S y SO de la Torrecilla, en diversos puntos del paraje conocido como Cuevas del Moro, se pueden reconocer todavía restos de algas dasycladáceas mientras que las formaciones calizas estratigráficamente suprayacentes muestran ya una notable recristalización y replegamiento que las han transformado en mármoles calizos y en calcoesquistos con estructuras internas de tipo fluidal. No obstante, a la escala regional se constata claramente el aumento de grado de metamorfismo hacia los niveles más profundos de la serie estratigráfica que, a su vez, son los que aparecen más próximos geográficamente a las peridotitas alpujárrides cabalgantes.

En las áreas donde se constata un tránsito gradual de las rocas sedimentarias a las metamórficas no es posible establecer un límite cartográfico neto entre ambos tipos de rocas. En la región entre la Fuenfría y el arroyo del Horcajo, en los alrededores de los Cascajares, es posible diferenciar, en cartografía, varios paquetes gracias a la presencia de niveles terrígenos dentro de los mármoles dolomíticos, que contienen abundantes silicatos cálcicos. Estos niveles terrígenos calcosilicatados desaparecen en sentido lateral, por tránsito gradual de facies con la parte inferior de los mármoles dolomíticos, como se constata en la región al ENE de la Fuendría, y los alrededores del Cerro Alcojona (Fig. 113).

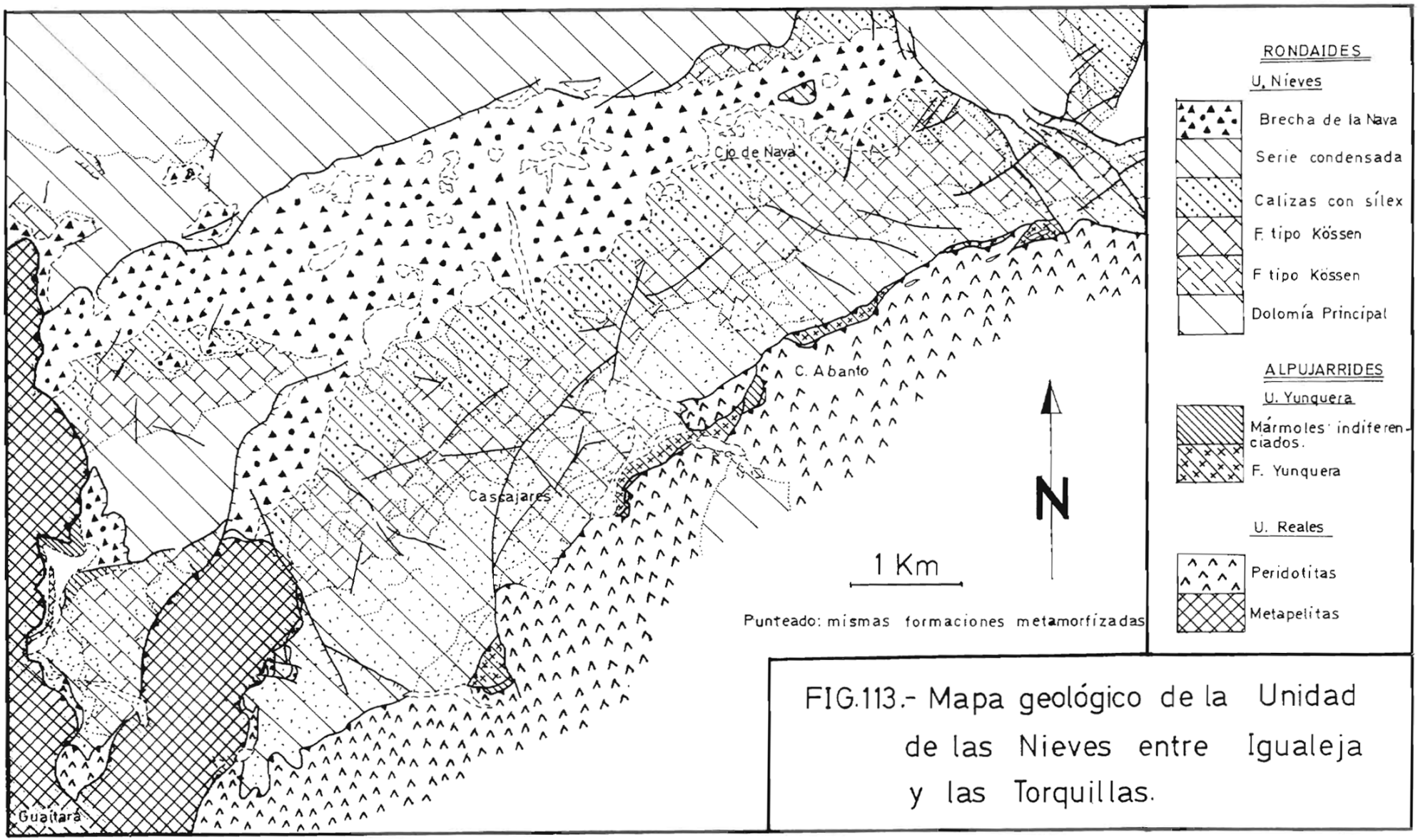


FIG.113.- Mapa geológico de la Unidad de las Nieves entre Igualeja y las Torquillas.

4.2.7.4.- Descripción petrográfica.

Un estudio detallado del metamorfismo que afecta a la unidad de las Nieves aún está por realizar. En este apartado comentaré brevemente los resultados obtenidos a partir del estudio microscópico de unas pocas muestras recogidas a diversas alturas estratigráficas.

La textura de los mármoles, sea cual sea su composición es granuda o granoblástica, frecuentemente con indicios de un aplastamiento considerable que da lugar a un fajeado y, en los niveles terrígenos, una esquistosidad definida por los minerales laminares.

Al microscopio se pueden observar por lo general, dos superficies penetrativas siendo la segunda (S2) la mejor definida; a veces aparece una tercera, de crenulación. Todas ellas están definidas por minerales laminares y por alineaciones de cristales calcíticos y dolomíticos.

Los niveles margosos de la Formación de Calizas con Sílex y de la Secuencia Condensada superior se transforman a calcoesquistos, cloritoesquistos e, incluso, en filitas. La asociación mineralógica más frecuente es:

Calcita + cuarzo + sericita + clorita (clinocloro) + grafito

que suelen ser minerales sinesquistosos. Como accesorios aparecen: **turmalina, albita (An7), leucoxeno y menas metálicas** opacas. Existe también una generación de minerales postesquistosos que se implantan sobre la S2; son: **cuarzo** y **calcita** de mayor tamaño y, sobre todo, **clorita** (a veces formando arcos poligonales) o **mica blanca** en cristales desorientados. Dentro de la Formación de Calizas con Sílex se constata un aumento de la cristalinidad al descender en la secuencia estratigráfica.

El paquete calizo que caracteriza la parte superior de la Formación de tipo Kössen aparece transformado en mármoles fajeados calcíticos, de grano fino a medio por lo general, cuya mineralogía difiere poco de la de los niveles estratigráficamente suprayacentes. Por el contrario en la zona de alternancias calizo-margosas, las equistosidades aparecen claramente definidas por los minerales antes citados (**calcita + cuarzo + sericita + clorita + grafito**) a los que se añaden, además, **talco** y, en los niveles más profundos, **flogopita.** Entre los accesorios aparecen: **albita (An7-10), turmalina, rutilo, apatito, menas** y óxidos de hierro. El talco, y la flogopita, además de los minerales citados en las formación, suprayacente aparecen también en placas desorientadas postesquistosas y se hacen más abundantes hacia la parte baja de la formación.

Finalmente, las dolomías aparecen transformadas a mármoles dolomíticos, por lo general muy puros, que con frecuencia han sido

incipientemente desdolomitizados. Las muestras procedentes de los niveles estratigráficos superiores son de grano fino y sólo raramente aparecen minerales diferentes de la dolomita, entre los que cabe señalar: **talco** con inclusiones de **grafito, rutilo, mena metálica** y **clorita.** Dentro de estos mármoles aparecen esporádicas intercalaciones terrígenas de poco espesor que forman **bandas calcosilicatadas,** por lo general muy alteradas en superficie, que, a diferencia de lo usual en la mayor parte de los afloramientos, presentan una variada y rica mineralogía. Lo más frecuente es que los niveles calcosilicatados esten formados por **talco** y **tremolita;** el talco se forma, sobre todo por retromorfismo de otros minerales preexistentes. Localmente las intercalaciones silicatadas contienen, además, la siguiente asociación de minerales: **diopsido, flogopita,** epidota **(pistacita), titanita, escapolita** y **menas metálicas.** Esta asociación indica un aumento notable de la temperatura del metamorfismo y ha sido reconocida en intercalaciones situadas dentro de la parte estratigráfica superior de la secuencia dolomítica, al NE de los Cacajares (UF145577). Al descender en la serie estratigráfica, los niveles calcosilicatados se hacen más abundantes, como se puede ver en los alrededores del vértice Cascajares, y también en la trinchera de la carretera de Ronda a San Pedro de Alcántara. En esta zona se observan diversos niveles de mármoles dolomíticos impuros en las proximidades del contacto con las peridotitas, que suministran la siguiente asociación de minerales: **calcita + dolomita + forsterita + diópsido + flogopita + tremolita + granate + epidota,**
además de **talco,** producto del retromorfismo de los minerales anteriores.

La sucesión de las asociaciones minerales en la porción metamórfica de la unidad de las Nieves indica, de acuerdo con los datos de **Winkler** (1976), que hay un aumento gradual y progresivo, aunque muy rápido, en el grado de metamorfismo, que pasa de ser bajo en los niveles estratigráficos superiores, a alto en la base estratigráfica de la formación dolomítica reconocible en las proximidades de las peridotitas.

4.2.8.- La Brecha de la Nava.

4.2.8.1.- Definición, límites y afloramientos.

La Brecha de la Nava fué definida por **Dürr et al. (1960, 1960-62)** aunque la existencia de brechas "diluviales" ya habia sido reconocida por **Blumenthal (1933).** Es una formación exclusiva de la unidad de las Nieves pero brechas muy parecidas se reconocen algunas unidades alpujárrides del sector central **(cf. Delgado et al., 1981).** Aflora extensamente desde Alpandeire hasta la Sierra de Alcaparaín. Su pertenencia a la serie de la unidad de las Nieves fué ya argumentada por **Dürr (1967),** quien constató su unidad tectónica con los terrenos infrayacentes y su participación en las diferentes estructuras tectónicas que delimitan a la unidad.

Su límite inferior es una superficie de discordancia, en general poco marcada y reconocible fundamentalmente en cartografía,

LAMINA 38

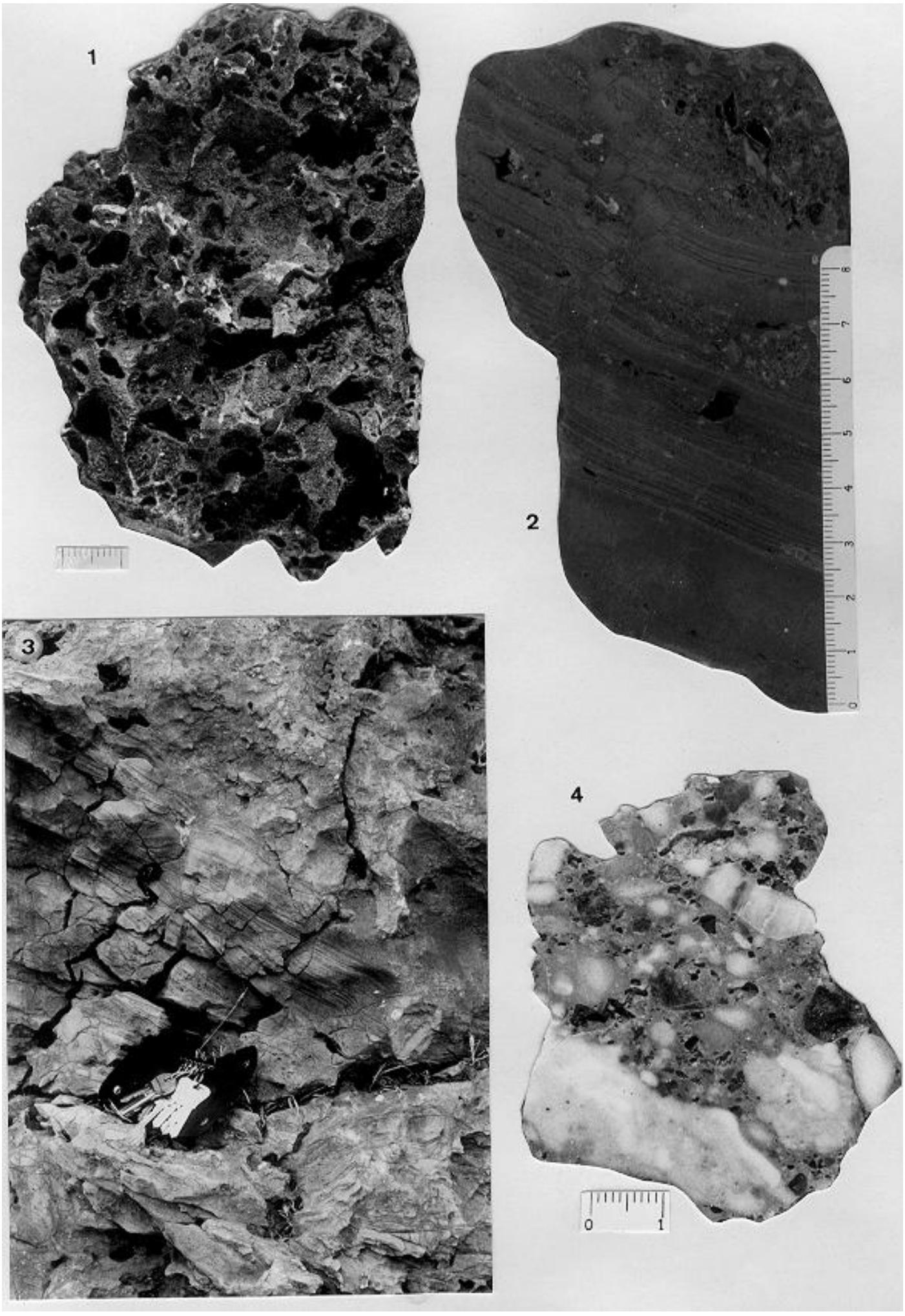
Aspectos mocroscópicos de la Brecha de la Nava.

Foto 1.- Aspecto oqueroso y riniforme, usual en superficie de alteración. Los huecos son antiguos cantos lixiviados.

Foto 2.- Costras calcáreas laminadas. Escala en cm.

Foto 3.- Aspecto de campo de las costras laminadas que cementan a la brecha.

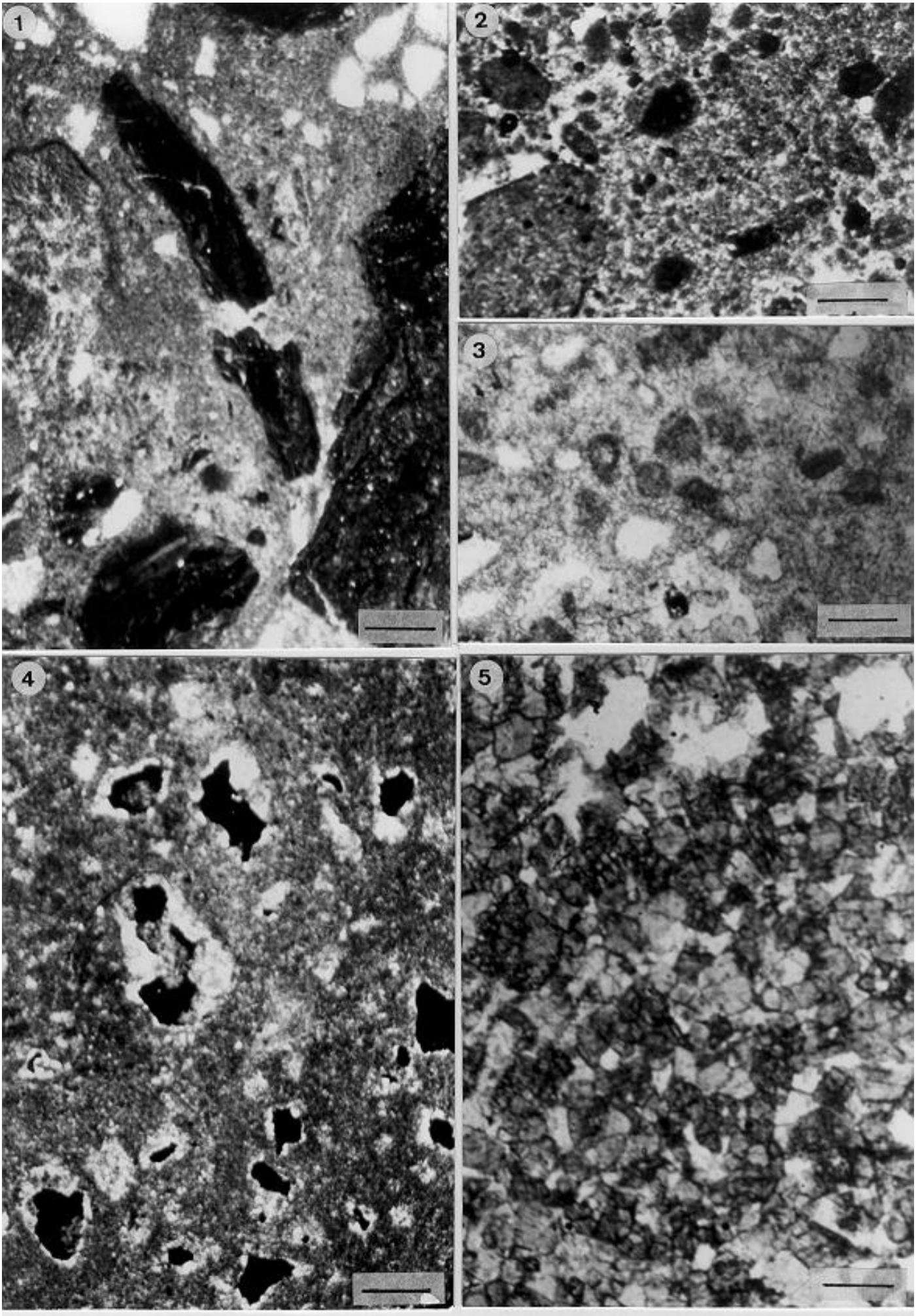
Foto 4.- Brecha de la Nava relativamente poco meteorizada. Obsérvese el predominio de cantos de mármol dolomítico (blanco) así como el lixiviado incipiente de muchos cantos.


1
2
3
4
0
1

LAMINA 39

Textura de la Brecha de la Nava.

Fotos 1 a 4.- Diversos aspectos microscópicos de la Brecha de la Nava, que muestran un progresivamente mayor lixiviado de los cantos. En 1, la brecha contiene cantos de rocas metapelíticas alpujárrides. En 4, los nícoles están cruzados. Obsérvese la matriz detrítica carbonatada, solo abundante en los niveles de granulometría más fina, los más aptos para su estudio microscópico. La **foto 5** es una microfacies de una arenisca dolomítica (granos más oscuros y con mayor relieve) que aparece cementadas por calcita y afectada por un lixiviado posterior. En todos los casos, la escala es 1mm, menos en la foto 5, que es 250 .


1
2
3
4
5

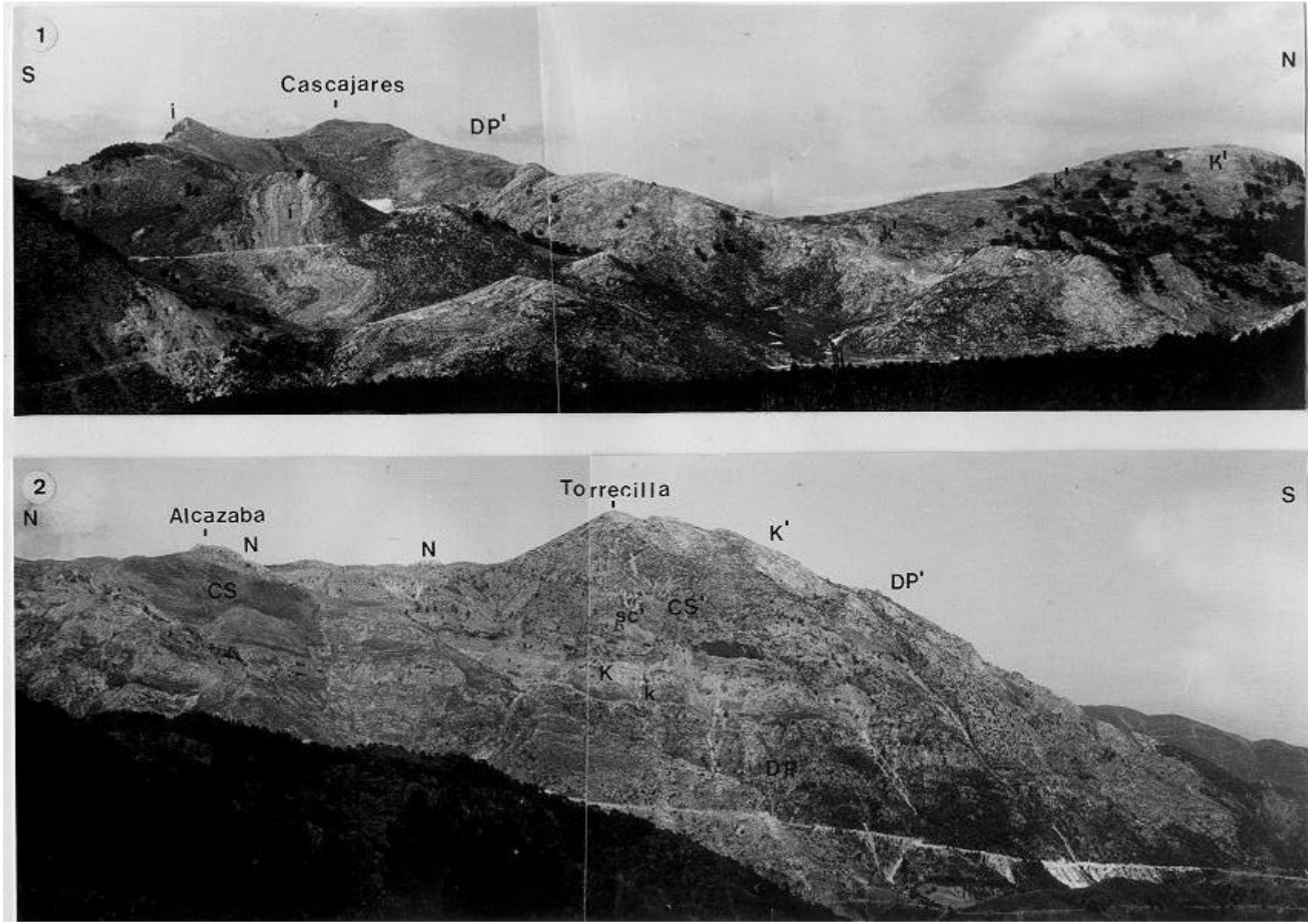
LAMINA 40

Panorámica del sinclinal de la Torrecilla.

Foto 1.- Vista de los Cascajares desde el E hacia el O. Foto tomada desde la falda N del Cerro Abanto.

Figura 2.- Vista de la Torrecilla desde el O. A la izquierda, la Alcazaba. Foto tomada desde la falda N de Cerro Abanto.

Comparénse con los dibujos de la figura 112 y con los cortes geológicos de las figuras 185 y 186.


1
S
Cascajares
i
DP'
N
K'
k'
K'
2
N
Alcazaba
N
N
CS
Torrecilla
K'
DP'
S
sc'
CS'
K
k
DR

sobre los terrenos infrayacentes antes descritos. Su límite superior está determinado por contactos tectónicos que provocan el pinzamiento de la Brecha de la Nava en el núcleo del sinclinal de la Torrecilla y en las estructuras de cizallamiento lateralmente relacionadas con dicho sinclinal. La Brecha de la Nava también es cabalgada por la unidad alpujárride de Yunquera pero, como se constata en algunas áreas al NE de la Sierra de las Nieves, también fosiliza el cabalgamiento de ésta sobre la unidad de las Nieves (**Martín-Algarra y Estévez, 1984**). El cabalgamiento del conjunto Alpujárride superior-Maláguide, determinó el cese del depósito de esta formación.

4.2.8.2.- **Litología**. (Láminas 38 y 39).

La Brecha de la Nava es una brecha poligénica, principalmente constituída por cantos carbonatados angulosos o ligeramente redondeados, pero también contiene elementos metapelíticos de procedencia alpujárride indudable. La heterometría de los cantos es notable, habiéndose reconocido bloques de tamaño superior al m^3. Los cantos carbonatados frecuentemente proceden de las rocas metamórfizadas de la unidad de las Nieves. Se trata, pués, de fragmentos de mármoles calizos y dolomíticos más o menos recristalizados, y de calcoesquistos, aunque también son muy frecuentes los fragmentos derivados de términos no metamórficos. En general se observa una dependencia directa del sustrato en los niveles basales, dependencia que desaparece hacia arriba, haciéndose dominantes los elementos de procedencia metamórfica (**Martín-Algarra, 1980a**).

La matriz está formada por una arena carbonatada, frecuentemente constituida por cristales provenientes de la disgregación de mármoles, sobre todo dolomíticos. También contiene algo de cuarzo y fragmentos de rocas metapelíticas. El cemento es calcítico y suele estar muy recristalizado debido a la actuación de diversos procesos diagenéticos que han afectado intensamente a la roca y han determinado la adquisición de su aspecto actual. A diversas alturas, la brecha presenta restos de costras calcáreas que probablemente corresponden a paleosuelos carbonatados (caliches), originados durante el depósito. Es frecuente que los cantos hayan sido parcial o totalmente lixiviados después de la cementación, por lo que la roca adquiere un aspecto oqueroso y ruiniforme característico, lo que a menudo dificulta su distinción su separación cartográfica de rocas dolomíticas cuando reposa sobre éstas. La distinción puede ser enormemente difícil cuando ambos tipos de rocas están alterados y/o fuertemente tectonizados, lo cual es frecuente sobre todo hacia el frente de la unidad de Las Nieves en las proximidades de los contactos de cabalgamiento, como por ejemplo sucede en los alrededores de los desvíos a Cartajima e Igualeja, en la carretera de Ronda a San Pedro de Alcántara, o en la región de la Breñuela. (Lám. 38, Fot. 1).

Prácticamente la Brecha de la Nava no presenta ordenamiento interno y la mayor parte de las veces la estratificación apenas si es reconocible. Esporádicamente (junto a Parauta UF103592; al SE del Peñón de Ronda UF229661, etc.), se pueden reconocer cicatrices erosivas correspondientes a paleocanales, en general no muy marcados.

4.2.8.3.- Edad.

La Brecha de la Nava no ha sumunistrado, hasta ahora, ningún resto fósil que permita su datación por lo que la asignación de una edad ha de basarse en argumentos indirectos como: a) la edad de los depósitos infrayacentes más modernos; b) la del metamorfismo; c) la de las estructuras en las que la brecha se encuentra afectada; y d) finalmente, la edad de los depósitos más antiguos posteriores a la tectónica de mantos en las Zonas Internas.

Los argumentos primero y último permiten acotar la edad de la Brecha de la Nava entre el Oligoceno superior o Aquitaniense inferior, que es la edad del techo de las Capas del Taramar, que son el último depósito datado de la unidad de las Nieves anterior a la Brecha de la Nava, y el Burdigaliense basal, que es la edad de la base de las formaciones del Grupo Viñuela (cf. Cap. 7, ap. 2.4), que fosilizan ya las superposiciones de los mantos béticos.

Por lo que se refiere a las estructuras, cabe señalar que la brecha se encuentra:

- Implicada en el núcleo del sinclinal de la Torrecilla y en las estructuras resultantes del cizallamiento del mismo.

- Cabalgada por la unidad de Yunquera, pero también fosilizando dicho cabalgamiento, lo cual indica que el depósito de la Brecha de la Nava y la superposición de la unidad de Yunquera sobre la de las Nieves fueron acontecimientos coetáneos a la escala geológica (**Martín-Algarra y Estévez, 1984**).

- Cabalgada por las unidades tectónicas superiores alpujárrides y maláguides cuya superposición determinó el cese del depósito de la brecha.

- Finalmente participa en el cabalgamiento del conjunto de las Zonas Internas sobre las Externas.

En cuanto al metamorfismo, es anterior al depósito de la brecha, puesto que ésta contiene cantos metamórficos. La edad regional del fin del metamórfismo más persistentemente indicada por las dataciones radiométricas es de 22-23 millones de años (**Loomis, 1975; Priem et al., 1979; Torres-Roldan et al., 1986; Michard et al., 1983**), pero algunas dataciones indican una edad anterior, entre 30-35 m.a.

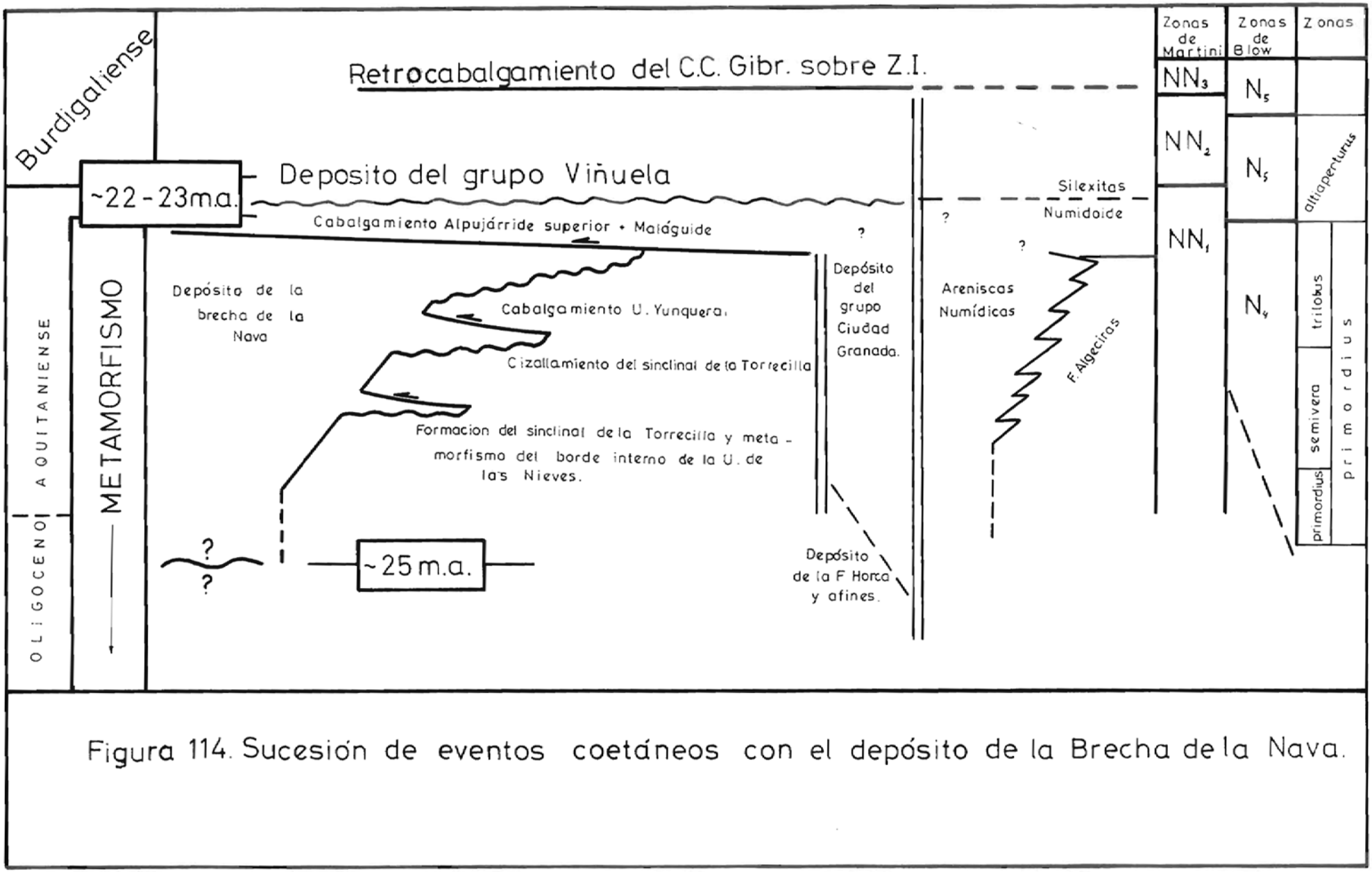


Figura 114. Sucesión de eventos coetáneos con el depósito de la Brecha de la Nava.

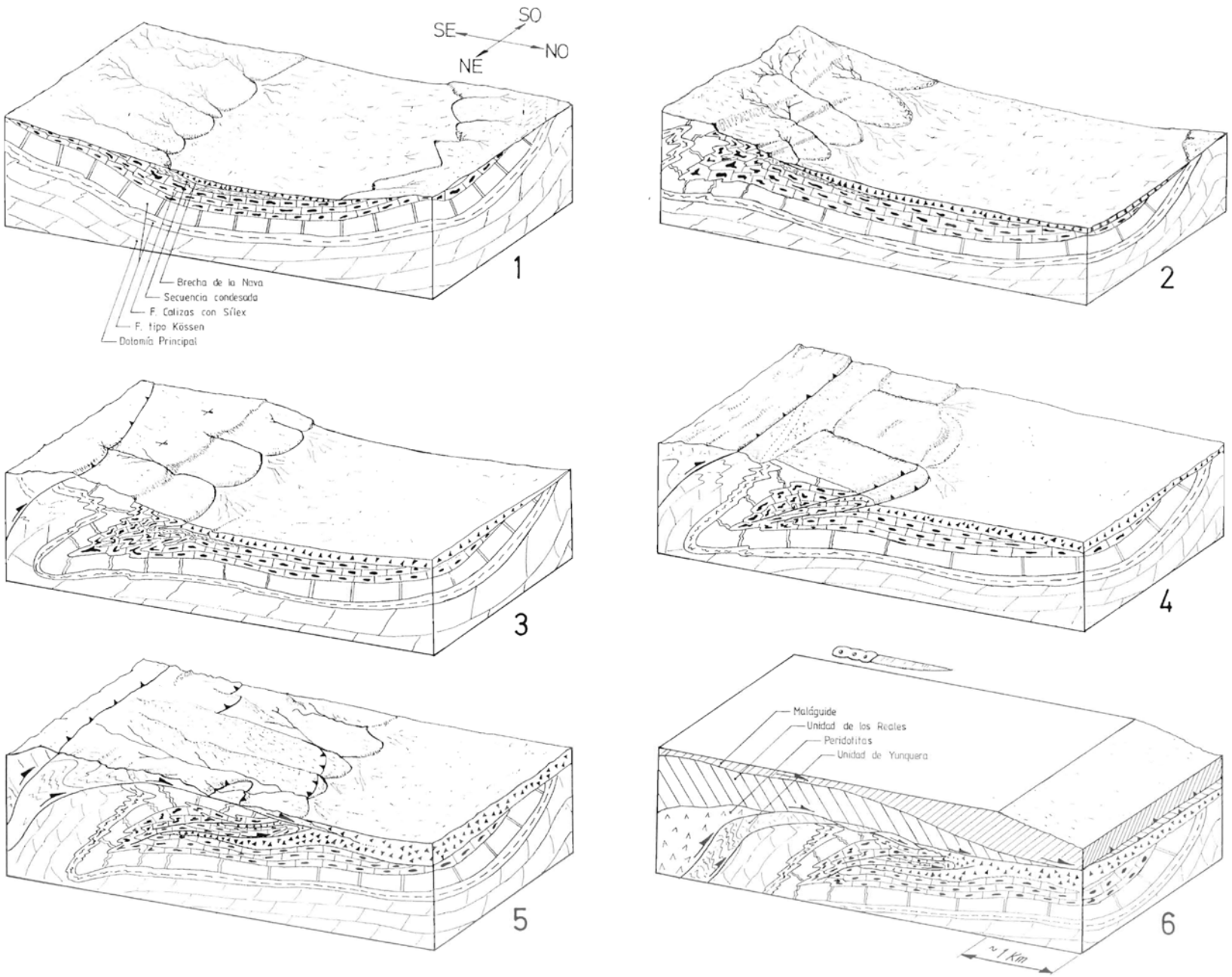


FIGURA 115.- Reconstrucción esquemática de la evolución tectónica y paleogeográfica durante el depósito de la Brecha de la Nava.

De acuerdo con **Ryan et al. (1974)**, **Vass y Bagdasarjan (1978)** y **Salvador (1985)** las edades radiométricas de 22-23 m.a. se corresponden aproximadamente con el límite Aquitaniense-Burdigaliense, esto es, con el límite entre las zonas N4 y N5 de **Blow (1969)** y, por tanto, con la edad de la extrema base de la formaciones del grupo Viñuela (**González-Donoso et al., 1981, 1982**). Es evidente, por tanto, que falta tiempo para que se realicen las superposiciones tectónicas que determinaron la estructuración postmetamórfica en mantos de las Zonas Internas béticas occidentales. Más razonable parece admitir que dicho valor radiométrico en realidad representa la edad del paroxismo de las deformaciones postmetamórficas o sea, de las superposiciones tectónicas que determinaron el cese del depósito de la Brecha de la Nava) las cuales han podido rejuvenecer las edades radiométricas o bien acelerar la velocidad de enfriamiento y determinar el cierre de las redes minerales a los elementos radiogénicos.

En cualquier caso, como fué señalado en un trabajo precedente (**Martín-Algarra y Estévez, 1984**), los datos geológicos sugieren que el depósito principal de la brecha debió ocurrir durante el Aquitaniense, probablemente superior. En la figura 114 se recoge la sucesión de eventos que conducen a esta conclusión.

4.2.8.4.- Interpretación sedimentaria.

A juzgar por sus características litológicas, texturas y estructuras sedimentarias, la Brecha de la Nava es un depósito continental, probablemente depositado en un clima árido, a juzgar por la presencia de paleosuelos carbonatados (caliches).

La ausencia de estratificación y de ordenamiento interno, la heterometría de los cantos y su escaso redondeamiento indican que el transporte fue corto y rápido y que el depósito debió ocurrir al pie de un relieve. Diversos datos sugieren que dicho relieve se debió situar hacia las porciones internas de la unidad. Estos datos son:

- La naturaleza metamórfica o epimetamórfica de la mayor parte de los cantos de la brecha, cantos que, por tanto, deben proceder de los sectores internos de la unidad, que son los que se encuentran metamorfizados.

- La posición cartográfica de los afloramientos de la brecha, que se sitúan al exterior del sinclinal de la Torrecilla.

- El hecho de que la brecha se encuentra pinzada en el núcleo de dicho sinclinal.

Los procesos sedimentarios que originaron el depósito de la brecha, debieron ser esencialmente la caída de rocas (fall rock) y

su movimiento pendiente abajo a favor de la gravedad, y el transporte por corrientes acuosas esporádicas y de gran energía, no netamente canalizadas y de origen torrencial, procedentes de los relieves en curso de erosión, a cuya falda noroccidental descargarían bruscamente los sedimentos.

El hecho de que la Brecha de la Nava en muchos puntos se encuentre pinzada en el núcleo del pliegue de la Torrecilla y cabalgada por la unidad de Yunquera, pero de que, a la vez, en otros puntos fosilice dicho cabalgamiento, indica que su depósito se profujo en un ambiente tectonicamente muy activo (Fig. 115). La Brecha de la Nava, por tanto, puede ser considerada un depósito sintectónico aluvial en sentido amplio, o más bien coluvial, correspondiente a una especie de gran talud de derrubios ubicados al pie de un relieve esencialmente carbonatado y tectónicamente muy móvil, que estaba siendo intensamente denudado.

Posteriormente al depósito, la Brecha de la Nava ha sufrido una diagénesis intensa ligada por una parte, a una activa circulación de las aguas meteóricas que debió estar favorecida por su gran porosidad original, lo que ha determinado su cementación (probablemente por calcita con bajo contenido en magnesio) y el lixiviado posterior de los cantos; y, por otra parte, a la intensa tectonización sufrida inmediatamente después de su depósito.

Con el depósito de la Brecha de la Nava terminó la historia sedimentaria de la unidad de las Nieves.

4.3.- Las restantes unidades rondaides

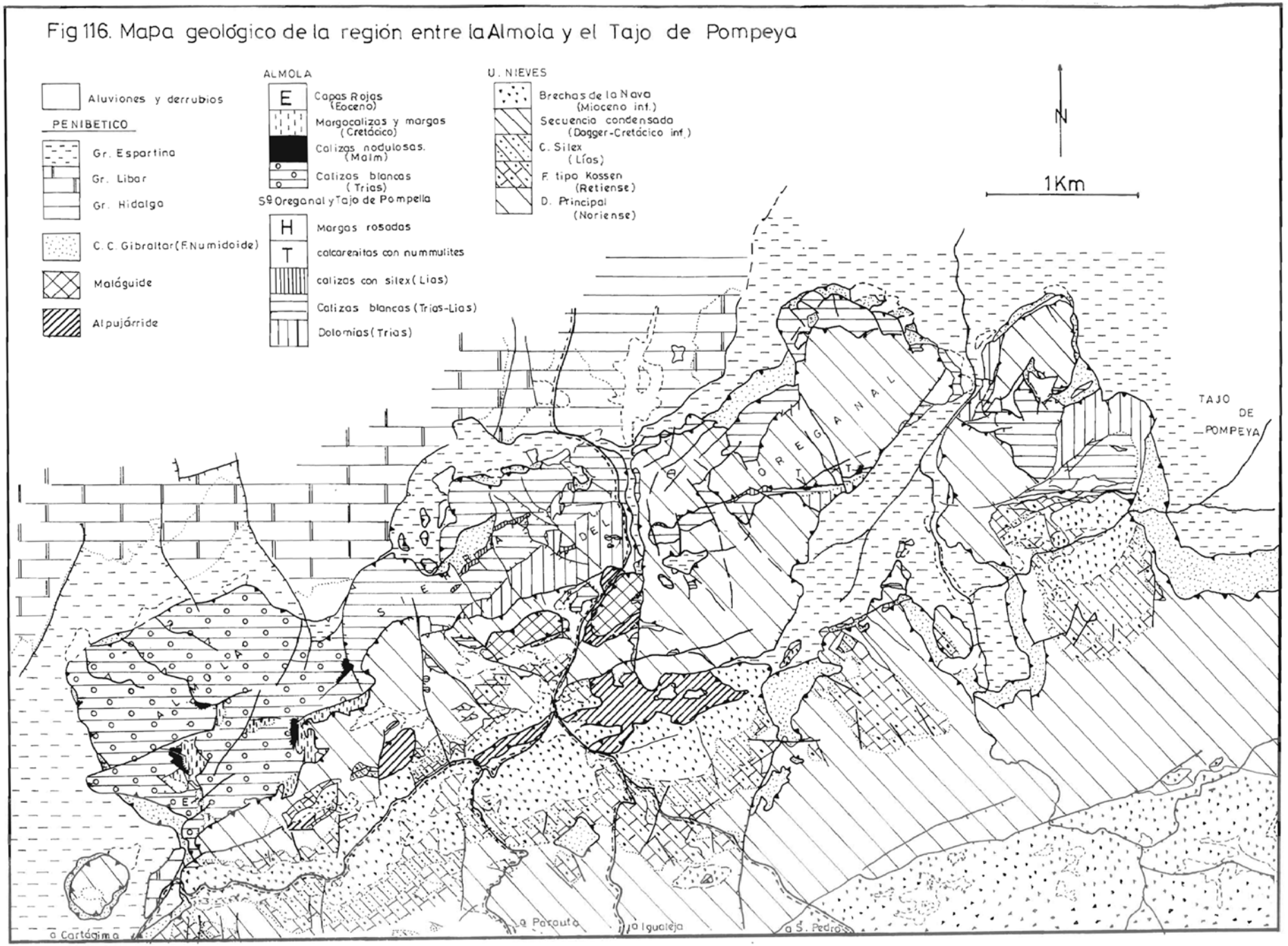
4.3.1.- Introducción.

Las unidades tectónicas que constituyen el objeto de este apartado afloran de modo discontinuo a lo largo del frente de las Zonas Internas y presentan una complicada estructura interna en escamas. En conjunto sus series estratigráficas son relativamente parecidas entre sí, y están predominantemente constituidas por materiales triásico-liásicos con facies ligeramente diferentes que justifican, en mi opinión, la distinción de tres grupos de escamas cuyos prototipos son las series de la Sierra Cabrilla, de los Baños de Alhama y de la Cañada de Pereila.

4.3.2.- Serie estratigráfica de las unidades tipo Cabrilla.

Las unidades tipo Cabrilla (Fig. 99) aparecen exclusivamente asociadas al frente de cabalgamiento de la unidad de la unidad de las Nieves. Son las escamas de la Sierra del Oreganal, del Tajo de

Fig 116. Mapa geológico de la región entre la Almola y el Tajo de Pompeya



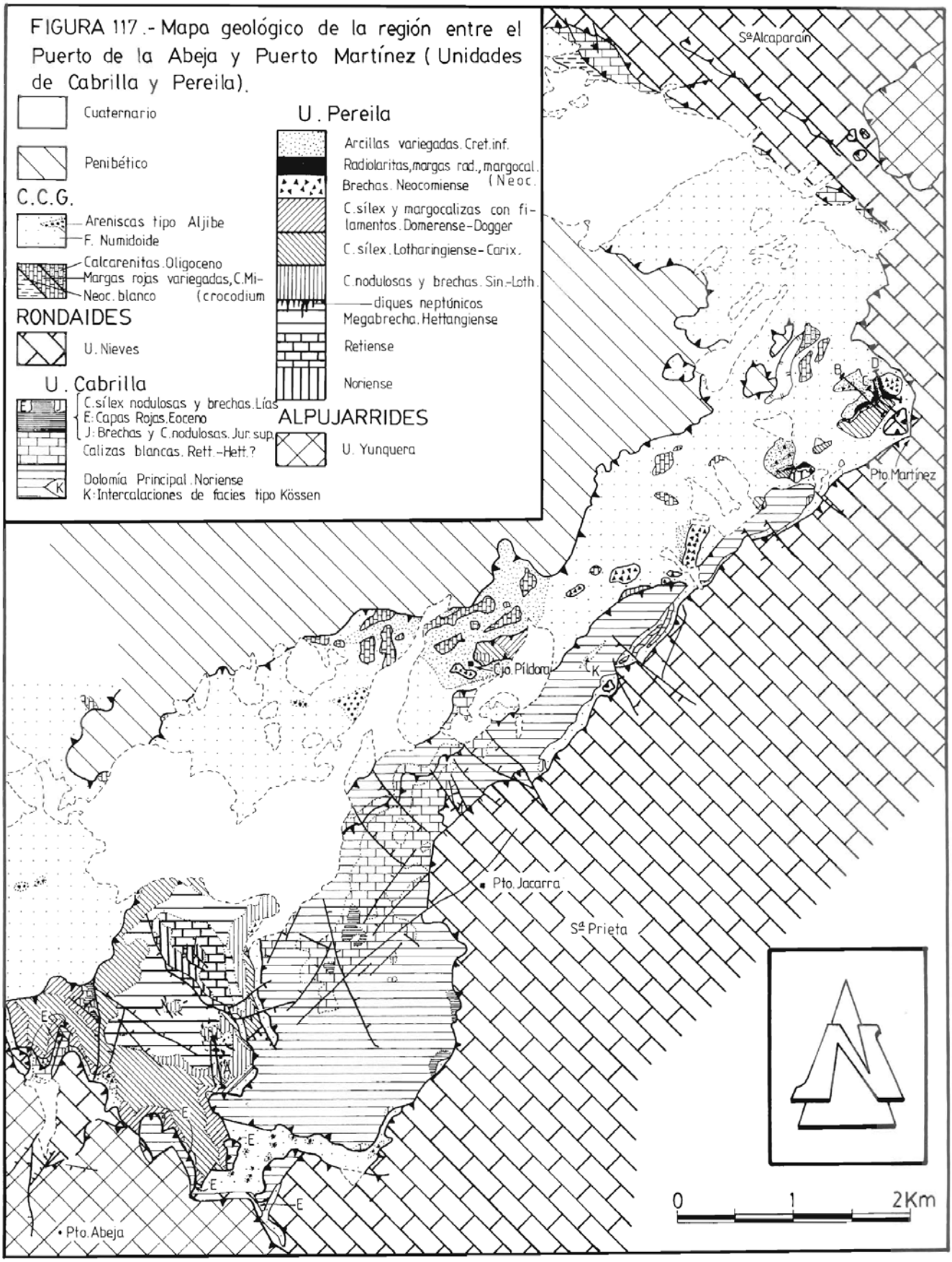


FIGURA 117.- Mapa geológico de la región entre el Puerto de la Abeja y Puerto Martínez (Unidades de Cabrilla y Pereila).
Cuaternario
Penibético
C.C.G.
Areniscas tipo Aljibe
F. Numidoide
Calcarenitas. Oligoceno
Margas rojas variegadas, C.Mi-
Neoc. blanco (crocodium
RONDAIDES
U. Nieves
U. Cabrilla
C.sílex nodulosas y brechas. Lías
E: Capas Rojas. Eoceno
J: Brechas y C.nodulosas. Jur. sup.
Calizas blancas. Rett.-Hett.?
Dolomía Principal. Noriense
K: Intercalaciones de facies tipo Kössen
U. Pereila
Arcillas variegadas. Cret.inf.
Radiolaritas, margas rad., margocal.
Brechas. Neocomiense (Neoc.
C.sílex y margocalizas con fi-
lamentos. Domerense-Dogger
C. sílex. Lotharingiense-Carix.
C.nodulosas y brechas. Sin.-Loth.
diques neptúnicos
Megabrecha. Hettangiense
Retiense
Noriense
ALPUJARRIDES
U. Yunquera
Sª Alcaparain
Pto. Martínez
Cjo. Píldora
Pto. Jacarra
Sª Prieta
Pto. Abeja
0
1
2Km

Pompeya y de la Sierra Cabrilla, además de la del Tajo de los Artilleros, que aparece bajo la anterior y que aflora en muy pequeña extensión al S y SE del Cortijo de Espíldora. Además, habría que incluir en este grupo a las pequeñas escamas de calizas liásicas blancas que afloran pinzadas bajo las dolomías del borde occidental de la Sierra de Alcaparaín. Todas ellas fueron incluídas por **Dürr (1967)** en su unidad de Enamorados, atribución que respeté en mi Tesis de Licenciatura **(Martín-Algarra, 1980a)**. Por su parte, **Felder (1978)** los asignó a la "subunidad de Almola" de su "unidad de Cabrilla". Localmente, la separación tectónica entre estos elementos tectónicos y la unidad de las Nieves puede ser muy difícil dado que, en buena parte están constituídos por dolomías triásicas idénticas o, al menos, muy parecidas a las de dicha unidad. No obstante, puede demostrarse en diversos puntos que las dolomías de la unidad de las Nieves se superponen claramente sobre los terrenos postriásicos de las unidades tipo Cabrilla, lo que confirma su independencia tectónica delos terrenos pertenecientes a aquélla. La posición estructural y los datos litoestratigráficos sugieren, como ya propuso **Dürr (1967)**, que estas unidades representan la prolongación paleogeográfica septentrional de la unidad de las Nieves. (*1)

La secuencia estratigráfica de las unidades tipo Cabrilla se puede dividir en tres grandes conjuntos de materiales de espesor cada vez menor hacia arriba: uno inferior dolomítico, otro calizo intermedio y otro superior formado por una secuencia reducida y condensada de calizas con sílex, brechas y margas (Fig. 118).

4.3.2.1.- Dolomía Principal.

La formación dolomítica que constituye la mayor parte de la Sierra Cabrilla puede ser denominada Dolomía Principal, ya que posee características litológicas, facies y edad equivalentes a las de rocas, cuyas características ya fueron suficientemente tratadas en un apartado anterior (cf.4.2.2.). Tan solo señalaré que, aparte de las dolomías cristalinas, predominan volumétricamente las facies de sedimentos laminados por algas, que son bien visibles, aunque muy tectonizadas, en la trinchera de la carretera de Ronda a San pedro de Alcantara (Sierra del Oreganal). También aparecen facies de biostromas de dasycladáceas, bien desarrolladas en la ladera SE de Sierra Cabrilla (UF311705), de donde ha sido posible determinar las siguientes algas y foraminíferos:

Gryphoporella curvata GUMBEL
Gyroporella plumosa ZANIN-BURI
Physoporella leptotheca KOCHANSKY-DEVIDÉ
Thaumatoporella parvovesiculifera RAINIERI

(*1) Nota del Autor (2022): Véase nota a pie de página en la p. 459.

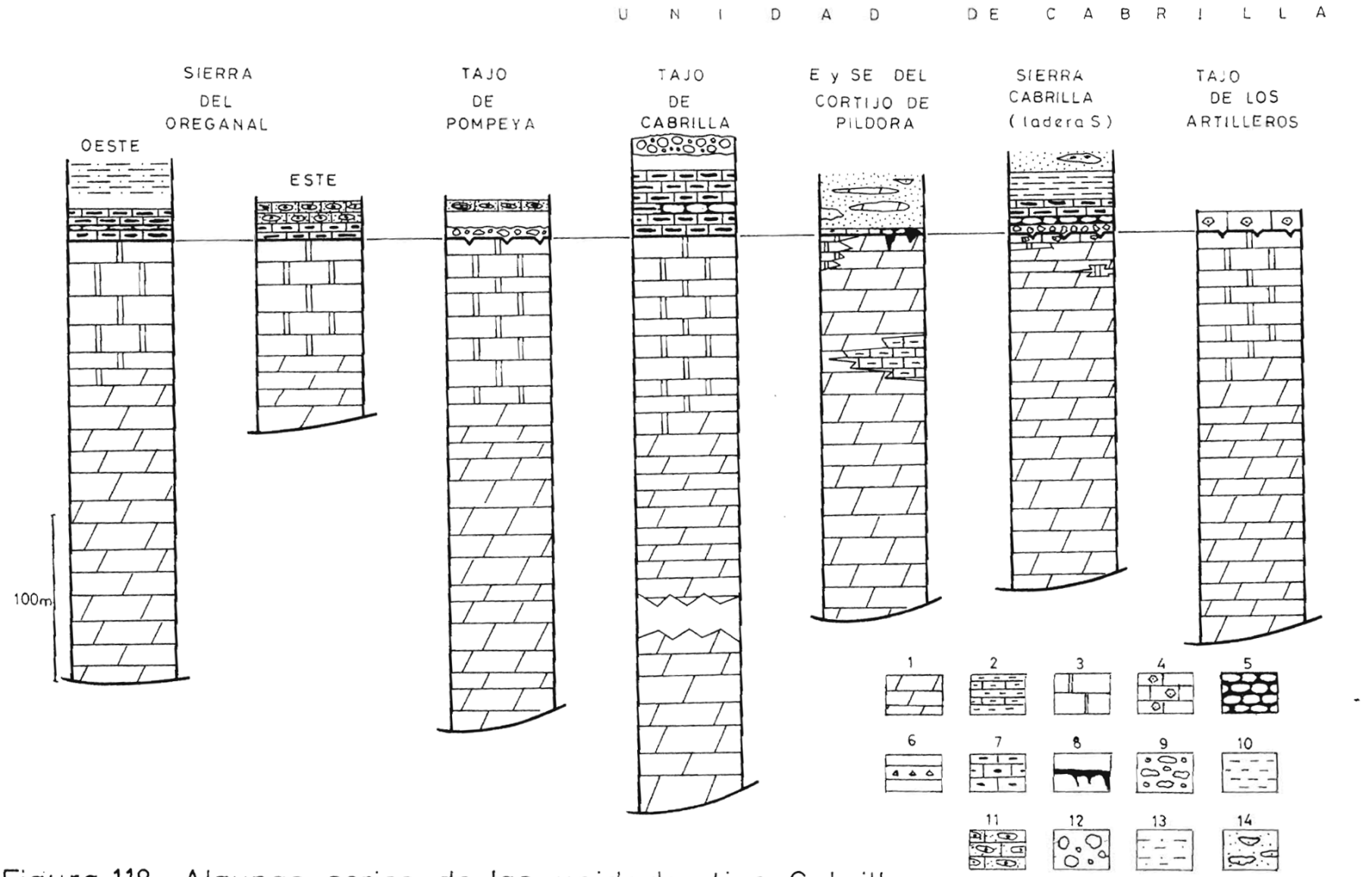


Figura 118. Algunas series de las unidades tipo Cabrilla

Involutina sinuosa (WEYNSCHENK)
Involutina cf. communis (KRISTAN)

y restos de lamelibranquios indeterminables, así como fragmentos de un alga que probablemente corresponde a **Spinaporella andalusica FLUGEL** y **FLUGEL-KAHLER**, asociación que permite asignar esta formación al Noriense.

4.3.2.2.- Formación de calizas blancas.

Un rasgo litoestratigráfico característico de las unidades tipo Cabrilla es la ausencia de la formación de alternancias calizo-margosas de tipo Kössen, lo cual, como antes señalé (cf. 4.2.3.) también puede constatarse en varios puntos del frente de la unidad de las Nieves. La ausencia de esta formación se debe a la acción combinada de la dolomitización y de un cambio de facies que determinó la desaparición de los niveles margosos hacia el NO, por levantamiento del fondo de la cuenca. No obstante, en un punto al E del Cortijo de Espíldora (UF326732), dentro de la unidad de Cabrilla, es posible reconocer algunos restos no completamente dolomitizados de unas litofacies de tipo Kössen.

Reposando directamente sobre la Dolomía Principal se encuentra, por tanto, una formación de calizas blancas, con facies de plataforma carbonatada somera, análogas a las que aparecen en el límite Trías-Lías inferior de las cordilleras alpinas en general (**Jenkyns, 1970a; Bernoulli y Jenkyns, 1974**), y de muchos puntos de la Cordillera Bética, en particular (**García-Hernández et al., 1976**). En estas calizas predominan las facies calcareníticas y calcilutíticas con foraminíferos bentónicos y algas sin valor estratigráfico. En un punto, al NE de la Sierra Cabrilla (UF309715) he reconocido biostromas de dasycladáceas dentro de las calizas, en una facies de apariencia triásica, pero debido a la micritización que las afecta no ha sido posible determinarlas. En el Tajo de Pompeya (UF143625) he observado facies calcirrudíticas con corales, que recuerdan a la "Caliza Arrecifal Retoliásica" descrita por **Fabricius (1966)** en los Alpes Calcáreos Septentrionales. Una muestra de estas rocas ha suministrado los siguientes microfósiles:

Gryphoporella curvata GUMBEL
Triasina hantkeni MAJZON
Involutinidae sp. indet. y
Glomospirella sp.,

y otra, de los mismos niveles:

Aciculella sp.
Solenopora sp.
Rivularia sp.

Thaumatoporella parvovesiculifera RAINIERI
Involutina sinuosa WEYNSCHENCK

De acuerdo con estos fósiles, las calizas blancas de las unidades tipo Cabrilla pertenecen, en parte, al Trías terminal, pero probablemente también alcanzan la base del Lías. Formaciones análogas que se reconocen en el Rif, en posición estratigráfica equivalente, han sido asignadas por **Nold et al. (1981)** y **Wildi et al. (1977)** al Hettangiense.

El espesor de estas calizas es variable, probablemente a causa de la dolomitización. En los Tajos de Pompeya y de Cabrilla, así como en el sector occidental de la Sierra del Oreganal supera el centenar de metros. En otros puntos se constata una notable reducción de potencia, como sucede, por ejemplo, al SE de la Sierra Cabrilla, (UF310605) donde los terrenos jurásicos pelágicos pueden reposar casi directamente sobre las dolomías.

4.3.2.3.- Secuencia condensada.

La secuencia condensada que forma el tercer conjunto estratigráfico de las unidades tipo Cabrilla se puede subdividir, a su vez, en tres conjuntos menores, respectivamente de edad liásica, mesozoica postliásica y terciaria.

4.3.2.3.1.- Materiales liásicos.

Son los que constituyen la parte principal de la serie estratigráfica. En la escama del Tajo de los Artilleros (Unidad de Cabrilla) están constituídos por calizas rojas con abundantes crinoides, que reposan sobre las calizas blancas mediante una superficie de discontinuidad. En la escama de la Sierra Cabrilla, por el contrario, sobre las calizas blancas aparecen unas calizas tableadas con nódulos de sílex, sin que se constate un contacto brusco, sino más bien un tránsito gradual entre ambas litologías. La estratificación se hace rápidamente más patente hacia arriba, al tiempo que el color pasa de blanco a gris o verdoso y las microfacies pasan a ser micríticas y peletoidales con abundantes espículas de esponjas y algunos filamentos. Estas calizas con sílex pueden adoptar esporádicamente una estructura nodulosa y adquirir tonalidades rojas, pero no han suministrado ammonites que permitan su datación. Rocas equivalentes se reconocen en la Sierra del Oreganal (UF100618; UF114623; UF120624), donde presentan facies macro y microscópicamente similares a las de las calizas con sílex de la unidad de las Nieves.

En la ladera SE de la Sierra Cabrilla, a lo largo del contacto de cabalgamiento de las dolomías de Sierra Prieta (unidad de

las Nieves) existen una serie de pequeños afloramientos de calizas jurásicas (UF312700; UF313704; UF314706) a cuya base se encuentran unos niveles lateralmente discontinuos de calizas blancas que, hacia arriba, pasan a calizas rojizas o pardas, con crinoides, de textura biomicrítica, sobre las cuales parece existir una superficie de discontinuidad estratigráfica mal visible. Encima vienen varios metros de calizas nodulosas rojas, con algo de sílex y con intercalaciones de brechas, sobre todo hacia la base; estas rocas recuerdan, por su facies, al Sinemuriense de otras unidades rondaides, que luego describiré con detalle (cf. 4.3.3.2.3. y 4.3.4.2.4.). Sobre las calizas nodulosas y brechas reposan unas calizas tableadas grises, con silex, más margosas hacia arriba, de microfacies análogas a las de las calizas con silex antes descritas.

Todos los materiales a lo que hasta ahora me he referido, por su microfacies y por su posición estratigráfica pueden ser razonablemente asignados al Lías.

4.3.2.3.2.- Materiales mesozoicos postliásicos.

Solo he localizado terrenos mesozoicos postliásicos en pocos puntos de las unidades tipo Cabrilla. En uno de ellos, situado en la ladera septentrional de Sierra Prieta, al SE del Cortijo de Espíldora (UF321724), en una zona muy fallada y mal expuesta, aparecen diversos afloramientos de calizas pardas pelágicas que contienen restos de ammonites indeterminables. Hacia arriba pasan a calizas rojas, calizas con sílex rojo y brechas de matriz margosa blanca, verdosa o rojiza. Aunque las condiciones de exposición no son demasiado buenas, estos materiales están, sin duda, ligados estratigráficamente a la serie de la unidad de Cabrilla en su prolongación septentrional. Parece que una parte, al menos, de las litofacies descritas, las calizas rojas y las brechas en particular, forman parte de rellenos irregulares (diques neptúnicos) dentro de las calizas pardas y, tal vez, de las dolomías. Las calizas pardas son biomicritas y contienen abundantes crinoides y foraminíferos bentónicos entre los cuales se reconocen:

Involutina liasica JONES

por lo que se pueden asignar al Lías. Una muestra de las brechas aparece constituída por cantos de calizas con abundantes filamentos empastados por micrita roja; las microfacies de filamentos suelen ser características del Dogger (**Azéma et al. 1979**). Otra muestra de calizas nodulosas rojas, presenta una microfacies con abundante Saccocoma, lo que suele ser característico del Jurásico superior, sobre todo del Kimmeridgense. Finalmente, varias muestras de calizas grises y rojas con nódulos de silex rojo, han suministrado, además de radiolarios, aptychus, **Globochaete alpina LOMBARD** y **Cadosinas**, abundantes tintínidos, entre los cuales hay que señalar:

Calpionella alpina LORENZ
Tintinnopsella carpathica (MURGEANU y FILIPESCU) y
Remaniella cadischiana (COLOM)

asociación que permite asignar estos niveles al Berriasense.

En otro afloramiento, situado en el extremo occidental de la Sierra del Oreganal (UF100618), una muestra recogida en la parte alta de las calizas con sílex presenta una microfacies biomicrítica con abundantes filamentos y protoglobigerinas, que se puede asignar al Dogger superior o a la base del Malm **(Azéma et al., 1979).**

Dürr (1967) reconoció, e incluso cartografió en el Tajo de Pompeya, unos niveles del Jurásico superior en los cuales encontró tintínidos, que yo no he podido localizar. En esta zona (UF142625) solo he encontrado unos afloramientos de brechas, alimentadas principalmente por calizas blancas y también por algunos cantos de calizas micríticas rojas, que presentan una matriz escasa y un cemento rojizo de textura microsparítica o finamente calcarenítica, laminado y de aspecto kárstico, que reposa en discordancia cartográfica sobre las calizas blancas del Lías, al parecer rellenando cavidades dentro de ellas. La edad de este conglomerado es desconocida.

Los materiales del Cretácico practicamente no existen en las unidades de tipo Cabrilla. Tan sólo en el sector occidental de la Sierra del Oreganal (UF100618) y al O de la Cañada de Pereila (UF277701) he reconocido unas margocalizas esquistosas blancas muy tectonizadas y mal expuestas, que presentan microfacies micríticas con escasos radiolarios y abundantes nannoconus, asignables por tanto al Neocomiense.

4.3.2.3.3.- Materiales terciarios.

El Terciario de las unidades tipo Cabrilla aparece bajo cinco litofacies: margas rojas con niveles margocalizos, de tipo Capas Rojas margosas; microbrechas calcáreas con foraminíferos bentónicos; conglomerados de cantos calcáreos; margas rosadas y amarillentas de tipo Horca; y por último margas pardas con areniscas de tipo numidoide.

Los niveles de tipo **Capas Rojas** aparecen bien representados al SE de la Sierra Cabrilla (UF312700), en serie sobre las calizas con sílex liásicas, y alcanzan un espesor del orden de la docena de metros. Otros afloramientos se reconocen cerca de la carretera de Yunquera a El Burgo (UF276703), al E del arroyo del Piojo (UF282700; UF281699) y al S y E de Los Labrados, respectivamente en el arroyo del Palmarejo (UF299691) y en un afluente del arroyo del Horno (UF308602). Por tanto, sólo aparecen representados en la unidad de Cabrilla. Se

trata de margas y margocalizas de colores asalmonados que contienen abundantes foraminíferos bentónicos del Eoceno, probablemente inferior y medio, que sólo han podido reconocerse en lámina delgada, ya que los niveles margosos no han suministrado microfauna determinable.

Las **microbrechas calcáreas** se reconocen en diversos puntos de la Sierra del Oreganal (UF124625; UF128627) y al N del Tajo de Pompeya en los arroyos situados al SO del Cortijo del Colmenarejo (UF138632). Se trata de calcarenitas y microbrechas, principalmente formadas por fragmentos de nummulítidos, alveolínidos, rotálidos y algas rojas del Eoceno, además de fragmentos de calizas jurásicas, por lo general poco abundantes. Aparecen claramente cabalgadas por las dolomías del frente de la unidad de las Nieves.

Un **conglomerado** con grandes bloques de calizas jurásicas se puede observar al pie noroccidental del Tajo de Cabrilla. **Bourgois (1978)** cartografió y describió varios cortes de estos materiales, a los que atroibuyó una edad "neonummulítica", es decir Eoceno superior u Oligoceno. Este conglomerado se confunde fácilmente con las calizas blancas, lo que hace difícil su separación de ellas. No lo he observado directamente y puedo asegurar que su extensión cartográfica es mucho menor que la señalada por **Bourgois (1978)**. La edad y significado de este conglomerado aún están por resolver.

En un punto al SO del km 10 de la carretera de Ronda a San Pedro de Alcántara (UF108617), entre dos isleos maláguides, aparece pinzado entre fallas un afloramiento mal expuesto de margas rosadas y amarillentas asociado a unas calizas blancas dolomitizadas que aparecen cabalgadas por las dolomías del frente de la unidad de las Nieves. Estos materiales se encuentran muy tectonizados y, en un principio, parecen Capas Rojas penibéticas y como tales fueron cartografiadas por **Dürr (1967)**. Una observación atenta permite reconocer que no son Capas Rojas, sino que más bien se trata de materiales asimilables a las Capas del Taramar o, tal vez, a la Formación Horca, característica de otras unidades Rondaides y, por tanto, de probable edad Eoceno superior-Oligoceno. La fauna que suministra este afloramiento es escasa y está muy tectonizada, lo que hace imposible su datación.

Para completar el catalogo de las formaciones terciarias hay que señalar la presencia de margas y arcillas pardas equivalentes en todo a la Formación Numidoide descrita en el capítulo anterior. Estos materiales solo afloran al N de Sierra Prieta, a lo largo de una banda de más de 2 km de longitud orientada del NE al SO, que se intercala tectónicamente entre las dolomías de Cabrilla y las de Nieves (Fig. 117). En la porción de dicha banda situada entre los meridianos de los Cortijos de Ventilla (UF332740) y de Buenavista (UF324736) dentro de las arcillas pardas se pueden reconocer y cartografiar diversas láminas y bloques de dolomías que, en mi opinión, pueden ser olistolitos deslizados e incorporados a la formación arcillosa,

aunque dada la intensa tectonización de la región tampoco se puede excluir tajantemente la posibilidad de que se trate de escamas tectónicas, interpretación ésta que, no obstante, me parece menos probable. Si, como la cartografía parece sugerir, existe una relación estratigráfica entre estos materiales numidoides y la unidad de Cabrilla, ésta constituiría durante la sedimentación, uno de los elementos del sustrato probablemente heterogéneo y tectónicamente móvil, sobre el cual dichos materiales se debieron depositar durante el Mioceno inferior (cf. Cap. 4., ap. 5.2.4.).(*1)

4.3.3.- Serie estratigráfica de las unidades tipo Baños de Alhama.

A pesar de su pequeña extensión y de que sus relaciones tectónicas con otras unidades de la Cordillera están ocultas por materiales postorogénicos tortonienses, el afloramiento de los Baños de Alhama **(Bertrand y Kilian, 1889; Busnardo et al., 1966, 1969)** es una de las secuencias mejor expuestas y continuas, más estudiadas y mejor conocidas (Fig. 119) de las unidades rondaides. No es la más completa, pero la he escogido como prototipo de este tercer grupo de unidades rondaides porque en ella se pueden reconocer, con sus rasgos típicos, los materiales más característicos de este grupo, que son los liásicos. No obstante, términos más antiguos y más recientes de la serie estratigráfica se pueden reconocer en las escamas de Sierra Arana (Fig. 121) que han sido agrupadas en la unidad de Río Blanco-Cañamaya, y también en la escama occidental (unidad del Poyatillo) de la Sierra de Benadalid, que se prolonga hacia el S, al E del Poyato. El estudio del Lías inferior de estas unidades, así como de las unidades tipo Pereila, es difícil pero muy interesante, ya que sus series son las únicas de muestra Cordillera que permiten el establecimiento de una bioestratigrafía detallada mediante ammonites.

No he realizado un estudio detallado de la totalidad de la serie estratigráfica de estas unidades, sino solo de los tramos del Lías. En la unidad de Rio Blanco-Cañamaya dicho estudio es factible, pero está aún por realizar, si bien datos muy interesantes han sido recientemente aportados por **Balanyá (1982)**. Por ello describiré sintéticamente las formaciones representadas, sobre la base de las series estratigráficas recogidas en las figuras 120 y 122.

4.3.3.1.- Formaciones triásicas.

Se pueden diferenciar, en las unidades tipo Baños de Alhama, dos formaciones triásicas: una inferior, dolomítica, y una superior de alternancias calizo-margosas y dolomíticas. Ambas afloran extensamente al S de Sierra Arana y también en la ladera occidental de la Sierra de Benadalid.

La formación dolomitica presenta rasgos litológicos y de facies semejantes a los de la Dolomía Principal de la unidad de las

(*1)Nota del Autor (2022): En la actualidad pienso que esta banda de Numidoide fue incorporada tectónicamente al límite entre las unidades de Nieves y Cabrilla durante los movimientos transcurrentes postburdigalienses mencionados en la nota a pie de la p. 456.

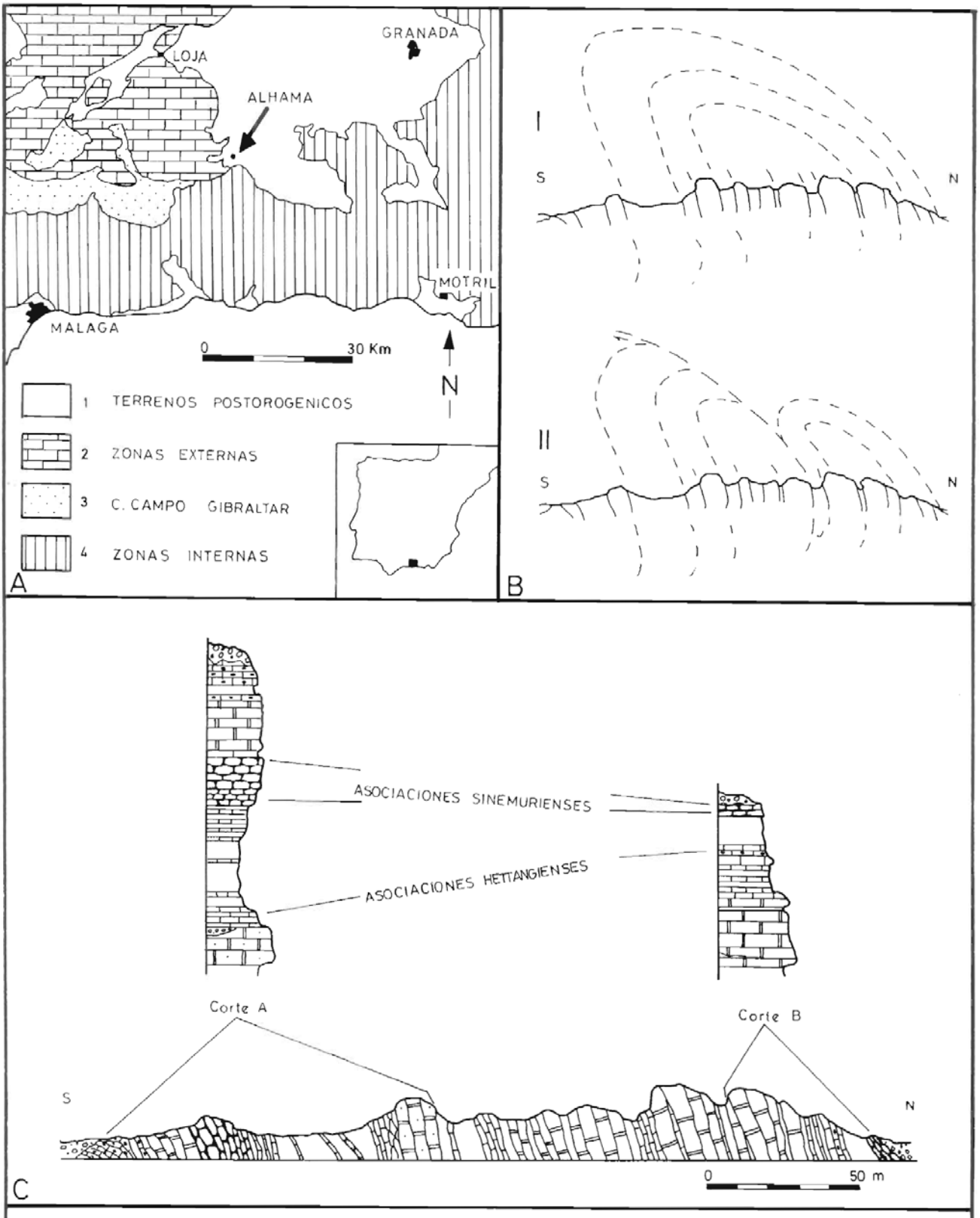


Figura. 119. Corte de los Baños de Alhama de Granada. A.- Situación B.- Dos posibles interpretaciones de la estructura. C.- Series levantadas, correlación

FIGURA 120.- Ammonites de las series de los Baños de Alhama

Nieves. Diversos hallazgos paleontológicos efectuados por **Blumenthal y Fallot (1935)** en Sierra Arana demuestran su pertenencia al Trías, probablemente superior. El espesor de estas dolomías es bastante menor que en la unidad e las Nieves, pero puede llegar a superar, localmente, los 200m.

La formación de alternancias calizo-margosas y dolomíticas es equivalente a la Formación tipo Kössen de la unidad de las Nieves y, al igual que en ésta, a veces es difícil de separar de la Dolomía Principal en cartografía, ya que puede aparecer casi completamente dolomitizada, como por ejemplo en el Cerro Alfaro (unidad de Río Blanco-Cañamaya), entre Darro y Los Villares. En la Sierra Arana existen buenos afloramientos de estas rocas al N del Collado Rojo. **Blumenthal y Fallot (1935)** y **Durand-Delga y Foucault (1967)** en Sierra Arana han recogido faunas de lamelibranquios del Retiense, lo que confirma la correlación más arriba propuesta con la Formación tipo Kössen de la unidad de las Nieves. El espesor de estos materiales raramente supera el centenar de metros.

Los terrenos supuestamente triásicos del corte de los Baños de Alhama merecen un tratamiento aparte. En dicho corte (Fig. 119) se observa una sucesión calizo-margosa, localmente algo dolomítica, monoclinal y subvertical o ligeramente buzante al N, en la cual los contactos entre los niveles duros y blandos aparecen casi siempre muy tectonizados. **Busnardo et al. (1966)**, al estudiar la porción meridional de dicho corte, reconocieron diversos pisos liásicos, demostraron que dicha porción se encontraba invertida y dataron el Hettagiense medio en los niveles existentes al pie meridional de la primera gran barra calcárea. Los niveles situados al N de dicha barra constituyen más de los dos tercios del corte de los Baños y, al parecer, se sitúan en continuidad estratigráfica bajo los terrenos liásicos. De acuerdo con esta posición, **Busnardo et al. (1969)** los atribuyeron al Trías medio-superior y presentaron diversos datos paleontológicos que indicarían una edad Ladiniense-Carniense (**cf. Ruget y Sigal, 1969**). Sin embargo, el hallazgo y datación de materiales del Lías en la posición septentrional del afloramiento **(Checa et al., 1979)** y la constatación de que se encuentran buzantes al N y en serie normal **(Braga et al., 1984a)**, obliga a reinterpretar su estructura interna y a poner en duda la proposición de **Busnardo et al. (1969)**, según la cual los niveles intermedios de la secuencia pertenecerían al Ladiniense-Carniense. Dado que la secuencia liásica meridional presenta el techo hacia el S y la septentrional hacia el N, la hipótesis más simple es interpretar el corte de los Baños como un anticlinal vergente aparentemente al S con su flanco septentrional algo laminado. No obstante, dado que los contactos entre los paquetes duros y blandos son tectónicos, se podrían pensar también en una estructura en escamas que, a su vez, se podría interpretar de diversas formas; una de ellas es la recogida en la figura 119, en la que se interpreta que las dos barras calizo-dolomíticas septentrionales constituyen un único nivel replegado que formaría

un anticlinal contra el cual chocaría la secuencia meridional. Sea cual sea la estructura interna del corte, resulta extraña la presencia de niveles tan bajos como el Ladiniense a tan poca distancia de los materiales liásicos, tanto más si se piensa que jamás se han datado terrenos anteriores al Noriense en las unidades rondaides. Como, por otra parte, los datos paleontológicos disponibles no son demasiado concluyentes sobre tal edad (cf. **Busnardo et al., 1969**: en el nivel rojo margoso situado hacia la mitad de la secuencia, que es el que ha suministrado los fósiles, coexisten braquiópodos, corales y foraminíferos atribuidos, respectivamente, al Noriense, al Hettagiense y al Ladiniense-Carniense), me parece más lógico rechazarla, de acuerdo con los datos disponibles. En el supuesto de que la secuencia de los Baños sea continua, y habida cuenta de las litofacies de su porción central (alternancia de niveles calizos a veces algo dolomitizados, calcareníticos a calcilutíticos, y niveles margosos) parece más razonable admitir para estos niveles una edad triásica superior, probablemente Retiense o a lo sumo Noriense. Hay que señalar, sin embargo, que no se trata de la facies típica de alternancias calizo margosas reconocibles en otros afloramientos rondaides.

4.3.3.2.- Formaciones jurásicas.

Los materiales jurásicos de las unidades tipo Baños de Alhama pertenecen exclusivamente al Lías y se pueden agrupar en cuatro formaciones principales, de más antigua a más moderna constituidas respectivamente por: calizas claras, calizas margosas y margas, calizas nodulosas rojas y amarillentas y, por último, calizas tableadas con sílex.

4.3.3.2.1.- Formación de calizas claras.

La **Formación de calizas claras** se suele distinguir bien en el paisaje, puesto que da un resalte característico, lo que facilita su separación en cartografía. En el corte de los Baños se corresponde con las dos barras calcáreas de la base estratigráfica de las dos secuencias diferenciadas. Su potencia es muy variable de unos sectores a otros, entre otras razones porque pueden encontrarse dolomitizadas; por lo general es de pocas decenas de metros, pero puede llegar a casi un centenar (al OSO de Síllar Alta: **Balanyá, 1982**). Dentro de esta formación se pueden reconocer varias litofacies que aparecen vertical y lateralmente relacionadas.

- **Calizas dolomitizadas**, a veces con estructura alveolar. Se suelen situar en la base de la secuencia, en contacto con las dolomías cuando la formación de alternancias ha sido dolomitizada, pero también aparecen niveles dolomitizados que no están en contacto directo con las dolomías (p.e. la barra septentrional del corte de los Baños). Por lo general presentan microfacies micríticas o pelmicríticas.

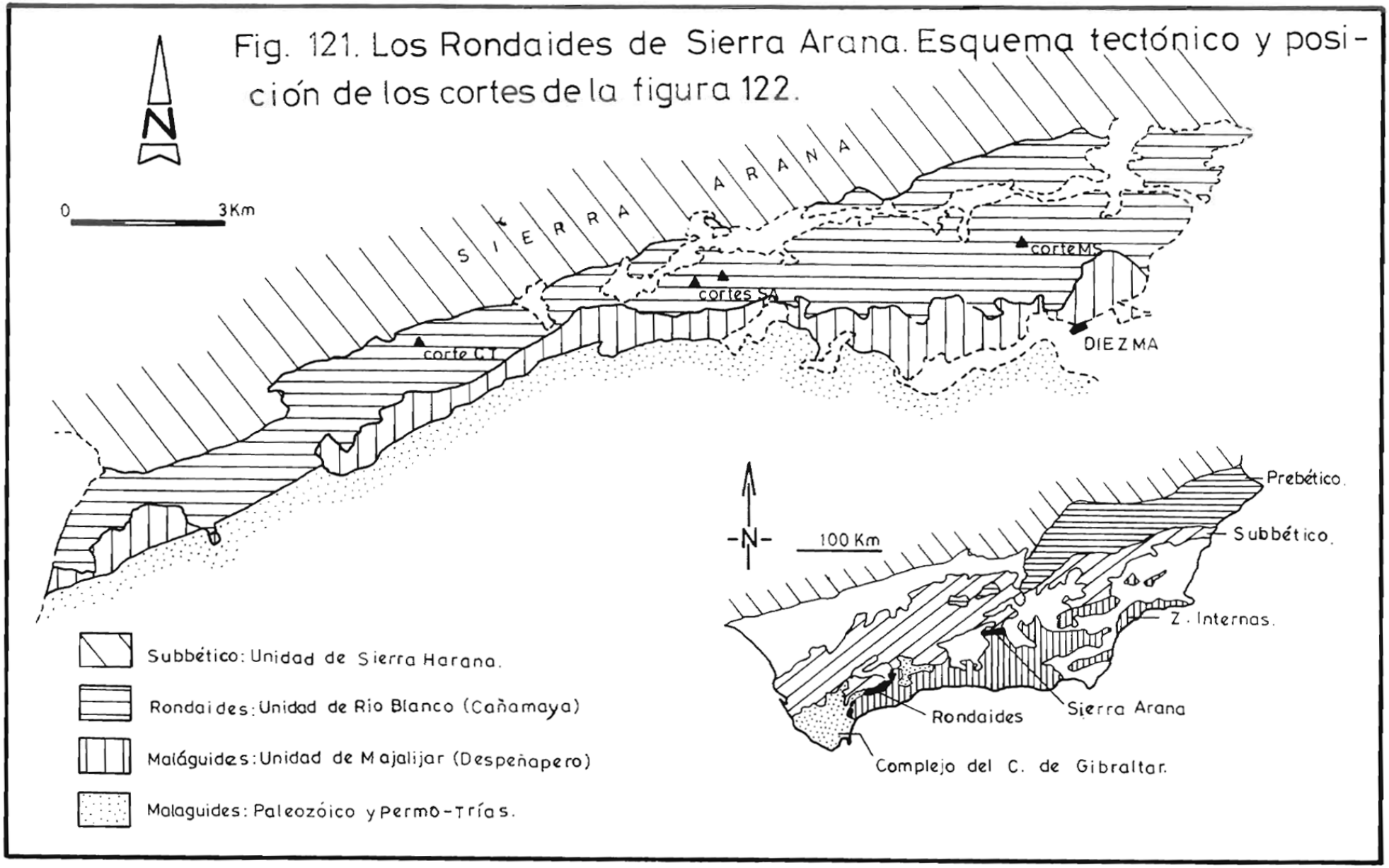


Fig. 121. Los Rondaides de Sierra Arana. Esquema tectónico y posición de los cortes de la figura 122.
N
0
3Km
SIERRA ARANA
corte MS
cortes SA
corte CT
DIEZMA
Subbético: Unidad de Sierra Harana.
Rondaides: Unidad de Rio Blanco (Cañamaya)
Maláguides: Unidad de Majalijar (Despeñapero)
Malaguides: Paleozóico y Permo-Trías.
-N-
100 Km
Prebético.
Subbético.
Z. Internas.
Rondaides
Sierra Arana
Complejo del C. de Gibraltar.

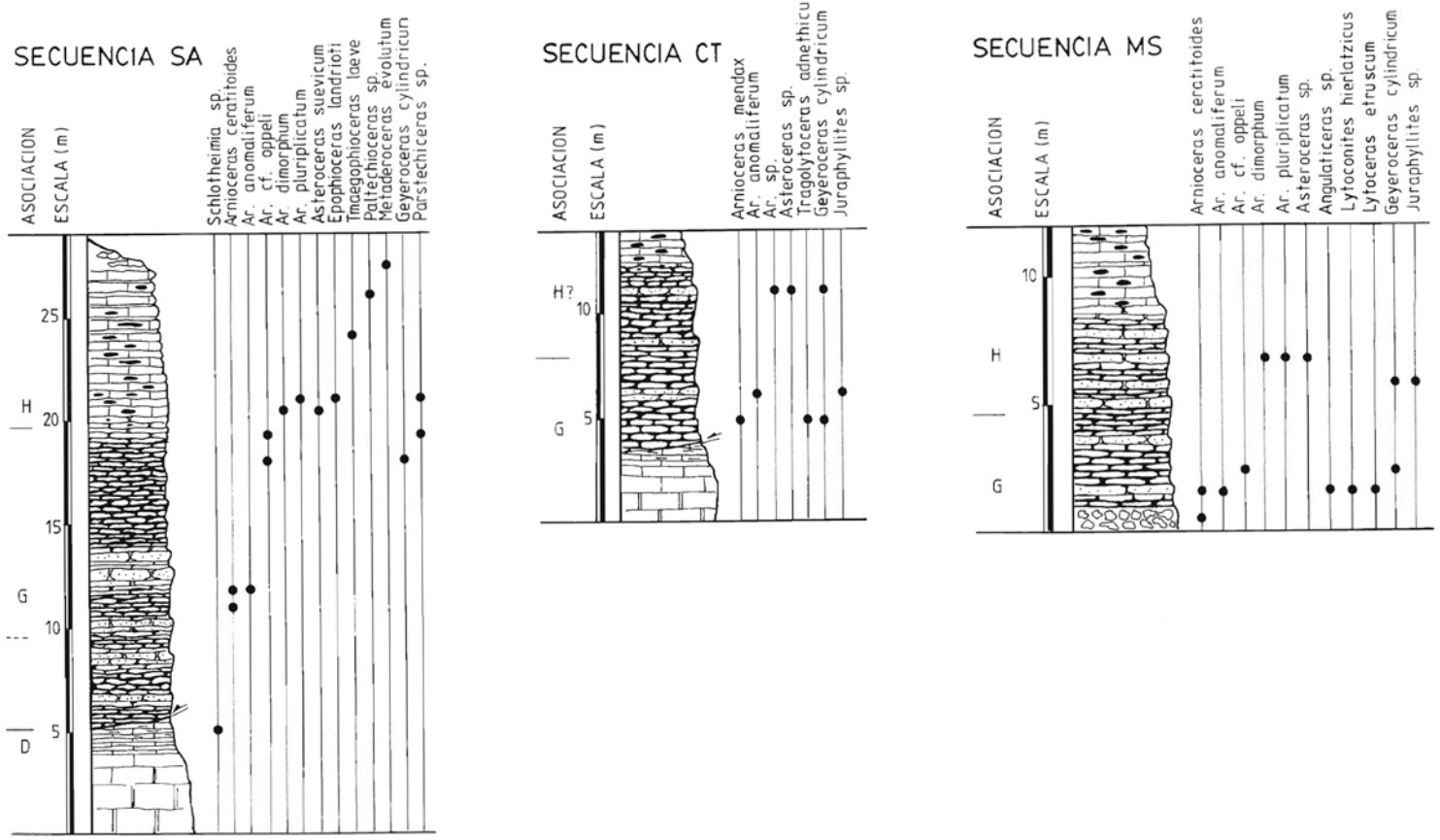


FIGURA 122.- Ammonites del Lías inferior rondaide al S de Sierra Arana.

- **Calizas blancas**, masivas, con microfacies principalmente calcareníticas con restos de lamelibranquios, gasterópodos y ostrácodos, foraminíferos bentónicos (**Textulariidae, Lituolidae, etc.**) y **coprolitos (Favreina)**, que presentan un contenido variable en micrita, y en las que son frecuentes los oncolitos. Dentro de ellas pueden aparecen esporádicamente (Baños de Alhama) colonias de corales.

- **Calizas blancas a crema bien estratificadas** en bancos decimétricos, aparecen en la alineación del Collado Rojo y También en la del Cerro de la Tejera, en Sierra Arana, así como al NO del Peñón de Benadalid (TF958537). Son características de la parte alta de la formación. Son de microfacies micríticas y peletoidales y hacia la parte superior pueden presentar algún pequeño nódulo de sílex. En Sierra Arana (**Braga et al., 1985**) en la parte alta de estas calizas se localizan los primeros niveles con fauna de ammonites, de edad Hettangiense medio al igual que en el corte de los Baños, donde marcan la transición a la formación de calizas margosas y margas.

Las facies y microfacies que presentan las rocas incluídas en esta formación son características de un ambiente de plataforma carbonatada somera, submareal y tranquila, salvo allí donde se localizan las facies calcareníticas y de corales, que correspondían a zonas de aguas más agitadas. Gradualmente, hacia su parte superior se van dejando sentir las influencias pelágicas, como lo demuestra la existencia de escasos ammonites hettangienses. Por su posición estratigráfica, la formación de calizas claras se puede asignar a la extrema base del Lías o al límite Trías-Lías.

4.3.3.2.2.- Formación de calizas margosas y margas.

Muy bien representada en las dos series del corte de los Baños, esta formación parece constituir la continuación gradual de las litofacies de calizas estratificadas del techo de la formación infrayacente. En Sierra Arana apenas si existe, ya que los niveles asimilables a ella, que son muy calcáreos, pueden también considerarse pertenecientes a la litofacies de calizas estratificadas de la parte superior de la formación antes descrita. En la Sierra de Benadalid tampoco se encuentra bien representada.

Se trata de una secuencia de calizas compactas algo margosas, margocalizas y margas, de colores claros, blanquecinos, o más bien amarillentos. En la serie meridional de los Baños alcanzan su máximo espesor, cercano a 40 m, mientras que en la septentrional la potencia es aproximadamente de unos 20 m. En estas series se pueden reconocer tres partes: una inferior mas calcárea que en el corte meridional se puede observar y muestrear a ambos lados del río de

Alhama y hacia cuya base aparecen intercalaciones discontinuas, pero a veces potentes, de conglomerados calcáreos; una intermedia margosa, que en la serie meridional de los Baños contiene un nivel noduloso rojo intercalado; y una superior formada por una alternancia de margas y calizas margosas que muestran ya una incipiente estructura nodulosa.

Las calizas presentan una microfacies bastante característica, micrítica, con abundantes radiolarios, espículas de esponjas, ostrácodos, placas de equinodermos y algún embrión de ammonites. A veces contienen algunos nodulos de sílex. Con frecuencia presentan una laminación paralela bien visible que, al microscopio, se observa como una alternancia de niveles micríticos y niveles con radiolarios, a veces de diferentes tamaños cuya formación parece, al menos en parte, debida a la acción de corrientes de régimen de flujo bajo.

Los niveles conglomeráticos de las dos secuencias estratigráficas liásicas del corte de los Baños no se observan en la trinchera de la carretera y, de hecho, no los detectamos en nuestro primer trabajo sobre este corte (**Braga et al. 1984a**), pero sí en el segundo en el que tratamos sobre él (**Braga et al. 1984b**). En el corte meridional el conglomerado, que alcanza varios metros de espesor, aflora en el mismo lecho del río de Alhama, unos metros por debajo de la carretera, al pie de la primera gran barra calcárea. En el corte septentrional, por el contrario, aparece unos metros por encima de la carretera, estratigráficamente por debajo de unos niveles de calizas con nódulos de sílex y sobre una barra de calizas en estratos decimétricos separados por intercalaciones margosas centimétricas. En ambos casos los conglomerados están formados por cantos y bloques de la propia secuencia en la que aparecen intercalados y de los materiales estratigráficamente infrayacentes; forman una trama compacta (clast-supported), contienen una matriz margosa y no presentan un ordenamiento interno patente, se trata pues de una facies A_1, esto es de conglomerados desorganizados, de acuerdo con **Walker** y **Mutti (1973)**. La desaparición lateral de estos conglomerados parece ser de origen estratigráfico; no obstante, yo no excluiría la posibilidad de que fuera debida a causas tectónicas, dado el gran número de fallas que se reconoce en el corte de los Baños.

La formación de calizas margosas y margas ha suministrado ammonites del Hettangiense medio al Sinemuriense medio, tanto en los Baños como en Sierra Arana (**Braga et al. 1984a,b, 1985**). Su interés bioestratigráfico es muy grande, ya que es la única formación que permite un estudio detallado de la parte baja del Lías inferior en la Cordillera Bética.

Las condiciones en las que tuvo lugar el depósito de esta formación fueron claramente pelágicas, como lo demuestra tanto la microfacies de radiolarios como la presencia de ammonites. Puesto que el límite con la formación infrayacente no parece brusco sino

gradual y puesto que ésta se depositó en un ambiente de plataforma carbonatada somera, cabe pensar que, a lo largo del Hettangiense, se produjo una profundización gradual y progresiva del ambiente sedimentario, suficientemente importante como para permitir la desaparición de los organismos neríticos y su reemplazamiento por los pelágicos. Un ambiente de plataforma abierta a las influencias pelágicas (**Wilson** y **Jordan, 1983**) parece el más probable para estos niveles. La aparición de los conglomerados sugiere que la profundización de las facies estuvo de alguna manera relacionada con una tectónica sinsedimentaria que provocó el levantamiento, tal vez por fracturación, de ciertos sectores de la cuenca y el hundimiento de otros, lo que favoreció la actuación de procesos de flujo gravitacional de sedimentos. De acuerdo con los datos disponibles, esta actividad parece que se dejó sentir sobre todo entre el Hettanngiense medio-superior y el Sinemuriense basal.

4.3.3.2.3.- Formación de calizas nodulosas.

Esta formación es una de las más características de las unidades tipo Baños de Alhama. Su presencia ha sido considerada como un rasgo diagnóstico de la "Dorsal Externa" (**Durand-Delga, 1972**). Se encuentra bien representada en los tres elementos tectónicos que constituyen el objeto de este apartado. Su espesor suele ser del orden de una veintena de metros, pero a veces puede ser algo mayor (40 m. entre Síllar Alta y Síllar Baja, según **Balanyá, 1982**).

Está constituida por calizas nodulosas, por lo general rojas y, en ocasiones, amarillas, como por ejemplo se observa en la primera trinchera de la carretera de los Baños (serie meridional). Suelen formar un paquete bastante compacto, en el que se observa una sucesión de estratos calizos de espesor decimétrico, separados por intercalaciones margosas centimétricas. A veces contienen nódulos de sílex y con frecuencia presentan un aspecto brechoideo. En diversos puntos de Sierra Arana (Mesto:VG701320; Cerro de la Tejera: VG575308) las calizas nodulosas pasan a ser verdaderas brechas, con aspecto más o menos noduloso formadas por cantos calcáreos y de sílex provenientes de las formaciones infrayacentes, empastados en una matriz de calizas nodulosas rojas.

Las microfacies de las calizas nodulosas son micríticas o pelmicríticas, con radiolarios espículas, filamentos, escasos foraminíferos bentónicos y embriones de ammonites. Presentan estructuras de bioturbación. Los nódulos suelen estar delimitados por superficies estilolíticas.

Las calizas nodulosas contienen ammonites entre los cuales predomina el género **Arnioceras** (**Braga et al., 1984a,b; 1985**). De acuerdo con los datos disponibles, las calizas nodulosas hacen su

aparición hacia el Sinemuriense medio-superior y continúan hasta el Lotharingiense superior (asociaciones faunísticas (F, G, H e I de **Braga et al., 1984b**).

Esta formación puede considerarse un tipo particular de Ammonítico Rosso calcáreo (**Aubouin,1964**), que aparece intercalado en una secuencia claramente transgresiva. De acuerdo con criterios paleogeográficos regionales parece razonable admitir que se depositaron en una zona de pendiente con escasa velocidad de sedimentación, lo que está avalado también por la presencia de brechas.

4.3.3.2.4.- Formación de calizas con sílex.

Sobre las calizas nodulosas, en concordancia y mediante un contacto gradual, pero rápido, reposa una formación de calizas tableadas con nódulos de sílex, de rasgos generales bastante equivalentes a los de la que se reconoce en la unidad de las Nieves, aunque abundan los niveles margosos y margocalizos. Se trata, por tanto, de calizas micríticas más o menos peletoidales de colores grises, con abundantes radiolarios y, sobre todo, espículas de esponjas, hasta el punto de que a menudo se pueden denominar espiculitas. Su potencia raramente alcanza la cincuentena de metros. Los niveles margocalizos han suministrado algunos ammonites que han permitido identificar el Lías medio y la base del Lías superior (**Busnardo et al., 1966; Balanyá, 1982; Rivas, com. pers., 1980**).

En la serie meridional de los Baños, sobre las calizas nodulosas se encuentran unas calizas grises y crema, compactas, con estructura masiva y microfacies micrítica, con restos de crinoides, espículas, radiolarios, ostrácodos, foraminíferos bentónicos, embriones de ammonites, braquiópodos y lamelibranquios, así como señales de bioturbación. Sobre ellas se observa un nivel margoso amarillento, sobre el cual viene la secuencia de calizas tableadas con nódulos de sílex. Puesto que el nivel margoso ha suministrado a **Busnardo et al. (1966)** faunas de ammonites del Domerense, parece razonable atribuir el paquete calcáreo infrayacente al Carixiense. En los otros afloramientos, el Carixiense debe estar incluido en las facies de calizas con sílex.

4.3.3.3.- Materiales cretácicos y paleógenos anteriores a la F. Horca.

En las unidades tipo Baños de Alhama los materiales posteriores al Lías son practicamente inexistentes, salvo una formación margoareniscosa terciaria que denominaré Formación Horca. Por debajo de esta formación solo se reconocen otros materiales en contados puntos de Sierra Arana, que han sido identificados por **Balanyá (1982)**. Son los siguientes:

- Margocalizas y margas rosadas con tintínidos, del Berriasense-Valanginiense inferior (región del Cerro Piconos: VG621313).

- Margocalizas calizas y margas blancas, a veces con nódulos de sílex. Estas rocas presentan microfacies micríticas con radiolarios y Nannoconus. Afloran en barrancos en la ladera meridional del Cerro Alfaro (VG721336), entre Darro y Los Villares y se pueden asignar al Neocomiense.

- Margocalizas rosadas con Globotruncanas, del Senonense, se reconocen en las cercanías del Cortijo de Moralejo (VG548293) en un afloramiento aislado tectónicamente, cuya pertenencia a la unidad de Río Blanco-Cañamaya es muy dudosa.

- Margocalizas y margas grises, con foraminíferos planctónicos del Paleoceno, han sido identificados por **Balanyá (1982)** al NO del Peñón de la Mata, y en el Collado Rojo (VG629318).

4.3.3.4.- La Formación Horca.

4.3.3.4.1.- Definición y límites.

A diferencia de los materiales que acabo de mencionar, los terrenos que considero pertenecientes a la Formación Horca afloran en extensiones notables. Hay que advertir, no obstante, que esta formación no es exclusiva de las unidades rondaides (tipo Baños de Alhama, en particular), ya que también aparece estratigráficamente asociada a otras unidades que deben ser consideradas como elementos tectónicos frontales de la cobertera maláguide, como son las escamas de la unidad del Majalijar-Despeñadero, en Sierra Arana, o la escama del Peñón de Benadalid. Un afloramiento relativamente extenso de esta formación aparece tectónicamente aislado del resto de la serie al O de Gaucín y es cortado por la nueva carretera que se dirige a Manilva; y otro en situación equivalente se encuentra al NE del Convento de las Nieves (UF257706); ambos reposan sobre el Penibético mediante una lámina discontinua de formaciones pertenecientes al Complejo del Campo de Gibraltar. También aparecen tectónicamente aislados, en la región de El Chorro, pero en este caso netamente pinzados en el contacto subvertical que separa las Zonas Internas de las Zonas Externas. Materiales equivalentes existen en la unidad de la Mora **(Durand-Delga y Fontboté,1960; Durand-Delga y Magné, 1961)** y al S de la Sierra del Oreganal, ya descritos en 4.3.2.3.3. Las Capas del Taramar, de la unidad de las Nieves, son probablemente equivalentes laterales de esta formación.

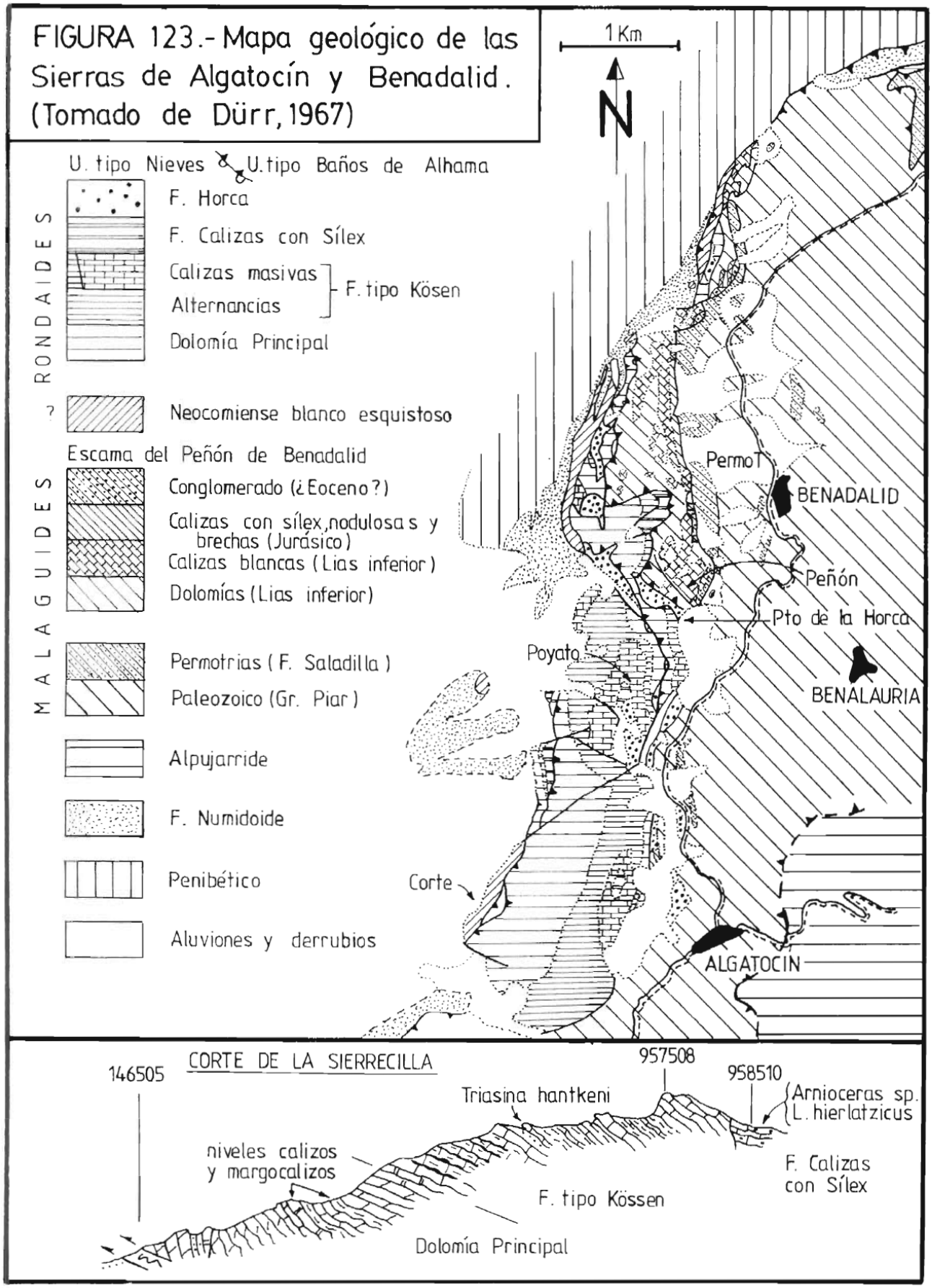


FIGURA 123.- Mapa geológico de las Sierras de Algatocín y Benadalid. (Tomado de Dürr, 1967)
1 Km
N
U. tipo Nieves
U. tipo Baños de Alhama
RONDAIDES
F. Horca
F. Calizas con Sílex
Calizas masivas
Alternancias
F. tipo Kösen
Dolomía Principal
?
Neocomiense blanco esquistoso
Escama del Peñón de Benadalid
MALAGUIDES
Conglomerado (¿Eoceno?)
Calizas con sílex, nodulosas y brechas (Jurásico)
Calizas blancas (Lias inferior)
Dolomías (Lias inferior)
Permotrias (F. Saladilla)
Paleozoico (Gr. Piar)
Alpujarride
F. Numidoide
Penibético
Aluviones y derrubios
PermoT
BENADALID
Peñón
Pto de la Horca
Poyato
BENALAURIA
Corte
ALGATOCIN
CORTE DE LA SIERRECILLA
146505
957508
958510
Triasina hantkeni
Arnioceras sp.
L. hierlatzicus
niveles calizos y margocalizos
F. Calizas con Sílex
F. tipo Kössen
Dolomía Principal

La Formación Horca fué designada informalmente por **Felder** (1978) como "formación de areniscas del Puerto de La Horca". Estas rocas fueron ya identificadas y cartografiadas por **Didon** (1969), y por **Didon et al.**(1973) en el mapa que acompaña a este último trabajo como "Nummulítico (3e) de la Dorsal". La Formación Horca toma su nombre del Puerto de La Horca, que separa el Peñón de Benadalid del Poyato (TF962529). En ella incluyo no solo las areniscas, sino también las margas rosadas que aparecen asociadas a su base estratigráfica. No es posible definir un corte tipo de esta formación dada la intensidad de la deformación que la afecta. No obstante, los mejores cortes que he reconocido se observan en la carretera de Manilva a Gaucín, a poco más de 1 km al E de esta última localidad.

El limite inferior de la Formación Horca es una discordancia cartográfica sobre los materiales infrayacentes, los más recientes de los cuales pertenecen al Paleoceno o, tal vez, al Eoceno inferior. Con esta formación termina la sedimentación en las unidades tipo Baños de Alhama.

4.3.3.4.2.- Litología.

La Formación Horca está constituida por una secuencia margoareniscosa en la que se pueden diferenciar dos litofacies principales: una litofacies de margas rosadas, anaranjadas y amarillentas con intercalaciones de areniscas calcáreas, que suelen constituir un miembro inferior dentro de la formación; y una litofacies de areniscas pardoanaranjadas y microconglomerados con abundantes cuarzo y fragmentos líticos de procedencia maláguide. Por lo general estas rocas afloran en muy malas condiciones de exposición, lo que impide el levantamiento de cortes detallados, así como el análisis secuencial.

Tanto las litofacies margosas como las areniscosas recuerdan, sobre el terreno a los materiales que, en este trabajo han sido incluídos en el miembro superior de la Formación Colorín y en la Formación de Algeciras de la unidad de Algeciras (cf. Cap. 4, ap. 3.1.2.1.) y también, sobre todo, a los del Grupo Ciudad Granada, que son los últimos depósitos Maláguides (cf. Cap.6 ap.3.4.4.).

Las litofacies margosas contienen intercalaciones de calcarenitas, microbréchas y conglomerados calcáreos con cierta proporción de elementos terrígenos, cuyo origen turbidítico es probable; a veces contienen restos de fauna marina bentónica, sobre todo foraminíferos, pero también corales, briozoos, lamelibranquios y algas coralináceas. Su presencia indica que el depósito de esta formación tuvo lugar en las proximidades de una zona somera en la que proliferaban los mencionados organismos.

Las litofacies areniscosas y conglomeráticas contienen abundantes cantos carbonatados, entre los cuales abundan los de materia-

les mesozoicos, sobre todo jurásicos (dolomías, calizas blancas oolíticas, intraclásticas o micríticas, sílex, etc.), pero también los hay cretácicos (micritas con tintínidos, con foraminíferos planctónicos, etc.) y terciarios (microcoditas, etc.). El cuarzo es abundante y también otros fragmentos de rocas sedimentarias procedentes del Paleozoico maláguide y del Permotrías, sobre todo de pizarras silíceas negras (liditas). La matriz es abundante y de naturaleza arcillosa o carbonatada y el cemento es calcítico. En algunos estratos estratos se puede observar una granoclasificación y, a veces, secuencias turbidíticas, pero estas no suelen ser frecuentes.

4.3.3.4.3.- Fósiles y edad.

Las margas de la Formación Horca a veces suministran foraminíferos planctónicos abundantes:

- Una muestra recogida al SE del Puerto de la Horca (TF965527) ha suministrado:

  Globigerina angiporoides HORNIBROOK
  Globigerina galavisi BERMUDEZ
  Globigerina tripartita KOCH
  Globigerina eocaena GUMBEL
  Globigerina ampliapertura BOLLI
  Globigerina euapertura JENKINS
  Globigerina venezuelana HEDBERG
  Globigerina ouachitaensis ouachitaensis HOWE y WALLACE
  Globigerina ouachitaensis ciperoensis BOLLI
  Turborotalia opima nana BOLLI
  Turborotalia increbescens (BANDY)
  Globorotaloides suteri BOLLI
  Catapsydrax unicavus BOLLI, LOEBLICH y TRAPPAN
  Catapsydrax dissimilis dissimilis (CUSHMAN y BERMUDEZ)

asociación que indica una edad Oligoceno inferior-medio.

- Tres muestras recogidas en la trinchera de la carretera de Manilva a Gaucín, al O de esta última localidad (TF915440), han suministrado:

  Globigerina tripartita KOCH
  Globigerina euapertura JENKYNS
  Globigerina ampliapertura BOLLI
  Globigerina venezuelana HEDBERG
  Catapsydrax dissimilis dissimilis (CUSHMAN y BERMUDEZ)
  Catapsydrax unicavus BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN
  Turborotalia opima nana BOLLI,

asociación que caracteriza el Oligoceno o Mioceno inferior, sin que sea posible una mayor precisión. Otra muestra de esta misma región recogida en unas margas rosas ha proporcionado:

Guembelitrioides higginsi (BOLLI)
Morozovella spinulosa (CUSHMAN)
Morozovella aragonensis (NUTALL)
Morozovella alamedillensis (MARTINEZ-GALLEGO)
Acarinina pseudodubia (BANDY)
Acarinina bullbrooki (BOLLI)
Acarinina broedermanni (CUSHMAN y BERMUDEZ)
Acarinina mattseensis (GOHRBANDT)
Globigerinatheca subconglobata (SHUTSKAYA)
Subbotina frontosa (SUBBOTINA)
Turborotalia pessagnoensis (TOURMAKINE y BOLLI)

asociación que indican una edad Eoceno medio, zona de Subconglobata de Martínez Gallego (1977), edad que es la más antigua de las obtenidas para esta formación.

- En el Chorro, una muestra recogida al E de la estación de ferrocarril (UF440865) ha proporcionado:

Globigerina galavisi BERMUDEZ
Globigerina tripartita KOCK
Globigerina gr. praebulloides BLOW
Turborotalia opima opima BOLLI
Turborotalia opima nana BOLLI
Turborotalia siakensis (LE ROY)
Globorotaloides suteri BOLLI
Catapsydrax unicavus BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN
Catapsydrax dissimilis dissimilis (CUSHMAN y BERMUDEZ)
Globigerina senilis BANDY;

y otra, situada al O de la estación (UF429865):

Globigerina tripartita KOCH
Globigerina sellii (BORSETTI)
Globigerina gr. eocaena GUMBEL
Globigerina ampliapertura BOLLI
Globigerina euapertura JENKYNS
Globigerina ouachitaensis ouachitaensis HOWE y WALLAGE
Globigerina gr. praebulloides BLOW
Turborotalia opima nana BOLLI
Turborotalia siakensis (LE ROY)
Catapsydrax dissimilis dissimilis (CUSHMAN y BERMUDEZ)

asociación que indican una edad Oligoceno superior.

Los datos disponibles de la región de Sierra Arana conducen a condusiones similares (Balanyá, 1982). Por tanto, se puede concluir que la Formación Horca se depositó esencialmente durante el

Oligoceno, aunque su depósito comenzó durante el Eoceno medio-superior. Por lo que se refiere al techo de la formación, cabe decir que alcanza con seguridad el Oligoceno final y que cabe la posibilidad de que llegue localmente al Mioceno inferior, pero esto no se puede afirmar con certeza, de acuerdo con los datos disponibles.

4.3.3.4.4.- Interpretación sedimentaria.

La Formación Horca es un depósito flyschoide, pero no puede considerarse estrictamente como una facies flysch. Su depósito probablemente tuvo lugar en una zona irregular tal vez no demasiado profunda, cercana a relieves paleozoicos y mesozoicos de tipo malágui-de, probablemente submarinos, que eran objeto de erosión. Por su posición estratigráfica, en discordancia cartográfica sobre las forma-ciones infrayacentes y sobre unidades tectónicas diversas, y por ser el último depósito marino de las unidades tipo Baños de Alhama, previo a su estructuración, así como por la abundancia de intercalaciones conglomeráticas y microbréchicas, parece que su depósito tuvo lugar en un ambiente tectónicamente activo, probablemente debido al inicio de las deformaciones orogénicas.

4.3.4.- Serie estratigráfica de las unidades tipo Pereila.

Muchos de los rasgos estratigráficos y de facies de las unidades tipo Pereila son equivalentes a los de las unidades tipo Baños de Alhama, en particular por lo que se refiere al Trías y al Lías. Sin embargo, las unidades tipo Pereila se caracterizan porque en ellas aparecen relativamente bien representados los materiales mesozoi-cos postliásicos, sobre todo jurásicos, pero también del Cretácico inferior, y porque en ellas la presencia de brechas a diversas alturas estratigráficas es un hecho común. Por otra parte, es posible que los terrenos del Cretácico inferior que constituyen las unidades tipo Lentiscar representen la continuación estratigráfica de algunas de las unidades tipo Pereila, ya que ambos conjuntos de unidades aparecen asociados espacialmente en afloramientos próximos. Un rasgo tectónico típico de las unidades tipo Pereila es su forma de aflorar, como bloques discontinuos con apariencia de megaolistolitos en cartografía, que se encuentran embalados en las formaciones flyschoides cretácicas tipo Lentiscar o bien en la Formación Numidoide. Estas unidades son: los diversos bloques jurásicos de la región al S de Gaucín (Tajarillo, Loma de Enmedio y bloques menores del arroyo de Limas y del río Genal), el Cerro de la Laguna, la unidad de Pereila Buser, 1977-78) y los bloques dispersos entre el Cortijo de Espíldora (o Píldora:-UF316732) y el Puerto Martínez, además de la unidad de Ardite 2 (Bourgois, 1978). La serie más completa es la de la unidad de Pereila, que fue descrita por Buser (1977-78) en la cual, además existen diversas e interesantísimas asociaciones de facies carbonatadas pelági-cas, sobre todo durante el Lías inferior.

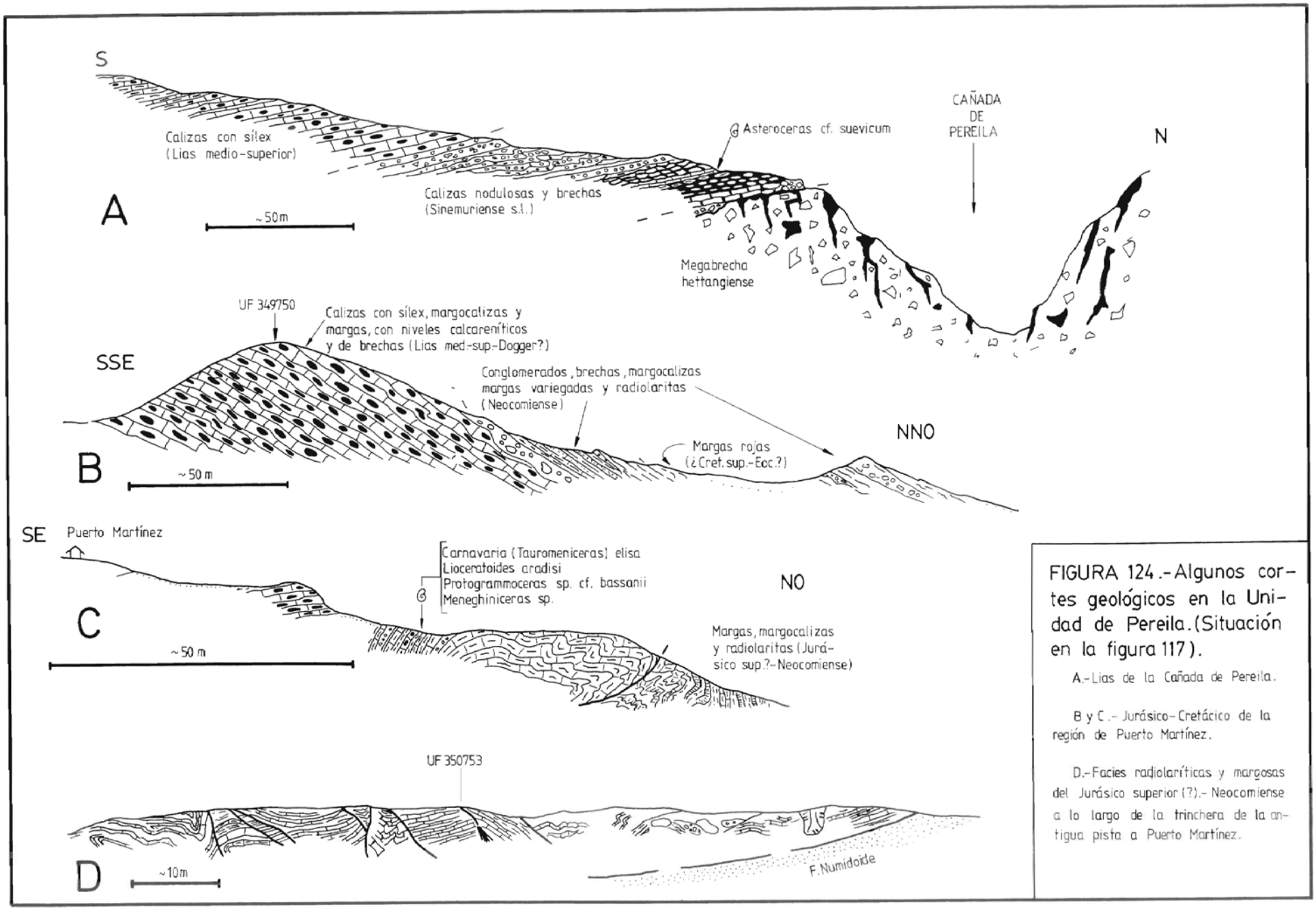


FIGURA 124.-Algunos cortes geológicos en la Unidad de Pereila. (Situación en la figura 117).

A.-Lias de la Cañada de Pereila.

B y C.- Jurásico-Cretácico de la región de Puerto Martínez.

D.-Facies radiolaríticas y margosas del Jurásico superior (?).- Neocomiense a lo largo de la trinchera de la antigua pista a Puerto Martínez.

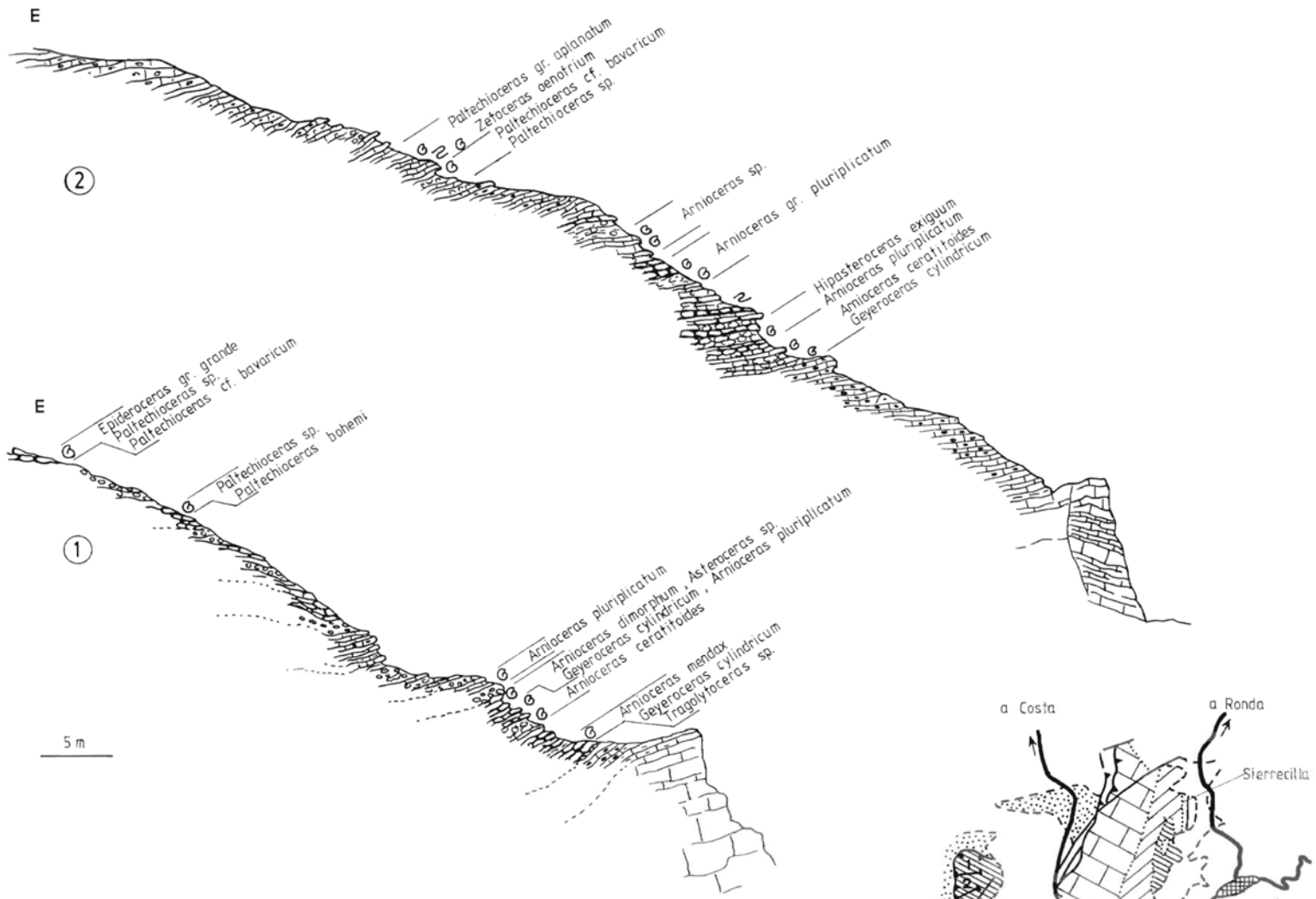


FIGURA 125.- Cortes del Lías inferior en el Cerro de la Laguna.

4.3.4.1.- Formaciones triásicas.

Las formaciones triásicas solo se observan en la unidad de Pereila, en concreto en los afloramientos expuestos por la erosión a lo largo de la Cañada del Pocito (Fig. 117). Se trata de dolomías grises oscuras con texturas cristalinas, de tipo Dolomía Principal y edad Noriense **(Buser, 1977-78)** que alcanzan unos 60 m de espesor, sobre las cuales reposa un paquete de alternancias calizo-margosas y calizas tableadas de tipo Kössen pero que contienen, sobre todo, hacia la parte media-alta, abundantes nódulos de sílex. En estas calizas con sílex se observan frecuentes pliegues sinsedimentarios (slumping) así como laminación paralela y estratificación cruzada en algunos niveles finamente calcareníticos. Esta formación contiene restos de pequeños lamelibranquios mal conservados, indeterminables. La secuencia triásica acaba con un nivel bastante característico de margas verdes, diferenciable incluso en cartografía. El espesor de la formación de tipo Kössen se aproxima a 150 m de acuerdo con **Büser (1977-78).**

Según **Bourgois (1978, 1979)**, la serie triásica está afectada por fallas normales postretienses y antesinemurienses, cuyo funcionamiento se debería a la distensión ocurrida hacia el límite Trías Lías. Tales fallas son bien visibles en la Cañada del Pocito, donde se puede constatar claramente que afectan a la secuencia triásica descendiendo los bloques más orientales. El salto de las fallas de pocas decenas de metros en cada caso. La proposición de **Bourgois (1978-79)** sobre la edad y origen de tales fallas parece bastante atractiva y, además es coherente con los datos geológico-regionales.

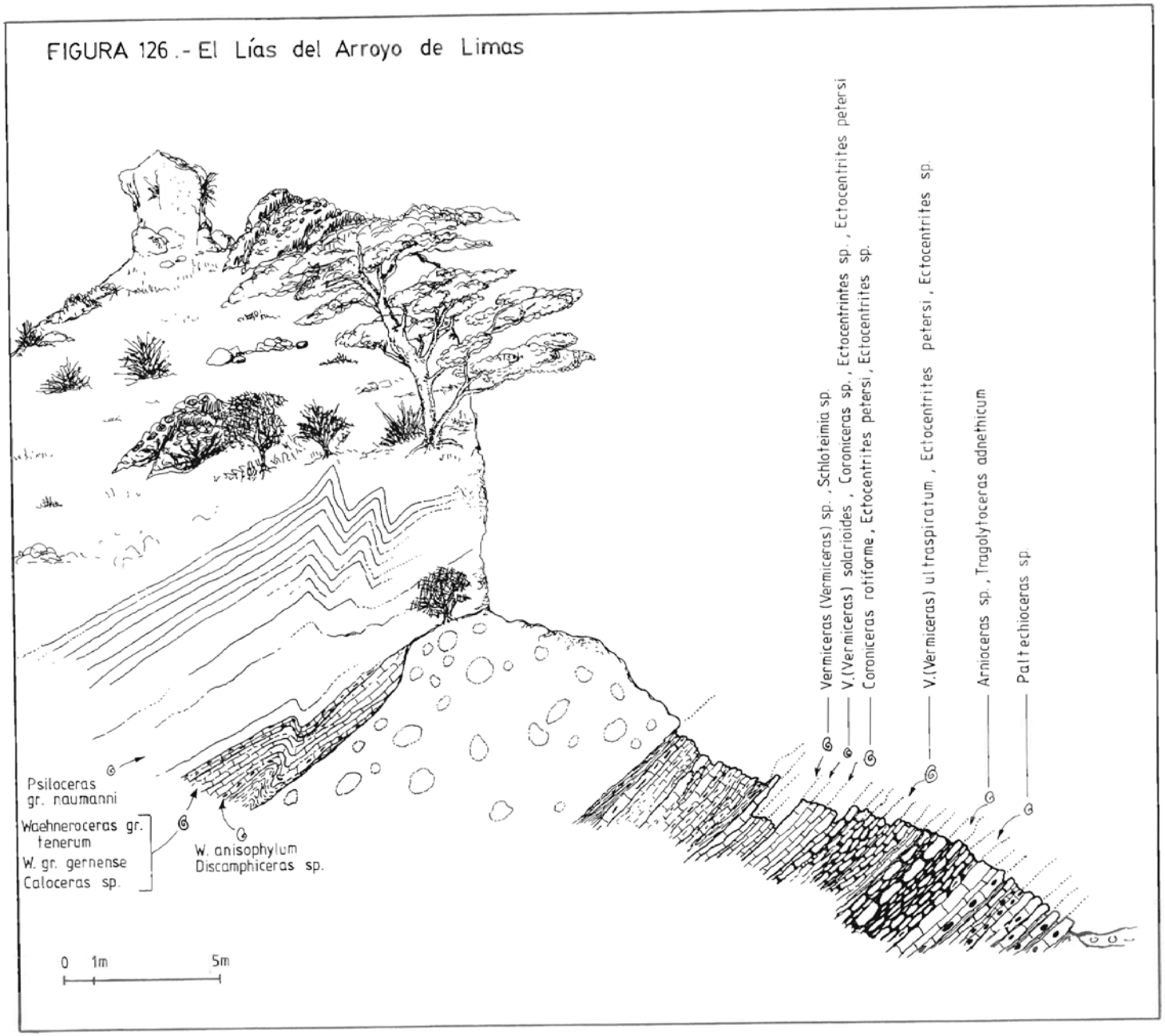
4.3.4.2.- Formaciones del Lías inferior.

En las unidades tipo Pereila las formaciones del Lías inferior se encuentran especialmente bien representadas y son muy interesantes desde un punto de vista estratigráfico. En parte son equivalentes a las de las unidades tipo Baños de Alhama, pero presentan una mayor diversidad de facies.

4.3.4.2.1.- Formación de calizas claras.

La formación de calizas claras se puede reconocer en la región al S de Gaucín y en el Cerro de la Laguna. Se trata de calizas micríticas, de colores blancos amarfilados. Bien estratificadas en estratos decimétricos, o incluso muy finamente estratificadas y con aspecto tableado, constituyen buena parte de la mitad occidental del Tajarillo, donde su espesor probablemente es del orden de varias decenas de metros. En el corte del arroyo de Limas, que se encuentra en serie inversa (Fig. 126) la potencia de esta formación es de algo más de una decena de metros, al igual que sucede en el Cerro de la Laguna (Fig. 125). En el Cortijo de Espíldora aparecen unas calizas

FIGURA 126.- El Lías del Arroyo de Limas



blancas de microfacies calcareníticas y calcirrudíticas en posición vertical que podrían ser un equivalente lateral de las rocas descritas en los otros afloramientos; cantos de estas rocas u otras con microfacies análogas aparecen con frecuencia en las brechas existentes, en posición estratigráfica más alta, en la serie de todas estas unidades. Por su posición estratigráfica, esta formación se puede atribuir a la extrema base del Lías o al límite entre el Trías y el Lías.

4.3.4.2.2.- Formación de calizas margosas y margocalizas.

Esta formación, tan característica del Hettangiense y Sinemuriense inferior del Corte de los Baños de Alhama, aparece también representada en los afloramientos de tipo Pereila existentes al S de Gaucín, en concreto en el Tajarillo y en el arroyo de Limas. Por el contrario, en la unidad de Pereila no existe y en el Cerro de la Laguna está sustituida por unos metros de calizas tableadas claras, que aparecen al techo de la formación antes descrita y que hacia arriba adquieren rápidamente tonalidades más oscuras y nódulos de sílex.

En el arroyo de Limas (Fig. 126; TF927428) se puede reconocer una de las sucesiones estratigráficas más continuas y completas del Hettangiense y Sinemuriense de la Cordillera Bética, dentro de esta formación de calizas margosas y margocalizas. En este corte se observa una secuencia invertida cuya base estratigráfica está constituída por calizas masivas claras que pertenecen a la formación antes descrita y que, hacia arriba (estratigráficamente), pasan a calizas tableadas, localmente replegadas. Gradualmente se pasa a una alternancia de calizas margosas y margas amarillentas o blanquecinas en superficie, grises más o menos oscuras o incluso negras en corte fresco, que están algo bioturbadas y que contienen pequeños restos de dientes de peces; estas rocas han sumnistrado ammonites del Hettangiense inferior y medio, esto es, de las asociaciones faunísticas A (con Psiloceras), B y C (con Waehneroceras) de **Braga et al. (1984b)**. Estos niveles están afectados por un repliegue cuyo origen podría ser en parte debido a un deslizamiento submarino, pero que actualmente parece acentuado por causas tectónicas, y el conjunto se encuentra netamente cepillado por un paquete de conglomerados estratigráficamente suprayacente, a cuya base se observa un bonito ejemplo de paleocanal. Este paquete, que alcanza un espesor de unos 7 m, está formado por conglomerados y brechas con un empaquetamiento compacto y una matriz margosa escasa, de naturaleza análoga a la de los sedimentos infrayacentes. Los clastos, subangulosos o subredondeados, pueden alcanzar tamaños métricos y proceden claramente de la erosión de rocas análogas a las de su sustrato estratigráfico, pero existen cantos de otros tipos de calizas, e incluso de dolomías. El paquete no presenta un ordenamiento patente, por lo que estas rocas se puden denominar "conglomerados desorganizados" **(Walker y Mutti, 1973)**. El techo del conglomerado es neto y

planar y sobre él reposan margas y margocalizas análogas a las infrayacentes, que han suministrado ammonites del Hettangiense superior-Sinemuriense basal (asociación faunística E de **Braga et al, 1984b**, con Schlotheimia y Vermiceras (Paracaloceras). Por tanto, la edad de este conglomerado es equivalente a la de los que se reconocen en las dos series liásicas de los Baños de Alhama. Su presencia confirma lo propuesto más arriba (cf. 4.3.3.2.2.): que al final del Hettangiense la cuenca en la que se depositaron estas series estuvo afectada por una subsidencia diferencial y una actividad tectónica sinsedimentaria importante.

Los materiales que se sitúan estratigráficamente sobre el conglomerado difieren en poco de los antes descritos. Pueden presentar algunos nódulos de sílex y su color en corte fresco es algo más claro, lo que parece indicar una mejor circulación de las aguas en la cuenca, debido a una menor restricción de la misma. Esta conclusión está avalada también por las microfacies, que son análogas a las de los niveles coetáneos del corte de los Baños: micritas de aspecto terroso, con laminación paralela, con abundantes radiolarios y algunas espículas. En estos nivelesse reconocen dos asociaciones faunísticas de ammonites (D y E de **Braga et al., 1984b**) respectivamente con Schlotheimia y Vermiceras (Paracaloceras), y con Vermiceras (Vermiceras) y Coroniceras, que permiten caracterizar el Sinemuriense inferior. Estos niveles pasan rápidamente a unas calizas más o menos nodulosas, amarillentas o grisáceas, esporádicamente de colores rosados, con intercalaciones margosas grises, cuyo espesor es de algo menos de 4 m, y que se pueden considerar pertenecientes a la formación de calizas nodulosas.

4.3.4.2.3.- La megabrecha de la Cañada de Pereila y el sistema de diques neptúnicos a ella asociado. Lám. 41, Fot. 1 a 3)

En la unidad de Pereila no se reconocen ni la formación de calizas claras ni la de calizas margosas y margas. Ambas han sido reemplazadas por una potente brecha, que fue reconocida por **Buser (1977-78)** y, más tarde por **Bourgois (1978, 1979)** y que se confunde fácilmente (véase **Kockel, 1963., p.e.**) con las dolomías triásicas, ya que está principalmente alimentada de bloques dolomíticos. Esta brecha reposa en discordancia cartográfica sobre las formaciones triásicas y soporta a otros materiales que han suministrado ammonites del Sinemuriense. Su edad debe ser por tanto, Hettangiense o Sinemuriense inferior y debió ser sincrónica con el depósito de la formación antes descrita.

Las características de esta megabrecha se pueden observar especialmente bien en los alrededores de la Cañada de Pereila, donde puede llegar a alcanzar un espesor de más del centenar de metros. Su afloramientos (Fig. 124) se pueden seguir por los alrededores del

Cortijo Mechoro (UF295706) y al N y O de la Cañada del Pocito, donde se constata que su espesor es algo menor, pero en esta zona es más difícil reconocer la naturaleza bréchica de la roca (Lam. 41, Foto 1).

La brecha es de color gris oscuro. Está formada por clastos heterométricos bastante angulosos provenientes de las formaciones triásicas infrayacentes, sobre todo de las dolomías, pero tambien de las alternancias calizo-margosas. No presenta ordenamiento interno ni tampoco una estratificación aparente. La matriz es muy escasa y de naturaleza calcárea o arcilloso-margosa, contiene pequeños fragmentos de dolomita detrítica y es de color amarillento o grisáceo. Sobre la brecha, al N de la cabecera de la Cañada de Pereila (UF295703, UF296703) y se pueden reconocer unas calizas blancas, masivas, con microfacies calcareníticas y calcilutíticas, a veces con aspecto noduloso, que pueden contener intercalaciones de brechas y cuya base es irregular.

El techo de la brecha es una superficie irregular en la que se observar resaltes y cavidades de dimensiones métricas a decamétricas, así como fisuras y bolsones de tamaño muy variable, que pueden alcanzar dimensiones excepcionalmente grandes y que aparecen rellenas de calizas compactas de colores rojos. Se trata, pues, de diques neptúnicos, que fueron identificados por **Buser (1977-78)** quien, además, constató que, en algunas zonas, presentan una dirección NO-SE. Los diques forman una trama densa en la cabecera de la Cañada de Pereila, donde se pueden observar en excelentes condiciones de exposición. El neto contraste de color entre el gris oscuro de la brecha que constituye la roca encajante y las calizas rojas que rellenan el sistema de fisuras facilita notablemente su observación y hace de la Cañada de Pereila un lugar excepcional para el estudio de este tipo de fenómenos. En esta zona, en la cual la estratificación es subhorizontal, se constata que el sistema de diques es preferentemente vertical aunque también existen ejemplos de diques subhorizontales (diques de tipos S y Q, respectivamente, de **Wendt, 1965, 1971 , 1976**). Su anchura es variable, tanto en sentido lateral, como vertical, pero puede llegar a ser de varios metros en la parte alta de la brecha. Se puede observar muy claramente una disminución de la anchura de los diques hacia abajo, sobre todo en algunos ejemplos de la ladera N de la Cañada de Pereila, cuya penetración vertical en la brecha se puede seguir sin discontinuidad a lo largo de varias decenas de metros. En su conjunto, el sistema de diques puede penetrar hasta más de 100 m por debajo del límite superior de la brecha.

Las paredes de los diques son netas. No he observado en ellas espeleotemas, ni tampoco claros indicios de disolución, ni cementos de ningún tipo. Los diques de mayor tamaño pueden presentar ramificaciones laterales y prolongaciones más o menos paralelas a la dirección de la grieta principal. El relleno es una caliza compacta de color rojo a veces amarillento pero también se pueden observar con frecuencia rellenos formados por brechas de cantos muy angulosos,

LAMINA 41

Foto 1.- Panorámica de la Cañada de Pereila. La megabrecha Hettangiense (B), de color gris, aparece surcada por todo un sistema de diques neptúnicos constituídos por calizas rosadas y brechas. Por debajo de la brecha (B), aparecen, al O del Cortijo Mechoro, exhumados por la Cañada del Pocito, los niveles calizos tableados del Retiense (R) y las dolomías norienses (D). Sobre la brecha aparecen calizas nodulosas, brechas nodulosas y brechas (CN), que lateralmente se relacionan con calizas blancas y brechas (C+B). Las calizas con sílex suprayacentes (C,S), más margosas en la parte alta (visible en el primer plano de la foto a la izquierda) soportan localmente términos del Jurásico superior-Cretácico inferior y Eoceno. Una estrecha banda constituída por arcillas y areniscas de la Formación Numidoide jalona la base del cabalgamiento de las dolomías norienses de la unidad de Cabrilla.

Foto 2.- Aspecto de campo de la Brecha hettangiense.

Foto 3.- Dique neptúnico dentro de la brecha, relleno a su vez por una brecha autoclástica empastada en una caliza roja.

1
El Burgo
Mechoro
B
R
C+B
Cb
CS
CN
D
B
B
B

2

3
Nikon

LAMINA 42

Unidad tipo Pereila

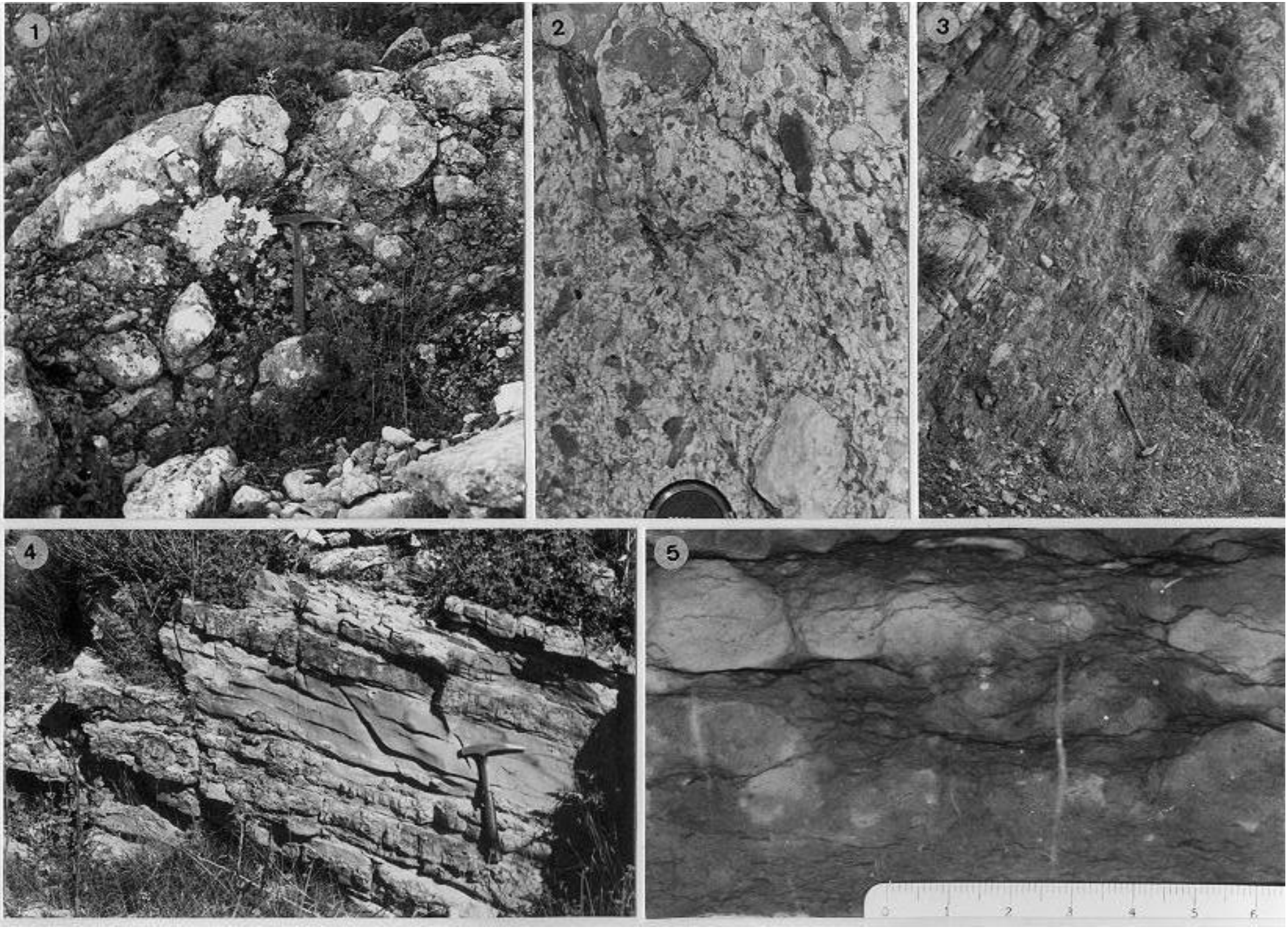
Foto 1.- Conglomerado situado en el techo del paquete noduloso de la Cañada de Pereila. Compárese con el corte A de la figura 124.

Foto 2.- Brecha calcárea del Cretácico inferior. Los Labrados.

Foto 3.- Radiolaritas asociadas a niveles microbréchicos. La serie está invertida. O de Puerto Martínez.

Foto 4.- Aspecto de Campo de las calizas con sílex del Lías medio de la unidad de Pereila. Los Labrados.

Foto 5.- Sección pulida de una caliza nodulosa con Arnioceras del Cerro de la Laguna.


1
2
3
4
5

LAMINA 43

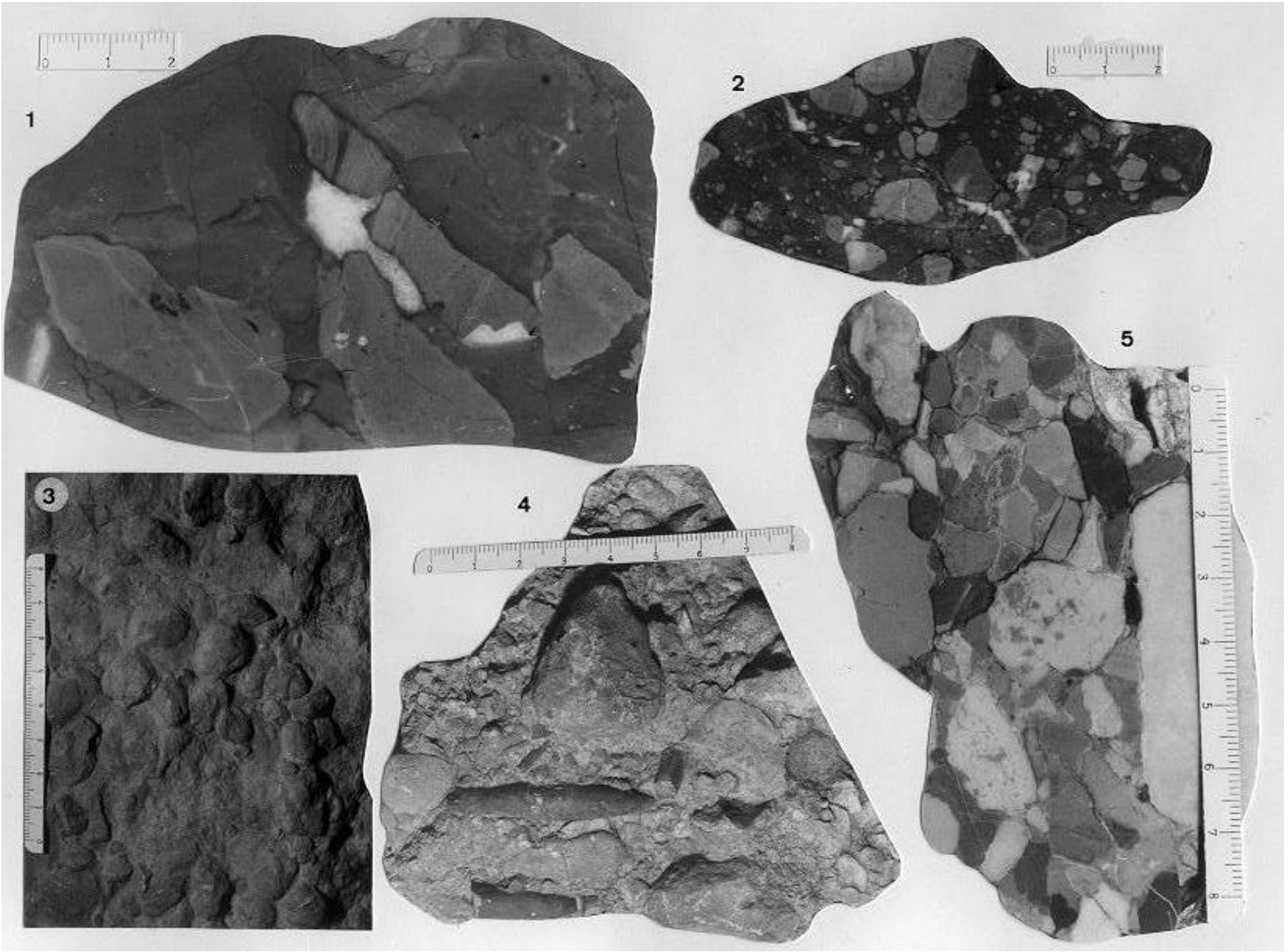
Unidades tipo Pereila

Foto 1.- Caliza micrítica roja que constituye el relleno de un dique neptúnico dentro de la megabrecha Hettangiense de la Cañada de Pereila. Obsérvese la presencia de cantos de dolomías laminadas (amarillentas) el relleno micrítico geopetal de algunos huecos y la presencia de un cemento en mosaico en el hueco central. Se observa también una incipiente tendencia a la nodulización de la roca. Escala en cm.

Foto 2.- Brecha nodulosa. Sinemuriense. Cañada de Pereila. Escala en cm.

Foto 3.- Brecha nodulosa intercalada entre margocalizas, margas y calizas con sílex del Domerense superior. Puerto Martínez. Escala en cm.

Foto 4 y 5.- Dos aspectos de las Brechas del Cretácico inferior de la región de Puerto-Martínez. Los cantos más oscuros de la Foto 5 son fragmentos de radiolaritas y de sílex. Escala en cm.


1
2
3
4
5

claramente desprendidos de las paredes de las grietas, a veces incluso "semidesprendidos", empastadas por una matriz abundante, formada por caliza roja (Lam.41, Fot. 3). La caliza roja es micrítica y no contiene apenas restos orgánicos, salvo algún fragmento de filamento. Aunque es posible que la micrita sea de origen orgánico no se observan, al microscopio óptico, restos del nanofósiles, los cuales, de existir, probablemente estarían muy recristalizados (**cf. Garrison y Fischer, 1969**). Por el contrario, son frecuentes las señales de bioturbación. Las calizas rojas pueden presentar una estructura interna laminada sobre todo cuando constituyen la matriz de brechas. Con frecuencia, en sección pulida, se puede constatar que estas rocas son en realidad brechas de calizas rojas empastadas por caliza roja en cuyo caso los clastos pueden presentar un borde ferrugenizado, incluso con indicios de perforación debida a organismos, estos clastos rojos suelen presentar una microfacies más variada y con mayor cantidad de restos orgánicos (radiolarios, filamentos y placas de equinodermos, esencialmente) que las calizas rojas que constituyen la matriz. En las brechas de matriz roja a veces se observan huecos de origen sedimentario (Lam. 43,Fot. 1) rellenos de esparita que se localizan en zonas protegidas entre cantos; a veces presentan estructuras geopetales.

Las calizas rojas de los diques, pueden adquirir por partes una estructura nodulosa más o menos marcada. De hecho transicionan verticalmente a las calizas nodulosas rojas suprayacentes. **Buser (1977-78)** ha encontrado dentro de los diques pequeños ammonites, de diámetro inferior a 4 cm, gasterópodos y lamelibranquios. Por su asociación con las calizas nodulosas, una edad sinemuriense parece muy posible para estos rellenos.

4.3.4.2.4.- La formación de calizas nodulosas y de brechas.

Al igual que en las unidades tipo Baños de Alhama, las calizas nodulosas, rojas sobre todo, constituyen una formación característica de las unidades tipo Pereila. No obstante, en algunos puntos está mal representada, como sucede, en el bloque más arriba descrito del arroyo de Limas, y también en el Tajarillo, aunque habría que hacer un reconocimiento mucho más detallado que el que yo he realizado de los diferentes afloramientos existentes al S de Gaucín para constatar la validez de esta observación, dado que la cobertura vegetal es importante en esta región; en otros puntos de la misma como por ejemplo en la Loma de Enmedio, las calizas nodulosas están bien representadas pero no he levantado en ellas todavía ningún corte detallado.

Estas variaciones en el espesor es probable que estuvieran determinadas por cambios laterales bruscos en las condiciones sedimentarias, al igual que ciertas variaciones en las facies. Así, por ejemplo en la cabecera de la Cañada de Pereila, se pueden observar lateral y

verticalmente relacionadas, con todos los términos de transición, las siguientes litofacies: calizas rojas compactas, calizas nodulosas rojas, calizas noduloso-brechoides, brechas nodulosas, calizas nodulosas rosadas grisáceas, verdosas o amarillentas con sílex y calizas tableadas grises con sílex. Todas ellas están recogidas en el corte de la Fig. 124 en la cual también se representan de forma esquemática sus relaciones laterales y verticales. Un poco al O del corte se observa que sobre la brecha dolomítica hettangiense, aparece un conglomerado de unos 4 m de espesor máximo lateralmente discontinuo, formado por cantos y bloques de calizas nodulosas y calizas blancas y amarillentas, con matriz caliza roja, a partir del cual y hacia abajo se desarrolla el sistema de diques neptúnicos. En una posición equivalente a la de este conglomerado parece que se sitúan unas calizas blancas masivas, existentes al N de la cabecera de la Cañada (UF295703, UF296703), que lateralmente adquieren un aspecto tableado y anodulado y luego pasan a calizas nodulosas amarillentas y rojas estratificadas en bancos de 30-60 cm e incluso hasta de 1 m, en las cuales se ubican unas antiguas y pequeñas canteras artesanales, de las que se extraían piedras de molino (UF296697).

Sobre los niveles arriba descritos se encuentra un paquete de calizas nodulosas típicas (Lam. 41 Fot. 1), bien estratificadas en bancos decimétricos, de colores primero rosados y luego amarillentos. Hacia arriba se hacen algo más margosas y han suministrado un **Asteroceras cf. suevicum (QUENSTEDT)**, fósil que, de acuerdo con los datos de **Braga et al. (1984b)** pertenece a la asociación H de estos autores, esto es, al Lotharingiense inferior. Luego, la secuencia se hace de nuevo mas calcárea y pasa a estar constituida por calizas irregularmente nodulosas de colores variables entre rosados y grises, aunque predominan los tonos rojos; intercalan hacia la parte alta niveles delgados de brechas nodulosas (Lam. 43 Fot. 2). El espesor de este paquete es de unos 20 m y acaba con un conglomerado de unos 2 m de espesor, formado por cantos de calizas nodulosas. Sobre el conglomerado viene un paquete de algo más de una decena de metros de espesor, formado por calizas nodulosas tableadas con sílex y con niveles bréchicos intercalados, en las que se observan pliegues sinsedimentarios (slumps). La formación nodulosa de la Cañada de Pereila acaba, en el corte de la figura 124 con un potente conglomerado estratificado, formado por cantos de calizas nodulosas y de sílex, cuyo espesor es de 7-8 m.

En su conjunto la formación de calizas nodulosas y brechas de la unidad de Pereila puede alcanzar, localmente, un espesor próximo a 50 m. **Buser (1977-78)** encontró, en la parte baja de la formación (UF290700) una asociación de Arnioceras del Sinemuriense medio (**Arnioceras sp.** y **Arnioceras spirale FUCINI**), mientras que más arriba, probablemente en el paquete de calizas nodulosas grises y verdosas con sílex, encontró una asociación del Carixiense basal (**Hiperderoceras cf. rugum (QUENSTEDT)** y **"Deroceras"**). De acuerdo con estos datos, a los que hay

que añadir el **Asteroceras cf. suevicum** antes citado, en esta formación estaría representada la parte alta del Lías inferior, esto es el Sinemuriense casi completo (salvo la parte baja) y el Lotharigiense.

En el **Cerro de la Laguna**, la formación de calizas nodulosas alcanza un espesor de algo más de una treintena de metros. En este caso reposa sobre un paquete de calizas tableadas grises con sílex cuyo espesor en un corte levantado en la porción septentrional del afloramiento (TF935503), es de apenas unos metros, mientras que algo más al S (TF936701) sobrepasa la decena. La parte baja de la formación está constituida por calizas nodulosas rojas y grises, en estratos a veces tableados, con algún pliegue sinsedimentario (slump) entre los que se reconocen intercalaciones decimétricas de conglomerados y brechas nodulosas; estos niveles contienen una fauna de ammonites pertenecientes a las asociaciones faunísticas F y G de **Braga et al. (1984b)**. Sobre ellos se observa un paquete constituido por conglomerados y brechas de cantos de calizas nodulosas y de sílex, con matriz margosa más abundante hacia arriba, que forman ciclos de espesor decimétrico a métrico que, a veces, acaban con un estrato de caliza nodulosa; dentro de este paquete aparecen intercalaciones de calizas con sílex incipientemente nodulosas. Contienen ammonites pertenecientes a las asociaciones G, H e I de **Braga et al. (1984b)**.

En el corte del **arroyo de Limas**, la mayor parte de los niveles faunísticos reconocibles en el Cerro de la Laguna no han sido identificados. En este corte, la base del paquete noduloso, que es de color gris a verdoso con pasadas rojizas y cuyo espesor es de apenas 4 m, contiene ammonites de la asociación faunística E, mientras que los de la parte superior pertenecen a la asociación I de **Braga et al. (1984b)**. Es imposible saber, por el momento, si en este corte la sucesión aparece extraordinariamente reducida o bien si existe una laguna estratigráfica que ha eliminado las asociaciones F, G y H, que caracterizan la mayor parte de la formación en otros puntos.

4.3.4.2.5.- Resumen estratigráfico y significado sedimentario de las formaciones del Lías inferior.

Por sus posibilidades bioestratigráficas, parece aconsejable un breve resumen estratigráfico sobre las formaciones del **Lías inferior de las unidades tipo Pereila tipos y Baños de Alhama** ya que son las únicas de la Cordillera Bética que permiten un estudio bioestratigráfico detallado mediante ammonites. Dados los caracteres mediterráneos de la fauna que contienen, la escasez de la misma y su pobre grado de preservación, por lo general, así como la ausencia de una biozonación completa del Lías inferior de la provincia paleobiogeográfica mediterránea, no es fácil la correlación con las biozonaciones clásicas del Lías inferior del NO de Europa. No obstante los estudios realizados hasta la fecha, sintetizados en **Braga et al. (1984b)** han

permitido el establecimiento de una sucesión de asociaciones faunísticas que representan, de hecho, una propuesta informal de biozonación por ammonites para la provincia mediterránea. Los resultados bioestratigráficos obtenidos quedan resumidos en la figura 127. Comentarios más detallados sobre la misma se pueden encontrar en **Braga et al. (1984b).**

La **formación de calizas claras** probablemente se depositó durante la transición del Trías al Lías. Por tanto, debe comprender al menos una parte del Hettangiense, posiblemente la extrema base del Hettangiense inferior. Su depósito debió tener lugar en un ambiente de plataforma carbonatada somera y bien oxigenada, a juzgar por el color claro del sedimento.

La **formación de calizas margosas y margocalizas con niveles conglomeráticos** se comenzó a depositar en el Hettangiense inferior (asociación A) en algunos sectores (Limas, Tajarillo) mientras que en otros (Sierra Arana, Baños) no se ha podido constatar su aparición hasta el Hettangiense medio (asociación B o C). En todo caso, es la única formación que permite establecer una litoestratigrafía por ammonites del Hettangiense y del Sinemuriense inferior y medio de la Cordillera Bética ya que en ella se reconocen las asociaciones faunísticas A, B, C, D y E de **Braga et al. (1984b).** De acuerdo con sus características sedimentarias parece razonable pensar que esta formación se debió depositar en una plataforma subsidente, abierta a las influencias pelágicas, a juzgar por la fauna de ammonites y, sobre todo, radiolarios y espículas que contienen.

Dado que la formación de calizas margosas aparece irregularmente representada, cabe pensar que la paleogeografía de la cuenca hettangiense y sinemuriense fuera compleja en el detalle. Es posible que el depósito de las calizas margosas tuviera lugar en pequeñas cuencas aisladas unas de otras a una profundidad que probablemente no era demasiado grande (varias decenas de metros o poco más), pero en las que la circulación de las aguas no debió ser buena, lo que favorecía su estancamiento y la preservación de la materia orgánica en forma de sedimentos ligeramente bituminosos durante el Hettangiense. Esta situación de aislamiento parece que fue disminuyendo a lo largo del Sinemuriense, durante el cual el color del sedimento se hizo más claro, lo que pudo estar relacionado con una mayor apertura de los ambientes sedimentarios a consecuencia de la generalización de las condiciones pelágicas. La existencia de zonas de diferente batimetría dentro de la cuenca sedimentaria parece demostrada, ya que la formación de calizas margosas y margocalizas desaparece lateralmente (Pereila) o bien está remplazada, en otros afloramientos, por calizas claras o por calizas con sílex (Cerro de la Laguna, Sierra Arana). La actividad tectónica sinsedimentaria, debió provocar la fragmentación del fondo de la cuenca y la individualización de zonas deprimidas y elevadas afectadas por una subsidencia diferencial. En las pequeñas cuencas se depositaron las calizas margosas y margas y a ellas iban también a

Figura 127.- Bioestratigrafía por ammonites establecida para el Lías inferior de la Cordillera Bética (Braga, Martín-Algarra y Rivas, 1984 b).

parar las avalanchas conglomeráticas y de brechas, por mecanismos de flujo gravitacional de sedimentos, procedentes de las zonas elevadas o de pendiente, originadas por fracturación.

A una conclusión equivalente a la que acabo de exponer conduce el estudio de la **megabrecha de la Cañada de Pereila.** La importante removilización de los materiales triásicos que constituían el sustrato de la cuenca hettangiense sugiere que la actividad tectónica sinsedimentaria, con la que debió estar relacionada la subsidencia diferencial, fue de gran importancia. La unidad de Pereila se debió situar en una zona de fracturas situada entre dos bloques. La forma angulosa de los cantos podría estar relacionada inicialmente con procesos de facturación tectónica en ambiente tensional (la distensión triásico-liásica, como ha propuesto **Bourgois, 1979**). La removilización posterior de los cantos y bloques por procesos estrictamente sedimentarios, en todo caso de origen gravitacional, no debió ser muy importante. De ser cierta esta hipótesis, la denominación de brechas autoclásticas (brechas internas de **Füchtbauer** y **Richter, 1983a,b**) sería la más apropiada para estas rocas.

Es difícil establecer si la megabrecha hettangiense se formó en ambiente subaéreo o submarino. No parece haber criterios claros a favor de una emersión de los afloramientos de la Cañada de Pereila, pero ésta, sin duda, favorecería una rápida cementación de la misma (**cf. Mullins, 1983**). La sucesión estratigráfica sin embargo, indica claramente que la tendencia general fue hacia un aumento de la profundidad. En todo caso, la megabrecha estaba ya bien cementada antes del Sinemuriense medio que es la edad de los primeros sedimentos que la fosilizan, previamente a cuyo depósito tuvo lugar la formación de todo un sistema de diques neptúnicos. Este sistema está formado preferentemente por fisuras perpendiculares a la estratificación, pero también las hay paralelas y con forma irregular, en bolsada. De acuerdo con su morfología así como con la orientación preferente que presentan algunas grietas, **(Buser, 1977-78)** parece razonable admitir que inicialmente su origen debió ser tectónico, aunque debieron sufrir ensanchamientos por abrasión submarina y/o disolución. Esta interpretación concuerda con la hipótesis, antes propuesta, de que la Cañada de Pereila se debió situar en una zona de fracturación sinsedimentaria durante el Lías inferior.

A partir del Sinemuriense y hasta el final del Lotharingiense (asociaciones faunísticas F, G, H e I de **Braga et al., 1984b**) se generalizaron en la cuenca las facies de **calizas nodulosas** junto con las **brechas intraformacionales** y las **calizas con sílex.** Este tipo de depósito conllevó un cambio importante en las condiciones oceanográficas, ya que las facies sugieren la creación de un importante sistema de corrientes marinas que acabó con la situación de relativo estancamiento de las aguas hasta entonces existente. La acción de las

corrientes favoreció la oxigenación de las aguas, el aumento de la fauna pelágica (que es más abundante en la formación de calizas nodulosas que en el resto de las formaciones del Lías inferior), la coloración roja de los sedimentos y la actuación de los procesos de cementación sinsedimentaria submarina, en relación con los cuales se debió formar la estructura nodulosa (Jenkyns, 1974). Al mismo tiempo, la actividad tectónica sinsedimentaria debió ser importante y el conjunto de los afloramientos debió pasar a ocupar una zona de pendiente, a juzgar por la abundancia de pliegues sinsedimentarios y de brechas intraformacionales. De acuerdo con esta situación, parece que las unidades tipo Pereila ocuparon, en su conjunto, y durante el Lías inferior una posición más profunda que las unidades tipo Baños de Alhama, aunque también en estas se pueden reconocer niveles de brechas asociados a las calizas nodulosas del Sinemuriense-Lotharingiense. Un nuevo cambio oceanográfico importante tuvo lugar al final del Lías inferior con la generalización de las facies de calizas con sílex.

4.3.4.3.- Formaciones postsinemurienses.

Los depósitos postsinemurienses de las unidades tipo Pereila se pueden agrupar en las siguientes formaciones:

- Una formación de calizas grises con sílex, margocalizas y margas cuya edad es esencialmente Lías medio, pero que llega en varios puntos, al menos, hasta el Dogger.

- Una formación de calizas margosas rojas y verdosas con niveles de margas y margocalizas radiolaríticas y de radiolaritas, así como con intercalaciones de brechas, de edad Malm-Cretácico inferior.

- Una formación de margas y margocalizas de colores claros, margas verdes radiolaríticas, conglomerados, calcarenitas y brechas del Cretácico inferior.

- Por último, también existen pequeños vestigios de materiales del Cretácico medio-superior (?) y del Terciario, principalmente en forma de margas rojas.

El espesor de todos estos materiales es bastante pequeño, con la sola excepción de la formación de calizas con sílex, cuyo espesor puede ser superior a 250 m. Dado que la mayor parte de las calizas con sílex pertenece al Lías, se puede afirmar que en las unidades tipo Pereila el rasgo más importante de la secuencia estratigráfica postliásica es la extrema reducción o incluso la ausencia de sedimentación, rasgo que, por otra parte, es también característico de las restantes unidades rondaides.

4.3.4.3.1.- La formación de calizas con sílex.

La formación de calizas grises con sílex aparece en todas

las unidades tipo Pereila. En todos los casos son rocas micríticas, con abundantes radiolarios y espículas de esponjas. En ella se pueden diferenciar tres miembros que, a veces, se pueden distinguir incluso en cartografía: un miembro inferior de calizas bien estratificadas en bancos decimétricos, con abundante sílex; un miembro intermedio, margoso y margocalcáreo y un miembro superior de calizas margosas grises o rojizas, con sílex, abundantes filamentos y niveles calcareníticos.

El **miembro inferior** de calizas con sílex es el más potente y más ampliamente representado. Puede alcanzar más de 260 m en los alrededores de la Cañada de Pereila, donde, además se puede constatar una relación transicional tanto en sentido lateral como vertical con la formación infrayacente de calizas nodulosas y de brechas. En el Cerro de la Laguna alcanza un espesor del orden de 150 m. Por el contrario, en el arroyo de Limas (Fig. 126) suele ser de unas cuantas decenas de metros. Por lo general su textura es micrítica o peletoidal, a veces incluso finamente calcarenítica y pueden presentar laminación. No han suministrado macrofósiles, pero por su posición estratigráfica se pueden atribuir al Carixiense-Domerense inferior.

El **miembro margocalizo intermedio** está constituido por una secuencia rítmica de margocalizas y margas alternantes en estratos de deci a centimétricos, que contienen escasos nódulos de sílex y presentan microfacies parecidas a las del miembro inferior. Estas rocas a menudo contienen concreciones piritosas y pueden presentar intercalaciones de brechas intraformacionales de aspecto noduloso (al N de Puerto Martínez, p.e.). Aunque el contacto con el miembro infrayacente es gradual, se puede diferenciar en cartografía como un paquete independiente. En los alrededores de la Cañada de Pereila y al N de Puerto Martínez su espesor llega a ser del orden de la treintena de metros y algo por el estilo parece que existe en el arroyo de Limas, aunque en este caso estos niveles están muy tectonizados. Afloran ampliamente al NO del cerro de Ardite, donde constituyen la unidad de Ardite 2 de **Bourgois (1978)**, alcanzan un espesor cercano al centenar de metros, y presentan niveles nodulosos rojos en su parte superior. En este miembro margocalizo diversos autores (**Didon, 1961b; Dürr, 1967; Kockel, 1963 ; Buser, 1977-78; Monnot y Rigo, 1973, fide Bourgois, 1978**) han encontrado ammonites del Lías medio y superior. Por mi parte, al N de Puerto Martínez (UF350753) he podido recoger:

Canavaria (Tauromeniceras) elisa (FUCINI)
Lioceratoides aradisi (FUCINI)
Protogrammoceras sp. cf. bassanii (FUCINI) y
Meneghiniceras sp.,

asociación que pertenece a la zona de Emaciatum, subzona de Elisa, del Domerense superior (**Braga, 1983**). En el corte del arroyo de Limas aparecen:

Fuciniceras isseli (FUCINI)

del Domerense inferior, así como:

Emaciaticeras sp. y
Partschiceras sp.,

del Domerense superior. Unos metros al N del corte, un afloramiento tectónicamente aislado del resto de la serie, ha proporcionado:

Dactylioceras polymorphum FUCINI

del Toarcense inferior, y también

Hildoceras sp.

del Toarcense medio. Los niveles nodulosos rojos del cerro Ardite, por su parte, suministraron a **Monnot** y **Rigo (1973, fide Bourgois, 1978)** una fauna de ammonites del Toarcense superior. En resumen, el miembro margoso intermedio pertenece a la parte superior del Lías medio y al Lías superior.

El **miembro superior** está constituído por calizas margosas con sílex que, al microscopio, presentan una microfacies micrítica o biomicrítica con radiolarios y abundantes filamentos. Se reconocen en diversos puntos de la unidad de Pereila, en el Cortijo de Espíldora y la región de Puerto Martínez. En el Cerro de Ardite, **Bourgois (1978)** ha reconocido dentro de este paquete intercalaciones calcareníticas de origen verosímilmente turbidítico, con microfauna bentónica del Dogger. Según **Buser (1977-78)**, el espesor de estos materiales no sobrepasa la decena de metros.

En resumen, la formación de calizas con sílex tiene una edad que va del Pliensbaquiense al Dogger pero esencialmente pertenece al Lías.

4.3.4.3.2.- La formación de margas radiolaríticas.

Al SE del Tajarillo, en la trinchera de la carretera de Manilva a Gaucín (TF932411 y TF940417) afloran unas margas y margocalizas, rojas sobre todo, con abundantes radiolarios y niveles radiolaríticos que fueron atribuidas por **Didon (1969)** al Jurásico superior. No ha sido aún posible reconocer las relaciones estratigráficas de detalle entre estos materiales y los terrenos de los alrededores, pero parece que se encuentran en sucesión estratigráfica y en serie invertida, con materiales cuya edad está comprendida entre el Lías inferior y el superior, por lo que la atribución de estas rocas al Jurásico medio y superior no parece desacertada. Un corte representado por **Olivier (1984, fig. 46, p. 97)** ilustra las relaciones geométricas visibles en este afloramiento y sus alrededores.

En la región del Puerto Martínez es posible observar de nuevo rocas equivalentes, muy bien estratificadas en estratos centimétricos y continuos lateralmente, en varios puntos: Uno de ellos se sitúa a lo largo de la antigua pista de Puerto Martínez al pantano de Andrade (UF349754) y otro a lo largo de la nueva carretera, en las proximidades del cortijo de Perdigón (UF342748); otros pequeños afloramientos dispersos de estas rocas se pueden reconocer entre los dos puntos citados. La tectonización impide reconocer las relaciones estratigráficas originales de detalle, pero se puede asegurar que la formación de margas radiolaríticas reposa sobre la formación de calizas con sílex antes descrita, y que su potencia es al menos de una veintena de metros, lo que concuerda con la atribución al Malm y, tal vez al Dogger superior, de estos niveles. No obstante, en el Cortijo del Perdigón niveles de margas radiolaríticas equivalentes aparecen intercalados entre brechas y conglomerados pertenecientes a la formación suprayacente, cuya edad postjurásica está bien establecida mediante fósiles, por lo que cabría la posibilidad de que la totalidad de las margas radiolaríticas pertenecieran al Cretácico inferior, como ha propuesto **Bourgois (1978)**. Para **Olivier (1984)**, sin embargo, el dispositivo de intercalaciones sería de origen tectónico y las radiolaritas pertenecerían al Jurásico superior en su totalidad. En mi opinión no se debe excluir la posibilidad de que al menos una parte de las margas radiolaríticas de la región de Puerto Martínez pertenezca al Cretácico más bajo. No obstante, habida cuenta de que una formación totalmente idéntica, que aflora en un contexto estratigráfico y tectónico equivalente al de estos materiales, y que está constituída por margas y margocalizas rojas y verdes con pasadas radiolaríticas finamente estratificadas, existe en el Rif en las proximidades de Chrafate (unidades de Beni-Derkul de **Wildi et al., 1977** y **Nold et al., 1981**) y ha suministrado una abundante y variada fauna de radiolarios del Jurásico medio y, sobre todo, superior (**De Weber et al., 1985**), parece que ésta debe ser la edad más probable para la mayor parte de las radiolaritas de las unidades de tipo Pereila.

4.3.4.3.3.- La formación de margas, conglomerados y brechas del Cretácico inferior.

La formación postliásica más importante de las unidades tipo Pereila está constituida por conglomerados, brechas, margocalizas y margas, que reposan en ligera discordancia sobre las formaciones infrayacentes. Puede llegar a alcanzar una potencia máxima de unos 60 m, según **Buser (1977-78)**. Aflora ampliamente entre el Cortijo de Espíldora y Puerto Martínez, formando bloques hectométricos englobados en la Formación Numidoide. En la unidad de Pereila los afloramientos de estas rocas abundan, pero son bastante pequeños, discontinuos y, en muchos casos, incartografiables; he localizado los siguientes: al NE del Cortijo Mechoro (UF296709), al N del curso bajo de la Cañada de

Pereila (UF284703) junto al Cortijo del Chorrito (UF288713), al SE del Cortijo Los Quinitos (UF279704; UF280705; UF280699) y en los Labrados (UF295693). En el Cerro de la Laguna no se reconocen estos materiales, mientras que en la región al S de Gaucín los materiales coetáneos y litológicamente equivalentes del "Complejo de Aptychus" de **Didon (1960, 1969)** afloran extensamente pero no es posible observar una relación estratigráfica original con las formaciones jurásicas, aunque ésta ha sido supuesta por **Didon (1969)** y **Olivier (1984)**.

Los conglomerados y brechas (Lám. 43 Fot. 4 y 5) son heterométricos, no están clasificados y se alimentan de cantos jurásicos, entre los que predominan los de calizas blancas con microfacies variadas (oolíticas, bioclásticas, peleitodales, con porosidad fenestral, etc.), sílex y radiolaritas. A éstos hay que añadir cantos de calizas con sílex, calizas margosas y margocalizas, con microfacies biomicríticas con radiolarios y filamentos; también cantos de calizas nodulosas rojas, dolomías y calizas micríticas con calpionélidos. Con frecuencia, las brechas y sobre todo las microbrechas contienen fragmentos de belemnites y de aptychus. La matriz es margosa y poco abundante por lo general, aunque su abundancia puede variar según los niveles, al igual que su color, que suele ser verdoso, amarillento o, a veces, rojizo. Los conglomerados y brechas forman cuerpos cartográficamente lenticulares, de pocos metros de espesor y de poca continuidad lateral, intercalados entre margocalizas y margas. Se suele reconocer un horizonte conglomerático más potente a la base de la formación, en contacto discordante con los materiales infrayacentes.

Las margocalizas son de colores rosados o blancos y de microfacies micríticas con radiolarios y nannoconus. **Buser (1977-78)** ha encontrado también niveles margocalizos autóctonos con tintínidos, al tiempo que el contenido margoso aumenta y aparecen intercalaciones radiolaríticas. El mejor afloramiento de estas rocas se reconoce en el Cortijo del Perdigón (UF342748), en el cual se pueden observar diversas intercalaciones conglomeráticas lateralmente discontinuas. **Buser (1977-78)**, **Bourgois (1978)** y **Olivier (1984)** han demostrado la edad Neocomiense de los terrenos incluidos en esta formación, principalmente sobre la base de la presencia de tintínidos en los cantos de las brechas así como en los niveles margosos intercalados. Los resultados por mí obtenidos conducen a conclusiones equivalentes. Por tanto, esta formación se depositó durante el Cretácico inferior, posiblemente durante el Neocomiense superior y parte del Barremense.

4.3.4.3.4.- Otros materiales.

Bourgois (1978) ha cartografiado al N de Puerto Martínez unos pequeños afloramientos, que ha asignado a la parte superior de su "unidad de Espíldora", constituidos por materiales arcilloso-arenosos y arcilloso-microbréchicos que ha correlacionado con las formaciones que se reconocen en la unidad del Flysch del Corredor del Boyar. Estos afloramientos son muy malos y es difícil asegurar que su relación

estratigráfica con su sustrato sea normal por lo que tal atribución parece difícil de demostrar. En todo caso, **Bourgois (1978)** ha conseguido datarel Senonense superior en los materiales arcilloso-microbréchicos que he cartografiado al SO del Cjo. Perdigón. En diversos puntos de la unidad de Pereila, en la región de los Labrados (UF290695, UF292692, UF293690, UF295690, UF295694), se pueden observar afloramientos de margas rojas que yo no he podido datar pero en los que **Buser (1977-78)** encontró nannoplancton del Eoceno medio. Estas margas y arcillas, junto con los materiales de la Formación Numidoide que afloran ampliamente en los Labrados y al O (UF279702) y SO (UF283700, UF286696) de la Cañada de Pereila son los únicos vestigios de una secuencia terciaria, en posición estratigráfica, sobre las unidades tipo Pereila. En los restantes afloramientos, los materiales terciarios que otros autores (**Olivier, 1984**, en particular) han atribuido a la serie estratigráfica de estas unidades, aparecen tectónicamente aislados de sus supuestos sustratos originales.

4.3.4.3.5.- Significado sedimentario de las formaciones postsinemurienses.

Como antes señalé (cf.4.3.4.2.5.) a lo largo del Lías inferior, el dominio paleogeográfico de las unidades tipo Pereila se fué individualizando como una zona de pendiente adyacente a una cuenca profunda. En dicha zona, al final del Lías inferior se depositaban calizas nodulosas rojas y brechas. La generalización de las facies de calizas con sílex al comienzo del Lías medio y la desaparición de las brechas sugiere, por una parte, un cambio importante en las condiciones oceanográficas y, por otro, una disminución de la inestabilidad tectónica sinsedimentaria. Así, cabe pensar que la acción de las corrientes debió ser menos intensa, lo que favorecería el depósito normal, la desaparición de la estructura nodulosa y el estancamiento local de las aguas en cuencas menores originadas por fracturación, lo que facilitaría la creación de ambientes anóxicos, la preservación de la materia orgánica y la formación de nódulos piritosos diagenéticos. A esta zona de pendiente llegaron esporádicas avalanchas turbidíticas carbonatadas, procedentes de las zonas más someras.

A lo largo del Jurásico medio y superior fue disminuyendo progresivamente la velocidad de sedimentación. El dominio de las unidades tipo Pereila ocupó el borde de una cuenca subalimentada (starved basin), esto es, a la que no llegaban aportes biogénicos, ni terrígenos de procedencia continental y en la que la actuación de las corrientes impedía el depósito. Puesto que las rocas de esta edad sólo aparecen de forma muy esporádica, cabe pensar que las calizas de filamentos y las radiolaritas del Dogger y Malm se depositaran en pequeñas cuencas colgadas dentro de la pendiente, aisladas unas de otras, delimitadas por las fallas responsables de la individualización de la propia pendiente, y en las cuales los sedimentos quedarían protegidos de la acción de las corrientes (**De Weber et al., 1985**).

Una reactivación tectónica importante tuvo lugar al comienzo del Cretácico inferior, como lo demuestra la aparición de los conglomerados y brechas que marcan la base de los sedimentos de esta edad. El depósito de estos materiales debió estar relacionado con la reactivación de fallas previamente creadas, que favorecieron el basculamiento de bloques y la erosión de las zonas levantadas. Más tarde se detecta una disminución progresiva de la inestabilidad tectónica a juzgar por la gradual desaparición de los niveles conglomeráticos y microbréchicos y su reemplazamiento por margocalizas, arcillas y margas más o menos radiolaríticas.

A partir del Cretácico "medio" y hasta el final del Paleógeno prácticamente no se reconocen sedimentos asociados a estas series. Una posibilidad es que su falta se deba a causas tectónicas. Así, **Didon (1969)** interpretó que la serie de la unidad de Argüelles se podría corresponder con la parte terciaria de su "unidad del Camarote". Otra posibilidad es que realmente no hubiese depósito, lo cual parece demostrado en algunos casos (Pereila, Espíldora) dada la presencia esporádica de sedimentos postneocomienses. La desaparición de los aportes en el Cretácico "medio" posiblemente estuvo relacionada con el importante ascenso eustático que se detecta en dicha edad, que determinó la inundación de zonas continentales previamente sometidas a erosión (**Reyment,1979a,b, 1977, Hays y Pitman, 1973; Vail et al. 1977**). Es posible que la escasa representación de los depósitos postneocomienses guardara alguna relación con el inicio de la actividad tectónica compresiva a comienzos del Cretácico superior, en las Zonas Internas. En definitiva, apenas se detectan sedimentos en las unidades tipo Pereila entre el Neocomiense y el comienzo del Mioceno. Durante el Mioceno inferior, por el contrario, tuvo lugar el depósito de la Formación Numidoide, probablemente ya en condiciones sintectónicas.

4.4.- Los Tetuánides rifeños: resumen estratigráfico.

Las unidades tetuánides rifeñas, equivalentes a las unidades rondaides de la Cordillera Bética más arriba descritas, afloran en una gran extensión. Hacer una referencia, siquiera breve, a su estratigrafía me parece muy importante, ya que no es posible realizar una reconstrucción paleogeográfica sólida de la región del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas béticas sin tener en cuenta los datos existentes en el sector rifeño. La unidad estratigráfica y paleogeográfica de los Rondaides y los Tetuánides es de tal grado que el esquema paleogeográfico, y también paleotectónico, que se proponga para el lado bético ha de ser válido para el rifeño, y viceversa.

Conviene recordar que no todas las unidades que han sido incluídas en la "Dorsal bético-rifeña" **(Didon et al., 1973)** pertenecen al complejo de unidades tectónicas rifeñas que en este trabajo denomino Tetuánides. A éste sólo pertenecen las unidades que han sido incluídas por autores precedentes en las "Dorsales Externa e Intermedia" y en la "Zona Predorsaliense", p.p. Las unidades incluídas en la denominada

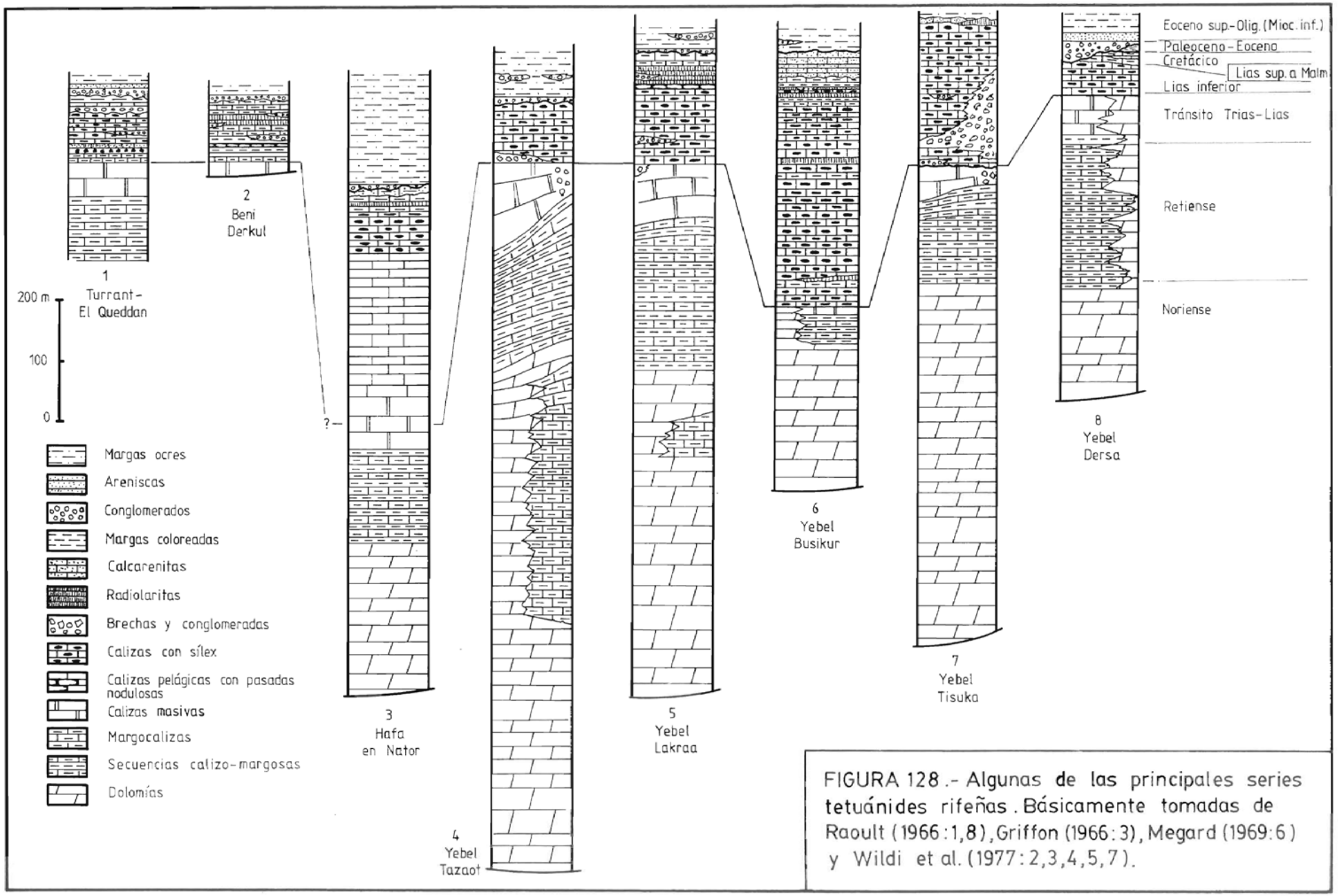


FIGURA 128.- Algunas de las principales series tetuánides rifeñas. Básicamente tomadas de Raoult (1966:1,8), Griffon (1966:3), Megard (1969:6) y Wildi et al. (1977:2,3,4,5,7).

"Dorsal Interna", aunque afloran en estrecha relación espacial con los Tetuánides, son de características estratigráficas diferentes y de procedencia tectónica y paleogeográfica más interna. A juzgar por la naturaleza de sus términos inferiores, clásicamente asignados al Permo-trías, estas unidades deben ser consideradas como elementos tectónicos frontales de la cobertera ghomáride, atribución que ha sido demostrada recientemente por **Baudelot et al. (1984)**, quienes han constatado que existe una relación estratigráfica entre los materiales mesozoicos y terciarios del Yebel Gorgués ("Dorsal Interna") y los terrenos paleozoicos de la unidad ghomáride de la Cudiá Tizián. En los últimos años han sido varios los estudios realizados sobre las unidades de la dorsal rifeña de **Fallot (1937)**, así como sobre las unidades equivalentes de la región de Bokoya. Las principales series estratigráficas allí diferenciadas se recogen en la figura 128.

La Sierra del Hauz ha sido estudiada, de N a S, por **Kornprobst (1966)**, **Raoult (1966)** y **Leikine (1969)**, quienes diferenciaron una serie de escamas de vergencia variable según los puntos y que, regionalmente tienden a situarse en posición subvertical. La estructura del Hauz es de características parecidas a las de la región de Sierra Arana **(Balanyá, 1982, 1984)**. Las imbricaciones más externas son elementos indudablemente tetuánides a juzgar por su posición tectónica y características estratigráficas. En su mayor parte fueron agrupadas por los autores arriba mencionadas en la unidad del Yebel Dersa que, por sus características estratigráficas, se puede considerar como una unidad de tipo Baños de Alhama. En posición más externa existe otra unidad, mucho más discontinua y peor representada regionalmente, que **Raoult (1962, 1966)** denominó unidad de Turrant el Queddán. En una posición equivalente a la de esta última unidad, pero algo más al S, **Leikine (1969)** reconoció un pequeño elemento tectónico de características estratigráficas ligeramente diferentes, que denominó unidad de Beni-Imrám y que correlacionó con la unidad de la Hafa en Nator, definida por **Griffon (1966)** al S de Tetuán. Estas tres últimas unidades presentan características estratigráficas de tipo Pereila, aunque son ligeramente diferente entre sí: la serie de la unidad de Turrant el Queddan es casi igual a la de la unidad de Pereila; la de la unidad de Beni Imrám recuerda más bien a la de los elementos discontinuos de la región de Gaucín; por último, la unidad de la Hafa en Nator presenta algunos rasgos que la aproximan a la unidad de las Nieves, sobre todo en sus afloramientos más meridionales.

La región entre Tetuán y Asifane, esto es, la Dorsal Calcárea s.s. de **Fallot (1937)** ha sido objeto de un detallado estudio global por **Wildi (1979)**, **Wildi et al. (1977)** y **Nold et al. (1981)**, al que hay que añadir los trabajos más locales de **Griffon (1966)**, **Gutnic (1969)**, **Olivier (1978, 1984)** y **De Weber et al., (1985)**. En esta región afloran ampliamente las unidades tetuánides, sobre todo al S del río (ued) Lau. Al N de dicho río aparecen ampliamente representadas las unidades de la "Dorsal Interna", que forman parte de dos conjuntos tectónicos principales que **Wildi et al. (1977)** han denominado Manto de la Hafa Ferkenix y Manto de El Babat-Gorques este último equivalente a

las unidades tipo Uestia, reconocidas en el Hauz por **Kornprobst (1966), Raoult (1966) y Leikine (1969).** Por debajo de estas unidades se sitúan la unidad de la Hafa en Nator, a la que ya me referí más arriba, y las unidades de Ametrasse-Bettara, que están mayoritariamente constituidas por materiales terciarios equivalentes a la Formación Horca. Las restantes unidades tectónicas tetuánides, que afloran sobre todo al S del río Lau, han sido agrupadas esencialmente en tres mantos, denominados, respectivamente del Yebel Tazaot (=Tazute), del Yebel Lakraa y del Yebel Tisuka; a estos hay que añadir diversos elementos tectónicos menores que han sido agrupados en las escamas de Abu Bnar y en la "Dorsal Intermedia". La serie del Manto del Tazaot (=Tazute) es equivalente a la de la unidad de las Nieves, de la que solo difiere en que, localmente, presenta un potente miembro margocalizo intercalado entre las dolomías norienses. La mayor parte de las unidades incluídas en el Manto del Yebel Lakraa poseen también series de tipo Nieves, pero presentan una formación potente de calizas masivas blancas a techo de la Formación de tipo Kössen, por lo que, tal vez, el elemento bético con el que presentan mayores semejanzas sea la Sierrecilla de Algatocín-Poyato; la unidad del Yebel Bu Slimane, que ocupa un sector externo del manto del Yebel Lakraa, es la que posee la secuencia postriásica más completa, cuyos términos mesozoicos recuerdan a los de las series frontales de la unidad de las Nieves, pero la presencia dentro del Jurásico de diversas intercalaciones de brechas la aproxima ya a las unidades de tipo Pereila, al igual que sucede con la unidad de la Hafa en Nator. También las series del manto del Yebel Tisuka, de las escamas de Abu Bnar y de la Dorsal Intermedia son de tipo Nieves, si bien el espesor progresivamente menor de las dolomías triásicas y las alternancias calizo margosas son características que las aproximan a las unidades tipo Baños de Alhama; la presencia de una barra de calizas dolomitizadas sobre la Formación de tipo Kössen es característica de estas unidades y también se reconoce, en el sector bético, en el Hacho de Gaucín.

En la región de Bokoya, las unidades tetuánides fueron agrupadas en el Manto del Yebel Busicur por **Mégard (1969)** y en los "mantos con Lías con Sílex", por **Andrieux (1971).** Por sus características estratigráficas estos elementos pueden ser también considerados de tipo Nieves.

5. OTRAS UNIDADES.

5.1.- Introducción.

Existen una serie de elementos tectónicos situados a lo largo del contacto entre las Zonas Internas y las Externas cuya asignación a alguno de los tipos de unidades más arriba diferenciados no es posible, bien por falta de datos o bien porque presentan características estratigráficas un tanto particulares que los diferencian de las otras unidades ya descritas. Estos elementos son los

siguientes: La Almola, el Tajo de Enamorados y el Peñón de Ronda, en la Serranía de Ronda; la Sierra de Castillones, en la región de El Chorro; la unidad de la Mora, en la transversal de Sierra Arana; y el Jabalcón, en la región de Baza. Otros elementos que se encuentran en una situación equivalente son los que fueron agrupados por Durand-Delga (1972) en los "Taríquides", esto es, el Peñón de Gibraltar y la peña de Los Pastores de las proximidades de Algeciras y, por último, el grupo tectónico del Yebel Musa del Rif.

Algunas de estas unidades (Yebel Musa, Pastores, probablemente Gibraltar, y Castillones) presentan un Trías de facies germánica y una secuencia mesozoica de tipo Subbético s.l. por lo que tal vez pudieran constituir los elementos paleogeográficos más internos de las Zonas Externas. Estos elementos aparecen relacionados geométricamente con o englobados por el Complejo del Campo de Gibraltar.

Los restantes elementos (Almola, Tajo de los Enamorados, Peñón de Ronda, unidad de la Mora y Jabalcón) plantean mayores problemas de atribución tectónica y paleogeográfica, ya que algunos de sus rasgos estratigráficos son de tipo externo mientras que otros sugieren una relación o al menos una proximidad paleogeográfica a los Rondaides. Así, por un lado, la secuencia jurásico-cretácica del Jabalcón, el Tajo de Enamorados y la Almola recuerda a la que se reconoce en las unidades subbéticas más internas. Por otro lado, otros datos sugieren un origen más interno: así, la Almola, el Tajo de los Enamorados y el Peñón de Ronda aparecen pinzados al frente de la unidad de las Nieves, en una posición equivalente a la de las unidades tipo Cabrilla, incluso en aparente continuidad lateral con ellas, como sucede entre la Almola y la Sierra del Oreganal, y todos ellos, en conjunto, presentan una estratigrafía relativamente parecida a grandes rasgos; por ello, Dürr (1967) y yo mismo (**Martín-Algarra, 1980a**) incluimos a todos estos elementos tectónicos en la unidad de Enamorados. Es posible, además, que estas unidades posean un Trías de facies alpina a su base estratigráfica, y en la unidad de la Mora se reconocen materiales idénticos a la Formación Horca, rasgos que sugieren una relación con los Rondaides. Por último, materiales que se pueden asimilar a la Formación Numidoide aparecen en el Peñón de Ronda, la unidad de la Mora y el Jabalcón, lo que sugiere que la posición original de estos elementos se situó durante el Mioceno inferior en una zona próxima al Surco de los Flyschs. En definitiva, estas unidades parecen proceder de una zona paleogeográfica algo más externa que los Rondaides, pero más interna que los elementos más internos de las Zonas Externas. (*1)

5.2.- La Almola.

5.2.1.- Localización y estructura general.

La Almola es un relieve próximo a Ronda que constituye una escama tectónica pinzada por el frente de la unidad de las Nieves

(*1) Nota del Autor (2022, ver también nota a pie de la página 459). En el estado actual de conocimientos puede afirmarse con rotundidad que las sucesiones estratigráficas de la Almola, Tajo de los Enamorados y Peñón de Ronda son idénticas a las que se reconocen en diversos afloramientos de la unidad de la Hafa Ferkennix en el Rif, cuya posición tectónica original en la pila de unidades internas está perfectamente preservada (Maate, 1996). Por otra parte, la Unidad de la Mora presenta una sucesión triásica y una posición tectónica propias de una unidad perteneciente al Alpujárride inferior, como demostraron López-López et al. (1988) y Sanz de Galdeano et al. (1995).

LOPEZ-LOPEZ J.R., BRAGA J.C. ET MARTIN-ALGARRA A. (1988): Le Trias supérieur et le Lias à caractères austroalpins de l'unité de la Mora (Cordillère Bétique, Espagne). Comptes rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 306, II, 361-366. I.S.S.N: 1164-5873.
SANZ DE GALDEANO C., DELGADO F., LOPEZ-GARRIDO A.C. Y MARTIN-ALGARRA A. (1995): Appartenance alpujarride proposée de l'unité de La Mora au NE de Grenade (Cordillère Bétique, Espagne). Comptes rendus de l' Académie des Sciences de Paris, 321, IIa, 10, 885-892. I.S.S.N.: 1250-8050.

y que aflora en continuidad lateral con la escama de la Sierra del Oreganal, de la cual aparece separada por fallas. No es evidente, sobre el terreno, el que la Sierra del Oreganal y la Almola constituyan dos entidades tectónicas diferentes. De hecho, ambos relieves aparecen en idéntica posición estructural y están mayoritariamente constituidos por calizas blancas, atribuibles en su mayor parte al lías inferior. Sin embargo, el análisis estratigráfico realizado en los materiales postliásicos pone de manifiesto diferencias significativas entre ambos afloramientos. Ello no significa que originalmente no estuvieran relacionados, sino tan solo que dicha relación es, en los afloramientos actuales, difícil de demostrar a juzgar por los datos estratigráficos disponibles.

La Almola está constituida esencialmente por calizas blancas masivas karstificadas, atribuibles en principio al Lías. No se reconocen dolomías debajo de las calizas aunque éstas pueden aparecer ligeramente dolomitizadas en algunos puntos. El límite inferior de estas rocas es una superficie de cabalgamiento sobre el Penibético que aparece jalonada de virutas tectónicas de materiales margoareniscosos asignables a la Formación Numidoide. El macizo, que regionalmente buza al S, se acuña rápidamente por causas tectónicas debajo del frente de la unidad de las Nieves.

Las calizas liásicas están surcadas por varios sistemas de fallas, normales e inversas. Destacan tres fallas inversas de dirección aproximada NO-SE y vergencia hacia el SO, y otra de orientación aproximada N-S y vergencia hacia el O. Esta última está cortada por una gran falla normal de dirección aproximada ENE-OSO que divide al macizo calcáreo en dos mitades; otra falla normal de dirección NE-SO desciende la porción oriental del afloramiento.

5.2.2.- Serie estratigráfica. (Lám. 44).

La serie estratigráfica de la Almola se puede establecer a partir de cortes parciales (Fig. 130) levantados en los bordes de las pequeñas depresiones existentes en la porción occidental de la ladera meridional de la sierra, ya que en ellas han sido protegidos de la erosión los niveles estratigráficos superiores. Los materiales suprayacentes a las calizas blancas constituyen una secuencia pelágica de edad Lías superior y más reciente y de reducido espesor, cuyos rasgos generales han sido objeto de trabajos precedentes (**Martín-Algarra et al., 1979, 1983; Martín-Algarra, 1980a**), y que se puede subdividir en tres conjuntos principales de edad Jurásico a Berriasense, Neocomiense superior-Barremense y Paleógeno. Una observación atenta permite constatar que todos estos materiales aparecen, al menos parcialmente, rellenando cavidades kársticas labradas en las calizas blancas (**Martín-Algarra et al., 1983**) y que existen variaciones significativas en las facies y en la distribución de formaciones de unos puntos a otros. El estudio detallado de estas cavidades, así como de las rocas en las que encajan y de los sedimentos y cementos que las rellenan es de un

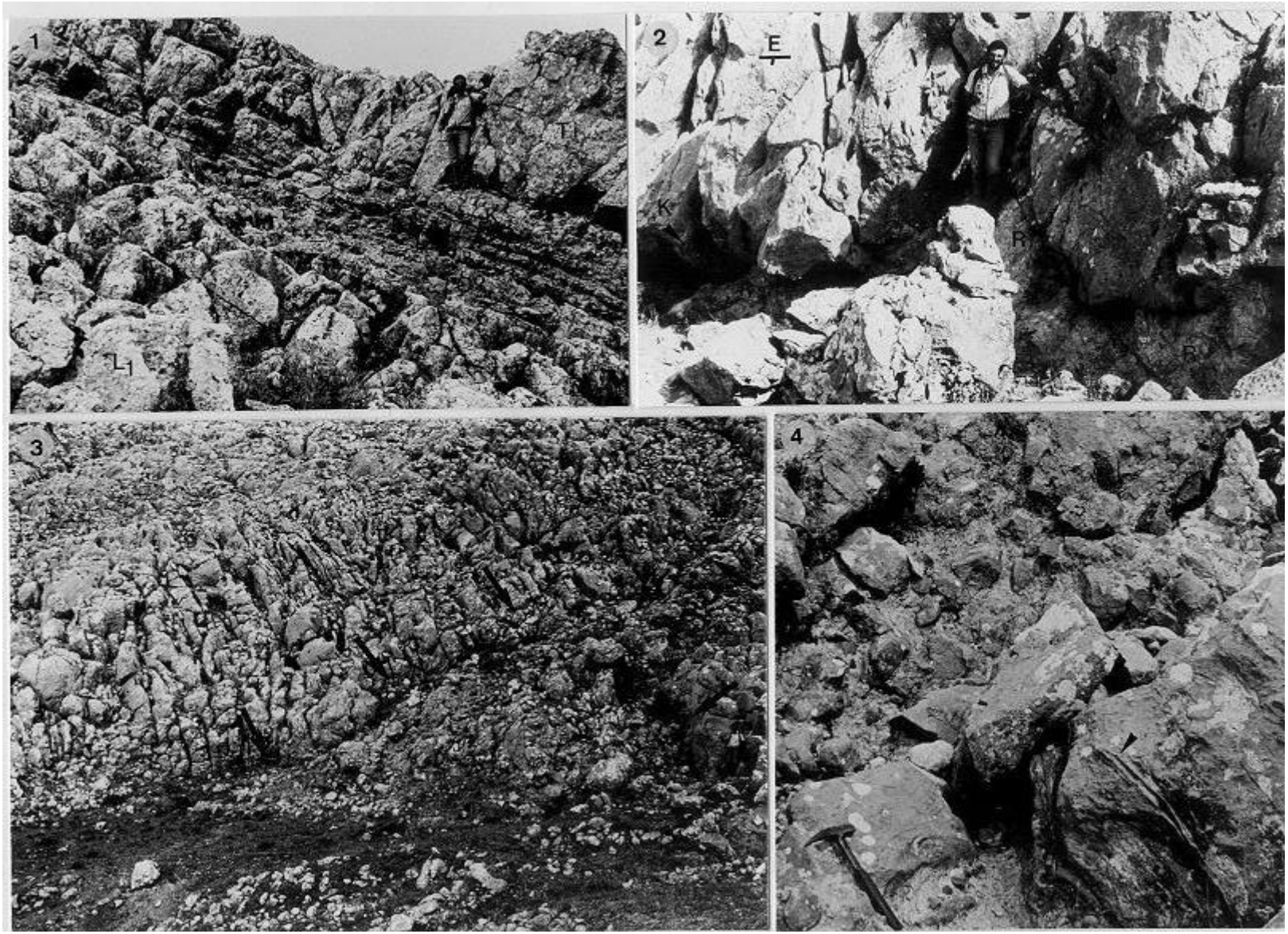
LAMINA 44

Foto 1.- Aspecto de campo del corte de la Cueva (Almola). L 1: Calizas blancas del Lías inferior. L2: calizas de crinoides con I. liásica. O?: calizas pelágicas del Oxfordense (?), K: calizas nodulosas del Kimmeridgense. Ti: Tithónico inferior.

Foto 2.- Diques neptúnicos en las calizas blancas del Lías de la Almola. Punto A de la figura 129. La estratificación (E) buza, según se indica, hacia el lector. Obsérvense las formas kársticas de las paredes del dique (K), que aparece relleno (R) por brechas y calizas nodulosas algo margosas amarillentas.

Foto 3.- Aspecto de conjunto de la gran cavidad del punto B de la figura 129. Los límites de la cavidad están señalados con flechas. La estratificación no es visible en las calizas blancas pero, el examen sobre el terreno demuestra que buza hacia el lector. Los terrenos blandos derrubiados situados en primer término, son capas rojas del Paleógeno, que aparecen hacia la izquierda bien estratificadas.

Foto 4.- Aspecto de la brecha que rellena la cavidad de la foto 3. Obsérvese la matriz margosa entre los cantos y bloques, algunos de los cuales presentan espeleotemas (flecha).


1
T
L2
L1
2
E
K
R
R
3
4

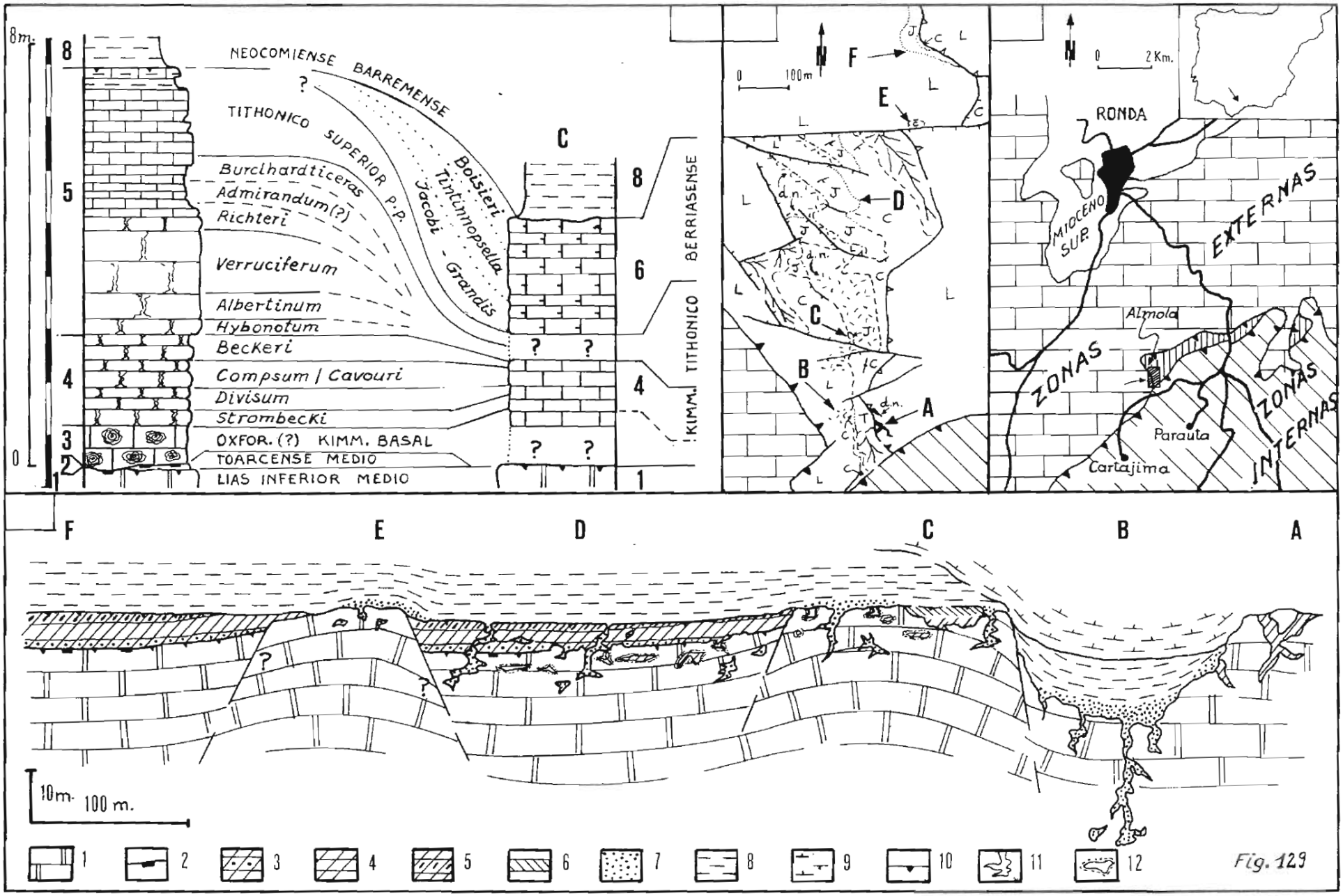

8m.
0
8
5
4
3
2
1
NEOCOMIENSE
BARREMENSE
TITHONICO SUPERIOR P.P.
Burchardticeras
Admirandum(?)
Richteri
Verruciferum
Albertinum
Hybonotum
Beckeri
Compsum / Cavouri
Divisum
Strombecki
OXFOR.(?) KIMM. BASAL
TOARCENSE MEDIO
LIAS INFERIOR MEDIO
Boisieri
Tintinnopsella
Jacobi - Grandis
C
8
6
4
1
BERRIASENSE
TITHONICO
KIMM.
N
0 100m
F
E
D
C
B
A
N
0 2Km.
RONDA
MIOCENO SUP.
EXTERNAS
Almola
ZONAS
ZONAS INTERNAS
Parauta
Cartajima
F
E
D
C
B
A
10m.
100 m.
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Fig. 129

especial interés para la reconstrucción paleogeográfica. El esquema de la figura 129 resume los datos estratigráficos obtenidos en la Almola y representa la distribución lateral de las facies que se reconoce en la porción occidental de esta unidad.

5.2.2.1.- Las calizas blancas.

Las calizas blancas son rocas de aspecto masivo por lo que, al no poder reconocer la estratificación, es muy difícil levantar en ellas cortes detallados. De acuerdo con la cartografía su potencia supera al menos los 200 m.

Estas rocas presentan microfacies variadas en el detalle, características de una plataforma carbonatada somera (**Martín-Algarra, 1980a**). En las partes más bajas predominan las microfacies pelmicríticas y micríticas con porosidad fenestral, mientras que hacia arriba son más frecuentes las facies calcareníticas intra y bioclásticas, con abundantes gasterópodos, foraminíferos bentónicos y algas (**Th. parvovesiculifera RAINIERI, Rivularia sp.**, etc.).

En la parte superior de las calizas blancas la estratificación suele ser más potente. En varios puntos, sobre todo en el corte de la Cueva (UF083613) se puede observar (Fig. 131) que el techo del paquete está constituído por niveles calcareníticos con crinoides bastante gruesos, empastados por un sedimento micrítico de color amarillento. Al microscopio se observa una textura biomicrítica, por sectores laminada, con abundantes foraminíferos bentónicos entre los cuales se pueden reconocer numerosos ejemplares de:

Involutina liásica JONES, y
Trocholina sp.

Facies y faunas permiten atribuir el techo de las calizas blancas al Lías, probablemente medio, y el resto del paquete al Lías inferior (**Martín-Algarra, 1980a**). No obstante, no se puede excluir la posibilidad de que los niveles más bajos de la formación pertenezcan al Trías.

5.2.2.2.- Las facies pisolíticas y los espeleotemas (Lams. 45 a 47).

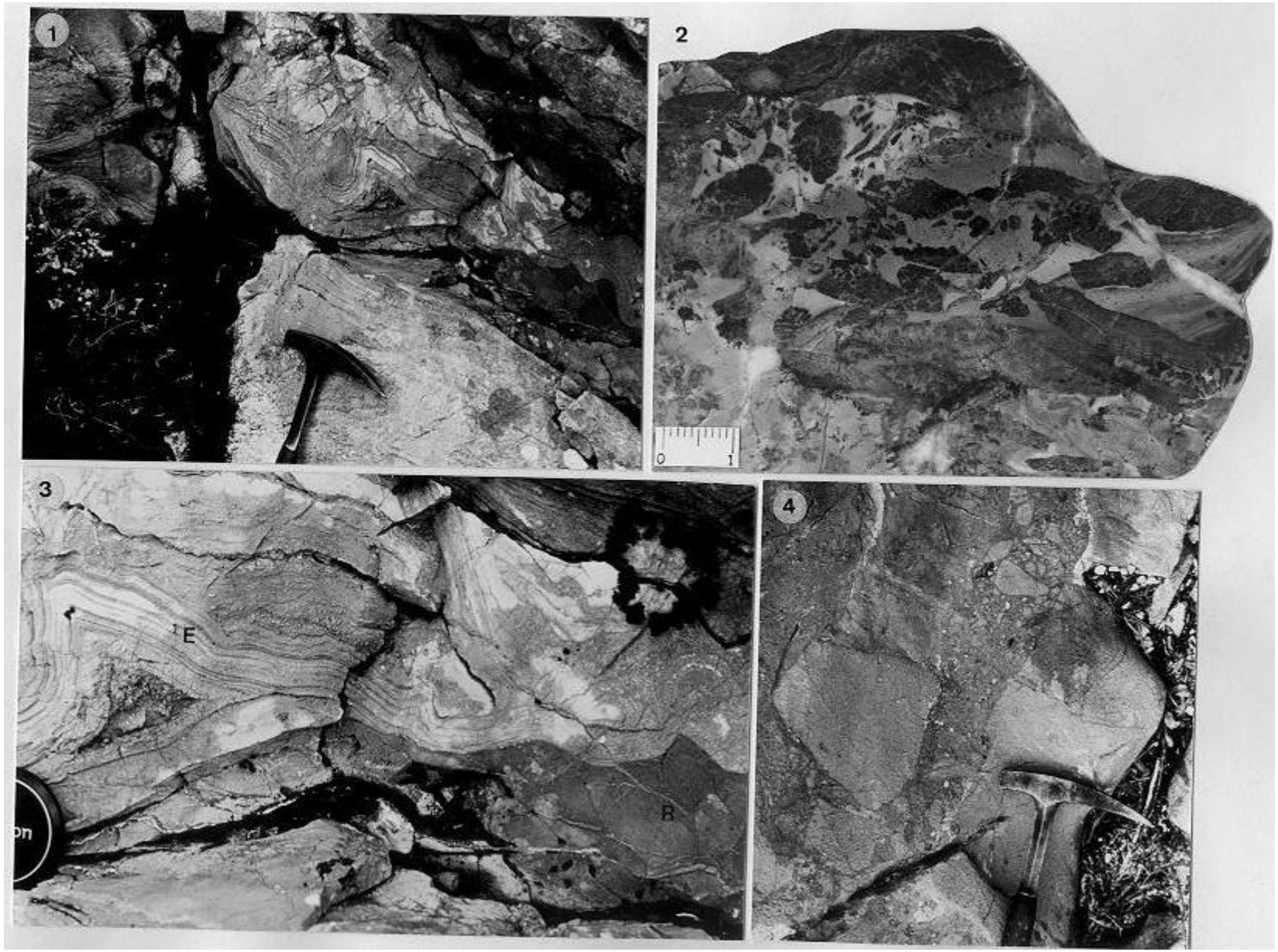
También es un rasgo característico de la parte alta de las calizas blancas la presencia de litofacies pelmicríticas con una porosidad fenestral muy marcada, que aparecen en estrecha relación con litofacies análogas (Lam. 46, Fot.3) a las polémicas facies pisolíticas descritas por **Dunham (1969b)** y, más recientemente por **Esteban y Pray (1983)** en el Complejo Arrecifal del Capitán (Montañas Guadalupe de Nuevo Méjico y Tejas EEUU), y también a los coniatolitos descritos por **Purser y Loreau (1973)** en el Golfo Pérsico. Dentro de estas facies se pueden reconocer diversos tipos de pisolitos diferenciados por **Esteban y Pray (1983)** y varias de las características diagnósticas señaladas por estos autores.

LAMINA 45

Fotos 1 y 3. Espeleotemas (E) y sedimentos asociados (R) de la Almola. Punto D de la figura 129. Compárese con la foto 1 de la lámina 46.

Foto 2.- Brecha formada por fragmentos de estromatolitos pelágicos situados dentro de las calizas pelágicas atribuídas al Oxfordense. La Almola, punto D de la figura 129. Escala en cm.

Foto 4.- Brecha autoclástica formada por cantos de calizas blancas. Esta brecha es probablemente coetánea con la karstificación acaecida en la Almola durante el Cretácico inferior. Punto C de la figura 129.


1
2
0
1
3
E
R
4

LAMINA 46

Foto 1.- Sección pulida de los espeleotemas y rellenos pelágicos de la Almola. Compárese con la figura 132. La cavidad está labrada en calizas blancas que muestran facies pisolíticas con abundante porosidad fenestral. Obsérvese la alternancia de sedimentos micríticos bioturbados (base) y/o laminados (centro), con cemento. Escala en cm.

Foto 2.- Brecha procedente de un dique neptúnico existente dentro de las calizas pelágicas claras del Tithónico inferior (punto D de la figura 129). Estas brechas están exclusivamente formadas por cantos de las calizas pelágicas encajantes y suprayacentes y contienen tintínidos del Berriasense. Escala en cm.

Foto 3.- Facies pisolítica del techo de las calizas liásicas. Muestra recogida al NO del punto C de la fig. 129. Escala: 1 cm.

1
2
3

Por su posición y distribución irregular en la vertical parece que, al menos localmente, estas facies se originaron por alteración y removilización parcial e in situ de los sedimentos calcáreos infrayacentes por lo cual cabría la posibilidad de que fueran produtos vadosos de origen edáfico (caliches) como sugirió **Dunham (1969b)**; no obstante, y de acuerdo con los estudios más recientes de **Esteban (1976) y Esteban y Pray (1983)** estas facies deben considerarse en su mayor parte como productos deposicionales y no como productos edáficos ya que no presentan otros rasgos característicos de los caliches **(Esteban, 1976)**. En todo caso, sea cual sea el origen exacto de las facies pisolíticas de la Almola, su presencia indica que el techo de las calizas blancas en algún momento llegó a emerger y a situarse en la zona marina freática, o incluso en la zona vadosa. Por su posición estratigráfica puede asegurarse que la formación de estas facies tuvo lugar entre el Lías medio y el Malm inferior.

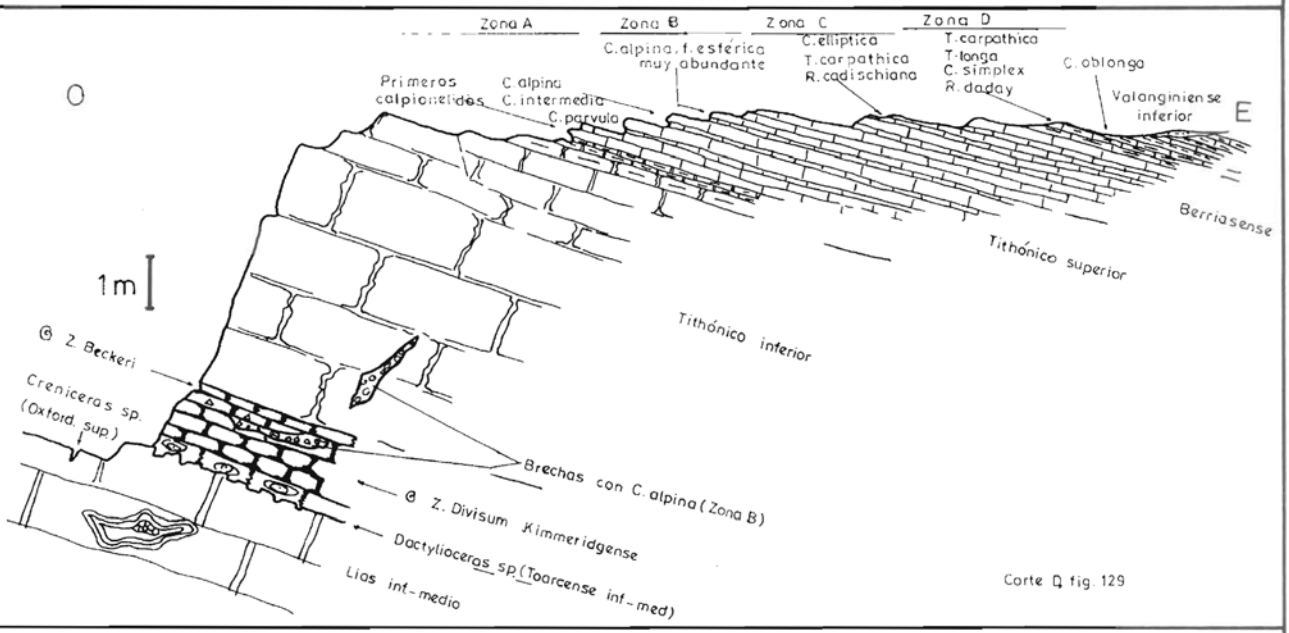
En la parte alta de las calizas blancas, sobre todo en los afloramientos C y D del esquema cartográfico de la figura 129 , se pueden reconocer también una serie de cavidades de disolución cuyas paredes aparecen tapizadas de concreciones carbonatadas (Lám. 45, Fot. 1 2) que se pueden denominar espelotemas (**Thrailkhil, 1976**). La morfología de las cavidades es irregular y las hay perpendiculares a la disposición de la estratificación y paralelas a ésta. Las cavidades se han originado evidentemente por disolución de las facies calcareníticas, pisolíticas y peletoidales con porosidad fenestral de la parte alta de las calizas blancas. Aunque es difícil estimar la profundidad que alcanzan las cavidades, dado el carácter masivo de la roca disuelta y la falta de superficies de referencia, se puede asegurar que llegan a aparecer cavidades a más de una veintena de metros por debajo del techo de la formación de calizas blancas.

Una mención especial merecen las grietas que se reconocen en el punto A de la figura 129 , cuyas dimensiones son especialmente notables: su longitud puede llegar a alcanzar varias decenas de metros y su anchura y profundidad puede ser de hasta varios metros. Aparecen rellenas por calizas pelágicas pardas y amarillentas, calizas nodulosas y brechas nodulosas de matriz margosa, cuya edad oscila entre el Jurásico superior y el Neocomiense. Se trata, pues, de espectaculares ejemplos de diques neptúnicos.

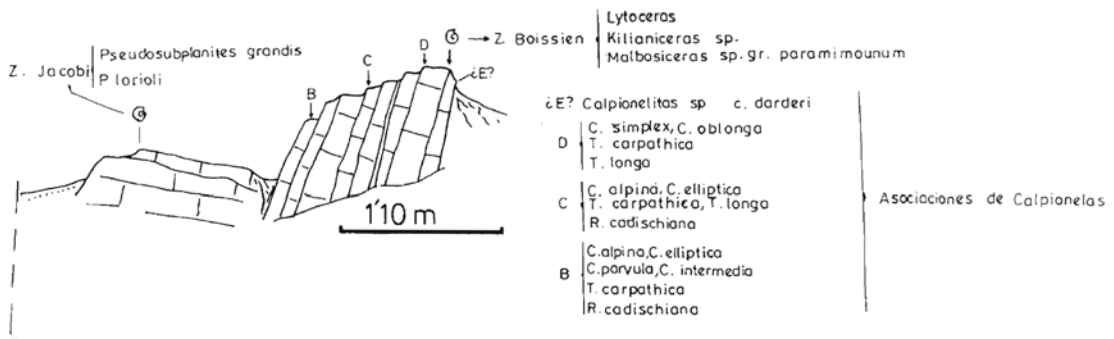
Las cavidades, que se observan en los alrededores de los puntos C y D (Fig. 129) están completamente rellenas, de manera que actualmente no se observan huecos residuales. Dentro del relleno hay que distinguir, por una parte, los cementos y concreciones y, por otra, los sedimentos internos. Como puede verse en la Foto 1 de la lámina 46 y en la figura 132 , los sedimentos y los rellenos pueden alternar en generaciones sucesivas.

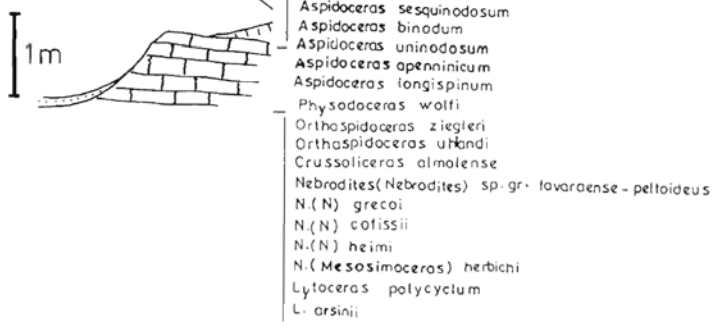
Los **cementos** son fundamentalmente laminados y concrecionan las paredes de las cavidades, aunque algunas pueden estar rellenas solo de sedimentos. Los huecos residuales (Lám.46 Fot. 1) aparecen rellenos por un cemento espático en mosaico. Los cementos laminados

Figura 130. Cortes en la serie postliásica de la Almola.



Bloques del punto C, fig 129





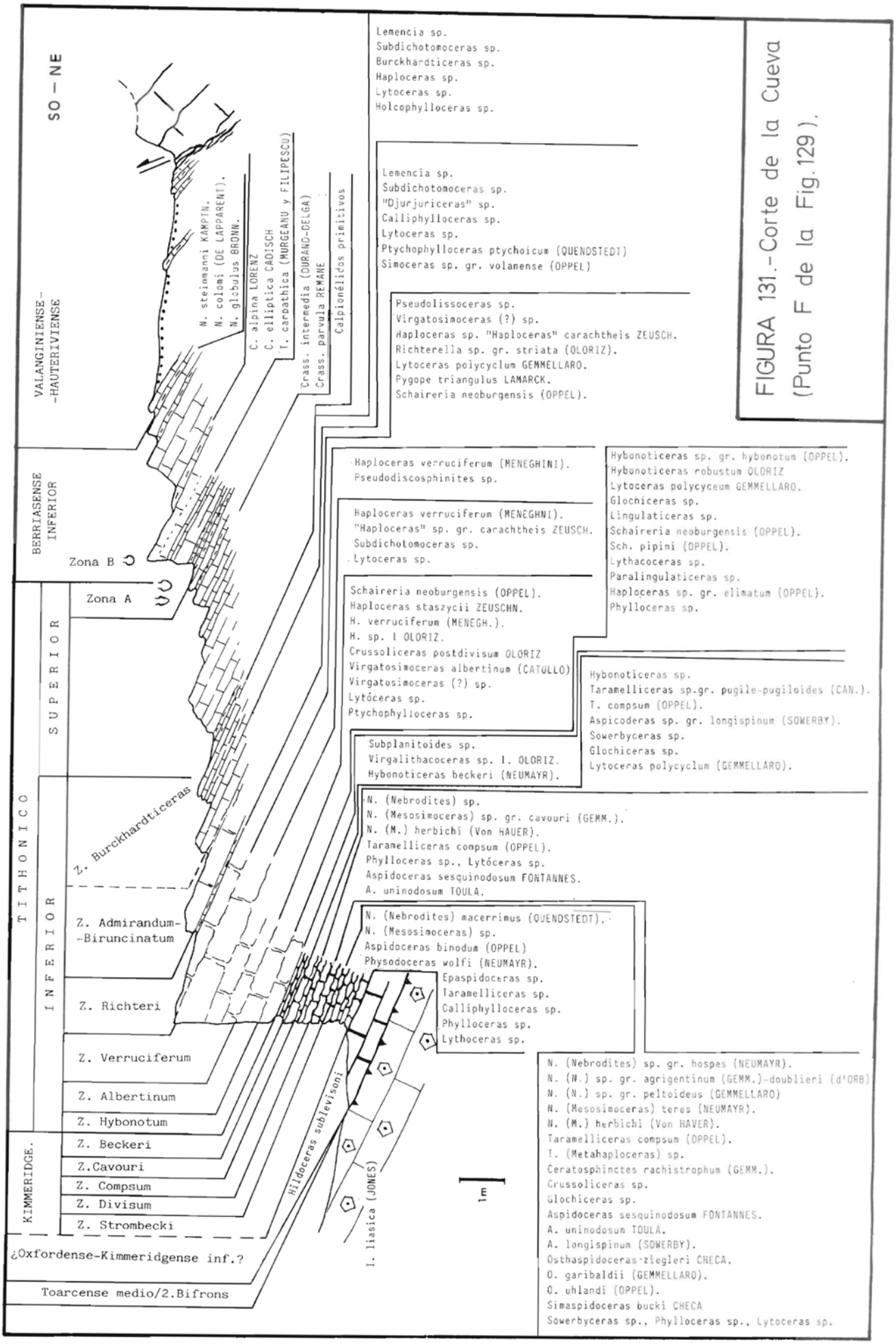


FIGURA 131.- Corte de la Cueva (Punto F de la Fig. 129).

pueden ser designados como espeleotemas (**Thrailkhil, 1976**) ya que concrecionan las paredes de microcuevas y muestran una tendencia estalactítica, a veces muy patente. Es frecuente que las diferentes generaciones de láminas se corten unas a otras.

La textura de los cementos laminados no es uniforme, lo que tal vez sea indicativo de la actuación de diferentes mecanismos cementantes. Se pueden distinguir láminas con textura esparítica y láminas con textura micrítica. Las láminas con textura esparítica pueden estar formadas por haces de cristales fibrosos muy alargados (Lám. 46 Fot. 1) que, por su hábito (**Friedman, 1968**), podrían ser de naturaleza original aragonitica y de origen marino; no obstante es más frecuente que los cristales sean de forma prismática y se dispongan con una estructura en empalizada, perpendicular a la laminación, hábito éste que suele ser característico de la calcita pobre en magnesio, que se forma principalmente en ambiente continental, por acción de las aguas dulces, vadosas o freáticas (**Friedman, 1968; Sanders y Friedman, 1967**). Las láminas micríticas suelen ser de muy poco espesor y aparecen esporádicamente entre láminas esparíticas. Pueden estar formadas por una micrita dispuesta en láminas onduladas de apariencia microestromatolítica (Lám.47 Fot. 4). En otros casos presentan una estructura interna peletoidal, o incluso pueden estar formadas por haces ramificados micrítico-peletoidales de dimensiones milimétricas, dispuestos perpendicularmente a la laminación, con una orientación centrípeta y rodeados de cristales esparíticos en mosaico. En este caso, el aspecto recuerda al de algunas laminaciones de caliches (**Read, 1976, Esteban y Klappa, 1983**).

Los **sedimentos** están formados por una caliza micrítica de color pardo-amarillento o crema, y aspecto macroscópico equivalente al de las calizas pelágicas de la formación suprayacente. Es común que estén laminados y en algún caso también bioturbados (Lám.47 Fot. 1). A veces se observan pequeñas superficies de erosión interna señaladas por pátinas ferruginosas y por cambios netos en el color, que evidencian periodos de interrupción en la sedimentación. En muchos casos el sedimento es micrítico y azoico, pero es frecuente que contenga ostrácodos pequeños y gasterópodos (Lám.47 Fot.3,4), que pueden llegar a ser muy abundantes. A veces se observan cantos calcáreos englobados en el sedimento, así como estructuras geopetales. En algún caso los rellenos de las zonas más altas presentan una microfacies con **Saccocoma y Protoglobigerinas**. En la superficie superior de las calizas, algunas grietas aparecen rellenas por un sedimento que contiene pequeños ammonites de tamaño inferior al centímetro y que no ha sido posible extraer. No obstante, parecen corresponder algunos de ellos, al menos, al género **Creniceras**, que es característico del Oxfordense superior.

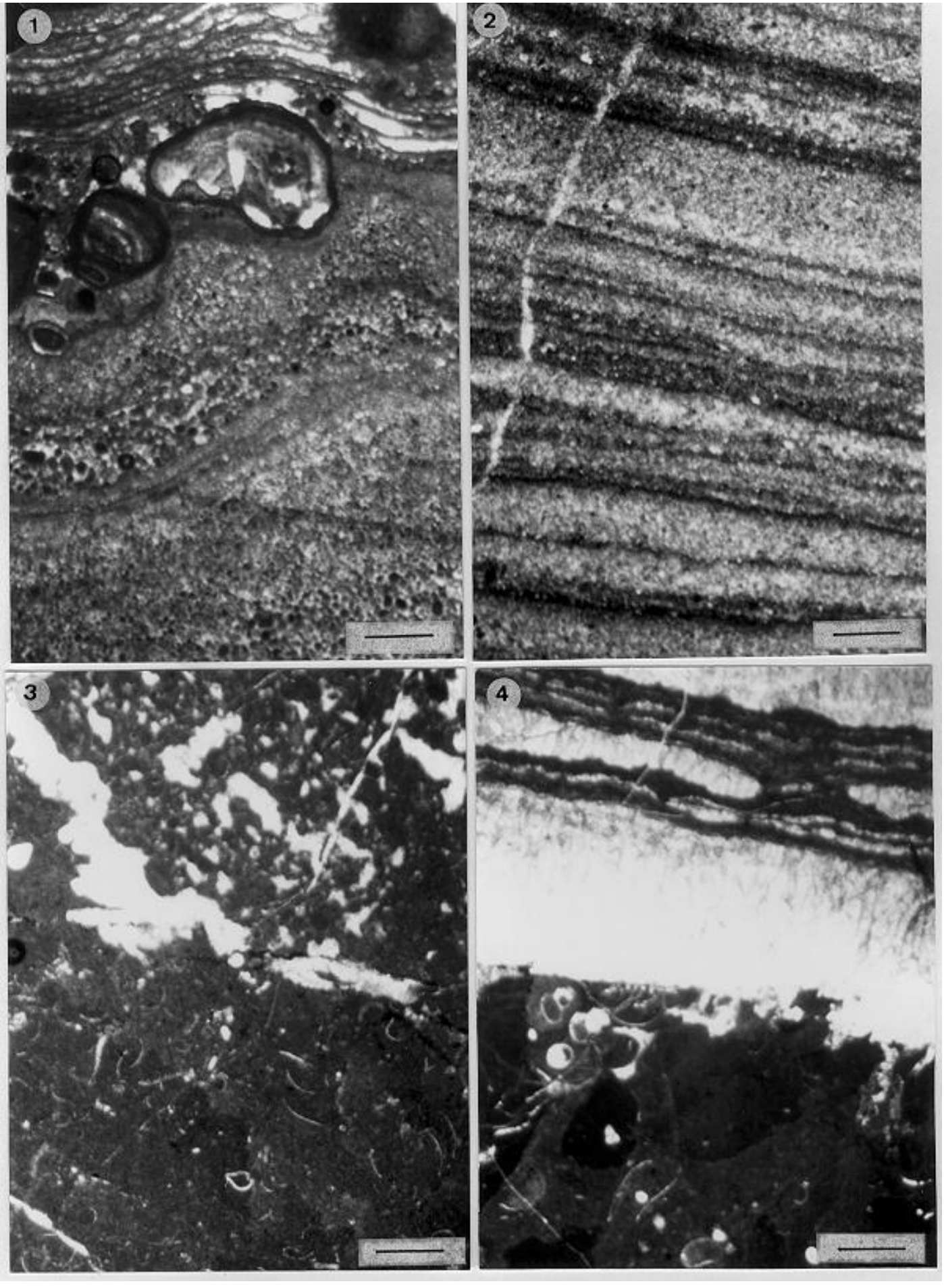
Pisolitos vadosos, cavidades, espeleotemas y rellenos micríticos forman una generación de edad progresivamente más joven por este orden, que se originó entre el Lías medio (datado al techo de las calizas blancas) y el Oxfordense superior, que es la edad más antigua que se ha podido reconocer mediante fósiles en los rellenos de las grietas. En principio, habida cuenta del descenso eustático que se

LAMINA 47

Foto 1.- Aspecto microscópico de las facies pisolíticas de la Almola. Barra: 1 mm.

Foto 2.- Microfacies de un sedimento laminado amarillento de apariencia kárstica y textura parecida a la del limo vadoso, que aparece entre las brechas equivalentes a la representada en la foto 4 de la lámina 45. Barra: 1 mm.

Foto 3 y 4.- Contacto entre la pared y el relleno de un dique neptúnico de la Almola. En la foto el sedimento pelmicrítico con porosidad fenestral de la roca encajante (calizas liásicas) está recubierto por un borde de cementos espáticos con hábitos propios de las calizas originadas en ambientes subaéreos, mientras el relleno está constituído, en este caso, por una biomicrita bioturbada con ostrácodos. En la foto 4 el relleno está constituido por una biomicrita bioturbada con gasterópodos, y embriones de ammonites; el espeleotema muestra una textura en empalizada alternante con niveles micríticos laminados de aspecto microestromatolítico, en otros ejemplos más patente que en éste.


1
2
3
4

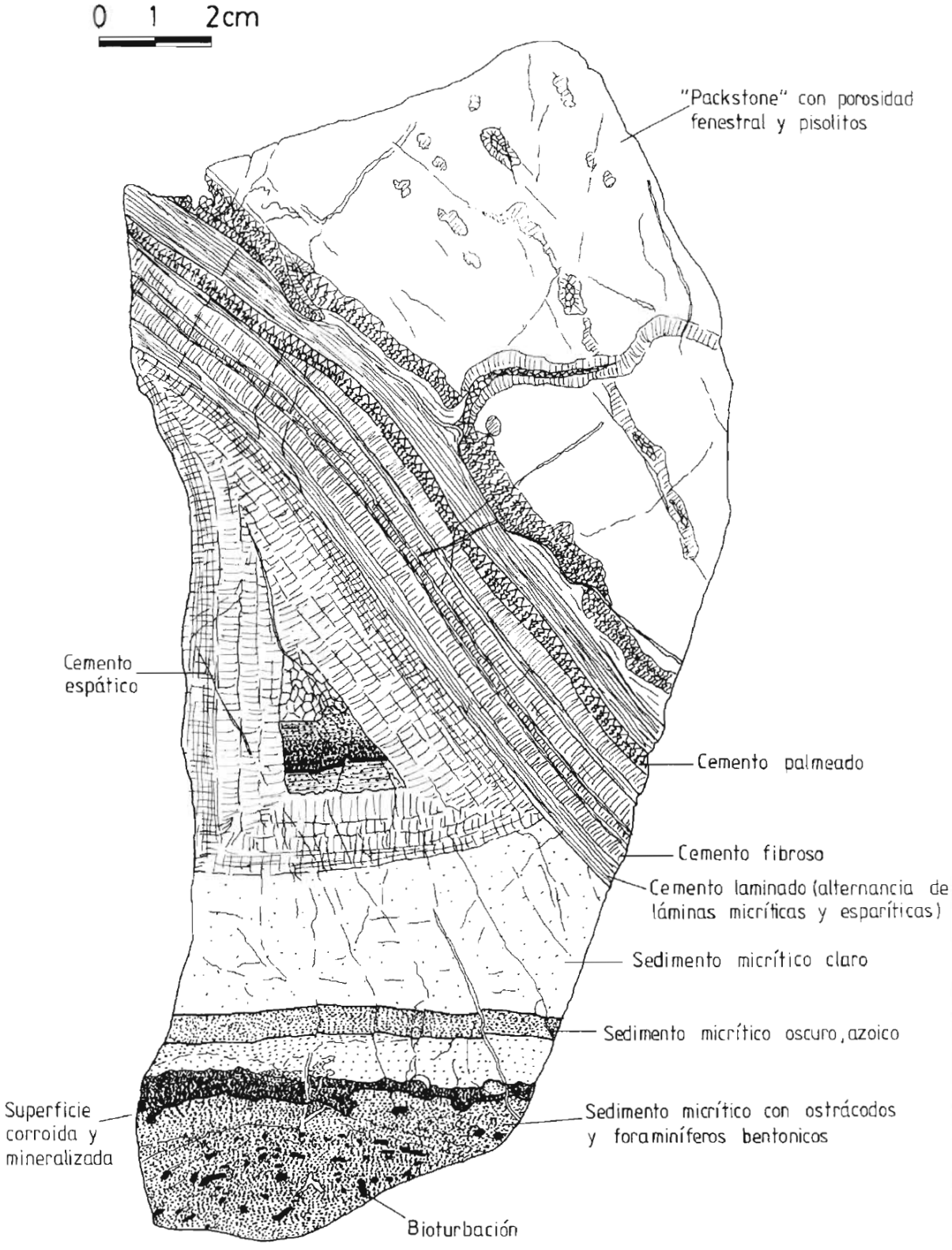


FIGURA 132.- Los espeleotemas y los sedimentos asociados.

detecta en el Dogger (Hallam, 1978, 1984) ésta podría ser la edad de la formación del sistema de cavidades y de parte de los cementos (Martín-Algarra et al., 1983).

5.2.2.3.- Materiales del Lías superior al Berriasense.

Dentro del conjunto de sedimentos pelágicos de edad comprendida entre el Lías superior y el Berriasense se pueden diferenciar dos tipos de litofacies: por un lado hay que distinguir unas **calizas fosilíferas pelágicas que rellenan cavidades** dentro de las calizas blancas; por otro, unas **litofacies bien estratificadas** que reposan en secuencia normal sobre las calizas blancas. Dentro de las litofacies estratificadas se pueden distinguir, a su vez: unas **calizas pardas con estructura nodulosa**, características de la parte baja de las secuencias, que son coetáneas con las calizas fosilíferas y cuya edad es básicamente Kimmeridgense-Tithónico inferior; y unas **calizas de colores claros**, sobre todo amarillentos, bien estratificadas, a veces ligeramente margosas y, por lo general sin estructura nodulosa, cuya edad está comprendida entre la parte alta del Tithónico inferior y el Berriasense. El estudio de todos estos materiales de la Almola han sido especialmente interesante por dos razones: en primer lugar por la gran cantidad de ammonites que han suministrado y, en segundo lugar, por las rápidas variaciones laterales de facies que es posible detectar en niveles coetáneos.

5.2.2.3.1.- Las calizas fosilíferas pelágicas.

Estas rocas aparecen en los alrededores del punto A de la figura 129. Están asociadas a brechas más o menos nodulosas y rellenan grietas gigantes dentro de las calizas liásicas blancas. En el punto A se puede observar una depresión con fondo plano, de casi 1 m de profundidad y algo más de anchura, rellena por una lumaquela de trozos de conchas de ammonites que, por el momento, no ha sido posible determinar. En una muestra procedente de una roca nodulosa amarillenta que rellena una gran grieta, sí ha sido posible establecer una edad precisa, gracias a la siguiente asociación de tíntinidos:

Crassicollaria parvula REMANE
Crassicollaria intermedia (DURAND-DELGA)

que permite identificar la zona A de Le Hégarat y Remane (1968), del Tithónico superior.

Un poco mas al N (punto C, fig.129) se observan varios bloques de calizas pardas y calizas blancas ligeramente desplazados de su posición original, uno de los cuales ha suministrado una abundantísima fauna de ammonites con concha que, en parte, fue dada a conocer en trabajos anteriores, y que permite identificar todas las biozonas del Kimmeridgense, salvo la zona de Platynota, en un espesor inferior a 1'5 m (Fig. 129,130)El interés paleontológico de esta fauna con concha

es bastante grande, ya que posibilita la realización de estudios paleobiológicos (Checa,1985).

En estas calizas no se observa una verdadera estratificación. Sin embargo, la roca tiende a romperse en lajas de espesor decimétrico a centimétrico, limitadas por superficies ligeramente arcillosas o ferruginosas. Un examen atento de dichas superficies permite constatar que corresponden a antiguos fondos duros de abrasión (Seyfried, 1979, 1980a,b, 1981) en los cuales la fauna aparece truncada casi siempre por parte superior. El grado de fragmentación de la fauna es importante, pero abundan también los ejemplares completos o casi completos, algunos de ellos de grandes dimensiones, en especial ciertas especies de aspidóceras, cuyo diámetro puede sobrepasar los 20 cm (Checa, 1985). La fragmentación y diversa orientación de la fauna sugiere la acción violenta y esporádica de las corrientes. Las microfacies son biomicríticas, con abundantes foraminiferos bentónicos y planctónicos (Protoglobigerinas), Saccocoma, bioclastos diversos y otros microorganismos (Cadosina, Globochaete, etc.). Son facies análogas a las descritas en el Penibético (Cap. 2, apartado 3.3.3.2.1.), de las que sólo difieren en el color, que no es rojo, sino marrón o pardo, en este caso.

5.2.2.3.2.- Las calizas nodulosas pardas.

A diferencia de las calizas fosilíferas pelágicas, cuyo depósito parece que tuvo lugar en cavidades del techo de las calizas blancas, las calizas nodulosas forman parte de secuencias bien estratificadas reconocibles en los puntos D y F (Fig. 129), en los cuales he levantado dos cortes(Fig.130,131) sepuede constatar que la potencia es ligeramente mayor y que la facies es menos nodulosa en D, donde la roca es más compacta y de rasgos intermedios entre los de las típicas calizas nodulosas del punto F y las calizas fosilíferas pelágicas del punto C. No obstante, en ambos cortes se puede observar una sucesión vertical bastante equivalente, con tres tramos bien diferenciados: uno inferior compacto, con nódulos ferruginosos; uno intermedio, bien estratificado en estratos decimétricos, con la estructura nodulosa más patente; y uno superior, de colores más claros, estratificación más gruesa y estructura nodulosa menos desarrollada.

Por debajo del tramo inferior es posible reconocer, localmente, una costra calcárea de espesor centimétrico, lateralmente discontinua, limitada por superficies ferruginosas y formada por una caliza parda cuyo aspecto no difiere del de los niveles suprayacentes, pero que ha suministrado, en el punto D (corte de la Cueva), un ejemplar perfectamente conservado, completo y que áun preserva parte de su concha original, de:

Hildoceras sublevisoni FUCINI

y, en el punto E, varios fragmentos, también con parte de la concha original, de:

Dactylioceras sp.

Estos fósiles permiten atribuir dicha costra al Toarcense medio, zona de Bifrons, subzona de Sublevisoni, y al Toarcense inferior respectivamente (Jiménez y Rivas, 1979). La importancia de estos hallazgos es notable, ya que, gracias a ellos, se pueden demostrar varios hechos:

- En primer lugar, el cese de la sedimentación de plataforma tuvo lugar, en la Almola, en el Lías medio, al igual que sucede en la mayor parte de la Zona Subbética (García-Hernández et al., 1976, 1980).

- Existe una laguna estratigráfica que afecta, al menos, a una parte del Lías medio (Domerense).

- El Lías superior (Toarcense) se depositó en forma de delgadas costras pelágicas calcáreas, lateralmente discontinuas y precozmente litificadas a causa de una activa cementación sinsedimentaria. Es razonable pensar que dicho depósito esté relacionado con el ascenso eustático que se reconoce a comienzos del Lías superior (Hallam, 1978, 1980; Hallam y Bradshaw, 1979).

- Por último, queda demostrada paleontológicamente la existencia de una nueva interrupción sedimentaria durante la totalidad del Dogger y la base del Malm.

El tramo inferior de la secuencia nodulosa está formado por un paquete de espesor inferior al metro, masivo o estratificado en dos o tres bancos según los casos, constituido por una caliza pelágica sin estructura nodulosa de color pardo-grisáceo oscuro. Su microfacies es biomicrítica con abundantes Protoglobigerinas y contiene muchas pátinas ferruginosas y manganesíferas en costras y fracturas, así como nódulos ferruginosos de dimensiones centimétricas. Por su microfacies y por su posición estratigráfica por debajo de niveles datados del Kimmeridgense, este tramo se puede atribuir al Oxfordense, posiblemente superior. Un examen atento de los nódulos ferruginosos permite constatar que, en realidad, son oncolitos pelágicos. Su estructura interna, composición y origen son completamente equivalentes a los de las estructuras estromatolíticas que, en niveles coetáneos y más recientes, han sido descritos en el Penibético (cf. Cap. 2, ap. 3.4.2.3.), si bien los ejemplos de la Almola están más alterados a causa de los procesos diagenéticos sinsedimentarios de fosfatación y ferrugenización. Localmente el tramo inferior presenta un aspecto brechoideo; en sección pulida se pueden observar brechas formadas por cantos muy angulosos de tamaño centimétrico o milimétrico, que son el resultado de la fragmentación de los estromatolitos pelágicos (Lám. 45 Fot. 3). También a veces se reconocen grietas paralelas a la estratificación parcialmente rellenas por cementos espáticos.

El **tramo intermedio** de la secuencia nodulosa está formado por calizas bien estratificadas en estratos decimétricos y con una estructura nodulosa bien marcada. En los afloramientos del punto D y alrededores la estructura nodulosa puede desaparecer lateralmente, en cuyo caso la roca adquiere un aspecto más masivo y compacto, análogo al del tramo suprayacente o incluso al de las calizas fosilíferas pelágicas. En el corte de la Cueva (punto F) se puede constatar que este tramo comprende la totalidad del Kimmeridgense, que aparece con todas sus bizonas, menos la de Platynota, extremadamente reducido pero sin indicios de condensación estratigráfica, esto es, de mezcla de faunas de varias biozonas. Las litofacies de las rocas de este tramo son ligeramente diferentes de las de las calizas fosilíferas pelágicas: la estructura nodulosa es patente, el contenido margoso es algo mayor, la textura es algo menos bioclástica y los fósiles aparecen sistemáticamente como moldes internos, a diferencia de lo que ocurría en aquel caso, en el cual la preservación de la concha aragonítica, epigenizada por calcita, era un hecho común. Existen, no obstante, casos intermedios entre los dos extremos descritos, lo que indica que estas dos litofacies se originaban en condiciones sedimentarias sólo ligeramente diferentes.

En el **tramo superior** la estratificación se hace más masiva y la roca más compacta, a la vez que adquiere tonalidades más claras y amarillentas y la microfacies se hace más micrítica y con más abundante Saccocoma frente al resto de los componentes bioclásticos. La base del tramo es bastante neta en el corte de la Cueva, en el cual se ha podido detectar que coincide con la base del Tithónico inferior (zona de Hybonotum de **Olóriz, 1978** y **Olóriz y Tavera, 1979**). Este paquete transiciona gradualmente a unas calizas claras, amarillentas, ligeramente margosas, y bien estratificadas que contienen una sucesión de ammonites que permite reconocer todas las biozonas del Tithónico inferior (Fig.131).

En los afloramientos de la región alrededor del punto D, a diversas alturas de la secuencia nodulosa, pero sobre todo en el tramo superior existen una serie de diques neptúnicos de diversa orientación, rellenos por sedimentos micríticos, amarillentos y parduzcos, y por brechas de cantos de tamaño centimétrico a milimétrico muy angulosos (Lám. 45, Fot. 4). No es fácil el reconocimiento de los diques y las brechas debido a que su color es pardo, al igual que el de la roca encajante, y a la alteración superficial. Sorprendentemente, estas brechas no sólo contienen cantos de la roca encajante, sino también cantos con tintínidos que deben proceder de la erosión de estratos suprayacentes, que aparacen en este sector perfectamente estratificados formando una sucesión concordante, sin interrupción alguna, que se extiende desde el Tithónico superior hasta el Berriasense superior-Valanginiense basal. La edad de estas brechas es, por tanto post-berriasense, pero probablemente anterior a los niveles margosos cretácicos suprayacentes.

5.2.2.3.3.- Las calizas estratificadas de colores claros.

En el corte de la Cueva (Fig. 131) se puede constatar que en la parte superior del Tithónico inferior desaparece la estructura nodulosa, la estratificación se hace mucho más patente que en la parte baja del Tithónico inferior donde la roca es netamente calcárea y masiva, y el contenido margoso tiende a aumentar gradualmente. En los niveles correspondientes a la base del Tithónico superior, que son tableados y relativamente margosos, desaparecen los ammonites, pero su datación es posible gracias a las asociaciones de tintínidos de la zona de Crassicollaria (zona A). Estos niveles se reconocen bastante bien también en los afloramientos de los alrededores del punto D. En el corte levantado en este último sector (Fig. 130) se pueden identificar también las restantes biozonas de tintínidos de **Le Hegarat y Remane (1968)**, pero no la zona de Calpionellitas(zona E de **Allemann y Remane, 1979)**, lo que demuestra que hubo continuidad en la sedimentación, en este sector, entre el Tithónico superior y el Berriasense. En el corte de la Cueva, sin embargo, no aparecen las asociaciones posteriores a la base de la zona B y directamente sobre ellas hay unos niveles de margocalizas de aproximadamente 1 m de espesor con abundante Saccocoma, sobre los cuales aparecen unas margas y margocalizas que, por su microfacies micrítica con radiolarios y Nannoconus se pueden asignar al Neocomiense superior. Por tanto, en el corte de la Cueva, se puede establecer con claridad que faltan los términos estratigráficos correspondientes al Berriasense y al Valanginiense inferior. No se puede excluir del todo la posibilidad de que la ausencia de dichos términos se deba a una laminación tectónica, habida cuenta de que a pocos metros se localiza una de las fallas inversas que disectan a la Almola. No obstante, esta supuesta laminación no parece muy evidente sobre el terreno, por lo que tampoco se puede excluir que la falta del Berriasense-Valanginiense inferior se deba a causas estrictamente estratigráficas, sobre todo si se tiene en cuenta varios hechos, como son: las irregularidades topográficas de la Almola durante la sedimentación, y la existencia de una discontinuidad estratigráfica señalada por una superficie erosiva y un conglomerado a la base de los materiales neocomienses. Piénsese que, durante el intervalo de tiempo en el que proliferaron los tintínidos, en unos sectores de la Almola como el punto A de la fig. 129, los sedimentos se acumulaban dentro de grandes cavidades de las calizas blancas (diques neptúnicos), mientras que en otros se depositaban normalmente estratificados (puntos D y F). No hay que olvidar, por otro lado, que existen brechas con cantos de tíntinidos dentro de diques neptúnicos que atraviesan a las calizas pelágicas del Kimmeridgense y Tithónico inferior, en los afloramientos del punto D.

Una litofacies un poco especial de los materiales berriasenses he podido reconocer en el punto C, junto al bloque de calizas fosilíferas pelágicas con abundantes ammonites kimmeridgenses. Se trata de varios bloques de calizas compactas blancas, bien estratificados y que han

suministrado (**Martín-Algarra**, 1980a) varios ejemplares de ammonites, bien preservados y con concha, de edad Berriasense inferior (zona de Jacobi-Grandis de **Tavera**,1984), así como asociaciones de tintínidos que permiten identificar el Berriasense completo en un espesor de apenas dos metros (Fig.129,130). Estos bloques, que localmente pueden presentar una estructura incipientemente nodulosa y tonos ligeramente rosados, no han sido reconocidos claramente en su posición estratigráfica original ya que aparecen aislados de su sustrato; no obstante, materiales fosilíferos bastante parecidos he observado unos metros al N del punto C, adosados a las calizas blancas liásicas, formando parte de rellenos de cavidades.

5.2.2.4.- Los materiales del Neocomiense-Barremense.

Estos materiales afloran en bastantes puntos, pero en condiciones de exposición francamente malas ya que han sido esporádicamente arados y cultivados y suelen estar en buena parte cubiertos de derrubios. Ocupan la mayor parte de las pequeñas depresiones que jalonan la ladera meridional de la Almola. No es fácil observar sus relaciones de detalle con los restantes términos de la serie. Entre los puntos B y C de la fig.[129]es donde éstas se pueden reconocer mejor.

Cartográficamente aparecen discordantes sobre su sustrato, ya que, aunque en unos casos reposan sobre los materiales jurásico-berriasenses, es frecuente que descansen directamente sobre las calizas liásicas. En este caso se puede constatar que el contacto es una superficie erosiva de morfología irregular, cuya observación es díficil debido a la karstificación actual. Aparece jalonada por conglomerados y brechas (Lám. 44 Fot. 3,4) a veces con gruesos cantos y bloques de las calizas liásicas y, en muchísima menor proporción, de las formaciones pelágicas postliásicas; también he observado cantos con espeleotemas análogos a los descritos más arriba, y otros de sedimentos margosos amarillentos, en algún caso laminados, de apariencia kárstica. Los cementos son escasos y de naturaleza espática, cuando se observan.

Los conglomerados y brechas rellenan cavidades labradas en las calizas blancas, cuyo origen kárstico parece claro y de las que se individualizan ramificaciones irregulares, ellas mismas rellenas de conglomerados. Por sus dimensiones merece destacarse la que se reconoce en el punto B, en el cual se puede constatar cómo las ramificaciones penetran varias decenas de metros en las calizas liásicas. En el punto B las relaciones entre este conglomerado y los sedimentos pelágicos cretácicos no son demasiado claras, posiblemente debido a que una erosión postcretácica los ha eliminado, pero unos metros al NE, en la región comprendida entre los puntos B y C se puede observar un conglomerado similar claramente situado debajo de la secuencia cretácica estratificada (Fig. 129)

La mayor parte de los materiales cretácicos son margocalizas y margas blancas, a veces con nódulos de sílex y con delgadas

intercalaciones, sobre todo hacia la base, de brechas de cantos centimétricos con abundante matriz margosa. El espesor de estos materiales alcanza, en algunos puntos, al menos una treintena de metros.

La litofacies de estos materiales es idéntica a la del Neocomiense-Barremense de muchos puntos de la Cordillera, atribución que ha sido confirmada al estudiar las microfacies, constituidas por micritas con abundantes radiolarios y Nannoconus, entre los cuales he podido determinar:

Nannoconus steinmanni KAMPTNER
Nannoconus colomi (DE LAPPARENT)
Nannoconus kamptneri BRONNIMANN
Nannoconus bermudezi BRONNIMANN
Nannoconus bucheri BRONNIMANN
Nannoconus wassalli BRONNIMANN

asociación que indica una edad Hauteriviense superior-Barremense de acuerdo con **González-Donoso et al. (1983)**, aunque no puedo excluir tajantemente la posibilidad de que el intervalo Valanginiense superior--Hauteriviense también pueda estar representado, dado que en algunas muestras no he reconocido claramente las tres últimas formas. De acuerdo con estos datos se puede asegurar que la edad de la discontinuidad estratigráfica que se reconoce a la base de estos materiales es intraneocomiense y que posiblemente estuvo relacionada con una emersión provocada por alguna de las caídas del nivel del mar que se reconocen durante este intervalo **(García-Hernández et al. 1982)**.

5.2.2.5.- Las Capas Rojas.

En sólo dos puntos he podido reconocer los materiales postneocomienses de la Almola:, en los puntos B y C de la Fig.[129] . En ambos casos se trata de margas y margocalizas rosadas con facies de tipo Capas Rojas. En el punto C afloran muy mal, formando un suelo margoso de color rojo vinoso dentro del cual se reconoce algún estrato esporádico de naturaleza microbréchica y color rojo, formado por una trama compacta de cantos de calizas blancas y sobre todo de cantos de cementos esparíticos, con una escasa matriz arcillosa y ferruginosa. Las relaciones estratigráficas de detalle de estos niveles con los terrenos de los alrededores no se pueden establecer con claridad, pero parecen reposar tanto sobre las margocalizas neocomienses como sobre niveles más antiguos. Una muestra de margas procedente de este afloramiento suministró escasos restos fósiles, entre los cuales hay que señalar **(Martín-Algarra, 1980a)**:

Globotruncana sp.
Heterohelicidae sp. y
dientes de peces,

por lo que los niveles del punto C se pueden atribuir al Senonense, si es que la fauna no está resedimentada.

En el punto B se puede observar una secuencia estratificada de Capas Rojas, cobijada bajo una falla inversa que levanta a las calizas liásicas. En esta secuencia se puede reconocer una parte inferior de margocalizas y margas alternantes y una parte superior de margas rojas y amarillentas con una estructura escamosa de origen tectónico, a juzgar por el aplastamiento de la microfauna que contienen **(Martín-Algarra, 1980a)**. Las Capas Rojas reposan sobre un delgado paquete de margas y margocalizas blancas cretácicas (?) que, a su vez, descansa sobre el conglomerado que rellena la gran cavidad descrita en el apartado anterior. Los materiales cretácicos que unos metros más al N alcanzan un espesor de varias decenas de metros, en este punto (B) en el cual no han podido ser datados, han sido reducidos a un mínimo espesor, lo que parece indicar que, antes del depósito de las Capas Rojas, ha tenido lugar una etapa importante de erosión; según esto, las Capas Rojas parecen haberse depositado en una paleocavidad del sustrato, lo cual parece corresponder bien con la disposición de estos materiales en el entorno del afloramiento. La etapa de erosión habría tenido lugar durante el Cretácico o la base del Terciario, ya que las Capas Rojas han suministrado una abundante fauna de foraminíferos planctónicos, que ha permitido su datación. La muestra más baja recogida del primer nivel de Capas Rojas, que reposa directamente sobre las margas blancas supuestamente cretácicas, ha suministrado una microfauna abundante y mal conservada de la parte media del Eoceno inferior (zonas de Aragonensis y Palmerae de **Martínez-Gallego, 1977,** $=^{P8}$ **de Blow con:**

Morozovella formosa (BOLLI)
Morozovella lensiformis (SUBBOTINA)
Morozovella aragonensis (NUTTALL)
Morozovella crater (FINLAY)
Acarinina pentacamerata (SUBBOTINA)
Acarinina aspensis (COLOM)
Acarinina pseudotopilensis (SUBBOTINA)
Muricoglobigerina senni (BRONNIMANN)

Otra muestra, procedente de la parte media del paquete margocalizo, ha proporcionado una microfauna abundante del Eoceno medio, correspondiente probablemente a la zona de Hantkenina aragonensis de **Martínez-Gallego (1977)**, que equivale aproximadamente a la zona P10 de **Blow**, con:

Globigerinatheca subconglobata (SHUTSKAYA)
Subbotina inaequispira (SUBBOTINA)
Morozovella aragonensis (NUTTHALL)
Morozovella crater (FINLAY)
Acarinina decepta (MARTIN)
Acarinina aspensis (COLOM)
Acarinina bullbrooki (BOLLI)
Acarinina broedermanni (CUSHMAN y BERMUDEZ)
Acarinina mattseensis (GOHRBANDT)
Muricoglobigerina senni (BRONNIMANN).

Finalmente una muestra recogida a la base del paquete margoso ha

proporcionado una microfauna del Eoceno medio (zona de Lehneri de Martínez Gallego, 1977, equivalente a la zona P12 de Blow), con:

Globigerinatheca subconglobata (SHUTSKAYA)
Subbotina frontosa (SUBBOTINA)
Subbotina inaequispira (SUBBOTINA)
Morozovella alamedillensis (MARTINEZ-GALLEGO)
Morozovella spinulosa (CUSHMAN)
Truncorotaloides cf. topilensis (CUSHMAN)
Acarinina bullbrooki (BOLLI)
Acarinina broedermanni (CUSHMAN y BERMUDEZ)
"Globorotalia" pseudoscitula GLAESSNER
Turborotalia pessagnoensis (TOURMAKINE y BOLLI).

La fauna de las margas suprayacentes aparece deformada, por lo que no es posible realizar determinaciones detalladas. La presencia del género Globigerinatheca confirma la pertenencia al Eoceno de estos últimos niveles de la serie de la Almola.

5.2.3.- Resumen estratigráfico e interpretación sedimentaria.

La sedimentación mesozoica y terciaria de la Almola presenta rasgos estratigráficos y sedimentológicos peculiares, ya que alternan periodos con sedimentación reducida y periodos sin sedimentación o incluso con erosión, que tuvieron lugar en condiciones claramente pelágicas. Por tanto, la columna estratigráfica de la Almola puede subdividirse en una serie de paquetes de sedimentos separados por discontinuidades estratigráficas. De abajo arriba, son los siguientes:

- Las calizas blancas liásicas.
- La discontinuidad intraliásica
- Las costras pelágicas del Toarcense inferior-medio.
- La laguna estratigráfica del Toarcense superior al Oxfordense inferior.
- Las calizas pelágicas del Oxfordense superior al Berriasense-Valanginiense inferior.
- La discontinuidad intraneocomiense.
- Las margocalizas, margas y brechas del Neocomiense superior-Barremense.
- La laguna del Cretácico medio al Eoceno inferior, y, por último,
- Las capas rojas del Eoceno.

A la vez que se produjo la primera de las discontinuidades estratigráficas (intraliásica), tuvo lugar un cambio radical en las condiciones sedimentarias que, de ser neríticas y propias de una plataforma carbonatada somera durante el Lías inferior, pasaron a ser claramente pelágicas en tiempos posteriores.

Durante los periodos sin sedimentación hubo además una erosión relativamente importante de los depósitos infrayacentes, sobre todo de las calizas de plataforma, lo que determinó la formación de diversos sistemas de fisuras y cavidades, que fueron más tarde rellenas por sedimentos pelágicos y por brechas producto de la erosión de los materiales preexistentes. Por su morfología, desarrollo y tamaño así como por la existencia de concreciones carbonatadas de tipo espeleotema y ciertos tipos de sedimentos internos en sus paredes, muchas de estas cavidades se debieron originar en ambiente subaéreo, por karstificación de las calizas infrayacentes. Ello implica que, al menos parte de los sedimentos pelágicos de la Almola se depositaron a una profundidad pequeña, ya que emergieron en diferentes etapas. Esta interpretación es aplicable sobre todo a los sedimentos jurásicos y, en especial a las calizas fosilíferas pelágicas, que aparecen rellenando cavidades dentro de las calizas de plataforma; el gran contenido en fauna fósil de estas rocas indica que las condiciones del ambiente sedimentario en el que se depositaron eran especialmente favorables a la vida y proliferación de los ammonites que, como es bien sabido, eran organismos nectobentónicos (**Braga, 1983;Checa, 1985**), lo que concuerda con la interpretación de que estos depósitos pelágicos son de escasa profundidad.

En resumen, la Almola formó parte durante toda su historia postliásica de un umbral pelágico muy somero que se originó tras la desintegración de la plataforma carbonatada liásica, probablemente por causas tectónicas determinadas por la apertura del Atlántico a comienzos del Lías medio (**Bernoulli y Jenkyns, 1974**). La tectónica sinsedimentaria, las variaciones eustáticas del nivel del mar, las corrientes submarinas y la actividad biológica debieron ser los factores que determinaron la erosión o el depósito en las diferentes etapas. La paleotopografía de la superficie deposicional debió determinar la erosión de ciertas partes de la misma en algunos intervalos y el depósito en otros, así como la distribución espacial de las litofacies. Así, en las depresiones fue donde se produjo preferentemente el depósito, mientras que en los resaltes hubo erosión o bien el depósito solo se restringió a las grietas y cavidades. Las depresiones deposicionales coinciden con las zonas de la Almola en las que se observan los sedimentos estratificados, lo cual está avalado por la existencia de brechas procedentes de la erosión de los relieves adyacentes, por la naturaleza preferentemente calcilutítica de los sedimentos autóctonos y por la existencia de estratificación, que indica una migración hacia arriba de la superficie deposicional, como es normal en cualquier medio sedimentario convencional. Estas depresiones probablemente eran de dimensiones hectométricas, a juzgar por la distribución actual de los afloramientos y debían estar separadas unas de otras por resaltes de varios metros o, a lo sumo, decenas de metros de altura. Probablemente los resaltes eran intensamente batidos por las corrientes marinas, lo cual favorecía la vida nectónica de los ammonites, impedía la sedimentación del escaso material disponible, esencialmente biogénico, y facilitaría la erosión submarina, la fragmentación de las conchas, la formación de estromatolitos pelágicos, la mineralización y la

cementación sinsedimentaria por fosfatos, por óxidos de hierro y manganeso y, sobre todo, por calcita magnesiana; como consecuencia se favorecía la preservación de las conchas aragoníticas y el depósito en las fisuras del sustrato. En las depresiones contiguas, que se encontrarían más protegidas de la acción de las corrientes, habría depósito y la actividad diagenética sinsedimentaria sería menor.

5.2.4.- Evolución paleogeográfica.

Las características arriba comentadas se pueden considerar válidas en sus rasgos generales. No obstante las condiciones sedimentarias no fueron constantes; al contrario, se detecta una evolución temporal que se representa esquemáticamente en la figura 133 . Por otra parte, la localización exacta en el tiempo de ciertos acontecimientos puede presentar algunas dificultades, como se verá a continuación.

Durante el Lías inferior el depósito tuvo lugar en una plataforma carbonatada somera, extensa y llana. Probablemente a comienzos del Lías medio (?) tuvo lugar una ligera profundización del ambiente sedimentario y un aumento de la energía que favoreció el depósito de facies calcareníticas y de crinoiditas. Esta tendencia a la profundización, que coincide, a su vez, con la tendencia eustática hacia un ascenso progresivo del nivel del mar a lo largo del Lías (**Hallam, 1978, 1980; Hallam y Bradshaw, 1979**), se ve culminada con el depósito de calizas pelágicas con ammonites durante el Lías superior. La interrupción sedimentaria intraliásica coincide con el cambio de las condiciones neríticas a las pelágicas y pudo producirse en ambiente submarino. Sin embargo, no se puede excluir la posibilidad de una emersión en el Lías medio, dado que la profundidad de las calizas de plataforma era de pocos metros y que se registra una caída eustática que interrumpe la tendencia ascendente, precisamente en esta edad. Por su parte, la ausencia de sedimentos del Dogger parece estar relacionada con la caida eustática reconocible durante este intervalo de tiempo, en el cual se debió originar el primer gran sistema de cavidades kársticas en las calizas infrayacentes.

Aparte del depósito de las costras pelágicas con ammonites del Toarcense, durante el intervalo Lías medio-base del Malm tuvieron lugar otros acontecimientos, cuya localización precisa en el tiempo plantea más problemas. Entre ellos hay que destacar: la formación de las facies pisolíticas, la formación de las cavidades de disolución de las calizas, la precipitación de los espeleotemas y el depósito de los rellenos de las cavidades, cuyo ordenamiento relativo es el que acabo de exponer. Es difícil precisar si estos acontecimientos ocurrieron durante el lías, durante el Dogger, o bien durante ambos, ya que no es posible establecer su relación con los depósitos liásicos con ammonites. Al igual que en una nota precedente (**Martín-Algarra et al., 1983**) he optado aquí por considerar que estos fenómenos se produjeron durante el Dogger, por razones estratigráficas y de tiempo, pero

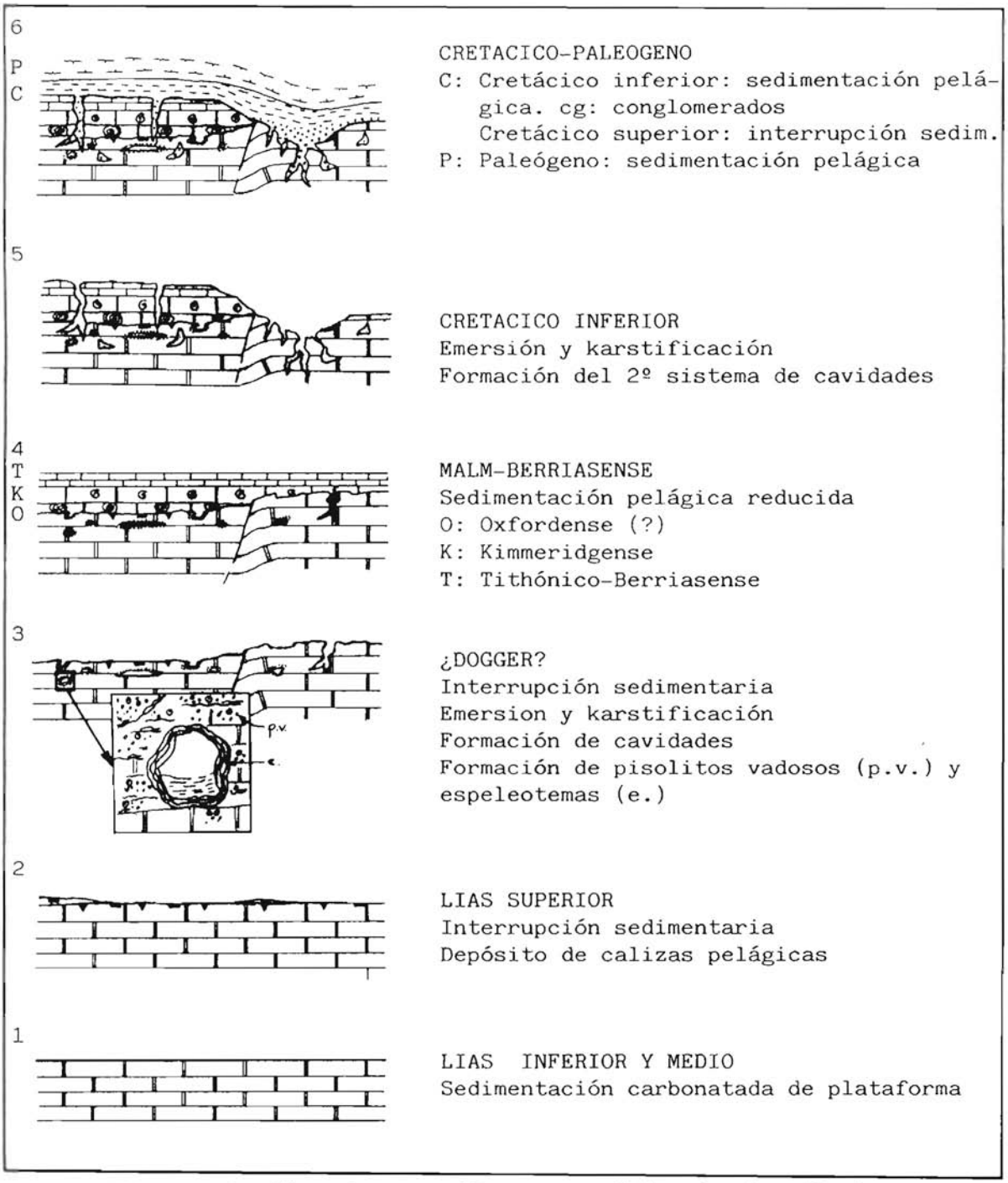


Figura 133.- Evolución paleogeográfica esquemática de la Almola.

pudiera ser que se formaran durante el Lías medio ya que no he observado las calizas pelágicas liásicas incluidas en las facies pisolíticas ni afectadas por superficies de disolución ni por espeleotemas; no obstante, pienso que estas dificultades son de índole menor dado que las calizas pelágicas liásicas son imposibles de identificar en ausencia de macrofósiles y que su espesor, allí donde ha sido constatada su presencia, apenas es de unos centímetros. En todo caso, se puede asegurar que existieron cavidades durante el Dogger, y que su relleno sistemático no comenzó hasta el Jurásico superior.

Así pués, probablemente durante el Dogger, las calizas de la Almola emergieron. Es muy posible que dicha emersión estuviera relacionada con factores eustáticos y tectónicos combinados; estos últimos pudieron determinar la individualización de resaltes y depresiones, por fracturación. Las facies pisolíticas son productos vadosos que probablmente se originaron en el mismo nivel del mar y constituyeron una costra sobre los sedimentos infrayacentes, cuya formación probablemente se vió favorecida por las salpicaduras de aguas marinas, al igual que sucede en los actuales coniatolitos (**Purser y Loreau, 1973**). Más tarde, al levantarse sobre el nivel del mar, las calizas de plataforma y su costra pisolítica superior fueron karstificadas; las paredes de las cavidades originadas fueron parcialmente tapizadas por espeleotemas, parte de los cuales se originaron en ambiente vadoso, subaéreo, pero que también pudieron en parte ser de origen freático marino, a juzgar por la textura fibrosa (¿aragonito?) de ciertas láminas. La formación de espeleotemas y el depósito de sedimentos micríticos internos alternó en el tiempo. Estos sedimentos pudieron originarse a partir de aguas marinas o tal vez salobres, dado que la microfauna que contienen es, a veces, de pequeños gasterópodos y de ostrácodos.

A comienzo del Jurásico superior se produjo una nueva sumersión de las calizas blancas sobre las cuales comenzó el depósito pelágico. En las zonas de resalte, que habían sido más intensamente karstificadas y en las que se habían formado grandes grietas y cavidades, tuvo lugar el depósito de las calizas fosilíferas pelágicas. En las depresiones de fondo plano se depositaron los sedimentos estratificados. A juzgar por el espesor de los sedimentos, la velocidad de sedimentación fue aumentando ligeramente a lo largo del Jurásico superior, posiblemente en relación con una profundización gradual en el ambiente sedimentario, en todo caso de escasa magnitud. Así, durante el Oxfordense apenas si hubo sedimentación y se depositaron calizas pelágicas con oncolitos pelágicos y abundantes Protoglobigerinas, sin ammonites. En el Kimmeridgense el depósito fue extraordinariamente reducido, pero continuo, a juzgar por la sucesión estratigráfica completa de sus biozonas de ammonites. A comienzos del Tithónico inferior se constata un brusco aumento de la velocidad de sedimentación, asociado al cual disminuye la nitidez de la estructura nodulosa y aumenta el contenido calcáreo. Más tarde, ya bien entrado el Tithónico inferior y en la base del Tithónico superior, aumenta

rápidamente el contenido margoso, desaparece definitivamente la estructura nodulosa y cambia el color del sedimento, situación que se mantiene a lo largo del Berriasense y hasta el inicio del Valanginiense inferior (zona D de tintínidos). En resumen, desde el Oxfordense superior hasta el Berriasense final o Valanginiense basal se produjo en la Almola una sedimentación pelágica continua. Las variaciones de facies que acaecen en la vertical fueron sincrónicas con las que ocurren en otros puntos de la Cordillera en especial en la Zona Subbética (Sequeiros y Olóriz, 1979; Olóriz, 1979; Olóriz y Tavera, 1979, 1980) por lo que parece verosímil pensar que estuvieran determinados por cambios generales en las condiciones sedimentarias, tal vez de origen eustático, climático, oceanográfico (cambios en el régimen de corrientes, p.e.) y/o paleobiológico (explosión evolutiva del nannoplancton, etc.).

Durante el Valanginiense o, tal vez durante el Valanginiense-Hauteriviense, tuvo lugar un nuevo cese de la sedimentación que determinó la profunda erosión de los sedimentos infrayacentes, la formación de un segundo sistema de cavidades y el depósito de conglomerados. Es muy probable que este segundo gran sistema de cavidades se formara también en ambiente subaéreo a juzgar por las características de las brechas y de los sedimentos calcáreos a ellas asociados; no se reconocen sin embargo, espeleotemas. Es posible que esta emersión fuera sincrónica con la que se reconoce en el Penibético durante el Cretácico inferior (cf. Cap.2, ap. 3.4.1.2.). Tras ella tuvo lugar una nueva sumersión que determinó el depósito de la formación de margocalizas y margas blancas, lo que posiblemente tuvo lugar a mayor profundidad que los sedimentos preexistentes.

Una nueva interrupción sedimentaria se produjo durante el resto del Cretácico y una parte del Terciario, que determinó la erosión parcial de los materiales infrayacentes. Tan solo muy localmente se depositó una parte del Senonense y del Eoceno, también en depresiones existentes en los materiales de su sustrato. Es imposible determinar, por el momento las condiciones en las que se produjo la interrupción del depósito durante el Cretácico medio y superior pero es probable que fuese en ambiente submarino, dada la litofacies margosa pelágica de los sedimentos cretácico-terciarios.

5.3.- El Tajo de Los Enamorados y el Peñón de Ronda.

El Tajo de los Enamorados es, al igual que la Almola, otro de los elementos de atribución problemática que aparece al frente de las Zonas Internas. También está constituido esencialmente por calizas blancas sobre las cuales aparece localmente una delgada secuencia pelágica postliásica. El Tajo de los Enamorados se localiza al E de Ronda, a la falda NO de la Sierra de las Nieves. Está compuesto por dos escamas, la superior de las cuales solo está formada por calizas blancas, que aparecen pinzadas bajo el frente de cabalgamiento de la

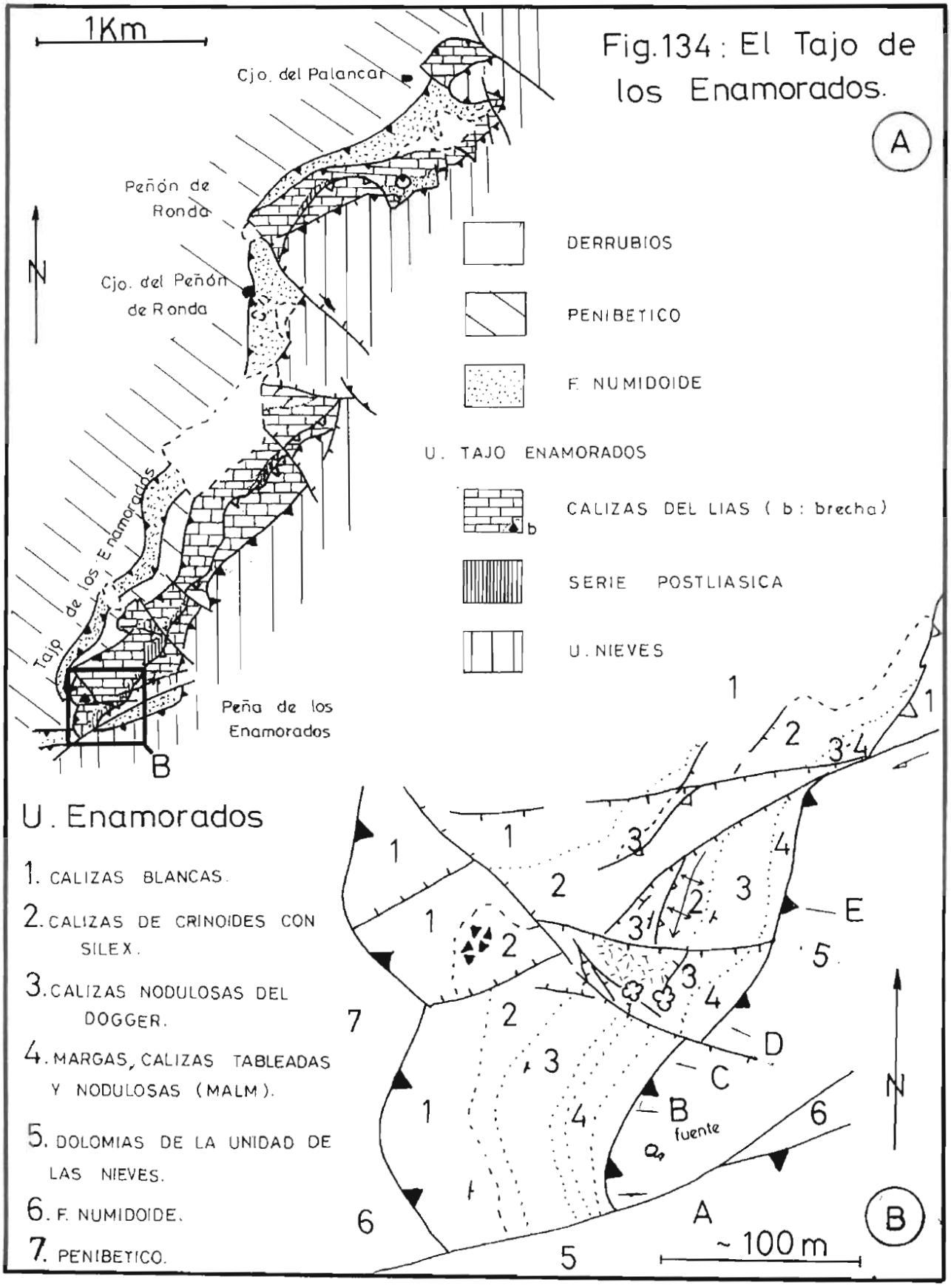
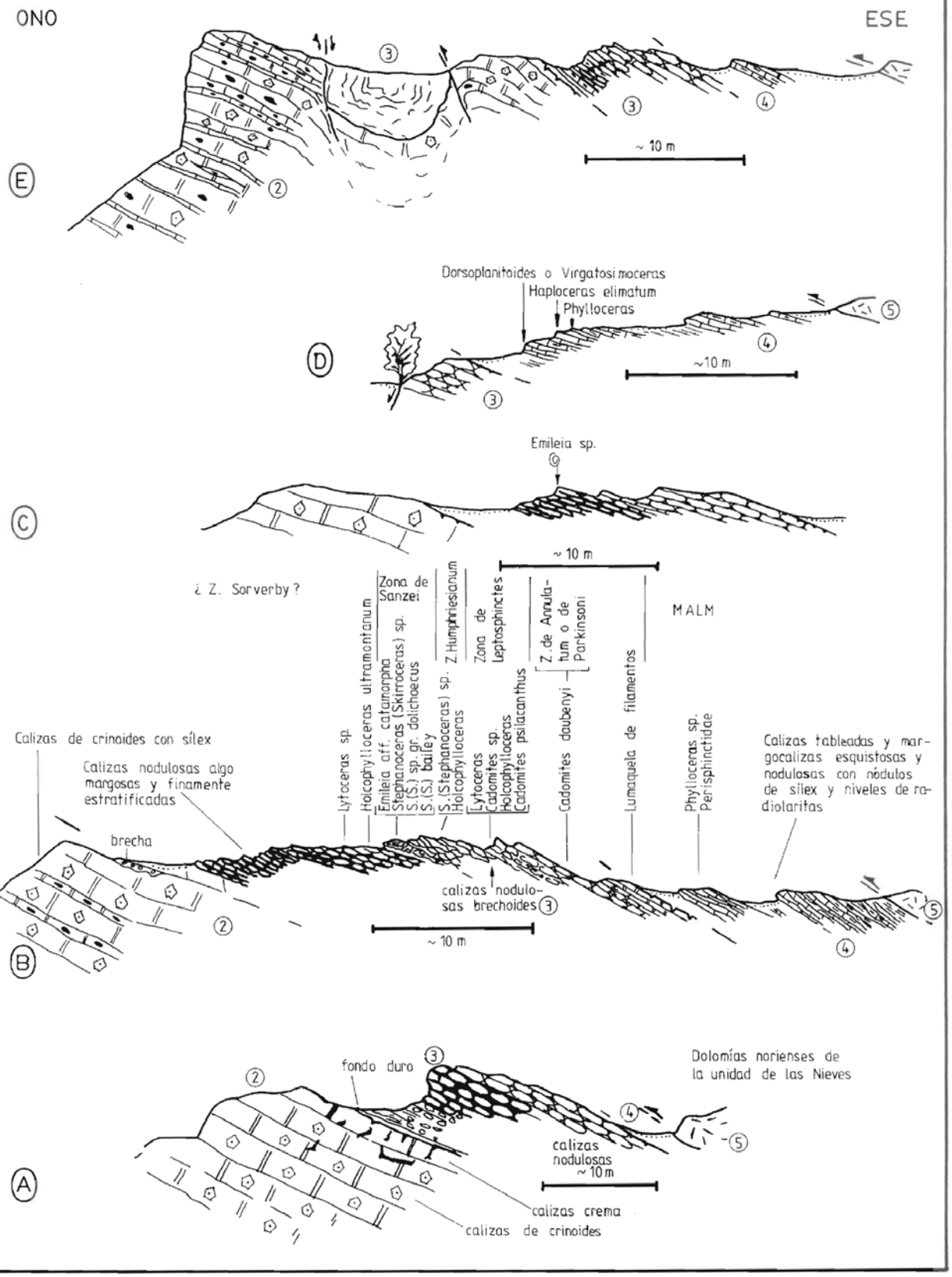

1Km
Fig.134 : El Tajo de los Enamorados.
A
Cjo. del Palancar
Peñón de Ronda
Cjo. del Peñón de Ronda
N
Tajo de los Enamorados
Peña de los Enamorados
B
DERRUBIOS
PENIBETICO
F. NUMIDOIDE
U. TAJO ENAMORADOS
CALIZAS DEL LIAS (b : brecha)
SERIE POSTLIASICA
U. NIEVES
U. Enamorados
1. CALIZAS BLANCAS.
2. CALIZAS DE CRINOIDES CON SILEX.
3. CALIZAS NODULOSAS DEL DOGGER.
4. MARGAS, CALIZAS TABLEADAS Y NODULOSAS (MALM).
5. DOLOMIAS DE LA UNIDAD DE LAS NIEVES.
6. F. NUMIDOIDE.
7. PENIBETICO.
A
B
C
D
E
fuente
~ 100 m
B

FIGURA 135.- Cortes en el extremo S del Tajo de los Enamorados.
(Situación en la fig.134)



unidad de las Nieves y que cabalgan al Penibético. Su continuidad lateral es de apenas 2 km. El Peñón de Ronda, que se sitúa 1 km al NE del Tajo de los Enamorados, tambien está compuesto por dos escamas (Fig. 134), y representa la prolongación formal, interrumpida por una falla, del afloramiento anterior.

Al igual que en la Almola, la serie de la unidad del Tajo de los Enamorados-Peñón de Ronda se puede establecer a partir de cortes parciales. Solo en el extremo meridional del Tajo de los Enamorados es posible observar sucesiones relativamente continuas (Fig. 135). De abajo arriba, estratigráficamente, se pueden diferenciar tres conjuntos de materiales las calizas blancas liásicas; unas calizas pelágicas, sobre todo nodulosas, del Jurásico medio y superior; y, por último, unas margas y margocalizas del Cretácico y ocasionalmente del Terciario. A esto hay que añadir la Formación Numidoide, de la cual se reconocen algunos vestigios sobre los terrenos de esta unidad.

5.3.1.- Las calizas blancas.

Las calizas blancas son rocas masivas, excepto en su parte superior, donde suelen estar mejor estratificadas. Aunque su potencia es difícil de estimar debido al gran número de fallas que las atraviesan, supera, al menos, los 200 m.

Son rocas de microfacies calcareníticas (grainstones-packstones intraclásticos y bioclásticos). Contienen foraminíferos bentónicos y algas, entre las que abundan, sobre todo hacia la base, **Thaumatoporella parvovesiculifera RAINIERI y Rivularia sp.** Localmente contienen oncolitos. Hacia la parte superior se hacen cada vez más frecuentes los artejos de crinoides.

En el sector meridional del Tajo de los Enamorados, la parte alta de las calizas blancas está constituida por rocas masivas o estratificadas, en bancos métricos, con abundantes restos de crinoides y braquiópodos. Unos centenares de metros más al N se puede constatar, en el propio Tajo, cómo la estratificación pasa a ser tableada. La roca entonces aparece formada por una alternancia de calizas blancas en bancos decimétricos, a veces mayoritariamente formadas por restos de crinoides, y de calizas tableadas con nódulos de sílex y microfacies micríticas o biomicríticas con abundantes espículas de esponjas. En un saliente calcáreo, al S de los mayores escarpes del Tajo (UF201646) existe un conglomerado de grandes bloques de calizas blancas, cuyas relaciones con las rocas adyacentes no son fáciles de establecer. Para **Dürr (1967)** este conglomerado cambiaría lateralmente de facies con la parte superior de las calizas blancas; en mi opinión no se puede excluir que repose en ligera discordancia erosiva sobre aquéllas, aunque en todo caso no parece un conglomerado reciente.

El techo de las calizas blancas está formado, localmente, por un estrato de calizas de color crema y textura biomicrítica, sobre

el cual se reconoce una superficie de interrupción sedimentaria, mal visible, con restos de belemnites y, en algún punto, brechas. A veces, en los metros superiores de las calizas blancas masivas se observan diques neptúnicos rellenos por un sedimento micrítico o peletoidal, de color amarillento, finamente recristalizado, y por brechas de las propias rocas encajantes.

Dürr (1967) atribuyó las calizas blancas al Lías, sobre la base del hallazgo de unas faunas de braquiópodos en la matriz del conglomerado arriba mencionado. Puedo añadir que braquiópodos semejantes, que no han podido ser determinados con precisión, se reconocen también en las calizas de crinoides. Dentro de estas, al microscopio, he podido identificar

Involutina liásica (JONES)

foraminífero que confirma la edad liásica propuesta para estos niveles. No obstante, en una muestra de la escama superior del Tajo de Enamorados, he reconocido pequeños fragmentos de un alga dasycladácea de afinidades triásicas, por lo cual no se debe excluir la posibilidad de que los niveles más bajos de estas calizas pertenezcan al Trías.

5.3.2.- Las calizas pelágicas jurásicas.

Los niveles jurásicos pelágicos que reposan sobre las calizas blancas son bien visibles en el extremo meridional del Tajo de los Enamorados. Existen otros pequeños afloramientos más al N, pero en el Peñón de Ronda no he reconocido estas rocas aunque es posible que localmente sí existan. Los cortes realizados (Fig.134,135) permiten reconocer dos tramos: uno inferior de calizas nodulosas y otro superior de calizas tableadas con sílex.

El paquete de **calizas nodulosas** alcanza algo más de una decena de metros de espesor. A su base se encuentran unos niveles algo margosos, mal visibles, sobre los cuales viene una sucesión de calizas nodulosas amarillentas o grises, localmente rojas, estratificadas en estratos delgados (5-10 cm) separados por lechos algo más margosos; pueden contener pequeños nódulos de sílex. En algunas superficies de estratificación se observan pistas orgánicas de tipo **Thalassinoides**. Diversos niveles de la mitad inferior de estas calizas (corte C, Fig. 135) continen asociaciones de ammonites, mal preservados como moldes **(Martín-Algarra, 1980a)**, que permiten identificar las zonas de Sauzei, Humphriesianum y Subfurcatum, del Bajocense inferior **(Sandoval, 1979a, 1983)**. Las microfacies de los niveles fosilíferos son micríticas o pelmicríticas, con filamentos, restos de crinoides, radiolarios y espículas de esponjas.

En la parte superior del paquete noduloso, la estratificación se hace más gruesa y la roca más compacta. Las microfacies pasan

a ser biomicríticas y, asociados a los filamentos, aparecen pequeños gasterópodos y abundantes Protoglobigerinas, lo que sugiere una edad Bathonense o más reciente para estos niveles de los cuales no he podido recoger, sin embargo, ammonites característicos (solo varios ejemplares de **Holcophylloceras sp.** que no permiten efectuar una datación precisa). No obstante es posible que procedan de niveles equivalentes a estos unos ammonites que recogí unos metros al N del corte C de la figura 135 en un pequeño afloramiento mal expuesto y pinzado entre fallas (**Martín-Algarra, 1980a**), uno de los cuales fue, con reservas, identificado como un **Bullatimorphites sp.**, lo que confirmaría la pertenencia al Bathonense de la parte superior de las calizas nodulosas.

El techo del paquete noduloso coincide con un estrato formado por una lumaquela de pequeños lamelibranquios (probablemente Bosytra), visibles al microscopio como un gran amasijo de filamentos. La caliza de este estrato está recristalizada y mineralizada por óxidos de hierro y su límite superior es una superficie neta: es una discontinuidad estratigráfica que, posiblemente sea equivalente a alguna de las que se reconocen en las secuencias subbéticas al final del Dogger (**Sandoval, 1979b, 1983; Sequeiros, 1974, 1979**).

La base del tramo superior de **calizas tableadas con sílex** está formada por unos niveles margocalizos mal visibles, de textura micrítica. El techo está formado por niveles parecidos, también muy cubiertos, sobre los cuales cabalgan las dolomías de la unidad de las Nieves. El espesor máximo visible es del orden de una quincena de metros. Está formado por calizas más o menos margosas, tableadas, de aspecto esquistoso y noduloso y de colores rojos y verdosos. Contienen nódulos de sílex que, localmente, pueden individualizarse como lechos independientes cuyo aspecto macroscópico y textura es equivalente al de una radiolarita. Los niveles más bajos del tramo muestran una microfacies micrítica peletoidal o biomicrítica con abundante **Saccocoma, Globochaete alpina LOMBARD**, cadosinas, radiolarios y espículas de esponjas, por lo que, a juzgar por la microfacies, se pueden atribuir al Kimmeridgense o al Tithónico inferior; esta última edad está confirmada mediante ammonites (**Dürr, 1967; Martín-Algarra, 1980a**) que proceden de los niveles representados en el corte D de la figura 135.

El Jurásico medio superior del Tajo de los Enamorados está constituído, pues, por depósitos francamente pelágicos. La sucesión que se reconoce recuerda a la que se puede establecer en la región occidental de la unidad de Sierra Arana (**Sequeiros, 1974; Olóriz, 1978; Sandoval, 1983**). Al igual que en dicha unidad subbética las facies de calizas nodulosas intercaladas con niveles margosos delgados y con sílex afectadas por discontinuidades estratigráficas probablemente se depositaron en los flancos de un umbral pelágico, durante el Dogger y el Malm.

5.3.3.- Materiales cretácicos y terciarios.

En dos muestras de calizas tableadas grises oscuras, con sílex y muy tectonizadas, recogidas de los últimos estratos visibles en los afloramientos del sector meridional del Tajo de los Enamorados, a pocos metros de las dolomías cabalgantes de la unidad de las Nieves, he podido reconocer una microfacies micrítica con radiolarios (wackestone) y abundantes:

Nannoconus steinmanni KAMPTNER
Nannoconus kamptneri BRONNIMANN

que demuestran su pertenencia al Neocomiense. Los materiales de esta edad, que son muy mal visibles en el Tajo de los Enamorados, afloran en cierta extensión en el Peñón de Ronda, con su facies típica de margas y margocalizas blancas y esquistosas portectonización. Estos materiales son los únicos terrenos cretácicos que he reconocido en la unidad del Tajo de los Enamorados.

Los materiales terciarios aparecen muy mal representados. En un solo punto, por debajo de una brecha (¿tectónica?) de apenas medio metro de espesor situada a la base de las calizas blancas de la escama superior del Tajo de los Enamorados (UF203647), he podido reconocer un estrato de calizas margosas rojas que contienen una abundantísima microfauna de foraminíferos planctónicos del Paleoceno-Eoceno, que no han podido ser aislados para su determinación más precisa. Aparte de este estrato, los únicos terrenos terciarios de esta unidad se reconocen al SE del Peñón de Ronda: son unas arcillas pardas con bloques de areniscas cuarzosas numidoides que se localizan justo en el contacto con las dolomías de la unidad de las Nieves.

5.4.-Castillones.

5.4.1.- Posición tectónica y antecedentes.

La Sierra de Castillones es una escarpada cresta calcárea que se levanta bruscamente dentro de la depresión topográfica existente entre la Sierra Huma (Penibético) y las Zonas Internas al E de El Chorro. Fue estudiada por vez primera por **Bertrand y Kilian (1889)**, pero fue **Blumenthal (1930)** quien constató que constituía una escama tectónica pinzada entre el "Bético de Málaga" y Sierra Huma, escama que atribuyó a su "Penibético Interno". **Dubar et al. (1960)**, tras presentar diversos hallazgos paleontológicos, señalaron las diferencias estratigráficas de la serie jurásica de esta unidad con respecto a las series subbéticas s.l. más típicas, y subrayaron sus semejanzas con respecto a la serie de la cobertera maláguide establecida por **Azéma (1961)** en los alrededores de Málaga. Más tarde, **Kockel (1963)** y **Peyre**

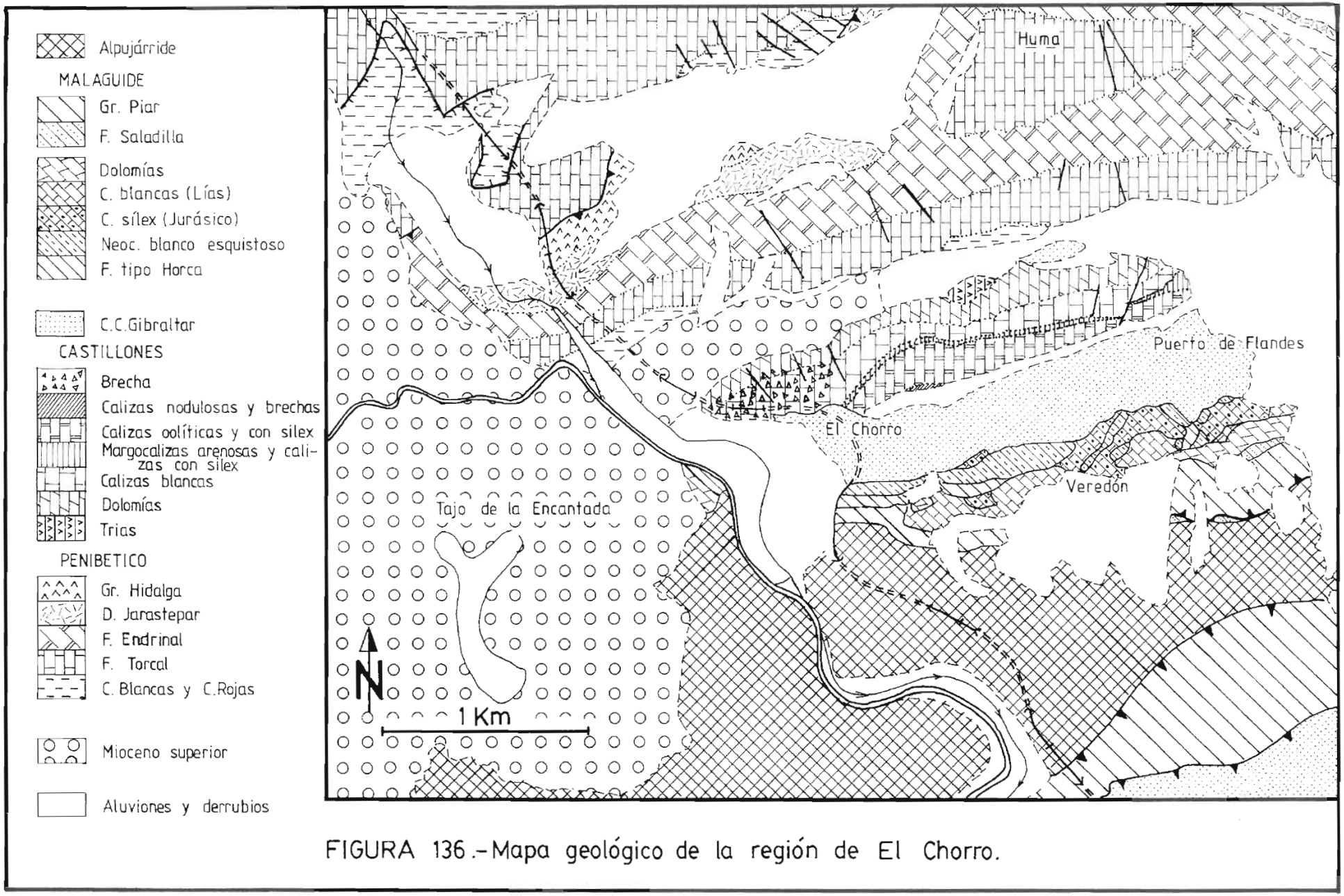


FIGURA 136.-Mapa geológico de la región de El Chorro.

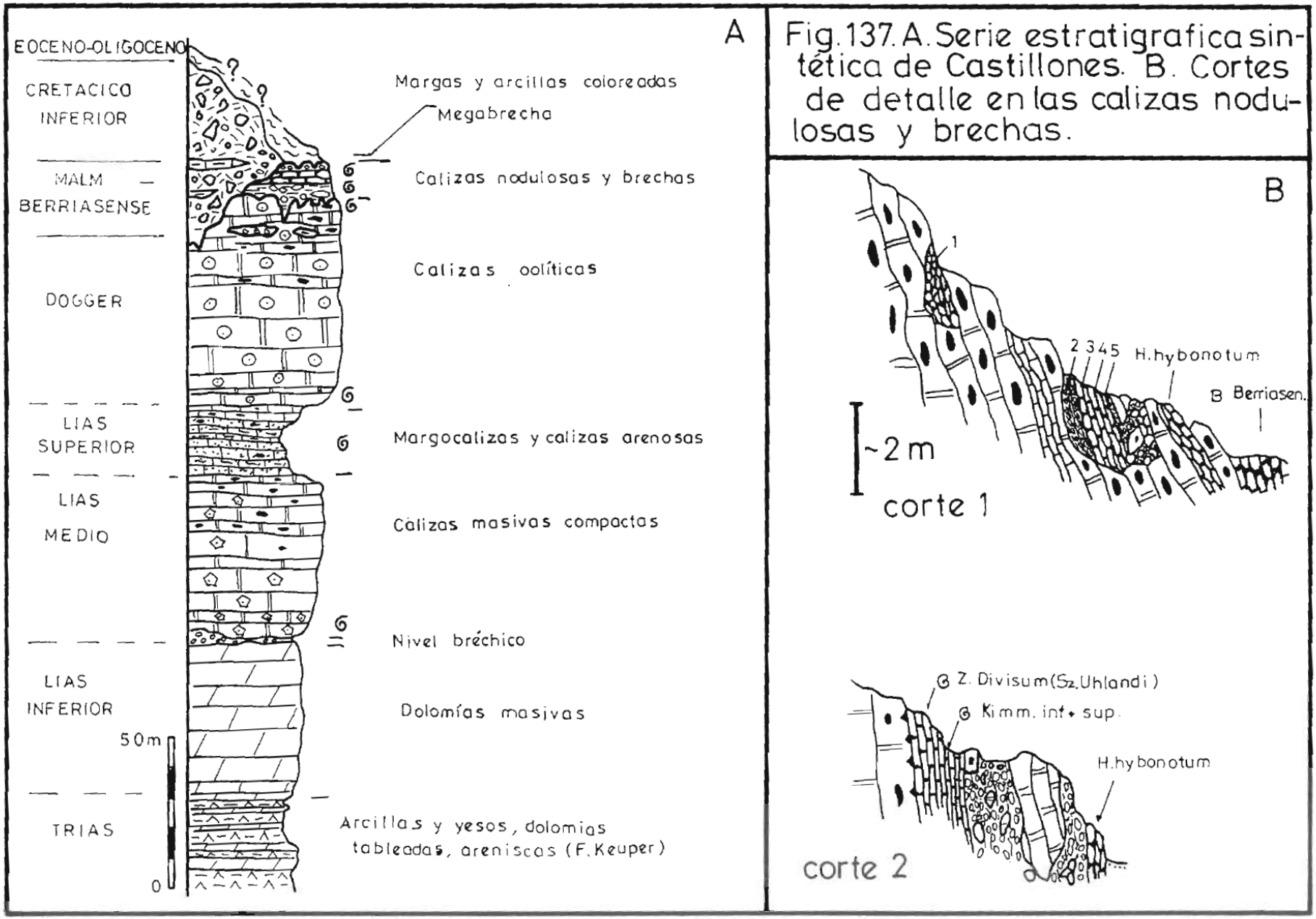


Fig. 137. A. Serie estratigrafica sintética de Castillones. B. Cortes de detalle en las calizas nodulosas y brechas.

(1974) completaron la columna estratigráfica de la unidad y, a diferencia de los autores anteriores, desecharon la hipótesis de su relación original con el Maláguide, implícita al término "Penibético interno" que abandonaron, y la consideraron un elemento tectónico interno de las Zonas Externas ("Zona de Chorro-Viento", "Zona de Ronda-Torcal"), esto es, del Penibético según se entiende en este trabajo.

Hay que señalar que efectivamente y, de acuerdo con **Blumenthal (1930)** y **Dubar et al. (1960)**, la serie jurásica de Castillones recuerda a la de la cobertera maláguide en sus afloramientos más típicos (El Palo de Málaga, Velez Rubio, Sierra Espuña). Sin embargo, también de acuerdo con **Kockel (1963)** y **Peyre (1974)** es bastante diferente de los afloramientos de la cobertera maláguide existentes un centenar de metros más al S, en la región del Veredón; además, ocupa una posición tectónica externa con respecto a otras unidades del contacto entre las Zonas Internas y Externas al E de El Chorro, en particular con respecto a los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar, y se sitúa en contacto con el Penibético, con el cual también se puede considerar que presenta ciertas afinidades estratigráficas. En mi opinión, habida cuenta de su aislamiento tectónico, de su posición a lo largo del límite Zonas Internas-Externas y de sus peculiaridades estratigráficas, la unidad de Castillones debe considerarse aparte del Penibético y de las Zonas Internas, razón por la que ha sido incluida en este capítulo. No obstante, de acuerdo con **Kockel (1963)** y **Peyre (1974)**, el análisis de su serie estratigráfica me inclina a pensar que debió guardan una relación paleogeográfica relativamente estrecha con el Penibético, cerca de cuyo margen interno se debió situar.

5.4.2.- Serie estratigráfica.

En la figura 136 se representa el mapa geológico y la serie estratigráfica de Castillones. La serie más completa se puede levantar a lo largo de la vereda que conduce al Puerto de Flandes, que corta a la casi totalidad de los materiales subverticales que constituyen esta unidad por su parte central. De abajo arriba se pueden distinguir los siguientes términos:

5.4.2.1.- El Trías y el Lías.

El **Trías de facies Keuper** aflora en los alrededores del Puerto de Flandes, constituido por arcillas y margas rojas y verdes con pasadas de areniscas rojas, yeso y niveles dolomíticos. Su espesor es del orden de una treintena de metros.

Al igual que las formaciones suprayacentes, un paquete de **dolomías grises** claras constituye una banda cartográfica que se extien-

de a lo largo de los casi 3 kms de longitud de la unidad. Hacia la base son rocas tableadas que transicionan a los materiales infrayacentes y hacia arriba se hacen más masivas. Son de aspecto cristalino y no preservan restos de la textura deposicional. Su potencia es de unos 50 m y, por su posición estratigráfica, se pueden asignar a la base del Lías.

Sobre las dolomías reposan unas **calizas masivas y compactas**, de colores grises claros a blancos. **Kockel (1963)** y **Peyre (1974)** han constatado que estas calizas están separadas de las dolomías infrayacentes por un **nivel bréchico**, de espesor variable entre apenas medio metro y una decena de metros. Son rocas de microfacies calcareníticas, con abundantes crinoides y hacia la parte alta contienen algunos nódulos de sílex. En la base de estas calizas, **Dubar et al. (1960)** encontraron ammonites y braquiópodos del Carixiense medio y en un bloque deslizado, probablemente procedente de este mismo término, ammonites del Domerense medio. El espesor de este tramo sobrepasa los 50 m.

Por encima de las calizas liásicas reposan unas **margocalizas arenosas con niveles calizos** intercalados. Constituyen un nivel guía, ya que determinan una brusca depresión longitudinal dentro de la aguda cresta calcárea que forman los restantes materiales de la unidad, y se sigue fácilmente a lo largo de toda ella, tanto sobre el terreno como en foto aérea, excepto en su extremo occidental, donde ha sido recubierto por formaciones más recientes. Estas rocas son de colores grises en corte fresco y amarillentos por alteración superficial. Contienen una cantidad perceptible de cuarzo fino y anguloso. **Kockel (1963)** recogió diversas faunas de ammonites del Toarcense inferior y medio. En el extremo oriental de la unidad de estos niveles, que allí contienen nódulos de sílex, he recogido un

Hildaites sp.

del Toarcense inferior, que confirma las dataciones de **Kockel (1963)**. La potencia de este término es de unos 30 m.

5.4.2.2.- Las calizas oolíticas del Dogger.

Un potente paquete de **calizas blancas oolíticas, estratificadas o masivas**, que reposan sobre el nivel anterior, constituyen junto con las calizas liásicas blancas la masa principal de la unidad de Castillones. Su espesor sobrepasa los 60 m.

Hacia la base se reconoce un tránsito gradual al término anterior por medio de unas calizas amarillentas, estratificadas en bancos decimétricos, con textura biomicrítica y abundantes crinoides. De estos niveles he recogido un molde interno de ammonites que no ha

podido ser determinado con precisión pero que según **J. Sandoval (com. pers., 1985)** corresponde a una forma del Aalenense o Bajocense inferior.

La masa principal del paquete está constituída por calizas, sobre todo oolíticas, de aspecto macroscópico y microfacies muy parecidas a los de las rocas de la Formación Endrinal del Penibético, entre las que se intercalan niveles de calizas de crinoides con braquiópodos. Es posible que de estos últimos niveles o de otros equivalentes procedieran las faunas del Bathonense descritas por **Bertrand y Kilian (1889).** Al SO del Puerto de Flandes, en un saliente calcáreo situado unas decenas de metros por encima de la vía del tren, he reconocido, sobre una superficie de estratificación al techo del paquete calizo, una abundante y variada fauna de corales que no me ha sido posible extraer de la roca; por su posición estratigráfica y topográfica podrían corresponder al área frente de los bloques de los que, más al O, **Dubar et al. (1960)** recogieron braquiópodos y corales del Calloviense. En definitiva, la posición estratigráfica y los escasos datos paleontológicos obtenidos por diversos autores, indican que en este paquete calcáreo debe estar representada la mayor parte del Dogger.

Dentro de las calizas blancas, sobre todo hacia la parte alta de la serie, al S y al E del Puerto de Flandes existen unos niveles mejor estratificados con nódulos de sílex y microfacies micríticas o pelmicríticas con escasos filamentos y espículas. También se pueden observar, intercalados entre las calizas, niveles de brechas formadas por gruesos bloques de calizas blancas, empastadas por una matriz caliza o calizo-margosa de color gris-verdoso o amarillento cuyas relaciones de detalle con las rocas encajantes son difíciles de reconocer debido a lo abrupto del terreno. Es posible que parte de las brechas rellenen cavidades originadas después del depósito de las calizas, pero no puedo excluir que en parte sean sincrónicas con ellas como sostiene **Kockel (1963).**

En los alrededores del yacimiento de corales arriba citado, así como un poco más al E, al S del Puerto de Flandes, se puede constatar que el techo de este paquete calizo está determinado por una superficie irregular, netamente erosiva. El propio nivel de los corales está recubierto por una costra ferruginosa y, a partir de ella, se reconocen diques neptúnicos rellenos por una caliza parda, biomicrítica y con abundantes crinoides y Protoglobigerinas, entre otros microorganismos, que por la microfacies se pueden atribuir al Oxfordense. Esta superficie irregular parece ser de origen kárstico y demuestra que, a finales del Dogger tuvo lugar un importante periodo de interrupción sedimentaria **(Ruiz-Ortiz et al., 1985).**

5.4.2.3.- Las calizas nodulosas y brechas del Jurásico superior-Berriasense.

Estas rocas constituyen la formación más alta del Jurásico de Castillones. Su espesor apenas llega a la decena de metros. Sus afloramientos se restringen a una estrecha banda pegada a la falda meridional del tercio central de la Sierra, al S del Puerto de Flandes. Lamentablemente, estos afloramientos han sido en su mayor parte destruidos debido a la actividad de una cantera para la extracción de piedras y áridos, hoy por fortuna abandonada. Estas rocas son de colores sobre todo rojos y también verdes. En parte constituyen el relleno de las cavidades labradas en las calizas infrayacentes durante el periodo de interrupción sedimentaria antes mencionado. Contienen una abundante y relativamente bien preservada fauna de ammonites cuyo estudio, aún incompleto, he realizado en colaboración con **A. Checa** y **F. Olóriz**, quienes, amablemente me han permitido hacer uso de los datos paleontológicos por el momento disponibles. Dentro de este paquete se pueden diferenciar dos tramos: uno inferior, esencialmente formado por brechas, y otro superior de calizas nodulosas. El estudio de los ammonites del tramo inferior recogidos en dos cortes de detalle situados a pocos metros uno de otro (Fig. 137), pone de manifiesto la mezcla de fauna de varios niveles estratigráficos:

- En el **corte 1**, los fósiles recogidos en posición más baja proceden de una cavidad (Fig. 137 , **nivel 1**) existente dentro de las calizas con sílex rellena por brechas. Son los siguientes:

  Lytoceras sp.
  Calliphylloceras sp.
  Sowerbyceras sp.
  Pseudowaagenia sp.
  Hybonoticeras (Hybopeltoceras) linaresi OLORIZ
  Schaireria neoburgensis (OPPEL)

  Las dos últimas formas permiten caracterizar el Tithónico inferior, zona de Hybonotum (**Olóriz, 1978; Olóriz y Tavera, 1979**). Sin embargo, unos niveles suprayacentes (Fig.137 ,nivel 2) de brechas asociadas a calizas nodulosas, que se reconocen en una cavidad más alta, contienen una abundante fauna del Kimmeridgense:

  Lytoceras sp.
  Calliphylloceras sp.
  Holcophylloceras sp.
  Sowerbyceras sp.
  Glochiceras sp.
  Nebrodites (Mesosimoceras) sp.
  Nebrodites (Nebrodites) sp.
  Taramelliceras sp.
  Taramelliceras sp.gr. compsum (OPPEL)

Taramelliceras (Metahaploceras) sp.

a los que, en un estrato suprayacente (nivel 3) hay que añadir:

Aspidoceras longispinmum (SOWERBY)
Hybonoticeras (Hybonotella) sp.

que caracterizan el Kimmeridgense superior, zona de Beckeri (Olóriz, 1978, 1979). En estrato siguiente (4) se reconoce una asociación de la parte media del Kimmeridgense, con:

Aspidoceras hystricosum QUENDSTEDT
Taramelliceras sp.
Nebrodites (Nebrodites) sp.,

y, en el siguiente (5), una asociación que caracteriza la parte superior del Kimmeridgense inferior, zona de Divisum, subzona de Uhlandi, con:

Calliphylloceras sp.
Nebrodites sp.
Taramelliceras sp. gr. compsum (OPPEL)
Aspidoceras uhlandi (OPPEL)
Pseudowaagenia micropla (OPPEL)

pero que aparece mezclada con otra asociación que caracteriza la base del Tithónico, zona de Hybonotum, con:

Lytoceras sp.
Glochiceras (Lingulaticeras) sp.
Taramelliceras sp. gr. compsum (OPPEL)
Taramelliceras sp. gr. pugile pugiloides (CANAVARI)
Hybonoticeras pressulum (HERBIG).

Sobre este último nivel reposa una brecha de cantos de calizas blancas que, a su vez, soporta un estrato de brechas de aspecto noduloso que contienen, entre otras formas,

Hybonoticeras hybonotum (OPPEL)

fosil índice de la primera zona del Tithónico inferior.

En el **corte 2**, por debajo de un nivel con **H. hybonotum**, existe una brecha que se correlaciona lateralmente con la que en el corte anterior se sitúa bajo el mismo nivel, pero que es más potente y que contiene grandes bloques de calizas blancas. Bajo la brecha, aparece una sucesión bien estratificada de calizas nodulosas brechoides y algo margosas que, a su vez, reposan sobre las calizas blancas con sílex mediante una neta superficie de interrupción sedimentaria. El estrato de la base de estas calizas (Fig. 137) ha suministrado:

Lytoceras sp.
Holcophylloceras sp.
Soweerbyceras sp.
Taramelliceras sp. gr. compsum (OPPEL)
Nebrodites (Mesosimoceras) ptychoides (NEUMAYR)
Nebrodites (Nebrodites) sp. gr. peltoideus (GEMMELLARO)
Aspidoceras sesquinodosum FONTANNES
Aspidoceras uninodosum TOULA
Aspidoceras ziegleri CHECA
Aspidoceras uhlandi (OPPEL)

que caracterizan la zona de Divisum, subzona de Uhlandi, de la parte alta del Kimmeridgense inferior. En el estrato inmediatamente suprayacente (Fig. 137) aparece una fauna del Kimmeridgense inferior, con:

Nebrodites (Mesosimoceras) sp.
Nebrodites (Mesosimoceras) cavouri (GEMM)-risgoviensis (SCHN.)
Nebrodites (Nebrodites) sp. gr. favaraense (GEMMELLARO)

a la que hay que añadir abundante fauna del Kimmeridgense superior, zona de Beckeri, con:

Aspidoceras acanthicum (ZEITTEL)
Aspidoceras hystricosum (QUENDSTEDT)
Simaspidoceras bucki CHECA
Hybonoticeras sp.
Hybonoticeras sp. gr. pressulum (NEUMAYR)
Virgalithacoceras sp.
Subplanites sp.

En resumen, la base del paquete de calizas nodulosas está formada por sedimentos del Kimmeridgense inferior que han sufrido un redepósito, casi in situ, durante el Kimmeridgense superior y la base del Tithónico. Por encima se encuentra una sucesión, aparentemente normal, de calizas nodulosas, sobre todo rojas, que contienen ammonites del Tithónico y del Berriasense inferior en los que, por el momento, no hemos realizado un muestreo suficientemente detallado como para demostrar o desmentir la mezcla de faunas de varios niveles estratigráficos.

El techo de las calizas nodulosas se puede observar solo en algún punto de la cantera. Se puede constatar que es una superficie irregular y netamente erosiva que aparece rellena por unas margas coloreadas y esquistosas de apariencia terciaria (Peyre, 1974).

5.4.2.4.- La megabrecha del Cretácico inferior.

En el borde occidental de la unidad de Castillones, sobre todo a lo largo de la vía del tren y en los relieves a ella

adyacentes, se puede reconocer una megabrecha formada por grandes bloques heterométricos de las rocas de la secuencia infrayacente y de los cuales autores precedentes han recogido parte de las faunas más arriba mencionadas. Esta brecha es netamente erosiva con respecto al resto de la serie, pero su contacto inferior es difícil de seguir lateralmente debido a lo escarpado del terreno. La matriz de las brechas es margosa y margocaliza, y de color gris-verdoso. Localmente aparecen niveles margocalizos estratificados lateralmente discontinuos de los que también se reconocen cantos y bloques dentro de la brecha. Tanto la matriz como los estratos y bloques de margocalizas son de microfacies micrítica con radiolarios, lenticulinas y nannoconus, que permiten su asignación al Neocomiense y Barremense. Por tanto, la megabrecha de Castillones se puede asignar, de acuerdo con Peyre (1974) al Cretácico inferior.

Esta megabrecha es la última formación reconocible en la serie de Castillones. Peyre (1974) dató el Eoceno-Oligoceno mediante foraminíferos, en unas margas grises y rojas que aparecen aisladas de la brecha por derrubios y que recuerdan a los niveles terciarios (?) de la cantera más arriba citados.

5.4.3.- Significado paleogeográfico de la serie de Castillones.

En la evolución sedimentaria mesozoica de la unidad de Castillones se pueden distinguir dos etapas básicamente diferentes: La primera está comprendida entre el Trías superior y el Dogger y la otra comprende el Jurásico superior y el Cretácico inferior.

Durante la primera etapa tuvo lugar una sedimentación normal, en condiciones de relativa estabilidad tectónica, de manera que los ambientes costeros del Trías superior fueron reemplazados por otros francamente marinos, aunque someros, a comienzos del Lías. En el Lías medio tuvo lugar la entrada de las faunas pelágicas de ammonites, probablemente después de un pulso tectónico que determinó la formación del nivel conglomerático existente entre dolomías y calizas. No parece, sin embargo, que se pueda hablar de una implantación de las condiciones pelágicas durante el Lías en el dominio sedimentario de Castillones, ya que las facies del Lías y del Dogger no apoyan esta interpretación, pero sí se puede pensar que, a partir del Lías medio, formaba parte del borde de una plataforma abierta a las influencias pelágicas. Estas fueron más acusadas durante el Lías superior con el depósito de las margocalizas arenosas y calizas con ammonites pero perdieron importancia a lo largo del Dogger, a juzgar por la generalización de las facies oolíticas y con corales, lo que posiblemente estuvo determinado por causas eustáticas (Hallam, 1978,1984; Hallam y Bradshaw, 1979).

El fin de la primera etapa estuvo determinado por un brusco cese de la sedimentación de plataforma, asociado al cual se formó un paleorrelieve sobre las calizas del Dogger, cuyo origen fué

probablemente debido a una emersión relacionada con un evento tectónico importante, que provocó la fracturación del fondo de la cuenca en la zona del borde de la plataforma de la cual Castillones formaba parte desde el Lías.

Las facies nodulosas y las brechas con ammonites del Jurásico superior-Cretácico basal, ponen de manifiesto la definitiva implantación de las condiciones pelágicas. Su depósito debió tener lugar en un medio con baja velocidad de sedimentación, favorable a la vida de los ammmonites, de morfología irregular y acusada inestabilidad tectónica que favorecía el redepósito de los sedimentos por la acción de la gravedad y la mezcla de faunas de varias edades. Este medio se debía localizar en una zona de pendiente tectónicamente activa, posiblemente situada entre un surco y un umbral pelágico, dispositivo paleogeográfico que estaba generalizado durante el Jurásico superior en la Cordillera Bética (**García-Hernández et al., 1980**). Esta situación paleogeográfica se debió mantener, e incluso acentuar, a lo largo del Cretácico inferior; posiblemente tuvo lugar una reactivación de relieves submarinos que favoreció la profunda erosión de los depósitos jurásicos y el depósito de la megabrecha del Cretácico inferior.

La erosión reciente y los derrubios impiden conocer la evolución paleogeográfica posterior. La presencia esporádica de sedimentos margosos terciarios con foraminíferos planctónicos del Eoceno-Oligoceno, sugiere que durante el Cretácico superior y el Paleógeno probablemente persistieron las condiciones pelágicas.

5.5.- Las unidades "Tariquides".

Por su posición geográfica y geológica, las "Columnas de Hércules" (El Peñón de Gibraltar y el Yebel Musa) han atraído desde antiguo el interés de los geólogos. Atribuidos al "Penibético" por **Blumenthal (1930) y Fallot (1937)**, estos dos elementos tectónicos, junto con la Peña de Los Pastores, han sido objeto de un estudio estratigráfico y tectónico detallado, por **Bayley (1952, Fide Didon, 1969), Didon (1969), Durand-Delga y Villiaumey (1963)** y, mas tarde, por **Olivier (1984)**. **Durand-Delga (1972)** los incluyó en un dominio "Taríquide", termino que he utilizado para designar conjuntamente a este grupo de unidades. Por mi parte sólo he realizado un reconocimiento somero de la serie de los Pastores en los alrededores de la carretera de Cádiz a Algeciras. Esta serie es bastante diferente en el detalle de las series del Yebel Musa y del Peñón de Gibraltar, que resumiré a continuación, y cuya equivalencia estratigráfica es admitida por todos los autores.

De abajo arriba el Yebel Musa y el Peñón de Gibraltar están constituidos por los siguientes términos (**Durand-Delga y Villiaumey, 1963; Didon, 1969**):

- Una formación de arcillas abigarradas con niveles de areniscas, dolomías y yesos, del Trías superior en facies Keuper, que no está representada en el Peñón de Gibraltar.

- Una formación carbonatada de no menos de 500 m. de espesor, cuya mitad inferior está constituida por dolomías grises y cuya mitad superior está formada por calizas blancas. Pertenece al Lías inferior y medio pro parte.

- Una formación esencialmente margocaliza y margosa, de colores grises, con niveles de calizas con sílex y calizas nodulosas a diversas alturas estratigráficas, que contiene ammonites cuya edad está comprendida entre el Lías medio (Domerense) y la base del Malm. Su espesor es de unos 50 m.

- Una formación de radiolaritas y margas radiolaritícas, de unas decenas de metros de espesor que, por su posición estratigráfica pertenecen al Malm. Este término es el último reconocible en el Peñón de Gibraltar.

- Una formación de margocalizas y margas blancas con niveles con nódulos de sílex, de unas decenas de metros de espesor, pertenecientes al Cretácico inferior.

- Unos metros de margas y arcillas esquistosas violáceas que contienen faunas planctónicas del Cretácico superior y del Eoceno, seguido de un conglomerado con cantos de calizas jurásicas, del Eoceno superior, y por unas margas grises del Oligoceno (**Didon et al., 1973**). Para **Olivier (1984)**, la serie estratigráfica mesozoica del Yebel Musa se completaría con la "serie terciaria de la unidad de Beliunis" (**Durand-Delga y Villiaumey, 1963**), que esencialmente está constituída por terrenos pertenecientes a la Formación Numidoide.

La serie de Los Pastores difiere bastante en el detalle, de la serie anterior ya que la formación calizo-dolomítica es de un espesor mucho menor, la formación de margocalizas no existe y el Jurásico superior no está representado por radiolaritas, sino por calizas nodulosas rojas, que alcanzan un espesor de algo más de una decena de metros y en las que he podido constatar la presencia del Tithónico, mediante un ejemplar de ammonites, en concreto, un **Simoceras sp.** El estudio de esa serie es muy difícil debido a la gran complejidad de su estructura de detalle y a que sus materiales han desaparecido en su mayor parte, al haber sido explotados en una serie de canteras.

La breve descripción estratigráfica realizada es suficiente como para afirmar que la serie de los tres elementos mencionados presenta una evolución que es claramente de tipo subbético: la existencia de un Trías germánico a la base, el cese de la sedimentación de

plataforma en el Lías medio y la naturaleza de las facies apoyan esta afirmación. La serie estratigráfica del Yebel Musa y del Peñón de Gibraltar es semejante a la de las series reconocibles en el Subbético medio, (véase, p.e., la serie de Sierra Elvira, **Braga et al., 1979**, entre otras de la región de Granada: Rivas **et al., 1979**). Por tanto, cabe pensar que su evolución paleogeográfica fue similar: la plataforma carbonatada del Lías inferior se hundió, probablemente por fracturación, a partir del Lías medio y pasó a constituir un surco en el que tenía lugar una sedimentación margosa. En la serie de Los Pastores, la ausencia de margas y de radiolaritas y su reemplazamiento por calizas nodulosas en el Jurásico superior, sugiere una evolución semejante pero en condiciones no de surco, sino de umbral. Por tanto, en el supuesto de que las series de Gibraltar, los Pastores y del Yebel Musa formen parte de una única familia paleogeográfica, se debe concluir que la morfología de la cuenca mesozoica en la que se depositaron debió ser relativamente irregular.

Durand-Delga (1972) propuso la pertenencia de todas estas unidades a una "cordillera taríquide", esto es, a un alto paleogeográfico que se situaría entre la zona de depósito del Flysch Masílico y del Flysch Mauritaniense. En la actualidad, este autor ha abandonado esta interpretación y adoptado la de **Olivier (1984)**, según la cual todos estos elementos formarían parte de la "Zona Predorsaliense". Más adelante volveré sobre esta interpretación.

5.6.- La unidad de la Mora.

En la unidad de la Mora, **Durand-Delga** y **Fontboté (1960)** reunieron los materiales mesozoicos y terciarios que aparecen en una serie de ventanas tectónicas bajo los mantos alpujárrides existentes al S de Sierra Arana. Después de **Van Bemmelen (1927)**, que reconoció por vez primera estas ventanas, la región ha sido objeto de los trabajos de **Blumenthal y Fallot (1935)**, **Durand-Delga y Fontboté (1960)**, **Foucault (1976)** y **García-Dueñas y Navarro-Vilá (1976, 1980)**. Por mi parte, debo decir que no he realizado un estudio atento de esta unidad, sino solo un reconocimiento rápido de las diferentes ventanas y un estudio microscópico de algunas muestras que me fueron proporcionadas por J. Camona Sánchez en 1.979, a quien agradezco su colaboración. Resumiendo las observaciones propias y de autores precedentes, en la unidad de la Mora se pueden distinguir, de abajo arriba, los siguientes términos:

a) **Dolomías grises**, tectonizadas y de aspecto cristalino, bastante potentes (más de 500 m. según **García-Dueñas y Navarro-Vilá,1980**). Son difíciles de distinguir de las dolomías alpujárrides, lo que en muchos puntos provoca discrepancias cartográficas notables entre diferentes autores. Normalmente la recristalización de las rocas ha obliterado las texturas originales. No obstante, he podido reconocer

facies laminadas por algas, facies peleitodales loferíticas y facies oolíticas o calcareníticas. Estas dolomías han sido atribuidas al Lías inferior, pero las facies reconocibles poseen más bien afinidades triásicas.

b) Calizas blancas, de unos 250 m de espesor (García-Dueñas y Navarro-Vilá, 1980) karstificadas, muy fracturadas y deformadas, y parcialmente dolomitizadas. Presentan facies calcilutíticas y calcareníticas, con frecuencia oolíticas, con oncolitos, foraminíferos bentónicos y algas (**Solenopora sp., Rivularia sp., Th. parvovesiculifera**). En algunas muestras aparecen, además de formas sin interés estratigráfico alguno, restos muy fragmentados y mal conservados de algas dasycladáceas de afinidades triásicas. Otras, sin embargo, contienen lituolidos (**Haurania sp.?**) de afinidades liásicas. Estas facies recuerdan mucho a las de las calizas blancas de las unidades tipo Cabrilla. Al techo de las calizas blancas aparecen unos niveles biomicríticos con abundantes crinoides y con espículas de esponjas.

c) Calizas con sílex y con intercalaciones margosas. Unos niveles margocalizos rojos, situados directamente sobre las calizas blancas, suministraron a **Van Bemmelen** (1927) ammonites del Toarcense. Normalmente son de colores grises y su espesor es de varias decenas de metros. Son de microfacies micríticas y pelmicríticas, con abundantes espículas de esponjas. Probablemente corresponden al Lías superior y parte del Dogger.

d) Calizas rojas nodulosas y brechoides, en las que se reconocen microfacies biomicríticas con filamentos, aptychus y protoglobigerinas, y microfacies con Saccocoma, por lo que se pueden asignar al Jurásico medio y al superior. En varias muestras de una caliza rosada algo margosa, procedentes de la ventana de la Mora, he podido reconocer:

Calpionella alpina LORENZ
Calpionella elliptica CADISCH
Tintinnopsella carpathica (MURGEANU y FILIPESCU)

que permite caracterizar el Berriasense inferior, (zona B).

e) Margocalizas y margas blancas y rosadas, a veces con algo de sílex que presentan microfacies micríticas con radiolarios y abundantes **Nannoconus**, lo que permite su asignación al Neocomiense-Barremense.

f) Margas rosadas. En la ventana de la Mora, según **García-Dueñas y Navarro-Vilá** (1980) contienen microfaunas planctónicas del Senonense superior mientras que en las muestras por mí estudiadas sólo he reconocido formas paleógenas (**Globorotalia sp., Globigerina sp.**).

g) **Formación Horca.** La serie de las ventanas culmina con una formación de margas de colores pardoamarillentos rosados y amarillentos, que contiene algunos niveles de conglomerados calcáreos del Eoceno superior (?) hacia la base, y unos niveles de areniscas más arriba. Estos materiales son completamente equivalentes a la Formación Horca, descrita en las unidades de tipo Baños de Alhama. Suministran asociaciones de planctónicos del Oligoceno superior (**Durand-Delga y Fontboté, 1960; Durand-Delga y Magné, 1961; García-Dueñas y Navarro-Vilá, 1980**). Asociados a estos materiales también aparecen, en la ventana de Alfacar, bloques de areniscas de aspecto numidoide.

Como he señalado más arriba, existen discrepancias en lo que se refiere a la asignación de ciertos afloramientos, sobre todo de dolomías, a la unidad de la Mora o a las unidades alpujárrides cabalgantes. Por ello, me parece que sería conveniente un nuevo estudio de la región a fin de establecer claramente los límites de esta unidad y completar el conocimiento de su serie estratigráfica en las diferentes ventanas, ya que de otra forma, resulta difícil precisar su significado paleogeográfico y sus relaciones con otras unidades. Provisionalmente, y a la espera de dicho estudio, pienso que la unidad de la Mora presenta bastantes afinidades con las unidades rondaides tipo Cabrilla. No obstante, habría que confirmar si los materiales dolomíticos de su base estratigráfica pertenecen al Trías. (*1)

5.7.- El Jabalcón.

Este relieve, que está constituído esencialmente por calizas blancas liásicas, aflora al N de los Alpujárrides de la Sierra de Baza, completamente aislado de otras unidades tectónicas por sedimentos pliocuaternarios de la depresión de Guadix-Baza. La geología del Jabalcón ha sido estudiada, sucesivamente, por **Fallot y Solé-Sabarís (1957), Durand-Delga y Foucault (1968)** que lo asignaron a la "Dorsal Bética" y **Cruz-Sanjulián y García-Rossell (1971)** para los cuales formarían parte del Subbético interno de **García-Dueñas (1967a)**. Recientemente, **Roep (1980)** ha comentado que el Jabalcón podría pertenecer a la cobertera del Maláguide. Por mi parte, en un trabajo anterior (**Martín-Algarra et al., 1979**) señalé que el Jabalcón presenta ciertas afinidades estratigráficas con la Almola, aunque su serie no es igual.

Durand-Delga y Foucault (1968) han sido los autores que han realizado el estudio estratigráfico más completo del Jabalcón. Resumiré sus resultados a continuación.

En su mayor parte, el Jabalcón está constituido por calizas blancas, a cuya base, al pie N de la Sierra aparecen unas dolomías grises. El conjunto de la serie supera los 500 m de espesor y su estratificación es masiva, menos en la parte superior de las calizas, donde es más patente. Probablemente pertenecen al Lías y por sus facies se pueden considerar depósitos de plataforma carbonatada somera.

(*1) Nota del Autor (2022). La sucesión estratigráfica triásica y la posición tectónica de la Unidad de la Mora demuestran, de acuerdo con López-López et al (1988) y Sanz de Galdeano et al. (1995), su pertenencia al Alpujárride Inferior. Ver también nota a pie de la página 552.

Mediante un contacto neto, sobre las calizas blancas reposa una sucesión pelágica, formada por calizas arcillosas grises o amarillentas, en bancos decimétricos, seguidas por calizas con nódulos de sílex más abundantes hacia arriba, entre las cuales se intercalan niveles de calizas de crinoides. Los estratos basales han suministrado ammonites mal conservados atribuibles al Lías superior, por lo que tal vez los superiores comprendan una parte del Dogger. El espesor de estos materiales puede llegar hasta unos 100 m. Sus microfacies son micritícas o peletoidales, con crinoides, espículas y radiolarios, según los niveles.

Una interrupción sedimentaria importante existe entre el Dogger y el Malm inferior, ya que la base de los terrenos suprayacentes es un contacto erosivo que puede eliminar completamente a la formación de calizas margosas y con sílex. Están formados por calizas nodulosas brechoides, de colores rosados y violáceos, mal estratificadas y de edad Kimmeridgense. Localmente, cuando reposan directamente sobre las calizas blancas, a su base aparecen bloques decimétricos de las propias calizas blancas y trozos de sílex. En la parte superior contienen asociaciones de tintínidos que permiten caracterizar la base del Tithónico superior.

Un nuevo contacto erosivo se reconoce por debajo de los materiales cretácicos suprayacentes. Estos están constituidos por brechas y conglomerados que aparecen rellenando cavidades de probable origen kárstico, dentro de las calizas blancas. Estas rocas afloran sobre todo en la mitad meridional del Jabalcón. **Durand-Delga y Foucault** (1968) diferenciaron tres tipos de brechas: uno formado por brechas y microbrechas con cantos de tintínidos del Tithónico superior y que se debieron depositar al comienzo del Cretácico inferior; otro formado por grandes bloques, incluso decamétricos, de todos los materiales más antiguos y otros no reconocidos in situ, que están empastados por una matriz margocaliza blanca, con abundantes Nannoconus del Neocomiense superior-Barremense; por último, un tercer tipo de brechas aparece exclusivamente como rellenos de fisuras de anchura métrica, que se asocian a o aparecen empastadas por margas y margocalizas rosadas con foraminíferos planctónicos del Senonense superior y formas resedimentadas del Cretácico "medio".

El último término de la serie del Jabalcón, es, también, discordante sobre los terrenos infrayacentes. Aflora en malas condiciones de exposición y está formado por areniscas cuarzosas con cemento ligeramente calcáreo y restos accesorios de rocas metamórficas.

La serie del Jabalcón recuerda bastante a la de otras unidades más arriba descritas, como las de la Almola, el Tajo de los Enamorados o la unidad de la Mora. Pueden señalarse varias analogías y diferencias de detalle con cada uno de estos elementos, pero no se puede equiparar completamente con ninguno de ellos. A juzgar por su

serie estratigráfica postliásica, el Jabalcón debió constituir durante la mayor parte de su historia sedimentaria, una zona de umbral. El poco espesor de los sedimentos, su distribución irregular y su disposición como rellenos de fisuras en las calizas de plataforma infrayacentes me parece que apoyan esta interpretación.

6.- RECONSTRUCCION Y EVOLUCION PALEOGEOGRAFICAS.

6.1.- Significado paleogeográfico y posición relativa de las diferentes unidades.

El notable grado de fragmentación tectónica, la diversidad y variabilidad estratigráfica y, sobre todo, la discontinuidad de los afloramientos dificultan el ordenamiento paleogeográfico de las unidades situadas en el contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas. Por la misma razón es difícil establecer si las zonas isópicas tenían una continuidad lateral importante, lo que favorecería un modelo paleogeográfico cilindrista, o bien si las variaciones paleogeográficas de unas transversales a otras eran notables. Para llevar a cabo una reconstrucción mínimamente fiable es preciso tener en cuenta, en primer lugar, la posición geográfica y tectónica de cada uno de los elementos considerados;, en segundo lugar las características estratigráficas y la evolución paleogeográfica de cada unidad en particular; y en tercer lugar, las relaciones tectónicas y paleogeográficas entre los elementos adyacentes. Al proponer un agrupamiento de unidades afines y establecer la evolución estratigráfico-paleogeográfica de las formaciones que integran cada uno de los grupos distinguidos, en parte la reconstrucción paleogeográfica ha sido hecha ya. No obstante, procede aquí establecer las relaciones generales entre los diferentes elementos estudiados para conocer a una mayor escala, las características de la cuenca en que todos ellos se debieron depositar.

6.1.1.- Las unidades con afinidades externas.

En el apartado 5.1. de este capítulo señalé que algunas unidades, en concreto, Castillones, el Yebel Musa, Los Pastores y Gibraltar poseen un Trías Germánico y una secuencia estratigráfica de tipo subbético s.l. Hay que recordar, además, que todos estos elementos ocupan una posición tectónica relativamente externa, aunque están completamente desenraizados y parcialmente englobados en el Complejo del Campo de Gibraltar. No obstante, por su posición geográfica y tectónica, no cabe duda de que todos ellos proceden de una región más interna (Castillones) al menos, o, más meridional que el Penibético.

Por lo que se refiere a Castillones, Kockel (1963) y Peyre (1974) ya propusieron que procedía del margen interno del Penibético, hipótesis que concuerda con mis propias conclusiones. En

efecto, aunque no se puede hablar de una identidad perfecta entre las formaciones jurásicas de Castillones y el Grupo Líbar del Penibético, sí se puede decir que presentan bastantes afinidades. Así, el nivel de margocalizas arenosas del Lías superior de Castillones podría ser un equivalente estratigráfico, depositado en un ambiente de plataforma abierta, de algunos niveles de litofacies parecidas, con cuarzo, que aparecen dentro de las Calizas Tableadas de Sierra Blanquilla; estas rocas se depositaron en un ambiente más restringido y son características de los sectores internos del Penibético. Las calizas oolíticas del Dogger de Castillones son completamente equivalentes a las facies análogas y coetáneas de la Formación Endrinal. Por último, el reemplazamiento de las facies neríticas por las pelágicas ocurrió en el Penibético y en Castillones prácticamente al mismo tiempo, en el límite Dogger-Malm. Por otra parte, mientras que el Penibético constituyó una zona somera, nerítica durante el Lías y Dogger, pelágica durante el Malm, Castillones formó parte durante el Lías-Dogger del borde de una plataforma, y durante el Jurásico superior-Berriasense del flanco de un umbral. Por tanto, la posición tectónica y las características paleogeográficas apoyan la hipótesis de que Castillones procede de una zona adyacente al Penibético. La formación de la megabrecha del Cretácico inferior pudo estar relacionada con la reactivación tectónica que debió determinar el levantamiento del Penibético, por fallamiento, con respecto a las zonas adyacentes, y su emersión y karstificación.

Por lo que se refiere a las otras unidades ("Taríquides") parece razonable admitir que debieron estar paleogeográficamente relacionadas con las Zonas Externas Béticas ya que sus series estratigráficas y facies son de marcadas afinidades subbéticas y netamente diferentes de las que se reconocen en las Zonas Externas rifeñas (véanse, al respecto, las descripciones de **Wildi, 1983,** sobre éstas series). De acuerdo con su posición actual, cabe pensar que estas unidades formaban parte de un dominio que se situaba al S o al SO del Penibético, y en el que la evolución sedimentaria mesozoica sería de tipo Subbético medio; en otras palabras, se trataría de una zona subsidente en la que se producía una sedimentación margosa y radiolarítica, y que se habría individualizado durante el Lías medio, al igual que otros dominios de las Zonas Externas béticas. Este dominio "taríquide", cuya extensión debía ser mucho mayor de lo que sugieren los actuales afloramientos, es posible que no fuera completamente uniforme, debido a la existencia de fracturas sinsedimentarias que individualizarían zonas más someras con depósitos condensados durante el Jurásico, como sucede por ejemplo en el caso de Los Pastores. Habida cuenta de las consideraciones realizadas a propósito de la paleogeografía mesozoica del Surco de los Flyschs (cf. Cap. 4, ap. 5.1., fig. 96), este dominio se situaría en la terminación occidental de los sectores internos de las Zonas Externas Béticas, ocupando una zona profunda pero no tanto como los sectores adyacentes relacionados con la terminación occidental del Surco de los Flyschs. (Fig. 138).

Para **Durand-Delga (1972)** las unidades "taríquides" procede-

rían de una zona situada dentro del propio Surco del Flyschs, que constituiría un alto fondo que separaría el Flysch Masílico del Mauritaniense. En Argelia, **Raoult (1974, 1975)** atribuyó a la Zona Precabileña una posición similar. Sin embargo, la existencia de series mixtas entre el Masílico y el Mauritaniense, entre otros datos, obliga a rechazar esta interpretación, que ya ha sido abandonada por ambos autores.

Para **Olivier (1984)** todos estos elementos pertenecerían a la denominada "Zona Predorsaliense". La serie del Yebel Musa, en concreto, sería la más característica del "subdominio Predorsaliense con Lías blanco y Neocomiense blanco" de este autor. Como de ahora en adelante se verá, numerosos datos se oponen a la validez del modelo propuesto por **Olivier (1984)**, pero baste, por el momento, con señalar, por lo que se refiere al "subdominio con Lías blanco y Neocomiense blanco",que en él incluye a unidades tectónicas cuyas series estratigráficas y cuya evolución paleogeográfica presentan características muy distintas entre sí, como por ejemplo la de Cabrilla, las del Yebel Musa y la de Robledo; cada una de ellas posee un Trías de facies alpina, germánica y maláguide, respectivamente, y series estratigráficas postriásicas completamente diferentes; compare el lector entre sí las series estratigráficas de las unidades mencionadas (cf. Fig. 118 y 160) y podrá percatarse de la validez de esta afirmación. La atribución del Yebel Musa a la "Zona Predorsaliense" se basa exclusivamente en su posición en el límite Zonas Internas-Externas rifeñas. Pienso, sin embargo, que la colocación en la mencionada posición puede explicarse por causas fundamentalmente tectónicas, que estarían relacionadas con la "africanización" de ciertos elementos que, en última instancia, procederían del margen continental ibérico, al igual que el resto del Subbético s.l. (cf. Cap. 9, ap. 3.1.3.).

6.1.2.- Las unidades con afinidades rondaides.

A diferencia de lo que sucede con las unidades descritas en el apartado precedente, la posición paleogeográfica de la Almola, el Tajo de los Enamorados, la unidad de Mora y el Jabalcón, es más difícil de establecer ya que, si bien algunos de sus rasgos estratigráficos recuerdan a los de las unidades más internas del Subbético (Subbético interno, en particular), otros rasgos estratigráficos y tectónicos sugieren una relación paleogeográfica estrecha con las unidades rondaides de tipo Cabrilla. Entre los rasgos de tipo Subbético, se pueden señalar los siguientes:

- Las facies de plataforma del Lías parecen persistir hasta el Lías medio, momento a partir del cual son reemplazadas por facies pelágicas con ammonites **(García-Hernández et al., 1976)**.

- La evolución estratigráfico-paleogeográfica postliásica y las litofacies son equivalentes a las del Subbético **(García-Hernández et al., 1980)**: así, las calizas margosas y con sílex del Lías-Dogger del Jabalcón son análogas a las que se reconocen en la unidad de Sierra

Arana o en algunos sectores del borde meridional de la Sierra Gorda de Loja; la secuencia de calizas nodulosas de la Almola o del Tajo de los Enamorados no difieren esencialmente, aunque sí en rasgos de detalle, de las de Sierra Gorda; facies de conglomerados y brechas asociados a calizas nodulosas, del tipo de las que se reconocen en el Jabalcón la Almola, también existen en los afloramientos meridionales de Sierra Gorda, y algo por el estilo se puede decir a propósito del Neocomiense de todas estas unidades. En definitiva, la evolución sedimentaria postliásica y las facies sugieren que el depósito tuvo lugar en todos los casos en una zona de umbral, posiblemente con paleotopografía de detalle bastante irregular, como se puede reconocer en la Almola, lo que sería favorable a la existencia de bruscas variaciones de facies en distancias relativamente pequeñas.

Entre los rasgos que sugieren una proximidad entre estas unidades y los Rondaides, se pueden señalar los siguientes:

- En primer lugar la posición tectónica: la Almola y el Tajo de los Enamorados ocupan exactamente la misma posición tectónica que las unidades tipo Cabrilla, con las cuales tienen, además, un cierto "aire de familia" estratigráfico; piénsese que todas ellas han sido incluídas en una sola unidad, la unidad de Enamorados, por diversos autores, entre otros por mí mismo (**Dürr, 1967; Felder, 1978; Martín Algarra, 1980a**).

- En segundo lugar, no sólo no se puede excluir la posibilidad de que una parte de las calizas de plataforma de estas cuatro unidades pertenezca al Trías superior, sino que tal atribución parece bastante probable a juzgar por las facies, aunque aún está por demostrar mediante fósiles.

- En tercer lugar, al igual que en los Rondaides, los materiales cretácicos postnecomienses casi no existen, y los terrenos mesozoicos postliásicos, en general, aparecen mal representados, discontinuos y con reducido espesor. En algún caso, las facies postliásicas recuerdan a las de ciertas unidades rondaides: así el Jurásico superior del Tajo de los Enamorados recuerda a los términos coetáneos de la unidad de Las Nieves.

- Por último, los materiales terciarios de estas unidades presentan afinidades más marcadas con los de los Rondaides que con los de las unidades subbéticas, salvo en el caso de la Almola, cuyo terciario está formado por Capas Rojas; no obstante, Capas Rojas terciarias también se reconocen en las unidades rondaides de Cabrilla y de Pereila. En la unidad de la Mora la Formación Horca está claramente representada y tanto en ella como en el Peñón de Ronda o el Jabalcón se reconocen vestigios de la Formación Numidoide, al igual que sucede en las unidades rondaides más externas.

De acuerdo con los datos expuestos y a la espera de nuevos resultados estratigráficos, me parece que la hipótesis más razonable es admitir que las cuatro unidades de este apartado constitu-

yeron, durante el Mesozoico y Terciario, un umbral pelágico longitudinalmente discontinuo, situado al frente del dominio Rondaide y que posiblemente estaba, de alguna manera, relacionado con las unidades tipo Cabrilla. Este umbral solo debió estar representado en una parte del sector actualmente bético del mencionado dominio, ya que, a mi conocimiento, no se han descrito unidades estratigráficamente análogas en el sector rifeño, y debió estar separado de los sectores más internos de la Zona Subbética por una cuenca profunda de la cual apenas si se reconocen hoy día algunos vestigios (Fig. 138). (*1)

6.1.3.- Las unidades de tipo austral pino: el conjunto Rondaide-Tetuánide.

6.1.3.1.- Posición del conjunto Rondaide-Tetuánide con respecto al resto de las Zonas Internas bético-rifeñas.

A lo largo de los diferentes apartados que constituyen este capítulo he ido señalando repetidamente que la mayor parte de las unidades situadas exclusivamente en el contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas béticas presentan una evolución estratigráfica y paleogeográfica de tipo austroalpino. En otras palabras, tanto la sucesión estratigráfica como las características sedimentarias de los Rondaides son equivalentes a las que se reconocen en los Mantos Austroalpinos de los Alpes Calcáreos Septentrionales y de los Alpes Meridionales. Para las unidades rifeñas que, en este trabajo, he designado como Tetuánides, **Wildi (1979)** llegó previamente a una conclusión similar. Las semejanzas llegan a ser tan marcadas que, con la prudencia que requiere la distancia actualmente existente entre la Cordillera Bética y los Alpes (**cf. Fallot, 1954**), se pueden aplicar incluso las mismas denominaciones litoestratigráficas que se utilizan en esta última cordillera. Una sola diferencia conviene que sea señalada: en el sector bético-rifeño las potencias de las formaciones postriásicas suelen ser mucho más reducidas que en sus equivalentes alpinos.

Las características austroalpinas de los Rondaides y Tetuánides se pueden resumir en pocas palabras: presencia de un potente Trías superior alpino, esencialmente dolomítico y en facies de plataforma carbonatada somera, que fué reemplazado desde el Lías inferior por sedimentos calizomargosos y silíceos, y por brechas y conglomerados calcáreos, depositados en ambientes pelágicos que, en su conjunto y en sentido amplio, podrían caracterizar a una zona de talud continental. Los Rondaides y Tetuánides, durante el Trías superior, constituyeron la terminación occidental del gran Dominio del Trías Alpino, que se diferenciaba netamente del Dominio del Trías Germánico, y por tanto debieron guardar una estrecha relación paleogeográfica y paleotectónica con el Trías Alpujárride, cuya prolongación occidental debieron de representar. A esta interpretación se opone la que conlleva la noción de "Dorsal", defendida por **Durand-Delga (1980a)**, que supone que ninguna de estas unidades guardó una relación paleogeográfica directa con los Alpujárrides, ya que se encontrarían separados de aquéllos por el

(*1) Nota del Autor (2022). Véanse las notas a pie de página que matizan estas conclusiones a la luz de los conocimientos adquiridos con posterioridad a esta tesis, en las páginas 459, 505, 552 y 594.

Maláguide, y que representarían la prolongación estructural y paleogeográfica de la Dorsal Cabileña cuyo Trías no es en ningún caso de facies alpina. En mi opinión, (veáse también **Wildi, 1983**), esta interpretación dificulta la comprensión de la paleogeografía triásica, ya que obliga a admitir que, durante el Trías existió, en la terminación occidental del Tethys, una zona alpina completamente aislada dentro del Dominio Germánico. Además, según esta interpretación resultaría absolutamente imposible reconocer las relaciones paleogeográficas entre las Zonas Externas y las Zonas Internas de la Cordillera Bética, ya que todos los elementos atribuídos a la "Dorsal Bética", se consideran de dependencia paleogeográfica, en sentido amplio, exclusivamente africana. Así pues, de acuerdo con lo que sugiere la paleogeografía triásica (**Bosellini y Hsü, 1973**) y con las conclusiones de **Wildi (1983)**, los Rondaides y Tetuánides se debieron depositar en un brazo del mar triásico alpino que representaría la prolongación occidental del Trías Alpujárride y a cuyo límite meridional, en sentido amplio, se encontraría el dominio Maláguide y el de las Zonas Externas de las Cordilleras Norteafricanas. El giro que afecta a estas unidades de tipo austroalpino en el Arco de Gibraltar se debe relacionar exclusivamente con factores tectónicos, que habrían determinado la rotación en sentido antihorario de los sectores occidentales de las Zonas Internas bético-rifeñas, a consecuencia de su colisión con el continente africano, ocurrida a partir del Mioceno inferior (cf. Cap. 9, ap. 2.3.4.).

6.1.3.2.- Relaciones entre las unidades tipo Nieves y tipo Baños de Alhama.

Al examinar sobre un mapa (Fig. 99) la distribución de los diferentes tipos de unidades distinguidos en el conjunto Rondaide-Tetuánide se observa que, aparte de las unidades tipo Pereila, que ocupan sistemáticamente una posición externa, las relaciones tectónicas entre las unidades tipo Nieves y las unidades tipo Baños de Alhama no son fáciles de precisar. Parece como si determinados sectores como Sierra Arana o el Hauz estuvieran formados casi exclusivamente por unidades tipo Baños de Alhama, mientras que otros (sector de Ronda, Dorsal Calcárea rifeña, Bokoyas) estuvieran básicamente constituídos por unidades de tipo Nieves. En cada uno de estos sectores el estilo tectónico es netamente distinto: mientras que Sierra Arana o el Hauz presentan una complicada estructura en escamas anastomosadas y sin apenas continuidad lateral, frecuentemente invertidas y con variaciones notables en el espesor de las formaciones representadas, en las otras regiones las unidades tipo Nieves afloran ampliamente, constituyendo verdaderos mantos de corrimiento, sin demasiadas complicaciones internas derivadas de la inversión de la serie o de bruscas variaciones en la potencia de las formaciones. No se puede excluir que estos diferentes estilos se deban a causas exclusivamente tectónicas, pero en mi opinión es probable que hayan sido determinadas en buena parte por la morfología y la estructura previas de la cuenca sedimentaria. Así, las unidades tipo Baños de Alhama posiblemente se depositaron en una cuenca de morfología irregular, condicionada por procesos de fractura-

ción de origen tensional, de ahí las variaciones de espesor, la presencia esporádica de brechas y la distribución irregular de las formaciones postliásicas. Las unidades tipo Nieves probablemente formaban parte de zonas más uniformes, amplias y estables, que sólo en sus bordes aparecerían afectadas por fracturas que las separarían de otras zonas con diferente morfología y condiciones paleotectónicas. Si esta interpretación es correcta, parece como si en ciertas transversales de la cuenca sólo se formaran secuencias de tipo Baños de Alhama, mientras que en otras sólo se formaran secuencias de tipo Nieves, lo cual se opondría a un modelo paleogeográfico rigurosamente cilindrista para el dominio Rondaide-Tetuánide.

No obstante lo que acabo de decir, no hay que olvidar que la intensidad de las deformaciones tectónicas que han afectado a estas unidades ha sido de una envergadura tal que es muy probable que extensas porciones de la cuenca hayan sido completamente destruidas, o bien que se encuentren recubiertas por unidades tectónicas más internas. Por tanto, no se puede excluir la posibilidad de que las unidades tipo Baños de Alhama y tipo Nieves estuvieran representadas en una misma transversal. Tal vez el sector que puede aportar más luz sobre este interrogante sea el de la Dorsal Calcárea rifeña, ya que es en el que afloran más extensamente las unidades tetuánides, y en mayor número. De acuerdo con **Wildi et al. (1977) y Nold et al. (1981)**, el manto del Y. Tazaot (=Tazute), cuya serie es de tipo Nieves, ocuparía una posición paleogeográfica intermedia entre los mantos Y. Lakraa y del Y. Tisuka. La posición original externa del manto del Y. Lakraa parece indiscutible, a juzgar por su posición tectónica externa con respecto al Y. Tazaot, y esta interpretación queda reforzada por las afinidades con las seríes de tipo Pereila que presentan algunos de sus elementos (Y. Bu Slimane y Hafa en Nator). La procedencia más interna del Manto del Y. Tisuka con respecto al del Tazaot, parece avalada por la posición tectónica de aquél sobre éste; igual les sucede a las escamas de Abu Bnar y a los elementos incluídos en la "Dorsal Intermedia", algunos de cuyos rasgos, si bien son dominantemente de tipo Nieves, evocan ya a las series de las unidades de tipo Baños de Alhama. De acuerdo con esta interpretación estas últimas unidades serían de procedencia más interna que las de tipo Nieves.

Del lado bético no es posible obtener conclusiones definitivas al respecto de las relaciones entre las unidades rondaides de tipo Nieves y de tipo Baños de Alhama. Sin embargo, algunos hechos parecen de acuerdo con la hipótesis propuesta más arriba:

- Si se examina el mapa de la figura 123 (región de Benadalid), se puede observar que, al E del Poyato, existen unas pequeñas escamas tectónicas que están separadas por un contacto subvertical ligeramente buzante al O, de la unidad de la Sierrecilla de Algatocín. La serie estratigráfica de estas escamas aparece invertida, al igual que sucede con la escama del Poyatillo, cuya serie es de tipo Baños de Alhama y con la cual presenta notables semejanzas estratigráficas. No se puede afirmar categóricamente la continuidad estructural de

estos dos elementos, ya que el Poyato y la Sierra de Benadalid están separados por un accidente tectónico de dirección NO-SE que pasa por el Puerto de la Horca. Sin embargo, dado que diversos datos demuestran su funcionamiento en regimen de desgarre sinistroso, al deshacer los efectos del mismo, necesariamente se ve uno obligado a situar los sectores más externos y meridionales de la Sierra de Benadalid en posición más interna que el Poyato. Ello obliga a admitir que la serie de tipo Nieves de la Sierrecilla de Algatocín-Poyato se situó originalmente en posición más externa que, los elementos con series invertidas de tipo Baños de Alhama (Fig. 138).

- Un segundo hecho se refiere al desarrollo alcanzado por la Formación Horca en las unidades de tipo Baños de Alhama, que es mayor que en las unidades tipo Nieves. En el Rif, **Wildi et al. (1977) y Nold et al. (1981)** han propuesto para las unidades de Ametrasse-Bettara, que están mayoritariamente constituidas por materiales equiparables a la Formación Horca, también representada ampliamente en los elementos frontales de la cobertera maláguide-ghomáride (cf. Cap. 6, ap. 3.4.), que una parte considerable de los terrígenos que la alimentan proceden del Paleozoico y del Permotrías. Al admitir una posición paleogeográfica más externa para las unidades tipo Nieves se explica fácilmente la mejor representación de los terrígenos de procedencia interna en las unidades tipo Baños de Alhama.

6.1.3.3.- Las unidades tipo Pereila.

6.1.3.3.1.- Relaciones entre las unidades tipo Pereila y las restantes unidades rondaides.

La procedencia paleogeográfica externa de las unidades tipo Pereila con respecto a las restantes unidades rondaides y tetuánides me parece demostrada por diversos datos, tanto tectónicos como estratigráficos. Su presencia discontinua a lo largo del borde externo de las Zonas Internas bético-rifeñas es el dato más evidente a favor de esta interpretación, y sugiere que el dominio paleogeográfico del que formaron parte debió tener una notable continuidad lateral, aunque posiblemente era bastante estrecho a juzgar por su intensa dilaceración tectónica posterior (Fig. 138).

Al proceder al análisis de las facies postriásicas de las unidades tipo Pereila, diversos argumentos me llevaron a afirmar que, a partir del comienzo del Lías, formaron parte de un dominio paleogeográfico que constituyó una zona de pendiente originada tras fracturación de la plataforma triásica, tectónicamente muy inestable lo que favoreció el depósito de conglomerados y brechas, a los que se asociaban sedimentos margosos y silíceos. Esta pendiente marcaba la transición entre una cuenca profunda, que algunos autores **(Didon, 1969; Durand-Delga, 1972, 1980a,b; Olivier, 1984)** han identificado con el Surco de los Flyschs, y una zona más somera y reacia a la

subsidencia, que todos los autores coinciden en relacionar con las Zonas Internas bético-rifeñas, a cuyo borde externo se situarían las restantes unidades rondaides y tetuánides.

En mi opinión, a diferencia de los autores mencionados, la cuenca profunda en cuestión no debe ser asimilada de una manera simple con el Surco de los Flyschs Norteafricanos, ya que a ello se oponen diversos datos tanto tectónicos como estratigráficos y paleogeográficos. Más bien me parece que dicha cuenca se debería situar entre las Zonas Externas béticas y las Zonas Internas bético-rifeñas y sería tectónicamente independientemente del Surco de los Flyschs, cuya relación con el margen continental africano fue ya argumentada en el apartado 5 del capítulo anterior. No obstante, me parece segura la existencia de una comunicación entre ambos surcos a nivel del futuro arco de Gibraltar, de ahí que las influencias africanas se dejen sentir durante ciertos intervalos de tiempo en los que los aportes terrígenos al Surco de los Flyschs fueron especialmente importantes, como sucedió durante el Cretácico inferior y, sobre todo, durante el Mioceno inferior, con el depósito de la Formación Numidoide. Esta interpretación, cuyos fundamentos e implicaciones seran discutidos más adelante (cf. Cap. 9, ap. 3.2.3.) se opone a la que conlleva la noción de "Zona Predorsaliense", según la cual todas las unidades rondaides y tetuánides deberían estar en relación paleogeográfica de continuidad lateral con los sectores internos del Surco de los Flyschs Norteafricanos, y no guardarían relación con los sectores béticos del Tethys, ya que un importante accidente transcurrente las separaría de aquéllos (Fig. 138).

Si bien las relaciones paleogeográficas de las unidades tipo Pereila con las zonas más externas son difíciles de reconocer y se prestan a una apasionante discusión, por las implicaciones geotectónicas y paleogeográficas que las distintas hipótesis conllevan, las relaciones con los sectores más internos de la cuenca, representados por las restantes unidades rondaides y tetuánides, parecen más claras y fáciles de establecer. En efecto, como acabo de comentar en 6.1.3.2., en la Dorsal Calcárea del Rif los elementos tectónicos más externos del Manto de tipo Nieves del Yebel Lakraa (unidades de la Hafa en Nator o del Yebel Bu Slimane) poseen ya rasgos estratigráficos que los aproximan a las unidades tipo Pereila. Por otro lado, no hay que olvidar que las afinidades estratigráficas entre las unidades tipo Pereila y tipo Baños de Alhama son muy marcadas. Compárense, a este respecto, las formaciones del Hettangiense y Sinemuriense inferior del Tajarillo, del Arroyo de Limas y de las unidades de Beni Derkul (Rif), con las del corte de los Baños de Alhama: todas ellas presentan incluso intercalaciones conglomeráticas a alturas estratigráficas equivalentes: o las calizas nodulosas, conglomerados y brechas sinemurienses y lotharingienses del Cerro de la Laguna y de la Cañada de Pereila con las de ciertos afloramientos de Sierra Arana (Mesto, Cerro de la Tejera). Estos últimos datos parecen concordar con un modelo paleogeográfico no cilindrista como al que antes aludí al discutir las

relaciones entre las unidades tipo Baños de Alhama y tipo Nieves, ya que sugieren que, localmente, las unidades tipo Pereila y Baños de Alhama pudieron estar directamente relacionadas en ciertos sectores de la cuenca, en los que no estarían representadas las unidades tipo Nieves.

En la Serranía de Ronda, a juzgar por su posición tectónica, las unidades tipo Cabrilla se debieron situar entre las unidades tipo Pereila y la unidad de las Nieves. Ya he comentado anteriormente (cf. 4.3.2.) que diversos datos estratigráficos concuerdan con la hipótesis de que las unidades tipo Cabrilla constituyeron la prolongación septentrional de la unidad de las Nieves: el análisis de las facies demuestra que los sedimentos postriásicos de las unidades tipo Cabrilla son más someros que los coetáneos de la unidad de las Nieves, lo que indica que, en la transversal de Ronda, el fondo de la cuenca rondaide se levantaba, localmente hacia los sectores externos. Puesto (*1) que las facies mesozoicas de la unidad de Pereila indican que su depósito tuvo lugar en un ambiente mas produndo incluso que el de la secuencia condensada de la unidad de las Nieves, parece obligado concluir que, entre las unidades tipo Cabrilla y tipo Pereila debió existir una importante zona de fracturas, probablemente lístricas, que debieron determinar el basculamiento de un bloque formado por el conjunto Cabrilla-Nieves, cuya parte externa se levantaría bruscamente con respecto a la unidad de Pereila. Esta interpretación permite explicar la abundancia de brechas en la unidad de Pereila; recuérdese que el análisis de las facies (cf.4.3.4.2.5. y 4.3.4.3.5.) me llevó a concluir que dicha unidad en concreto se situó en las proximidades de una zona de fracturación sinsedimentaria, que fue especialmente activa durante el Lías inferior y el Cretácico inferior.

6.1.3.3.2.- Significado de las variaciones estratigráficas entre las diferentes unidades tipo Pereila.

Como señalé en 4.3.4., la inclusión de un determinado elemento tectónico en las unidades tipo Pereila no sólo se basa en criterios tectónicos, sino también en criterios estratigráficos. Sin embargo, ello no quiere decir que entre las series estratigráficas de las distintas unidades no existan diferencias apreciables. Por el contrario, como se ha podido ver a lo largo de la descripción estratigráfica, las litologías, facies y potencias pueden ser bastante variadas en el detalle. No obstante, estas diferencias se pueden explicar fácilmente si se tiene en cuenta el contexto paleogeográfico deducido del análisis de las facies, según el cual las series de tipo Pereila se depositaron en una zona de pendiente, originada por fracturación. En algunos casos, como sucede en la Cañada de Pereila, la unidad de Turrant el Queddán, el Cerro de la Laguna o la unidad de la Hafa en Nator, las series son predominantemente calcáreas y en ellas abundan los conglomerados, brechas y calizas nodulosas redepositadas; estos rasgos sugieren que dichas series se ubicaron en zonas relativamente

(*1) Nota del Autor (2022). Como se ha señalado ya en diversas notas a pie de página a lo largo de este capítulo, esta interpretación de la posición paleogeográfica original de las unidades tipo Cabrilla debe ser desechada hoy día, ya que la posición tectónica actual de estas unidades al frente de la Unidad de las Nieves no se corresponde con la original en la pila de mantos: las sucesiones de tipo Cabrilla y equivalentes (Almola, Enamorados…) son de tipo Hafa Ferkennix, cabalgan ampliamente a las unidades tipo Nieves y, por tanto, proceden de sectores de la cuenca más internos de la cuenca, adyacentes a sucesiones propias de las coberteras Gomárides-Maláguides, mientras que las unidades tipo Nieves se situarían en posiciones más externas.

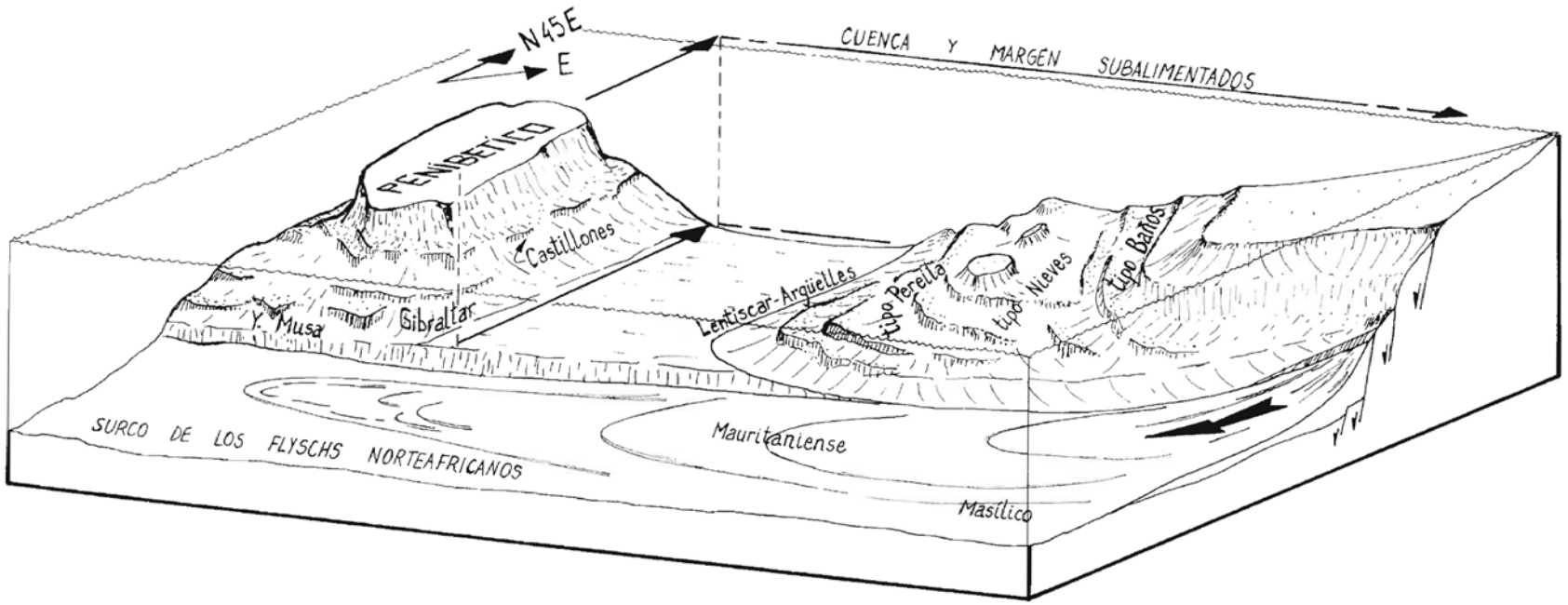


FIGURA 138.- Posición relativa de los subdominios diferenciados dentro del conjunto Rondaide - Tetuánide y de las otras unidades que aparecen implicadas en el contacto entre las Zonas Internas y las Externas, y reconstrucción muy hipotética de la morfología de la cuenca durante el Cretácico inferior.

altas de la pendiente, posiblemente en las proximidades de escarpes submarinos de origen tectónico, de los que procedían las avalanchas conglomeráticas. En otros casos, como sucede en el Tajarillo, en ciertos bloques al N y O de Puerto Martínez, en la unidad de Beni-Imram o en las unidades (sobre todo la superior) de Beni-Derkul, aunque existen también niveles conglomeráticos, éstos suelen ser menos frecuentes y de menor espesor, las series suelen ser notablemente más margosas, incluso contienen intercalaciones radiolaríticas; estos rasgos sugieren que el depósito tuvo lugar en zonas más profundas o, en todo caso, más alejadas de los escarpes submarinos, tal vez en relación con pequeñas cuencas colgadas, originadas por basculamiento de bloques a favor de fallas lístricas sinsedimentarias.

6.1.3.3.3.- Discusión del modelo paleogeográfico propuesto por Olivier.

De acuerdo con lo que acabo de exponer, parece razonable admitir que no existieron diferencias paleogeográficas fundamentales entre las zonas de la cuenca en las que se depositaron cada una de las unidades consideradas de tipo Pereila, sino que, por el contrario, las diferencias estratigráficas han debido resultar de variaciones locales en los ambientes sedimentarios, perfectamente explicables en una zona de pendiente. **Olivier (1984)**, sin embargo, ha defendido una interpretación diferente, según la cual las unidades tipo Pereila formarían parte de dos subdominios paleogeográficos diferentes "con Lías gris," (A y B) que estarían separados por un tercero el "subdominio predorsaliense con Lías blanco y Neocomiense blanco" (C), al que pertenecería, entre otros elementos la unidad de Cabrilla. Al "subdominio con Lías gris y Neocomiense blanco" (A) pertenecerían las unidades de Pereila y Beni Derkul. Al "subdominio con Lías gris y Neocomiense detrítico" (B) pertenecerían las "unidades" del Camarote y de Espíldora, además de las unidades formadas exclusivamente por "Complejo de Aptychus", que en este trabajo yo denomino de tipo Lentiscar. En mi opinión no hay argumentos estratigráficos ni tectónicos que justifiquen esta subdivisión; por ejemplo:

- La radiolaritas del Jurásico medio y superior de Beni Derkul (A) son idénticas a las radiolaritas de la región de Espíldora-Puerto Martínez (B).

- El Sinemuriense del Cerro de la Laguna (B) no difiere prácticamente del de la Cañada Pereila (A).

- La unidad de Pereila (A) y los bloques de Espíldora (B) ocupan idéntica posición estructural y parecen constituir fragmentos discontinuos de algo que previamente era una única unidad. No se explica cómo la unidad de Pereila (A) ha podido llegar a situarse en posición tectónica más externa que la unidad de Cabrilla (C), si ésta pertenecía originalmente a un dominio más externo que aquella.

- No se justifican las semejanzas estratigráficas existentes entre los materiales del Lías inferior pelágico de las unidades de tipo Pereila si se admite, como sostiene este autor, que se depositaron en dos cuencas diferentes que estuvieron separadas por un alto en el que se depositaron facies de plataforma durante el Lías.

  Estos hechos, entre otros (cf. 1.2.3.7 y 6.1.1.) me han llevado a rechazar en sus rasgos generales la reconstrucción paleogeográfica propuesta por **Olivier (1984)**.

6.1.4.- Relaciones entre los Rondaides y las unidades tipo Lentiscar y tipo Argüelles.

Diversos autores precedentes, entre los que cabe señalar a **Didon (1969)**, **Peyre (1969b)**, **Durand-Delga (1972)**, **Didon et al. (1973)** y **Olivier (1984)**, han propuesto que las unidades que, en este trabajo, he incluído en los tipos Lentiscar y Argüelles se depositaron al borde externo de las Zonas Internas, que tuvieron una estrecha relación tanto estratigráfica como paleogeoráfica, con las unidades tipo Pereila y que, a través de ellas, los dominios paleogeográficos internos transicionarían gradualmente al Surco de los Flyschs. Con las dos primeras proposiciones estoy totalmente de acuerdo, pero con la tercera sólo bajo ciertos matices, que será necesario precisar más abajo (cf. 6.1.4.3.), y ello por las mismas razones que me han llevado a rechazar la noción paleogeográfica de "Zona Predorsaliense", a la cual las unidades tipo Lentiscar y tipo Argüelles han sido asignadas por los autores arriba citados.

6.1.4.1.- Las unidades tipo Lentiscar.

Didon (1969) y **Olivier (1984)** han considerado que los materiales cretácicos ("Complejo de Aptychus") del Rincón de Estepona constituirían la sucesión normal de la serie jurásica de los bloques de tipo Pereila del Tajarillo y alrededores. Ya señalé antes (cf. 1.2.3.7.) que tal supuesta sucesión normal no es visible en ningún punto, al menos a mi conocimiento, y que todos los contactos actualmente visibles son tectónicos. Sin embargo, la estrecha relación espacial entre los materiales cretácicos y los bloques jurásicos que estos engloban, casi obliga a adoptar la hipótesis propuesta por los dos autores mencionados. Una situación equivalente se puede observar, en la Serranía de Ronda, entre el Cortijo de Espíldora y Puerto Martínez, pero en este caso sí que es posible demostrar la relación estratigráfica entre los materiales cretácicos de tipo Lentiscar y los terrenos jurásicos de tipo Pereila, a los que se superponen mediante conglomerados bien desarrollados. El "Complejo de Aptychus" de la región de Alozaina también aflora cerca de otra unidad de tipo Pereila (la

unidad de Ardite 2) lo que parece confirmar la hipótesis de la relación estratigráfica entre las unidades tipo Lentiscar y ciertos elementos de tipo Pereila.

Las unidades de la Parda-Relamar y del Lentiscar, por el contrario, aparecen completamente aisladas de otros elementos tectónicos de tipo Pereila, pero por sus características litológicas y de facies, así como por la naturaleza de los cantos de los niveles conglomeráticos y microbréchicos que contienen, no parece arriesgado admitir que se debieron depositar sobre un sustrato jurásico de tipo Pereila, o bien en posición adyacente a la de estas unidades. Algunas litofacies de la unidad del Lentiscar (miembro superior, sobre todo) recuerdan a las facies blancas del Neocomiense de otras unidades y regiones (Neocomiense blanco esquirloso de los autores franceses) como por ejemplo, el de la unidad de Pereila y el de la unidad inferior de Beni-Derkul (**Nold et al., 1981; Olivier, 1984; De Weber et al., 1985**). De acuerdo con esto, parece razonable concluir que las diferencias entre el Neocomiense blanco calcáreo y margocalcáreo, el gris-verdoso margoso y margocalizo, y el arcilloso-areniscoso y microbréchico se debieron tan solo a que su depósito tuvo lugar en condiciones batimétricas progresivamente más profundas. Esta interpretación concuerda con lo que sugieren las series jurásicas atribuidas al sustrato del "Complejo de Aptychus", y refuerza la hipótesis por mí admitida de que todas las unidades de tipo Pereila se depositaron en un único dominio o subdominio paleogeográfico (Fig. 138).

6.1.4.2.- Las unidades tipo Argüelles.

Para **Didon (1969)**, la unidad de Argüelles y su "unidad del Camarote" (Rincón de Estepona) constituyeron originalmente una sucesión estratigráfica continua ya que sus series estratigráficas se complementan mutuamente. **Olivier (1984)** ha rechazado la hipótesis anterior sobre la base de la atribución al sustrato jurásico de la unidad de Argüelles de unos pequeños bloques calcáreos existentes al O de Casares mientras que diversos pequeños afloramientos de materiales terciarios (calizas de Microcodium, margas coloreadas y microbrechas con Nummulites) constituirían el Terciario de la "unidad del Camarote". Aunque las observaciones locales realizadas por este último autor me parecen correctas, me resulta muy difícil aceptar sus conclusiones estratigráficas y paleogeográficas, ya que sus observaciones han sido extremadamente locales y están bastante desligadas del contexto regional. Por el contrario, **Didon (1969)**, que ha tenido en cuenta los rasgos estratigráficos generales y el contexto regional no ha prestado tanta atención a otros hechos locales que se pueden explicar de muchas formas, habida cuenta de la complejidad tectónica y la estructura fragmentaria y caótica de la región, así como de la existencia de deslizamientos recientes.

Las conclusiones derivadas del análisis de las facies del Senonense terminal y Terciario de la columna estratigráfica de las unidades tipo Argüelles (cf.2.4.) no se contradicen con las obtenidas para los materiales de tipo Pereila y de tipo Lentiscar: en todos los casos el depósito se produjo en una zona de pendiente, con escarpes submarinos originados por fracturación, de los que se desprenderían conglomerados y brechas. Si se tiene en cuenta este hecho y la estrecha asociación espacial entre todas estas unidades, así como su complementaridad estratigráfica general, resulta especialmente atractivo admitir la hipótesis de que todas ellas debieron constituir originalmente una secuencia estratigráfica continua, como sugirió **Didon (1969)**. Sin embargo, habida cuenta de la presencia de vestigios de formaciones terciarias en relación estratigráfica con las unidades de tipo Pereila (cf. 4.3.4.3.4. y también **Buser, 1977-78, Bourgois, 1978, 1979 y Olivier, 1984**), no se debe generalizar esta conclusión; así, mientras que en unos sectores de la cuenca se pudo producir el depósito normal de las secuencias tipo Argüelles sobre un sustrato formado por unidades de tipo Lentiscar y Pereila, en otros estas últimas afloraban durante el Terciario en el fondo de la cuenca, e incluso estaban siendo erosionadas. Tal vez esta paleogeografía se vió favorecida por el paso de una situación tectónica regional extensiva existente durante el Jurásico y Cretácico inferior, a un régimen compresivo durante el Cretácico superior y Terciario, que sería el preludio de las futuras deformaciones orogénicas (cf. Cap. 9, ap. 5.3.).

Si estos tres tipos de unidades constituyeron originalmente una única columna original, las unidades tipo Lentiscar y tipo Argüelles deberían ser consideradas estrictamente Rondaides. Puesto que esta relación es hipotética, he preferido dejar abierta, por el momento, esta atribución.

6.1.4.3.- Sobre las relaciones paleogeográficas entre el Surco de los Flyschs y los Rondaides.

Más arriba (cf. 6.1.3.2.1.) afirmé que la cuenca a cuyo borde se depositaron las unidades tipo Pereila no se debía corresponder estrictamente con el Surco de los Flyschs, sino con otro surco diferente que estaría conectado por el SO con el anterior pero que se situaría entre las Zonas Externas béticas y las Zonas Internas bético-rifeñas, y no al borde septentrional de la Placa Africana, como se admite para el Surco de los Flyschs. El hecho de que las unidades tipo Lentiscar y tipo Argüelles, que ocuparon una posición paleogeográfica equivalente a la de las unidades tipo Pereila, afloren solo y exclusivamente en el sector bético del Arco de Gibraltar me parece que es un argumento a favor de esta hipótesis. Por el contrario, si se admite el modelo paleogeográfico que conlleva la noción de "Zona Predorsaliense", según la cual tanto esta zona como la "Dorsal" o el Surco de los Flyschs constituirían dominios ligados paleogeográficamente más bien al sector rifeño del futuro orógeno que al bético, resulta sorprendente

el que, en el sector rifeño, no quede actualmente ningún vestigio de las unidades tipo Lentiscar y tipo Argüelles, a pesar de que se situarían en un área más próxima a su supuesta patria original. Así pués, estas unidades, al igual que más arriba propuse para el conjunto Rondaide-Tetuánide, se debieron situar al borde externo, occidental o noroccidental, de las Zonas Internas bético-rifeñas, y no al borde meridional o suroccidental de estas y en relación lateral con el Surco de los Flyschs (Fig. 138).

No obstante lo dicho más arriba, tanto las unidades tipo Lentiscar como las tipo Argüelles han sido consideradas, desde los trabajos de **Didon (1969)**, como elementos de transición entre las Zonas Internas y el Surco de los Flyschs, y es cierto que ambos tipos de unidades presentan rasgos estratigráficos que las aproximan a los flyschs alóctonos del Complejo del Complejo del Campo de Gibraltar, como son: la presencia de areniscas flyschoides durante el Cretácico inferior, o de la Formación Numidoide durante el Mioceno inferior, entre otros rasgos.

En mi opinión, los materiales cretácicos de las unidades tipo Lentiscar difieren en numerosos rasgos, tanto litológicos como sedimentológicos de los materiales coetáneos de los sectores internos del Surco de los Flyschs, en particular del Mauritaniense, aunque sí se reconoce una evolución estratigráfica parecida, ya que los depósitos margoso-microbréchicos neocomienses son sustituidos por los terrígenos a partir del Hauteriviense superior. En general, en las unidades tipo Lentiscar los sedimentos areniscosos son poco importantes; no obstante, en el Rincón de Estepona **Didon (1969)** ha puesto de manifiesto varios afloramientos de areniscas de una cierta potencia y extensión, cuya presencia podría estar relacionada con la mayor proximidad paleogeográfica de las unidades tipo Lentiscar actualmente más occidentales al surco de los Flyschs cretácicos. Aunque las observaciones sedimentológicas hechas al respecto han sido muy escasas y locales, no me parece que existiera, en la cuenca sedimentaria, una relación simple entre los depósitos terrígenos mauritanienses, que estaban ligados a un gran abanico submarino profundo (**Wildi, 1983**) y los de las unidades tipo Lentiscar, que no muestran claras evidencias de estar relacionadas con ningún gran sistema deposicional. Si esta interpretación es correcta, aún en el supuesto de que los terrígenos fueran de la misma procedencia, cosa que aún está por demostrar, el ambiente deposicional de los materiales de tipo Lentiscar habría sido de características bastante diferentes a las del Flysch Mauritaniense. Esto se puede comprender fácilmente si se admite que aquéllos se depositaron en un dominio que no se correspondería exactamente con el Surco de los Flysch Cretácicos, sino que sería morfológica y tectónicamente independiente de éste, aunque estaría conectado con él (Fig. 138).

Didon (1969) señaló que existe una buena correspondencia entre las serie estratigráfica de la unidad de Argüelles y la de la unidad de Algeciras: Senonense superior arcilloso y microbréchico, Paleoceno de calizas de Microcodium, Eoceno conglomerático y turbidíti-

co calcáreo, etc. Además, en las unidades tipo Argüelles los sedimentos presentan rasgos de mayor proximalidad, lo que concuerda con la posición regional y con las direcciones de paleocorrientes en ambas unidades (Pendon, 1978). Parece claro, por tanto, que ciertos sectores internos de la terminación occidental del Surco de los Flyschs durante el Paleógeno, recibieron aportes detríticos carbonatados procedentes de un área fuente análoga a la de los sedimentos cretácicos de las unidades tipo Argüelles. Esta conclusión, en mi opinión, no se contradice con la hipótesis que he defendido más arriba, según la cual las unidades tipo Argüelles no guardarían relación con el Surco de los Flyschs, cuya dependencia tectónica sería africana; tan solo se confirma que debió existir una conexión entre los sectores occidentales del Surco de los Flyschs y del surco situado entre las Zonas Externas béticas y las Zonas Internas bético-rifeñas. Así pues, los aportes carbonatados procedentes de las partes altas del talud continental constituído por las unidades Rondaides y Tetuánides, se acumularían no sólo al pie noroccidental u occidental del mismo en el dominio de las unidades de tipo Argüelles, sino que una parte de ellos descenderían hacia el SO, hasta alcanzar los sectores más internos y occidentales del Surco de los Flyschs Norteafricanos.

La Formación Numidoide constituye el último término de la serie estratigráfica de las unidades tipo Argüelles. La presencia de esta formación en discordancia cartográfica sobre algunas unidades tipo Pereila, entre otros rasgos (cf. Cap. 4, ap. 5.2.4 y 6.5.4.) sugiere que su sustrato estratigráfico era probablemente móvil y estaba en curso de plegamiento, de manera que mientras que en ciertos sectores el depósito era normal, en otros el fondo de la cuenca estaba ya parcialmente plegado y en otros incluso se producían deslizamientos submarinos de los materiales del sustrato, fenómeno éste que probablemente se generalizó a toda la cuenca al progresar las deformaciones tectónicas. En el apartado 5.2.4. del capítulo anterior ya comenté que, en mi opinión la Formación Numidoide no se habría depositado propiamente en el Surco de los Flyschs Norteafricanos, sino en una nueva cuenca que se habría creado, durante el Aquitaniense terminal y Burdigaliense inferior, a la periferia de las Zonas Internas bético-rifeñas a consecuencia del comienzo de su migración, en bloque, hacia el O. Dicha cuenca se habría formado, en parte, a expensas de los sectores más occidentales e internos del Surco de los Flyschs y, en parte y sobre todo, de la cuenca situada entre las Zonas Internas y Externas béticas. De esta forma se entiende que los únicos vestigios del sustrato estratigráfico de la Formación Numidoide sean las unidades tipo Pereila y tipo Argüelles y que estos aparezcan casi exclusivamente, en el sector bético del orógeno.

6.2.- Evolución paleogeográfica.

Una vez que han sido planteadas y discutidas las relaciones espaciales entre las diferentes unidades representadas a lo largo del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas procederé a

resumir las características sedimentarias de todas ellas y a exponer la evolución sedimentaria general del gran dominio paleogeográfico al que la mayor parte de ellas pertenecieron. En este apartado me referiré exclusivamente a los Rondaides y a las unidades que estuvieron relacionadas paleogeográficamente con ellos (cf. 6.1.2. y 6.1.4.), y dejaré de lado a las unidades con afinidades subbéticas y penibéticas, cuya evolución sedimentaria ha sido ya comentada (cf. 5.4., 5.5., y 6.5.1.), ya que se puede relacionar con la que se reconoce en los dominios paleogeográficos de las Zonas Externas, que fue ya descrita en anteriores capítulos.

6.2.1.- La plataforma carbonatada del Trías superior.

La historia sedimentaria de las unidades implicadas en el contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética se ha de comenzar en el Trías superior. El sustrato estratigráfico de todas estas unidades es desconocido, pero, como discutiré más adelante (Cap.9, ap. 3.4.2.) es posible que una parte, al menos,del mismo estuviera formado por ciertas unidades alpujárrides.

Durante el Trías superior las unidades con afinidades subbéticas (Castillones y "Taríquides"), formaron parte del Dominio del Trías germánico y estuvieron estrechamente relacionadas con los sectores internos de las Zonas Externas béticas. Por el contrario, en la mayor parte de las unidades que han sido objeto de este capítulo (Rondaides y afines), durante el Trías superior se depositó una potente formación carbonatada de características francamente alpinas: la Dolomía Principal. Esta formación se debió depositar en una especie de golfo o entrante hacia el O del mar alpino triásico, que estaba ampliamente desarrollado más al E, y que se intercalaba entre las facies costeras germánicas del continente ibérico y del contienente africano, como prefigurando lo que en tiempos posteriores, a consecuencia de la apertura del Atlántico, sería el límite entre las grandes Placas Africana y Eurasiática en su porción occidental.

La terminación actual del mencionado golfo debe estar representada por las unidades tetuánides rifeñas. En él la subsidencia fue localmente muy importante hasta el punto que se pudieron acumular, en el área de depósito de las unidades tipo Nieves, espesores de sedimentos superiores al millar de metros (Fig. 139).

Todos los indicios sugieren que hacia el N, S y O, la Dolomía Principal se acuñó progresivamente hasta desaparecer o bien ser reemplazada lateralmente por las facies germánicas, pero no se han reconocido facies intermedias entre las germánicas y las alpinas, al igual que sucede en los Alpes.

La Dolomía Principal se depositó en una plataforma somera y restringida de carácter básicamente perimareal y probablemente algo

hipersalina, al menos durante ciertos intervalos de tiempo, en la que la subsidencia fue compensada por la sedimentación a lo largo de la mayor parte del Trías superior (Carniense p.p. y Noriense). En ella alternaban cíclicamente las condiciones mareales (intermareales sobre todo) y submareales, por causas que pudieron ser climáticas, sedimentarias, tectónicas y/o eustáticas. En la unidad de las Nieves se reconocen, además, indicios de una zona con carácter arrecifal, cuya presencia sugiere la existencia de zonas marinas más abiertas hacia regiones más orientales.

6.2.2.- La distensión triásico-liásica y los depósitos retienses.

A finales del Trías, es decir, durante el Retiense, la sedimentación de plataforma somera quedó restringida tan solo a ciertos sectores de los Rondaides (unidades tipo Cabrilla y afines), mientras que en el resto los depósitos dolomíticos fueron reemplazados por sedimentos calizo-margosos. Este cambio probablemente estuvo determinado por una combinación de factores tectónicos y climáticos: probablemente al tiempo que se inició una suavización de las temperaturas, que conllevó la llegada de aportes terrígenos finos a las áreas marinas, (**Fabricius et al., 1970**) tuvo lugar una aceleración de la subsidencia que no fue compensada por la sedimentación y que posiblemente estuvo relacionada con el comienzo de la desintegración de la plataforma carbonatada triásica, por fracturación. Esto determinó la individualización de cuencas restringidas de profundidades moderadas dentro de la antigua plataforma somera, en las que se depositaba la Formación tipo Kössen. Estas cuencas menores probablemente estaban separadas unas de otras por zonas más elevadas en las que incluso podía tener lugar una sedimentación de caracter arrecifal (calizas blancas del Tajo de Pompeya, p.e.), situación que es completamente equivalente a la que se reconoce en los Alpes Calcáreos Septentrionales (**Fabricius, 1966**). Es muy posible que la zona más profunda e inestable se localizara en el dominio de las futuras unidades tipo Pereila, a juzgar por la presencia, en la unidad de Pereila en particular, de pliegues sinsedimentarios relacionados con desplomes submarinos (**Buser, 1977-78; Bourgois, 1978, 1979**).

6.2.3.- Fracturación sinsedimentaria y pelagización durante el Lías.

Durante la extrema base del Lías inferior (Hettangiense), tuvo lugar una modificación radical de la situación paleogeográfica. En los sectores más externos de los Rondaides se individualizó una zona más profunda en la que se depositaron sedimentos pelágicos con ammonites desde el Hettangiense inferior. La presencia de conglomerados y brechas indica que esta zona se individualizó por fracturación, que estaba constituida por cuencas menores con subsidencia diferencial y que estaba separada de los sectores rondaides más internos por una importante zona de fracturas. En su conjunto, se individualizó lo que podríamos llamar el subdominio de las unidades tipo Pereila (Fig. 139).

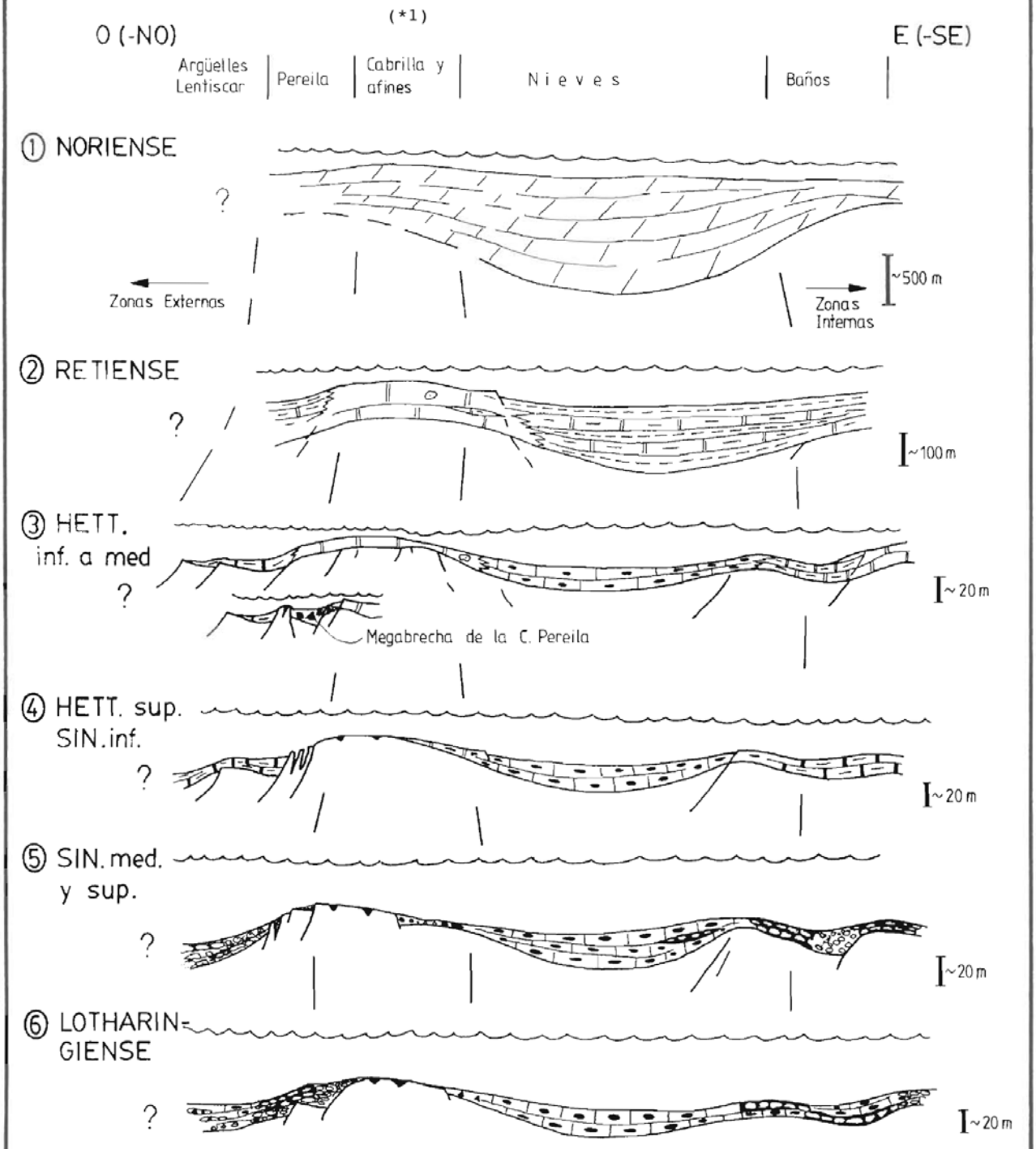


FIGURA 139.- Evolución paleogeográfica del dominio Rondaide-Tetuánide durante el Trías-Lías inferior. (Leyenda en la Fig. 141).

(*1) Nota del Autor: ver comentarios a pie de página anteriores dentro de este capítulo sobre la posición paleogegráfica de las unidades tipo Cabrilla y equivalentes, que no debió ser la que aquí se propone, sino otra situada en el margen interno de los Rondaides, en una zona de tránsito a la de las coberteras maláguides y gomárides.

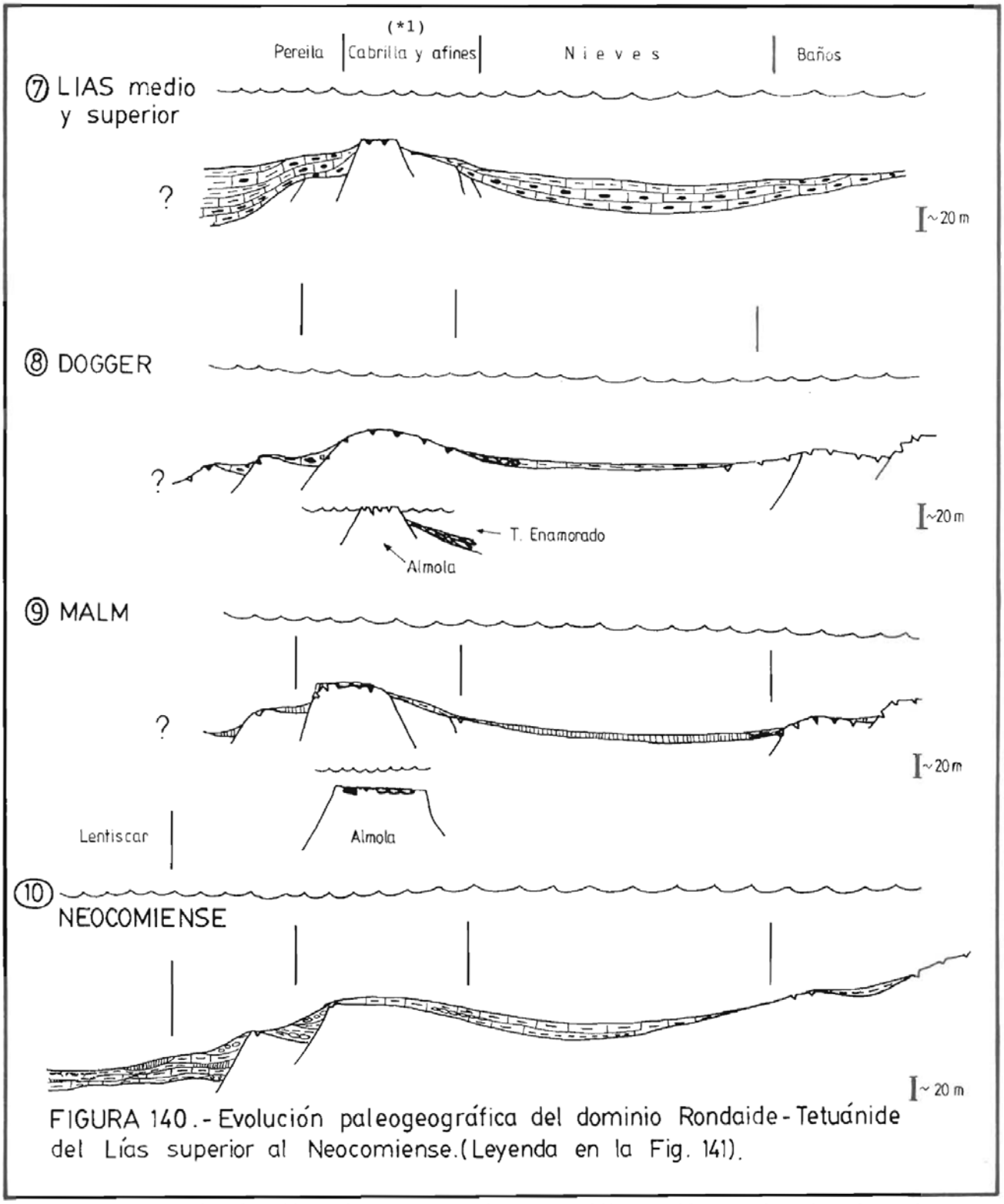


FIGURA 140.- Evolución paleogeográfica del dominio Rondaide-Tetuánide del Lías superior al Neocomiense. (Leyenda en la Fig. 141).

(*1) Nota del Autor: ver comentarios a pie de página anteriores dentro de este capítulo sobre la posición paleogegráfica de las unidades tipo Cabrilla y equivalentes, que no debió ser la que aquí se propone, sino otra situada en el margen interno de los Rondaides, en una zona de tránsito a la de las coberteras maláguides y gomárides.

En los sectores más internos de los Rondaides la evolución fue ligeramente distinta a la de los sectores más externos. Así, en bastantes casos durante una parte, al menos, del Hettangiense parece que se vuelve en muchos puntos a la sedimentación calcárea de plataforma, tal vez por causas eustáticas. En otras zonas, como sucede en la Serranía de Ronda, la plataforma triásica parece haber sufrido un basculamiento que determinó la individualización de una zona más externa, las unidades tipo Cabrilla, en la que continuó la sedimentación de plataforma, y otra más interna, la unidad de las Nieves, en la que comenzó el depósito de la Formación de Calizas con Sílex. Sin embargo, el mantenimiento de las condiciones neríticas en las unidades tipo Cabrilla duró poco tiempo, ya que en la práctica totalidad de los Rondaides, salvo tal vez en algunas unidades afines a las de tipo Cabrilla (Almola, Enamorados, Mora, Jabalcón) en el Hettangiense medio tuvo lugar la generalización de las facies pelágicas con ammonites. (*1)

En su conjunto, los Rondaides pasaron a constituir, durante el Lías inferior una zona de pendiente, formada por una serie de bloques delimitados por fracturas y basculados, que se hundían cada vez más hacia los sectores externos, probablemente hacia el O y NO. Durante el Hettangiense y Sinemuriense inferior, en ciertos bloques hundidos se individualizaron cuencas menores, ligeramente euxínicas, con sedimentos pelágicos margosos y margocalizos con ammonites. En las zonas más amplias y estables de la pendiente con morfología más uniforme, por el contrario, se depositaron básicamente calizas con sílex. El progreso de la fracturación sinsedimentaria y el hundimiento de la cuenca determinó su franca apertura a las corrientes marinas y a las influencias pelágicas; así durante el Sinemuriense,en las zonas de morfología mas irregular se generalizaron las facies de calizas nodulosas, asociadas a brechas intraformacionales y a conglomerados producto de la erosión de los escarpes submarinos, mientras que en las restantes zonas persistió el depósito de las calizas con sílex.

A lo largo del Lías medio se uniformizaron las condiciones sedimentarias y se generalizaron las facies de calizas con sílex, más margosas en las unidades tipo Pereila, que debían situarse en las partes más profundas de la cuenca. Esta uniformización debió estar relacionada con una disminución de la inestabilidad tectónica sinsedimentaria. Al mismo tiempo, se detecta una disminución progresiva de la velocidad de sedimentación, la cual, en muchos sectores de los Rondaides, se interrumpe a finales del Lías (Fig. 140).

6.2.4.- La cuenca subalimentada del Jurásico medio y superior.

En la mayor parte de las unidades rondaides y tetuánides apenas si existen sedimentos jurásicos posteriores al Lías. Donde los sedimentos postliásicos aparecen representados se puede constatar que su depósito tuvo lugar en ambientes marinos muy profundos. La disminución de la velocidad de sedimentación, o incluso su interrupción,

(*1) Nota del Autor: ver comentarios a pie de página anteriores dentro de este capítulo sobre la posición paleogegráfica de las unidades tipo Cabrilla y equivalentes, que no debió ser la que aquí se propone, sino otra situada en el margen interno de los Rondaides, en una zona de tránsito a la de las coberteras maláguides y gomárides.

debió estar determinada básicamente por dos factores: en primer lugar por un aumento progresivo de la profundidad que no fue compensado por la sedimentación; en segundo lugar por un alejamiento de la influencia de las grandes áreas continentales emisoras de terrígenos.

La evolución que se detecta después del Lías en los Rondaides no es incompatible con la creación de un fondo oceánico en un sector de la cuenca situado entre las unidades tipo Pereila y las partes más internas de las Zonas Externas béticas. La creación de un fondo oceánico permite explicar en primer lugar el que los Rondaides pasaran a formar parte de un margen continental "subalimentado" (starved), ya que ello fomentaría su aislamiento de las áreas continentales y su hundimiento progresivo hasta profundidades oceánicas. Recuerdese que, durante una parte del Dogger y del Malm, amplios sectores de la cuenca se situaron por debajo del nivel de compensación de los carbonatos, lo que favoreció el depósito de niveles radiolaríticos.

Aunque también a partir de otros argumentos (metamorfismo, evolución tectónica, etc.), se puede llegar a la conclusión de que pudo existir un fondo oceánico al exterior de los Rondaides (cf. Cap. 9, ap. 3.2.3.) es necesario recordar que no se ha reconocido jamás vestigio alguno del mismo, ni de los sedimentos que pudieran estar con él relacionados, en la Cordillera Bética occidental, a no ser ciertas litofacies existentes en el Complejo del Campo de Gibraltar.

En la transversal de Ronda, durante el Dogger y el Malm, la cuenca Rondaide parece que estuvo constituida por tres o, tal vez, cuatro subdominios bien diferenciados (Fig. 140):

- El más externo se correspondería con las unidades tipo Pereila; en él prácticamente no hubo depósito durante el Dogger-Malm, salvo algunos niveles de calizas con filamentos, de radiolaritas y de margas radiolaríticas, posiblemente depositadas en cuencas menores, colgadas e individualizadas por basculamiento de ciertos bloques.

- En posición más interna se levantaría una zona de umbral que estaría (*1) representada por las unidades tipo Cabrilla, así como por los elementos afines de la Almola y el Tajo de los Enamorados, etc., aunque esta atribución, como he dico más arriba, aún está por demostrar. Durante el Dogger, en la mayor parte de los puntos de este umbral no hubo sedimentación alguna. En la Almola incluso existen claros indicios a favor de una emersión, probablemente en esta edad. Tan solo en el Tajo de los Enamorados tuvo lugar un depósito de calizas nodulosas con ammonites, durante el Dogger. Si el Tajo de los Enamorados es verdaderamente un elemento de procedencia Rondaide y no más externo, hay que destacar que sería el único de toda la Cordillera Bética y del Rif en el que se ha podido demostrar la existencia del Dogger mediante ammonites. Durante el Malm, por el contrario, se reanudó la sedimentación en muchos puntos de este umbral, con el depósito de calizas fosilíferas pelágicas

(*1) Nota del Autor: ver comentarios a pie de página anteriores dentro de este mismo capítulo a propósito de la posición paleogegráfica original de las unidades tipo Cabrilla y equivalentes, que no debió ser la que aquí se propone, sino otra situada en el margen interno de los Rondaides, en una zona de tránsito a la de las coberteras maláguides y gomárides.

condensadas en las zonas más someras (tal vez incluso fóticas), y de calizas nodulosas progresivamente más margosas y silíceas en las zonas más profundas.

- En la posición más interna se situaría la unidad de las Nieves, ocupando una zona mucho más profunda que la anterior, bastante extensa y de fondo relativamente plano y regular. En ella es probablemente que durante el Dogger, se depositaron unas delgadas calizas margosas nodulosas bastante silíceas y, durante el Malm, radiolaritas y calizas tableadas esquistosas, nodulosas y muy silíceas.

- Es posible que, en posición más interna aún, se situaran algunas unidades de tipo Baños de Alhama, de las cuales el único vestigio actualmente reconocible en la transversal de Ronda es la escama del Poyatillo de la Sierra de Benadalid. A juzgar por lo que sucede en otras transversales, debieron formar parte de una zona más elevada y de morfología irregular, en la que prácticamente no hubo depósito alguno después del Lías. A través de esta zona se transicionaría a otros dominios más internos de las Zonas Internas bético-rifeñas.

6.2.5.- La reactivación tectónica del Cretácico inferior.

Al comienzo del Cretácico inferior tuvo lugar una reactivación tectónica del fondo de la cuenca que estuvo acompañada, en muchos sectores, por un aumento de la velocidad de sedimentación. Esta reactivación está indicada por la presencia de niveles de brechas y conglomerados, producto de la erosión de los relieves submarinos, lo que fue especialmente importante en los sectores más externos de los Rondaides, en especial en las unidades tipo Pereila. Es posible que la fase de erosión intraneocomiense que se detecta en la Almola, que posiblemente estuvo relacionada con una emersión temporal, ocurriera a la vez que esta reactivación tectónica (Fig. 140).

En los sectores más profundos del dominio Rondaide o, tal vez ya al exterior de éste, los depósitos autóctonos fueron básicamente arcilloso-margosos. Además, a partir del Hauteriviense superior, llegaron a la cuenca aportes areníticos, que estuvieron relacionados con la activa reanudación de la erosión continental acaecida en el Cretácico inferior y que determinó el inicio del depósito de los Flyschs Cretácicos en el Surco de los Flychs.

En los sectores más someros de la cuenca rondaide, como el umbral de las unidades tipo Cabrilla y elementos afines, se depositaron sedimentos margosos y margocalizos blancos, al igual que, muy localmente, en las unidades tipo Baños de Alhama. En la mayor parte de los Rondaides, sin embargo, no hubo sedimentación. El dominio pues continuaba constituyendo una cuenca subalimentada (starved basin),

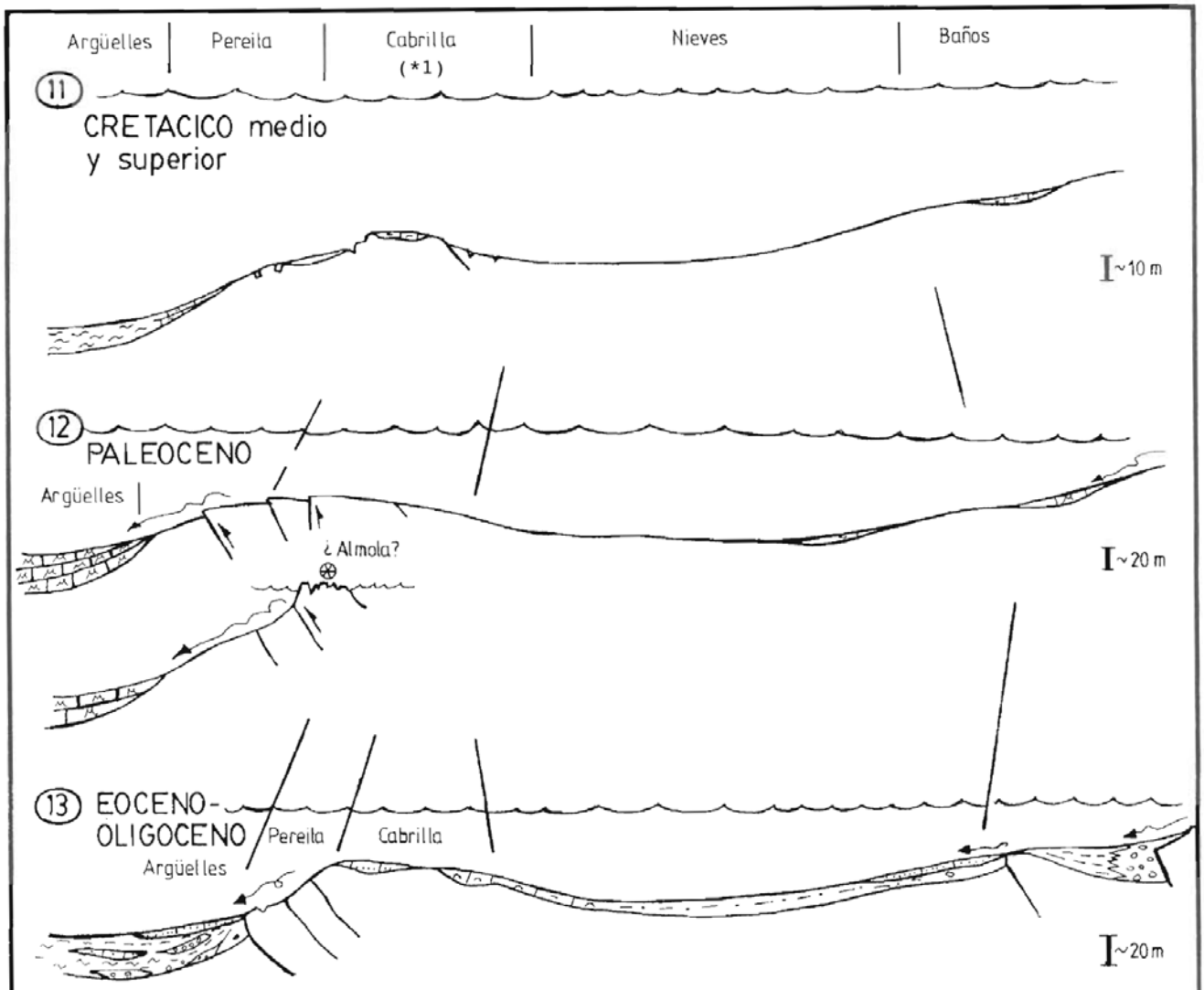


FIGURA 141.- Evolución paleogeográfica del dominio Rondaide-Tetuánide del Cretácico superior al Oligoceno.

Dolomía Principal
F. tipo Kössen
Calizas masivas blancas
Calizas con sílex
Brechas
F. Calizas margosas y margocalizas
Brechas nodulosas
Calizas nodulosas
Margas y margocalizas
Radiolaritas
Arcillas y margas variegadas
Microcoditas
Microcodium
Capas Rojas
calcarenitas
conglomerados
margas rosadas
F. Horca y afines

(*1) Nota del Autor: ver comentarios a pie de página anteriores dentro de este capítulo sobre la posición paleogegráfica de las unidades tipo Cabrilla y equivalentes, que no debió ser la que aquí se propone, sino otra situada en el margen interno de los Rondaides, en una zona de tránsito a la de las coberteras maláguides y gomárides.

a la que no llegaban aportes o de la que estos eran eliminados por la acción de las corrientes.

6.2.6.- Del Cretácico "medio"-superior al Eoceno inferior.

A partir del Barremense la sedimentación se interrumpió en la totalidad del conjunto Rondaide-Tetuánide. En contadísimos puntos aparecen delgados sedimentos del Cretácico medio (**Olivier y Magné, 1985**) y superior que demuestran que persistían las condiciones de ausencia de aportes sedimentarios. Si se admite la existencia de un fondo oceánico creado durante el Jurásico y Cretácico inferior al exterior de los Rondaides, cabría pensar que, al igual que sucede en el Dominio Austroalpino de los Alpes, el cese de la sedimentación estuviere relacionado con el comienzo de una subducción y con el cambio del régimen tectónico extensivo, hasta entonces reinante, a un régimen tectónico netamente compresivo. De todas formas, este proceso no parece haber determinado una estructuración importante en el dominio Rondaide, a diferencia de lo que sucedió en los Alpes (Fig. 141).

Durante el Cretácico terminal y el Paleógeno, al igual que en los tiempos inmediatamente precedentes, siguió sin haber sedimentación en la mayor parte de los Rondaides. Sólo localmente en las unidades tipo Argüelles, que se situarían al exterior de los Rondaides, se depositó un Senonense terminal arcilloso y microbréchico, seguido por un Paleoceno de calizas de Microcodium. En el Hauz, **Raoult (1966) y Kornprobst (1966)** han constatado también la presencia local de sedimentos equivalentes. Al igual que en capítulos anteriores propuse para otras unidades, la presencia de las calizas de Microcodium se debe relacionar con el redepósito de los productos de alteración edáfica de carbonatos originados durante el Paleoceno. Es posible que todo el Microcodium de los Rondaides proceda de unidades más internas (maláguides esencialmente) cuyas formaciones carbonatadas mesozoicas se depositaron en zonas más someras y que, por tanto pudieron emerger a finales del Cretácico. Las avalanchas de arenas de Microcodium debieron atravesar completamente el talud formado por los Rondaides y depositarse en las zonas más profundas, en el área de depósito de las unidades tipo Argüelles (Fig. 141).

Durante el Eoceno inferior no se detectan cambios importantes y los escasísimos sedimentos existentes están formados por margas y margocalizas con foraminíferos plactónicos y calcarenitas organógenas, de probable origen turbidítico. En otros puntos probablemente hubo un predominio de la erosión submarina. Los detritos probablemente fueron a parar a las regiones mas profundas.

6.2.7.- La Formación Horca y el comienzo de la actividad tectónica compresiva.

A partir del Eoceno medio y, sobre todo, del Eoceno superior tuvo lugar un cambio radical en las condiciones sedimentarias ya que comenzaron a llegar a la cuenca aportes terrígenos abundantes, con los cuales se inició el depósito de la Formación Horca y sus equivalentes rifeños, que reposan en discordancia cartográfica sobre los materiales infrayacentes. Este cambio debió estar determinado por el comienzo de la actividad tectónica compresiva, o al menos por su aceleración, en niveles profundos de la corteza, lo que debió conllevar un levantamiento importante y una erosión del conjunto de las Zonas Internas, en especial de los dominios más internos y sobre todo del Maláguide, cuyos detritos llegaron hasta los sectores rondaides más externos que, desde el Lías apenas si habían recibido aportes terrígenos (Fig. 141).

Una parte muy importante de los materiales de la Formación Horca y afines proviene de la propia erosión de los terrenos rondaides más antiguos, lo que refuerza la hipótesis del comienzo de la actividad tectónica compresiva, sobre todo en los sectores más internos del dominio, que es donde están mejor y más ampliamente representados. El depósito de estos materiales no estuvo probablemente relacionado con la creación y el funcionamiento de grandes sistemas deposicionales turbidíticos ya que la morfología muy irregular de la cuenca y la actividad tectónica creciente no favorecería la formación de este tipo de ambientes sedimentarios. Más bien hay que pensar que el depósito se produjo en pequeños sistemas deposicionales alimentados por cañones submarinos efímeros y de pequeña longitud. En zonas más subsidentes por causas tectónicas (unidades de Ametrasse-Bettara) se vería favorecido el acúmulo de estos materiales. En otras más reacias a la subsidencia (unidad de Las Nieves) apenas si tendría lugar el depósito, al igual que en tiempos precedentes. La abundancia de foraminíferos planctónicos y bentónicos confirma el descenso de la profundidad sufrida por el dominio Rondaide-Tetuánide con respecto a tiempos precedentes, en que se encontraba a profundidades oceánicas.

6.2.8.- La deformación, el metamorfismo y la sedimentación durante el Mioceno inferior.

Probablemente durante el Aquitaniense el conjunto Rondaide-Tetuánide sufrió su primera gran fase de deformación, con la cual cesó el depósito en la mayor parte del, hasta entonces, dominio paleogeográfico que desapareció como tal y comenzó a constituir un complejo de unidades tectónicas. Tan solo en la unidad de las Nieves continuó habiendo sedimentación, la de la Brecha de la Nava (Martín-Algarra y Estévez, 1984).

La evolución de la unidad de las Nieves se va perfilando desde los tiempos paleógenos, ya que en ella, a diferencia de lo que sucede en otras unidades rifeñas estratigráficamente equivalentes, las formaciones paleógenas están bastante mal representadas. De la Formación Horca, que está ampliamente desarrollada en otras unidades, apenas si quedan unos pequeños vestigios, las Capas del Taramar, en la unidad de las Nieves. Parece, pues, que esta unidad constituyó durante el Eoceno y Oligoceno un área reacia a la subsidencia, e incluso tendente a un levantamiento de conjunto. Estos rasgos, en mi opinión, guardaron una estrecha relación con los fenómenos que estaban ocurriendo, a la vez en los sectores profundos de la corteza, y muy particularmente con el emplazamiento de las peridotitas (cf. Cap. 6, ap. 2. 6.).

Posiblemente ya durante el Oligoceno los sectores internos de la unidad de las Nieves comenzaron a ser alcanzados por el calor procedente de las peridotitas, al tiempo que sufrían una intensa deformación. Al progresar el metamorfismo y la deformación, la unidad en su conjunto acabó por emerger, especialmente en sus porciones más internas en las que, a causa del plegamiento se individualizó un relieve carbonatado tectónicamente muy activo, que comenzó rápidamente a ser denudado. Los detritos procedentes de este relieve se acumularon a su falda noroccidental, dando lugar a los extensos depósitos aluviales y coluviales que constituyen la Brecha de la Nava. El depósito de esta brecha continuó a la vez que progresaban las deformaciones tectónicas las cuales determinaron progresivamente su pinzamiento en el núcleo del sinclinal tardimetamórfico de la Torrecilla, su cabalgamiento por las escamas epimetamórficas resultantes de la rotura de dicho sinclinal y, más tarde, la superposición de la unidad alpujárride de Yunquera. Al continuar la erosión de los relieves carbonatados la propia Brecha de la Nava fosilizó el cabalgamiento de la unidad de Yunquera **(Martín-Algarra y Estévez, 1984)** y, finalmente, su depósito cesó a consecuencia del cabalgamiento de las unidades alpujárrides y maláguides más internas.

En el resto de las unidades del conjunto Rondaide-Tetuánide tuvo lugar una intensa deformación a lo largo del Mioceno inferior (Aquitaniense), de manera que todas ellas quedaron definitivamente incorporadas al frente de las Zonas Internas.

Martín-Algarra, A. (1987): Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Externas y las Zonas Internas de la Cordillera Bética (sector central y occidental)

Contraportada del Volumen 1
(Capítulos 1 a 5)

© Agustín Martín Algarra
I.S.B.N. 84-600-5143-9
Dep. Legal GR. 672-1987
Edita: Depto. Estratigrafía y Paleontología
Facultad de Ciencias, Universidad de Granada
18071 GRANADA (SPAIN)

Impreso: Servicio Reprografía, Fac. de Ciencias
Avda. Fuentenueva s/n 18071 GRANADA (SPAIN)

UNIVERSIDAD
DE
GRANADA

FACULTAD
DE
CIENCIAS

Departamento de Estratigrafía y Paleontología

EVOLUCION GEOLOGICA ALPINA DEL CONTACTO ENTRE LAS ZONAS INTERNAS Y LAS ZONAS EXTERNAS DE LA CORDILLERA BETICA

VOL. II

(Capítulos 6 a 9)

(Referencias, Indice de Figuras)

AGUSTIN MARTIN ALGARRA

TESIS DOCTORAL

Granada, 1987

C A P I T U L O 6:

LOS ALPUJARRIDES Y MALAGUIDES

CAPITULO 6. LOS ALPUJARRIDES Y MALAGUIDES.

INDICE

1. INTRODUCCION..... 631
1.1. Generalidades..... 631
1.2. Antecedentes: Rasgos generales de la estructura de la Zona Bética occidental..... 632

2. ALPUJARRIDES..... 635
2.1. La unidad de Yunquera..... 635
2.1.1. Introducción..... 635
2.1.2. Afloramientos. Materiales representados..... 637
2.1.3. Serie estratigráfica..... 639
2.1.3.1. Formación Yunquera..... 639
2.1.3.1.1. Definición, límites y afloramientos..... 639
2.1.3.1.2. Características litológicas..... 641
2.1.3.1.3. Descripción petrográfica..... 641
2.1.3.2. Formación Carratraca..... 642
2.1.3.2.1. Definición, límites y afloramientos..... 642
2.1.3.2.2. Características litológicas..... 643
2.1.3.2.3. Descripción petrográfica..... 644
2.1.3.3. Formación Capellán..... 644
2.1.3.3.1. Definición, límites y afloramientos..... 644
2.1.3.3.2. Características litológicas..... 645
2.1.3.3.3. Descripción petrográfica..... 646
2.1.4. Metamorfismo..... 647
2.2. La unidad de Blanca..... 651
2.2.1. Introducción. Afloramientos..... 651
2.2.2. Descripción litológica y petrográfica: serie estratigráfica..... 652
2.2.2.1. Conjuntos litológicos diferenciados: relaciones generales..... 652
2.2.2.2. El conjunto metapelítico..... 655
2.2.2.2.1. Materiales representados. Relaciones estratigráficas..... 655
2.2.2.2.2. Características litológicas..... 658
2.2.2.2.3. Descripción petrográfica..... 659
2.2.2.3. Los mármoles..... 662
2.2.2.3.1. Materiales representados. Relaciones estratigráficas..... 662
2.2.2.3.2. Características litológicas..... 663
2.2.2.3.3. Descripción petrográfica..... 664
2.2.3. Metamorfismo..... 665
2.3. La unidad de los Reales..... 667
2.3.1. Introducción. Afloramientos..... 667

2.3.2. Las peridotitas y las rocas a ellas asociadas..... 668
2.3.2.1. Rasgos generales..... 668
2.3.2.2. Peridotitas y capas máficas: facies mineralógicas..... 669
2.3.2.3. Rocas ácidas..... 671
2.3.3. La envoltura metapelítica de las peridotitas..... 672
2.3.3.1. Rasgos generales y materiales representados..... 672
2.3.3.2. La Formación del Puerto de los Guardas..... 673
2.3.3.2.1. Definición y límites..... 673
2.3.3.2.2. Características litológicas..... 674
2.3.3.2.3. Descripción petrográfica..... 675
2.3.3.3. La Formación Tonosa..... 677
2.3.3.3.1. Definición y límites..... 677
2.3.3.3.2. Características litológicas..... 679
2.3.3.3.3. Descripción petrográfica..... 679
2.3.4. Las rocas carbonatadas..... 680
2.3.5. Metamorfismo..... 680
2.4. Otros elementos alpujárrides afines a la unidad de los Reales..... 684
2.4.1. Introducción..... 684
2.4.2. Sobre los afloramientos incluídos en la "unidad" del Saucillo..... 685
2.4.2.1. Afloramientos, límites y significado de esta "unidad"..... 685
2.4.2.2. Descripción de los materiales..... 687
2.4.3. Sobre la geología de la región de Casares..... 688
2.5. Consideraciones sobre la edad del metamorfismo y de las rocas alpujárrides..... 693
2.5.1. Estado de la cuestión..... 693
2.5.2. Edad de las rocas ultrabásicas y del metamorfismo a ellas asociadas..... 694
2.5.3. Edad de las formaciones metapelíticas..... 695
2.5.4. Edad de las formaciones carbonatadas..... 696
2.6. La colocación de las peridotitas y su relación con el metamorfismo alpino alpujárride..... 700
2.6.1. Diferenciación ígnea de las peridotitas, diapirismo del manto y transformaciones autometamórficas..... 701
2.6.2. Evolución del metamorfismo alpino..... 702

3. MALAGUIDES..... 704
3.1. Introducción..... 705
3.2. Materiales paleozoicos y más antiguos..... 705
3.2.1. Sobre la existencia de terrenos metamórficos presilúricos a la base del Maláguide..... 705
3.2.1.1. La posición del contacto Alpujárride-Maláguide..... 705
3.2.1.2. Los niveles metamórficos de la base estratigráfica del Maláguide..... 708
3.2.2. El Paleozoico: Grupo Piar..... 710
3.2.2.1. Formación Morales..... 711

3.2.2.2. Calizas Alabeadas o Formación Santi Petri..... 714
3.2.2.3. La Formación Almogía y los niveles silíceos asociados (Formación Falcoña)..... 716
3.2.2.4. Conglomerado de Marbella..... 718
3.2.2.5. Sobre la evolución de las condiciones de depósito en las formaciones del Grupo Piar..... 719
3.2.2.6. Sobre la tectónica prealpina..... 723
3.3. El Permotrías: Formación Saladilla..... 724
3.3.1. Definición y límites..... 724
3.3.2. Características litológicas..... 724
3.3.3. Fósiles y edad..... 726
3.3.4. Interpretación sedimentaria..... 727
3.4. Las formaciones postriásicas de la cobertera maláguide..... 727
3.4.1. Los afloramientos tectonizados de la cobertera maláguide situados en el frente de las Zonas Internas..... 727
3.4.1.1. La región entre Atajate y el mar..... 730
3.4.1.1.1. La Torre de la Sal..... 730
3.4.1.1.2. La Sierra Crestellina y su prolongación meridional..... 731
3.4.1.1.3. La Peña del Castillo de Gaucín y la escama de la Era..... 734
3.4.1.1.4. La escama del Peñón de Benadalid..... 735
3.4.1.2. La región del Convento de Las Nieves..... 735
3.4.1.3. La región al O y SO de Ardales..... 737
3.4.1.4. La región al E de Ardales..... 739
3.4.1.4.1. La Sierra Blanquilla..... 739
3.4.1.4.2. Las Lomas del Duende y de la Galeota..... 740
3.4.1.5. La región del Veredón..... 742
3.4.1.6. La región de Colmenar: la unidad de Robledo..... 745
3.4.1.7. La región de Sierra Arana: la unidad de Majalijar-Despeñadero..... 748
3.4.2. La cobertera maláguide en sus afloramientos clásicos: resumen estratigráfico..... 750
3.4.2.1. Los materiales jurásicos: la Formación Castillón..... 751
3.4.2.2. Los materiales cretácicos: formaciones Vélez Rubio y Belmonte..... 753
3.4.2.3. Los materiales eocenos: las formaciones Xiquena, Jardín y otras más recientes..... 755
3.4.3. Sobre la cobertera ghomáride y la "Dorsal Interna" del Rif..... 757
3.4.3.1. La cobertera ghomáride..... 759
3.4.3.2. La "Dorsal Interna"..... 759
3.4.4. El Grupo Ciudad Granada..... 763
3.4.4.1. Definición. Antecedentes..... 763

3.4.4.2. Características litológicas..... 767
3.4.4.2.1. Los conglomerados..... 767
3.4.4.2.2. Las areniscas..... 768
3.4.4.2.3. Las lutitas..... 769
3.4.4.3. Fósiles y edad..... 771
3.4.4.4. Interpretación sedimentaria..... 773
3.4.4.5. Sobre la pertenencia estratigráfica y tectónica del Grupo Ciudad Granada al dominio maláguide..... 774
3.4.5. Reconstrucción y evolución paleogeográficas..... 777
3.4.5.1. Subdominios paleogeográficos de la cobertera maláguide..... 777
3.4.5.1.1. Subdominio cetrooriental..... 778
3.4.5.1.2. Subdominio occidental..... 779
3.4.5.1.3. Subdominio tipo Robledo..... 781
3.4.5.1.4. Subdominio tipo El Babat..... 782
3.4.5.1.5. Subdominio tipo Hafa Ferkenix... 782
3.4.5.2. Evolución paleogeográfica..... 783

CAPITULO 6: LOS ALPUJARRIDES Y MALAGUIDES

1. INTRODUCCION.

1.1. Generalidades

Aparte de las unidades incluídas en los Rondaides, en las Zonas Internas de la Cordillera Bética occidental se encuentran ampliamente representados otros materiales, principalmente ígneos y metamórficos y también sedimentarios premesozoicos, que forman parte de diversas unidades tectónicas pertenecientes a los Alpujárrides y Maláguides (Fig. 99). En esta región conviene destacar varios hechos:

- En primer lugar no afloran las unidades béticas más profundas reconocibles en regiones más orientales, esto es, las pertenecientes al Nevado-Filábride o a las partes más profundas del Alpujárride.

- En segundo lugar afloran ampliamente las unidades béticas superiores, en particular las maláguides y alpujárrides más altas.

- En tercer lugar, las unidades alpujárrides se caracterizan por haber sido sometidas a un intensísimo metamorfismo y a una notable deformación tectónica interna, en condiciones parcialmente dúctiles, que están relacionadas con el emplazamiento de los enormes macizos peridotíticos aflorantes en la región, que son los mas grandes del mundo. Dichos macizos, de acuerdo con las investigaciones más recientes, se deben considerar como fragmentos del manto superior terrestre emplazados tectónicamente en la corteza continental a consecuencia de las deformaciones ligadas a la orogénesis alpina.

Rasgos completamente equivalentes se constatan en las Zonas Internas del Rif, en concreto en las unidades que han sido incluídas en los Sébtides y los Ghomárides, lo que confiere una personalidad propia a la porción occidental de las Zonas Internas bético-rifeñas. No obstante, unidades tectónicas con características parcialmente equivalentes también se reconocen en sectores más orientales de las Zonas Internas béticas, en especial entre los meridianos de Motril y Torre del Mar.

Prácticamente todas las grandes unidades tectónicas alpujárrides y maláguides del sector occidental de la Cordillera Bética aparecen implicadas en el contacto entre las Zonas Internas y las Externas de ahí el que hayan sido estudiadas en este trabajo, en especial los elementos frontales, ya que en los afloramientos más internos sólo he realizado itinerarios y observaciones generales sobre la base de los trabajos precedentes, que son relativamente numerosos. Otra razón que obliga a estudiar las unidades alpujárrides y maláguides es que el conocimiento de su constitución litológica, estructura

interna y evolución tectonometamórfica son imprescindibles para proceder a una reconstrucción palinspástico-paleogeográfica regionalmente coherente y para comprender la evolución geológica de las unidades más externas, en especial a lo largo de los tiempos terciarios, durante los cuales tuvieron lugar las deformaciones orogénicas principales.

1.2. Antecedentes. Rasgos generales de la estructura de la Zona Bética occidental.

Los estudios realizados en el sector occidental de las Zonas Internas de la Cordillera Bética, anteriores a la celebración en 1926 del Congreso Geológico Internacional de Madrid, aportaron los primeros datos acerca de la geología de la región, particularmente los relativos a constitución litológica, estratigrafía y petrología. Merecen destacarse los trabajos de la Misión de Andalucía (**Michel-Levy y Bergeron, 1890**) y de **Orueta (1917)**, quienes ofrecieron detalladas descripciones de los terrenos cristalinos y paleozoicos especialmente. Sus concepciones tectónicas eran autoctonistas.

Blumenthal (1927) introdujo las ideas aloctonistas al diferenciar el Bético de Málaga como manto de corrimiento que cabalgaría a los Rondaides. En sus primeros trabajos asignó los extesos afloramientos de mármoles que constituyen las Sierras Blanca y de Mijas al Triásico metamorfizado de los Rondaides, que aparecería en ventana tectónica bajo los terrenos cristalinos del Bético de Málaga. Las peridotitas de Ronda representarían una intrusión de edad alpina, en buena parte responsable del metamorfismo que afecta a la región. Más tarde, **Blumenthal (1949)** asignó estos mármoles a la base cristalina y prepaleozoica de su Bético de Málaga, al observar en ellos intercalaciones metapelíticas importantes, con lo cual redujo notablemente la magnitud previamente estimada de los corrimientos y retornó, en parte, a las interpretaciones autoctonistas de sus predecesores; no obstante mantuvo la hipótesis de la edad alpina de la intrusión peridotítica.

Los trabajos de los geólogos alemanes de Bonn (**Hoeppener et al., 1963, 1964**) permitieron, gracias a sus detalladas cartografías sintetizadas por **Mauthe (1971), Fontboté et al., 1972a y b) y Dickey et al. (1979)** y descripciones de campo, la delimitación y el análisis estratigráfico preciso de los Rondaides, y la separación y asignación a los Alpujárrides de la mayor parte de los terrenos metamórficos del Bético de Málaga de Blumenthal (Fig. 11). El manto de Málaga s.s. más tarde denominado Maláguide por **Durand-Delga (1963, 1968)**, ocuparía una posición tectónica superior y estaría mayoritariamente constituido por terrenos poco o nada metamórficos. Dentro de los Alpujárrides, **Dürr (1967) y Mollat (1968)** diferenciaron tres unidades que denominaron de Casares, de Yunquera y de Blanca. Las peridotitas, que formarían parte principalmente de la unidad de Casares, serían de edad alpina. Las otras dos unidades ocuparían una posición tectónica bajo las peridotitas y su cobertera cristalina. **Buntfuss (1970)**, sin embargo, señaló que una parte al menos de la unidad de Blanca podría ser considerada como un gran enclave englobado por la intrusión peridotítica.

En mi opinión el esquema tectónico propuesto por los autores alemanes debe considerarse válido en sus rasgos generales. Sin embargo, diversos autores posteriores han discrepado de este esquema en aspectos muy variados, que enumeraré a continuación:

- La edad de la intrusión peridotítica y del metamorfismo a ella asociado, así como la de los mármoles de las unidades de Blanca y Yunquera, ha sido objeto de una controversia que no es sino un reflejo de aquélla en la que se había debatido previamente el propio **Blumental (1927, 1930, 1933, 1949)**. Así, mientras que para **Dürr (1967) Mollat (1968) y Buntfuss (1970)** los mármoles serían triásicos y el metamorfismo y la intrusión peridotítica son de edad alpina, para **Didon et al. (1973), Kornprobst (1974, 1976), Bourgois (1978) y Reuber et al, (1982)**, los mármoles serían premesozoicos y el metamorfismo y la intrusión peridotitíca prealpinos, posiblemente cadomienses.

- La existencia de la unidad de Yunquera ha sido puesta en duda por diversos autores **(Fontboté et al., 1972a y b)** y negada por **Bourgois (1978, 1980)** que ha incorporado los materiales a ella atribuídos a otras unidades alpujárrides.

- La pertenencia al Alpujárride de la unidad de Blanca ha sido cuestionada por **Egeler y Simon (1969), Chamon et al. (1976), Piles et al (1977, 1978) y Lundeen (1978)** quienes la han atribuido al Nevado-Filábride. Esta atribución, a la luz de los conocimientos actuales, carece de fundamento.

- La posición tectónica de la unidad de Blanca con respecto a las peridotitas, también ha sido discutida, lo que deriva en parte de las diferentes conclusiones al respecto obtenidas por **Mollat (1968) y Buntfuss (1970)**. Para **Mollat (1968** y en **Hoeppener et al., 1963, 1964)**, que fue quien la definió, esta unidad se situaría tectónicamente bajo las peridotitas y su secuencia estratigráfica estaría invertida en la Sierra Blanca. **Buntfuss (1970)**, y más tarde **Loomis (1972a, b)**, al constatar que en algunos afloramientos al N de Estepona los mármoles reposan sobre las peridotitas, concluyeron que la unidad de Blanca debía ser una especie de gigantesco enclave que habría sido englobado parcialmente por la intrusión peridotítica; también propusieron que la secuencia estratigráfica de la unidad de Blanca transicionaría lateralmente con la de la unidad de Casares, por desaparición progresiva de los mármoles hacia el O. **Torres-Roldán (1979b, 1981b, 1983)** confirmó la existencia de materiales de tipo blanca sobre las peridotitas, pero **Navarro-Vilá y Tubía (1983) y Tubía (1985a)** han considerado que esta posición tectónica sería local y que se debería a deformaciones tardías. Para estos dos últimos autores, todos los materiales de la unidad de Blanca de **Mollat (1968)** y **Buntfuss (1970)** aparecen por debajo de la unidad a

cuya base se sitúan las peridotitas, lo que concuerda con las conclusiones de los alemanes, pero dichos materiales pertenecerían a dos unidades tectónicas diferentes y no a una sola. La unidad inferior, que han denominado "manto de Ojén", comprendería esencialmente a las Sierras Blancas, de Mijas y de Cártama, mientras que el "manto del Guadaiza", que reposaría sobre el anterior, incluiría a los restantes afloramientos de la unidad de Blanca, en particular los de la Loma de la Portezuela (NE de Estepona), la región de Benahavís, el valle del río Guadaiza y la Dehesa del Albornoque.

- La existencia de complicaciones tectónicas en la parte superior de la unidad de Casares de **Dürr (1967)**, llevó a **Didon et al. (1973)** a designar con este término solamente a las imbricaciones de materiales alpujárrides existentes en la región de Casares, mientras que para la unidad compuesta por las peridotitas y su envoltura cristalina introdujeron el término unidad de Los Reales. Este último término ha sido empleado, con algunas modificaciones, por **Navarro-Vilá y Tubía (1983)** y por **Tubía (1985a)**, y será utilizado en el mismo sentido en este trabajo.

- Por último, se ha debatido acerca de la posición y naturaleza del límite Alpujárride-Maláguide, que ha sido considerado parcialmente premetamórfico por **Torres-Roldán (1979b, 1981a)**, autor que ha utilizado la denominación "unidad de Casares", para designar al conjunto Alpujárride-Maláguide.

Además de los trabajos que acabo de mencionar, que modifican o matizan el esquema de **Hoeppener et al. (1963, 1964)** pero que, como ya he dicho, en mi opinión no lo invalidan en sus rasgos generales, hay que destacar que han sido numerosos los trabajos realizados sobre los diversos aspectos de la geología de esta región. Hay que señalar, sobre todo, los de diversos autores **(Hernández Pacheco, 1967; Dickey, 1970; Loomis, 1972a, b, 1975; Bonini et al., 1973; Aguilar et al., 1973; Obata, 1977; Dickey y Nicol, 1979; Dickey et al., 1979; Obata y Lundeen, 1979; Anónimo, 1978; Torres-Roldán, 1979b, 1981a, b, 1983)** sobre las peridotitas y/o el metamorfismo a ellas asociado; también, los trabajos de **Westerhof (1975, 1977) y Salobreña (1977)** sobre la Sierra Blanca, los de **Mon (1969, 1970)** sobre la Sierra de Cártama y el de **Biot (1971)** sobre la de Mijas han contribuido al mejor conocimiento regional de la unidad de Blanca. Por su parte, **Tubía (1985a, b)** ha reestudiado la mayor parte de esta región centrándose sobre todo en el análisis estructural de las tectonitas metamórficas de la región de Ojén en particular **(Tubía y Cuevas, 1985, 1986)**. Por lo que se refiere a los terrenos malaguides, **Mäkel (1985)** y, sobre todo **Herbig (1983, 1984) y Herbig y Mamet (1983)** han realizado nuevas e interesantes contribuciones al conocimiento de la estratigrafía, paleontología y evolución paleogeográfica, de los terrenos paleozoicos y triásicos, y **Azéma (1961)** a la de los postriásicos.

2. ALPUJARRIDES.

Como he señalado más arriba, en las Zonas Internas de la Cordillera Bética occidental se reconocen básicamente dos unidades alpujárrides. La más alta de ellas es la unidad de los Reales, la cual, en sus rasgos principales se corresponde con la unidad de Casares de **Dürr (1967)**; a la base de esta unidad se localizan la mayor parte de los afloramientos de peridotitas de esta región, aunque tal vez no la totalidad de ellas, como sostienen **Navarro-Vilá y Tubía (1983) y Tubía (1985a)**. Por debajo de las peridotitas cabalgantes se encuentra la unidad de Blanca de **Mollat (1968) y Buntfuss (1970)**. La subdivisión de esta última en dos unidades independientes, los "mantos de Ojén y del Guadaiza", como sostienen **Navarro-Vilá y Tubía (1983)** no me parece acertada, ya que ambos supuestos mantos ocupan idéntica posición estructural y se desconocen las relaciones entre ellos. **Tubía (1985a)** ha señalado que, en la región entre Guaro y Monda, se puede observar un contacto entre los dos mantos, pero me parece, habida cuenta de la zona de falla que se localiza en dicha región, que más bien debe tratarse de un contacto tectónico entre niveles con diferentes metamorfirmo, pero de la misma unidad.

Por debajo de la unidad de los Reales, al frente de las Zonas Internas, aparece una unidad alpujárride que, en la mayor parte de los puntos, se encuentra reducida a pequeñas escamas tectónicas pinzadas entre las peridotitas y la unidad de las Nieves, pero que aflora extensamente en la región de Yunquera. Es la unidad de Yunquera de **Dürr (1967)** que, por su posición tectónica y características litológicas y petrográficas, debe ser un equivalente frontal de la unidad de Blanca, pero que por su aislamiento tectónico de ésta será denominada de forma diferente. También existen otros elementos alpujárrides menores, discontinuos, que aparecen tectónicamente aislados de la unidad de los Reales o sobre ella, y que deben representar fragmentos de materiales arrancados de dicha unidad, tal vez a consecuencia de la superposición de los Maláguides; a los existentes en la región cartografiada los he agrupado en la "unidad" del Saucillo, pero existen elementos equivalentes en la región de Casares.

2.1. La unidad de Yunquera.

2.1.1. Introducción.

Tectónicamente, por debajo de la unidad de los Reales y reposando a su vez sobre la unidad de las Nieves (Rondaides) se encuentra la unidad de Yunquera (Fig.11,99). Esta unidad fue definida por **Dürr (1967; Hoeppener et al., 1964)**, de forma algo imprecisa dado que su delimitación cartográfica al N de Yunquera plantea algunos problemas. Estos derivan de la intrincada estructura de la región, de las semejanzas notables que presentan algunos de sus materiales con los

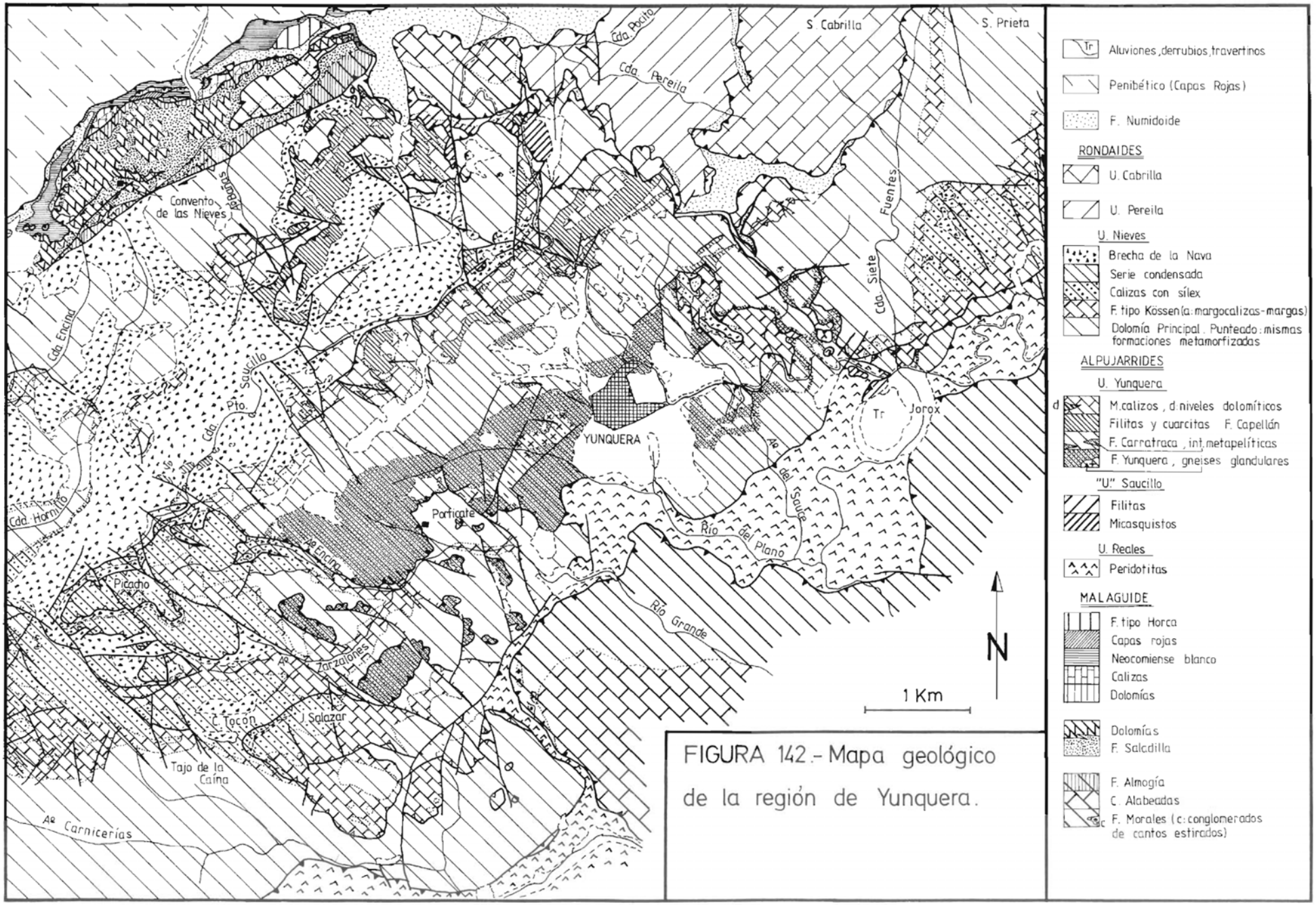


FIGURA 142.- Mapa geológico de la región de Yunquera.

de la unidad de las Nieves y, finalmente, de la existencia de importantes afloramientos de Brecha de la Nava, la cual en parte se encuentra pinzada bajo la unidad de Yunquera, hecho que facilita su delimitación, y en parte fosiliza asímismo el cabalgamiento de esta unidad sobre la de las Nieves, dificultando así el reconocimiento de las relaciones tectónicas originales (**Martín-Algarra** y **Estévez, 1984**).

Algunos autores posteriores a **Dürr (1967)** han negado la individualidad tectónica de esta unidad. Así **Felder (1978, 1980)** la incluyó en su unidad de Casares y supuso, basándose en observaciones de **Dürr (1967)**, que al N de Yunquera (región de la Breñuela) se reconocería un contacto estratigráfico entre unas filitas de tipo Casares y unas dolomías de tipo Nieves. Por su parte, **Bourgois (1978, 1980a)** ha atribuido los materiales de la unidad de Yunquera a cuatro unidades diferentes, de Casares, de Blanca, de los Reales y de Bonela-Capellán. En mi opinión, ninguna de las dos interpretaciones es correcta. La cartografía y el análisis estratigráfico detallado de los alrededores de Yunquera y de Carratraca me ha conducido a reintroducir la noción de unidad de Yunquera de acuerdo con **Dürr (1967)**, si bien con ligeras matizaciones.

2.1.2. Afloramientos. Materiales representados.

La unidad de Yunquera está integrada en su totalidad por rocas metamórficas. En ella se incluyen parte de los afloramientos asignados por **Blumenthal (1930,1933a)** a sus Rondaides metamórficos, que **Kockel (1963)**, siguiendo las últimas interpretaciones de **Blumenthal (1949)** asignó a su "serie del Capellán", esto es, a la base metamórfica prepaleozoica del "Bético de Málaga".

De acuerdo con **Dürr (1967)**, a la unidad de Yunquera pertenecen la Serrezuela de Carratraca, (Fig.143), la ladera oriental de la Sierra de Alcaparaín (El Capellán, Loma Herriza, etc.) y una estrecha banda de mármoles que se extiende desde estos afloramientos, por Casarabonela, hasta Yunquera y sus alrededores (Fig.142) donde la unidad alcanza su mayor extensión. Al E de la Serrezuela de Carratraca la unidad no vuelve a aflorar. Al O de Yunquera se pueden asignar a ella una serie de escamas de gneises, micasquistos y mármoles dolomíticos que se encuentran pinzadas entre la unidad de las Nieves y las peridotitas de la unidad de los Reales. Sin embargo, las dolomías fosilíferas triásicas que **Dürr (1967)** asignó a esta unidad, situadas bajo las filitas y calcoesquistos de la región de la Breñuela, no pertenecen a la unidad de Yunquera sino a la de las Nieves, dado que sobre las dolomías y bajo las metapelitas de la Breñuela aparece una banda de Brecha de la Nava. Igualmente sería errónea, en mi opinión, la inclusión en un solo conjunto cartográfico de los términos tableados fosilíferos, margocalizos y esquistosos, del curso medio del

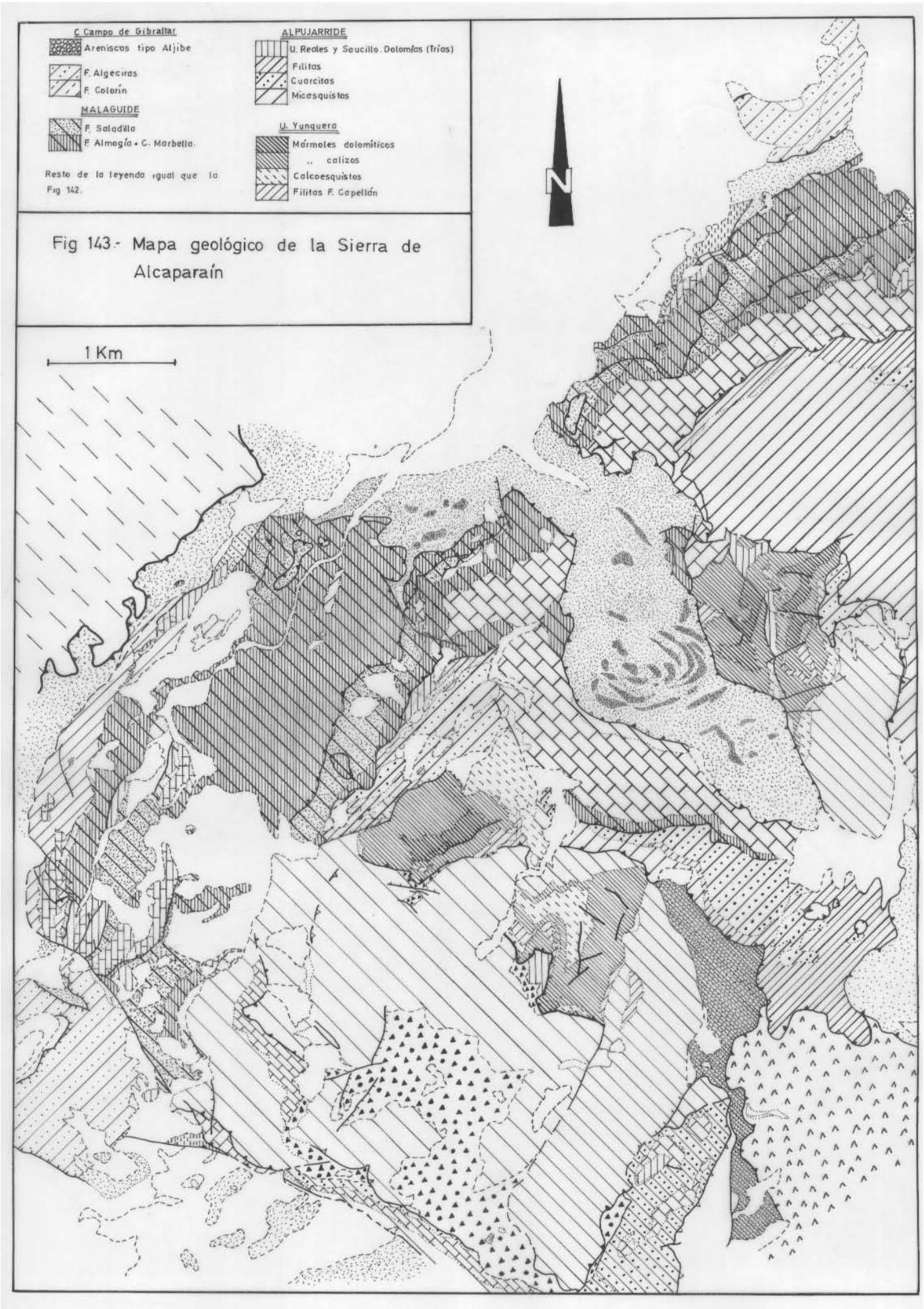


Fig 143.- Mapa geológico de la Sierra de Alcaparaín

arroyo de las Bañas, (pertenecientes al Retiense de la unidad de las Nieves) junto con los calcoesquistos, filitas, y cuarcitas de la Breñuela (pertenecientes a la unidad de Yunquera).

2.1.3. Serie estratigráfica.

Si la unidad de Yunquera se caracteriza por presentar una posición tectónica bien definida, desde un punto de vista estratigráfico presenta igualmente unos rasgos particulares que la diferencian de otras unidades adyacentes. En ella se pueden reconocer, aún a pesar del intenso replegamiento y aplastamiento sinmetamórfico, tres grandes conjuntos litológicos: uno inferior metapelítico, que he denominado Formación Yunquera, un segundo intermedio de mármoles dolomíticos, que he denominado Formación Carratraca y, finalmente, un tercero superior calizo y calcoesquistoso progresivamente más pelítico hacia arriba, que he llamado Formación Capellán. Diversos cortes geológicos permiten reconocer los conjuntos mencionados en diferentes puntos de la unidad. (Fig. 190).

Los contactos entre estas tres formaciones (Fig. 142) son graduales y exiten pasos intermedios tanto laterales como verticales. La existencia de intercalaciones metapelíticas entre los carbonatos permite constatar un decrecimiento rápido pero progresivo en la intensidad del metamorfismo, desde los términos superiores a los inferiores de la columna estratigráfica (Fig. 144), como más adelante se detallará.

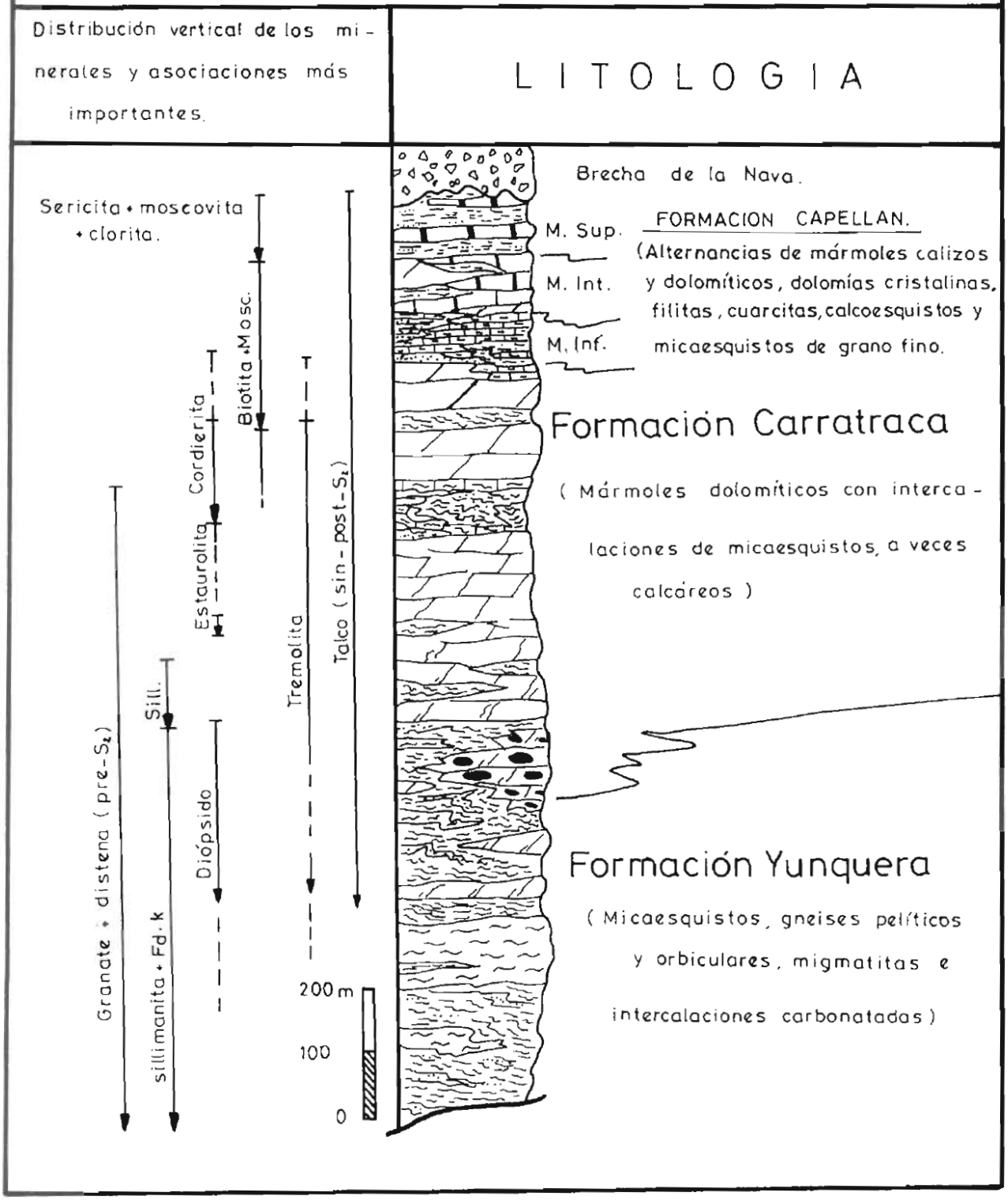
2.1.3.1. Formación Yunquera.

2.1.3.1.1. Definición, límites y afloramientos.

La base estratigráfica de la unidad de Yunquera está constituída por un conjunto de micasquistos migmatíticos y gneises pelíticos y orbiculares. Su límite inferior lo marca la superficie de corrimiento sobre la unidad de las Nieves. El contacto con el conjunto dolomítico suprayacente se efectúa mediante una estrecha zona de alternancias entre metapelitas y mármoles. Aunque gradual, el cambio litológico es muy aparente en el relieve, por lo cual dicho contacto se puede cartografiar sin dificultad. A este conjunto metapelítico lo defino como Formación Yunquera, dado que sobre ella se asienta la citada población.

Esta formación se reconoce principalmente al SO de Yunquera, en dos extensos afloramientos y en una serie de pequeños isleos tectónicos que reposan sobre la mitad suroriental de la unidad de las Nieves. En mi opinión, también pertenecen a ella los afloramientos metapelíticos de aspecto similar que afloran al S del Lagar de Chivo

Fig. 144.- Serie estratigráfica sintética de la unidad de Yunquera.



(UF365797) y en los alrededores de El Alcornocal (UF367768), que están separados de los términos carbonatados de la unidades de Yunquera por una importante falla que pasa por Casarabonela. Estas metapelitas presentan buzamientos próximos a la vertical o inclinados hacia el E (¿invertidos?), y una generalizada milonitización.

2.1.3.1.2. Características litológicas.

La Formación Yunquera está esencialmente constituida por gneises pelíticos pardoanaranjados invadidos en diverso grado, especialmente hacia las partes más profundas, por diferenciados cuarzofeldespáticos de textura glandular, que son posteriores a la foliación de las rocas encajantes y que han sido cartografiados cuando su volumen lo ha permitido. Hacia la parte superior, estos diferenciados desaparecen progresivamente y, por el contrario, aparecen lentejones de mármoles dolomíticos de aspecto sacaroideo que anuncian la proximidad del conjunto litológico suprayacente. El espesor de la formación supera los 300 m al SO de Yunquera, pero probablemente su potencia es mucho mayor.

Esta formación presenta un aspecto en el campo bastante similar al de los términos basales de sucesión metapelítica de la unidad de los Reales, (F. Puerto de los Guardas, cf. 2.3.3.2.), tal y como se observan en el macizo de la Sierra de las Aguas y en la región de Jubrique. No obstante, su color es algo más claro, sobre todo hacia la parte alta de la formación, y hay que señalar que en estas rocas se reconoce una mayor deformación interna, que las convierte, en muchos casos, en verdaderas milonitas.

2.1.3.1.3. Descripción petrográfica.

En la figura 145 quedan resumidos los aspectos petrográficos principales reconocibles en las metapelitas de la Formación Yunquera. En esencia, se pueden reconocer, alternativamente, dos fases de deformación sinesquistosas S_1 y S_2 y dos fases de blastesis. Localmente se reconoce también una tercera fase de deformación, que también determina la aparición de una esquistosidad S_3. Las segundas fases de deformación y de blastesis obliteran notablemente los rasgos mineralógicos y texturales de las fases precedentes, de las que apenas pueden reconocerse algunos restos.

En los **micasquistos y los gneises pelíticos**, la paragénesis antigua contiene granate, distena y pequeños relictos de estaurolita, probablemente sincinemáticos de la primera esquistosidad (S_1): La

segunda paragénesis es principalmente posterior a la esquistosidad regional visible en el campo (S_2) y contiene sillimanita, feldespato potásico y biotita. El proceso de blastesis se prolonga durante fases netamente más tardías, que producen, sobre todo, moscovita en grandes laminas desorientadas visibles a simple vista, y alguna biotita roja.

En los gneises grandulares, cuyos tonos son muy claros o incluso blancos, se reconoce igualmente la paragénesis antigua de distena y granate a la que se le superpone otra con sillimanita, ortosa (a veces microclinizada y con alguna desmezcla pertítica), biotita y plagioclasa, en general más sódica que en los micasquistos. La composición de la plagioclasa es, generalmente, An_{22}-An_5 (excepcionalmente An_{40} y muestra siempre zonación normal. Los términos más albíticos son propios de bordes mirmequíticos y de agregados integranulares. También se pueden reconocer, como minerales menos abundantes, moscovita y turmalina.

Después de la segunda etapa de blastesis, se constata una milonitización bastante extendida de la secuencia que, a veces, impide el análisis textural detallado y que transforma localmente a las rocas en blastomilonitas. En los niveles más profundos de la secuencia, la asociación mineral formada por cuarzo + feldespato potásico + biotita + silicatos de aluminio (sillimanita o distena) en parte existía previamente, y en parte se continuó formando durante el proceso de milonitización. Las asociaciones minerales pueden aparecer finalmente retrometamorfizadas y transformadas en pseudomorfos de moscovita.

2.1.3.2.- Formación de Carratraca.

2.1.3.2.1.-Definición, límites y afloramientos.

Como ya he indicado, la transición estratigráfica del conjunto metapelítico al de mármoles dolomíticos suprayacentes se hace rápida pero progresivamente. Esta transición puede reconocerse en los alrededores de Yunquera, donde se observa que:

- Los buzamientos hacia el N superponen claramente los mármoles sobre los micasquistos.

- Las intercalaciones de mármoles dentro de micasquistos y viceversa son especialmente frecuentes en la zona de transición. Al NE de Yunquera las interdigitaciones llegan a ser espectaculares y a veces resulta difícil estimar en qué medida son la expresión cartográfica de cambios de facies en la secuencia sedimentaria original o bien el resultado de un intenso replegamiento sinmetamórfico. En cualquier caso sugieren la existencia de una relación estratigráfica previa al metamorfismo.

- El grado metamórfico decrece progresivamente hacia arriba, lo que se confirma al estudiar la petrología de las intercalaciones metapelíticas en el seno de los mármoles.

A este paquete de mármoles dolomíticos con algunas intercalaciones metapelíticas lo defino como Formación Carratraca. Su límite superior lo marca la desaparición de los mármoles dolomíticos.

A esta formación pertenece la mitad oriental de la Serrezuela de Carratraca y la banda de mármoles que desde el borde oriental de la Sierra de Alcaparaín se continúa por Casarabonela y Jorox hasta las inmediaciones de Yunquera, donde aflora en gran extensión. También pertenece a ella el gran afloramiento que se extiende desde el Tajo del Grajo (UF354772) las hasta inmediaciones del Lagar de Chivo (UF365797) en el paraje denominado Los Arenales. En este afloramiento la cristalinidad es menos marcada y, si bien su superposición tectónica sobre la Brecha de la Nava es bien visible en los alrededores del Tajo del Grajo, su contacto con las dolomías cristalinas de la unidad de las Nieves al N de este punto resulta algo más difícil de situar.

2.1.3.2.2.- Características litológicas.

Los mármoles de la Formación Carratraca son en su práctica totalidad dolomíticos y de un color blanco limpio, ocasionalmente algo grisáceo o azulado, en cuyo caso suele reconocerse un cierto fajeado. En general son bastante masivos, cristalinos, de aspecto sacaroideo y fácilmente erosionables por presentar un notable grado de trituración. Suelen ser bastante puros aunque en las proximidades de las intercalaciones metapelíticas pueden contener cantidades notables de silicatos cálcicos, principalmente tremolita, frecuentemente visibles a simple vista. Especial mención hay que hacer de un afloramiento situado a algo más de 1 km al NE de Yunquera, en el que los mármoles dolomíticos contienen a la base unos gruesos nódulos de cuarzo que recuerdan a antiguos nódulos de sílex. Estos mármoles están plagados de silicatos, sobre todo tremolita y diopsido, y desaparecen rápidamente en sentido lateral.

En la Serrezuela de Carratraca los mármoles dolomíticos contienen pirita dispersa, que aparece cristalizada en cubos y que ha sido objeto de pequeñas explotaciones mineras antiguas. Otras pequeñas explotaciones mineras, en este caso de magnetita, existen también al O de la Fuenfría, asociadas a los mármoles dolomíticos y gneises atribuidos a la unidad de Yunquera, que constituyen una pequeña escama tectónica pinzada entre las peridotitas de la unidad de los Reales y la unidad de las Nieves.

Las intercalaciones metapelíticas son, en general, bastante delgadas y suelen estar muy meteorizadas. No obstante se reconoce en ellas una disminución progresiva de la cristalinidad metamórfica. El aspecto migmatítico de las metapelitas de la Formación de Yunquera desaparece rápidamente a la base de la Formación Carratraca, cuyas intercalaciones metapelíticas solo pueden clasificarse como micasquistos.

2.1.3.2.3.- Descripción petrográfica.

Como se ha comentado más arriba, en general los mármoles son bastante puros, por lo que es difícil reconocer otros minerales que no sean la calcita y la dolomita. Cuando son más impuros puede observarse un bandeado por acumulación de grafito y a veces de silicatos. La mineralogía depende de la posición en la columna: el diópsido está restringido a la extrema base de la formación mientras que la tremolita y el talco persisten en toda ella.

En las intercalaciones metapelíticas se reconocen también dos paragénesis minerales y dos fases de deformación. La primera paragénesis está, igualmente, constituida por granate y distena, y la segunda, tardicinemática con respecto a la S_2, contiene sillimanita y plagioclasa (An_{30}-An_{40} en general) en las intercalaciones inferiores,; estaurolita y plagioclasa en las intermedias y, finalmente, cordierita (?), biotita (y moscovita) en las intercalaciones superiores.

En las intercalaciones más bajas se constata, al igual que sucede en la Formación Yunquera, una importante milonitización que origina una matriz formada por cuarzo y micas con cantidades accesorias de plagioclasa, que rodea a cuerpos ovoidales formados por agregados de cristales de moscovita, cuya periferia aparece transformada a estaurolita, granate y/o sillimanita. El conjunto de la roca, por último, aparece afectado por transformaciones retrometamórficas, menos marcadas que en la formación infrayacente.

2.1.3.3.- Formación Capellán.

2.1.3.3.1.- Definición, límites y afloramientos.

Por encima de la Formación Carratraca se encuentra, en varios puntos, una intercalación de micasquistos muy cuarzosos y algo calcáreos, a partir de la cual tienen lugar cambios significativos en la serie estratigráfica. Esta intercalación marca la transición a la

formación suprayacente, caliza y calcoesquistosa, que he denominado Formación Capellán. Esta formación es la más alta de las tres que forman la serie estratigráfica de la unidad de Yunquera. Su límite superior lo determina la erosión actual o bien, la erosión previa al depósito de la Brecha de la Nava que, en la región del Tajo del Arca, se ha depositado en discordancia sobre la unidad de las Nieves **(Martín-Algarra y Estévez, 1984).**

A la Formación Capellán pertenece la mitad noroccidental de la Serrezuela de Carratraca y los afloramientos de El Capellán, Loma Herriza y parte alta de la Loma de Subiris, al S de Ardales. También aflora extensamente al N de la Formación Carratraca en la región de Yunquera, especialmente en la alineación del Puerto de la Abeja, entre los Labrados y el Arroyo del Cañuello. En la región del Arroyo del Puerto Saucillo se reconoce mal, debido a los extensos recubrimientos de Brecha de la Nava del Arca y alrededores. En la Breñuela aflora la parte alta de la formación.

2.1.3.3.2.- Características litológicas.

A diferencia de las formaciones infrayacentes, que se caracterizan por presentar una acusada uniformidad litológica, la Formación Capellán está formada por rocas de diversas litologías entre las cuales existen todos los pasos intermedios. En cartografía he diferenciado micasquistos, filitas o esquistos de grano fino, cuarcitas, mármoles calizos masivos y tableados, mármoles dolomíticos y calizodolomíticos, y calcoesquistos. Las diferentes litologías están vertical y lateralmente relacionadas, a veces de forma intrincada a causa del replegamiento, pero, en general, se pueden reconocer dentro de la formación tres miembros: uno inferior más cuarcítico y micasquistoso, otro intermedio marmóreo esencialmente calizo y, finalmente, un miembro superior calcoesquistoso, progresivamente más pelítico hacia arriba.

a) Miembro inferior.

La base de la formación la he situado en las intercalaciones de micasquistos y cuarzoesquistos calcáreos más arriba mencionadas (2.1.3.3.1.) que se pueden reconocer bastante bien en el curso alto del arroyo del Cañuelo (UF255663), al SO del Lagar del Chivo (UF360790) y al N de Carratraca (UF817380). A esta intercalación o a una de aspecto equivalente deben corresponder los pequeños isleos de micasquistos y cuarzoesquistos que se reconocen en la parte alta de la Sierra de Alcaparaín (UF348775, UF344783, UF340786). Por encima de esta intercalación pueden existir todavía mármoles dolomíticos, pero en este caso son fajeados y alternan con mármoles calizos, como sucede en el curso alto del Arroyo del Cañuelo, o al NE del Puerto de la Abeja. Una intercalación bien visible de cuarcitas y micasquistos de grano

fino se extiende, de SO a NE, al S del curso medio del arroyo del Puerto Saucillo y se sitúa a la base del miembro calizo intermedio de esta formación. Rocas similares en equivalente posición estratigráfica se encuentran al E del Capellán (UF354805) y en la Serrezuela de Carratraca (UF37814).

b) Miembro intermedio.

Los mármoles calizos suelen ser de color gris claro o azulado y suelen mostrar un fajeado bien visible. En general se presentan en bancos decimétricos pero pueden pasar rápidamente, tanto en sentido lateral como sobre todo vertical, a ser tableados por aumento del contenido pelítico y, finalmente, a calcoesquistos. Asímismo, pueden aparecer cuerpos metapelíticos análogos a los del miembro infrayacente. Hacia la parte alta también pueden reconocerse intercalaciones lenticulares delgadas de mármoles dolomíticos grises compactos, de grano fino y aspecto bastante diferente a los de la Formación Carratraca.

c) Miembro superior.

El afloramiento de la Breñuela, aunque se encuentra parcialmente aislado del resto de la unidad de Yunquera por los recubrimientos de Brecha de la Nava del Tajo del Arca y alrededores, parece corresponder a la parte superior de la serie de la unidad. En efecto, tanto el análisis de los afloramientos intermedios como la cartografía, sugiere que los calcoesquistos y filitas que reposan sobre la Brecha de la Nava al E del arroyo de las Bañas son equivalentes a los que afloran en la región del Puerto de la Abeja. Sobre ellos reposa un paquete de mármoles calizos, que acaba por acuñarse lateralmente, de aspecto similar a los descritos más arriba. Finalmente sobre ellos se encuentra un conjunto de filitas azuladas verdosas y violáceas y de calcoesquistos y cuarcitas amarillentas y ocres que se continuan hasta las proximidades del Cerro del Peral donde son cabalgados por los esquistos de la unidad del Sancillo o bien directamente por el Maláguide. Finalmente, la Brecha de la Nava, localmente con aspecto dolomítico, reposa en discordancia sobre las filitas de la Beñuela y sobre la unidad de las Nieves infrayacente.

2.1.3.3.3.- Descripción petrográfica.

El estudio petrográfico de los diferentes términos de esta formación revela que han sufrido un metamorfismo relativamente bajo en comparación con el de las dos formaciones infrayacentes.

Las intercalaciones basales de micasquistos del miembro inferior aún presentan las dos esquistosidades y paragénesis reconocibles en los términos más bajos. La primera paragénesis de distena y

granate se reconoce en el afloramiento del Arroyo del Cañuelo (UF255663). La segunda, de tardi a postcinemática, contiene cordierita y biotita, a veces también estaurolita. En los mármoles calizodolomíticos adyacentes aún se pueden reconocer en el campo pequeños cristales de tremolita visibles con la lupa.

En los mármoles calizos del miembro intermedio el bandeado suele mostrar frecuentemente pliegues fluidades, en lámina delgada marcados por inclusiones de grafito. El único mineral silicatado que contienen de forma general es el talco, aunque ocasionalmente pueden aparecer, además, flogopita y albita-oligoclasa. En su extrema base, en el tránsito a los términos infrayacentes, se han reconocido restos pseudomorfizados atribuibles a tremolita.

Las filitas y cuarcitas superiores prácticamente no contienen más que cuarzo, sericita, moscovita y clorita, aunque puede aparecer biotita y moscovita en las intercalaciones estratigráficamente más bajas.

2.1.4.- Metamorfismo.

Un estudio petrológico detallado de los materiales de la unidad de Yunquera rebasaba ampliamente los objetivos de este trabajo. Sin embargo, el conocimiento del metamorfismo es imprescindible para definir correctamente los límites actuales y establecer sus posibles relaciones con las unidades adyacentes antes de las deformaciones tectónicas principales. Además, el metamorfismo suministra una valiosísima información sobre la evolución tectónica de los niveles profundos de la corteza antes de y durante las deformaciones orogénicas, y no hay que olvidar que la presencia o ausencia de sedimentos durante el Cretácico y el Terciario en muchas de las unidades cuyo estudio constituve el centro de este trabajo, se ha supuesto que estaba determinada por la actividad tectónica profunda contemporánea. Por todas estas razones expondré brevemente los primeros resultados de un estudio del metamorfismo de esta unidad que estamos realizando. A. Estévez, R. Torres-Roldán y yo mismo, que pretendemos sea objeto de una próxima publicación. Quiero agradecerles aquí al que me hayan permitido disponer de estos datos que, en su totalidad y hasta la fecha, son inéditos.

Dentro de la unidad de Yunquera se pueden distinguir cuatro grandes zonas mineralógicas que coinciden a grandes rasgos con las unidades litoestratigráficas más arriba establecidas. Estas zonas cuya extensión areal en la región de Yunquera se representa en la Fig. 146 son las siguientes:

a) **Zona** I: coincide con el miembro metapelítico superior de la Formación Capellán y está caracterizada por la siguiente asociación de minerales:

clorita + moscovita

Fig: 145. Diagrama blastesis-deformación de los principales minerales que constituyen la unidad de Yunquera.

Zona	Minerales	Sin D_1	Post D_1	Sin D_2	Post D_2	Sin D_3	Milonit.	Retrom
I	Clorita Sericita Moscovita							
II	Distena Granate Cordierita Biotita Estaurolita (Cloritoide) Tremolita Talco Moscovita Flogopita Plagioclasa							
III	Granate Distena Sillimanita Plagioclasa Estaurolita Cordierita Biotita Moscovita Diopsido Tremolita Talco							
IV	Granate Distena Estaurolita Sillimanita Feldespato Biotita Moscovita Plagioclasa							

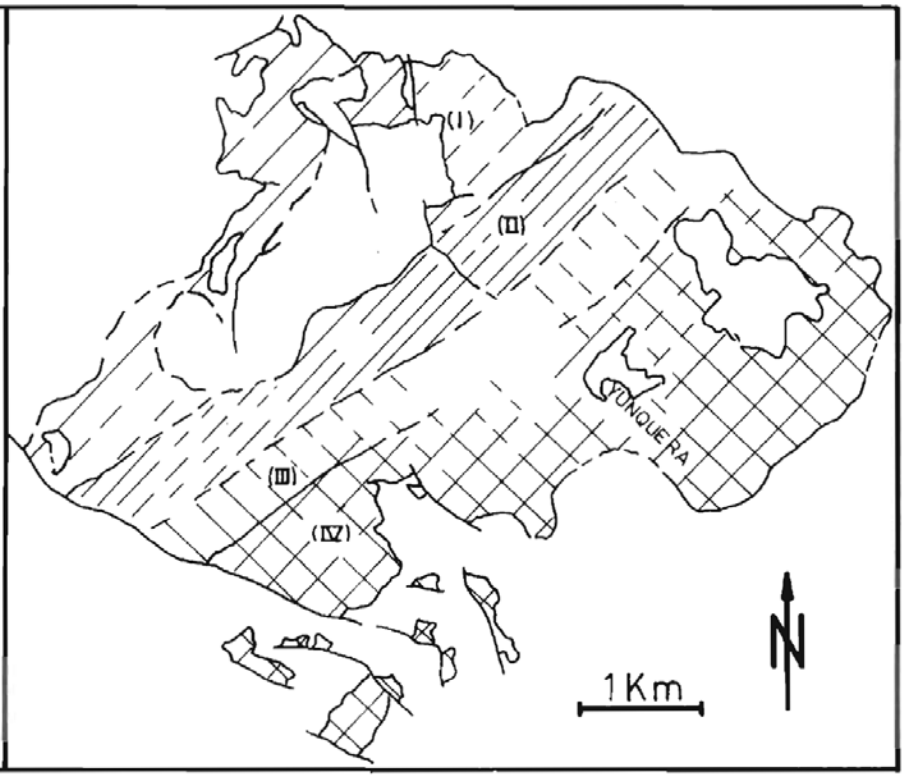
Figura 146.
Distribución cartográfica de las zonas metamórficas distinguidas en el área de Yunquera.

(I) Clor+Mosc.

(II) Mosc+Bi ± Clorit.

(III) Mosc+Bi+Est+Gr±Dist±Sill

(IV) FdK+Bi±Sill±Dist±Gr



Cabe destacar la ausencia de biotita en esta zona, y a los minerales citados se añaden, además del cuarzo, otros componentes accesorios como epidota, esfena y circón. En las intercalaciones carbonatadas coexiste la calcita con el cuarzo y las micas blancas y no hay indicios de otras reacciones, incluso en presencia de dolomita. La asociación de clorita, moscovita y epidotas suele ser característica del grado bajo (facies de esquistos verdes: **Winkler, 1976**).

b) Zona II: Coincide con los dos miembros inferiores de la Formación Capellán y se caracteriza por la asociación:

moscovita + biotita + clorita

en las intercalaciones metapelíticas, y por un aumento notable de la cristalinidad en los mármoles. Raramente aparece cloritoide en las metapelitas y, en las partes más profundas de los mármoles, tremolita y talco. La asociación presente en esta zona es propia de las partes altas del grado bajo **(Winkler, 1976)**.

c) Zona III: Coincide básicamente con la Formación Carratraca. Se caracteriza por presentar asociaciones mineralógicas más complejas que en las zonas anteriores, sólo presentes en las escasas intercalaciones metapelíticas existentes entre los mármoles dolomíticos, lo que dificulta ostensiblemente la delimitación precisa de esta zona. Se han observado las siguientes asociaciones:

biotita + granate + estaurolita
biotita + estaurolita + distena o sillimanita, y
biotita + estaurolita,

que están siempre acompañadas por **cuarzo y moscovita.** En muchas muestras, sobre todo de la base de la zona, aparecen evidencias de un intenso cizallamiento sinmetamórfico, por lo que pueden ser clasificadas como **blastomilonitas**: se observa una matriz de grano fino triturada pero recristalizada, formada por cuarzo, micas y, en menor proporción, plagioclasa, que rodea a cuerpos ovoidales de grano grueso formados por agregados de cristales de moscovita, estaurolita, granate y/o sillimanita. En los mármoles impuros es común la presencia de tremolita y diópsido, y es menos evidente la tectonización, probablemente debido a su mayor facilidad para recristalizar. Las asociaciones minerales existentes en esta zona son características del grado medio **(Winkler,-1976)**.

d) Zona IV. Se corresponde esencialmente con los afloramientos de la Formación Yunquera. La milonitización que afecta a las rocas de esta zona impide, en muchos casos, el análisis textural detallado, pero se puede asegurar que la siguiente asociación de minerales fue previa y parcialmente sincrónica con este proceso de deformación sinmetamórfica:

cuarzo + feldespato potásico + biotita + sillimanita

Además de esta asociación, que es propia del grado alto (**Winkler, 1976**), se observa distena , granate y estaurolita relictos de una fase anterior. Es frecuente la existencia de un retrometamorfismo posterior a la milonitización que determinó el reemplazamiento de los silicatos de alumnio y el feldespato potásico, por pseudomorfos de moscovita.

En resumen, la secuencia estratigráfica de la unidad de Yunquera está formada por una sucesión continua de materiales en la que se reconoce, desde los niveles estratigráficos superiores a los inferiores, un incremento gradual pero muy rápido en el grado de metamorfismo: éste pasa gradualmente, de ser bajo en los niveles superiores de la secuencia, a medio en los intermedios y a alto en los profundos, donde incluso abundan estructuras migmatíticas y diferenciados leucocráticos que evidencian el comienzo de una fusión parcial.

Las asociaciones minerales reconocidas en cada una de estas cuatro zonas se originaron, principalmente, a juzgar por el análisis textural, durante la segunda etapa de metamorfismo que afectó a la unidad, durante la cual la blastesis fue de sin a postcinemática de la S_2. No obstante, parte de las asociaciones minerales debieron originarse ya durante la primera fase.

La presencia, en la base de los mármoles dolomíticos de la Formación Carratraca, de la asociación

calcita + dolomita + tremolita + diópsido

y la relación lateral de los niveles que la contienen con intercalaciones metapelíticas con sillimanita, parece indicar que durante el segundo evento metamórfico la presión fue del orden de 3-4 kb y que la temperatura, en estos niveles, fue del orden de 650-700ºC y algo superior (725-750ºC) en los niveles más profundos, sometidos a migmatización.

Durante la primera fase de metamorfismo la temperatura debió ser algo menor y la presión mayor, a juzgar por los relictos, sincinemáticos de la S_1, de granate, distena y estaurolita, asociación que indica presiones intermedias.

A lo largo del tiempo, por tanto, las condiciones de presión y temperatura evolucionaron de forma equivalente a lo que sucede en otras unidades alpujárrides (**Torres-Roldán, 1974, 1979a,b; 1981; 1983; Westerhof, 1975, 1977; etc.**) de manera que las presiones disminuyeron de intermedias a bajas y las temperaturas se mantuvieron o incluso aumentaron hasta alcanzar un máximo después de la formación de la S_2. La milonitización que afectó al conjunto de la unidad de Yunquera probablemente se inició cuando las temperaturas estaban alcanzado su máximo valor. La neoformación de estaurolita, granate y sillimanita alrededor de los agregados ovoidales policristalinos de

moscovita sugiere un aumento, tal vez efímero, de la presión, relacionado con el propio proceso de blastomilonitización. La migmatización probablemente ocurrió durante y después de la milonitización, a juzgar por la distribución irregular de los diferenciados leucocráticos, que unas veces son paralelos y otras cortan claramente a la foliación.

El retrometamorfismo que afecta a muchas asociaciones minerales probablemente estuvo determinado por la pérdida gradual de temperatura y presión, posiblemente relacionada con las últimas deformaciones tectónicas.

2.2.- La unidad de Blanca.

2.2.1.- Introducción. Afloramientos.

La unidad de Blanca es el elemento tectónico más profundo de los que afloran en la Cordillera Bética occidental. Se explica, por ello, que algunos autores la hayan atribuído al Nevado-Filábride (**Egeler y Simon, 1969; Piles et al., 1977, 1978; Lundeen, 1978**), aunque esta correlación es inadmisible a la luz de los conocimientos actuales.

El estudio de la unidad de Blanca es fundamental a la hora de establecer los rasgos generales de la estructura y de abordar la reconstrucción palinspástica de la Zona Bética occidental. En esta memoria no he realizado un estudio detallado de los terrenos asignables a la unidad de Blanca. Me he limitado al reconocimiento de los materiales en el campo y a la observación de las relaciones geométricas entre los principales conjuntos rocosos diferenciables, a lo largo de itinerarios preestablecidos de acuerdo con la bibliografía disponible. Esta labor se ha visto facilitada por la existencia de varias cartografías y descripciones detalladas de la región (**Michel-Levy y Bergeron, 1890; Orueta, 1917; Michelau, 1941; Blumenthal,1949; Mollat, 1968; Buntfuss, 1970; Westerhof, 1975, 1977; Salobreña, 1977; Chamon et al., 1976; Piles et al., 1977,1978; Dikey et al.,1979; Obata y Lundeen, 1979**). El objetivo perseguido ha sido doble: reconocer la posición tectónica regional de la unidad de Blanca con respecto a la unidad de los Reales y establecer los rasgos básicos de su columna estratigráfica.

La importancia de la unidad de Blanca en el sector occidental de la Zona Bética estriba en la gran extensión de sus afloramientos y en su posición tectónica bajo la unidad de los Reales, al igual que otras unidades de regiones más septentrionales (unidades de Yunquera y de las Nieves), que han sido estudiadas con detalle en este trabajo, y con las cuales muestra notables semejanzas, como ya señalaron autores precedentes (**Hoeppener et al., 1963, 1964; Dürr, 1967; Mollat 1968; Buntfuss, 1970; Mauthe, 1971**).

Los principales afloramientos de la unidad de Blanca se reconocen en las Sierras Blanca (**Mollat, 1968; Westerhof,1975; Salobreña, 1977**), de Mijas **Biot (1969, 1971)** y de Cártama (**Mon,1971**). Otros

afloramientos extensos son los del Valle del río Guadaiza, los Montes del Albornoque, la región al O de Benahavís (Monte Mayor) y la región al N de Estepona (Loma de la Portezuela) (**Buntfuss, 1970**). Afloramientos menores son los de la Sierra Gorda y Guaro (**Mollat, 1968**). Todos ellos están recogidos en la figura 99 .

2.2.2.- Descripción litológica y petrográfica ; serie estratigráfica.

2.2.2.1.- Conjuntos litológicos diferenciados. Relaciones generales.

Al igual que en otras unidades alpujárrides, en la unidad de Blanca se pueden diferenciar dos conjuntos litológicos principales (Fig. 11 y 99): uno inferior metapelítico y otro superior, carbonatado. Ambos están intensamente deformados y metamorfizados.

Los afloramientos principales de los materiales carbonatados se localizan en los sectores más meridionales y orientales de la unidad (Sierras Blanca y de Mijas). Por el contrario, los materiales metapelíticos afloran extensamente en los sectores septentrionales y occidentales (Montes del Albornoque, río Guadaiza), en los cuales los mármoles están peor representados (Fig. 148). El diferente desarrollo de los materiales carbonatados frente a los metapelíticos en los sectores suroriental y noroccidental de la unidad de Blanca, ha inducido a **Navarro-Vilá y Tubía (1983)**, entre otros criterios, a atribuir cada uno de los mencionados sectores a dos unidades diferentes, que han denominado manto de Ojén y del Guadaiza, pero ya he comentado más arriba que esta subdivisión no me parece suficientemente bien fundada. En mi opinión, las variaciones en el desarrollo de cada uno de los conjuntos litológicos de la unidad de Blanca se pueden explicar por causas tectónicas relacionadas con el emplazamiento de la unidad de los Reales. (cf. Cap. 8., ap. 3.2.1.4.).

Las relaciones estratigráficas originales entre el conjunto metapelítico y el conjunto carbonatado parecen demostradas por la existencia de intercalaciones de todas las escalas entre ellos. Criterios geológicos regionales inducen a considerar que el conjunto carbonatado se situó inicialmente sobre el metapelítico, pero las relaciones originales han sido oscurecidas por el metamorfismo y las deformaciones tectónicas posteriores. Sólo en la Sierra de Cártama se puede observar aún la situación original, gracias a la existencia de una estructura antiforme cuyo núcleo está ocupado por metapelitas. Por el contrario, a lo largo de los bordes oriental de la Sierra Blanca (Fig. 147) y meridional de la Sierra de Mijas, se puede constatar claramente que los mármoles se hunden bajo la sucesión metapelítica. Después de **Mollat (1968)** todos los autores que han trabajado en la región están de acuerdo en admitir la inversión generalizada de la sucesión estratigráfica de la unidad de Blanca en este sector, interpretación que parece avalada por el aumento de metamorfismo que se detecta, a lo largo de la banda metapelítica que se extiende desde Ojén hasta Benalmádena, al desplazarse hacia los niveles geométricamente más

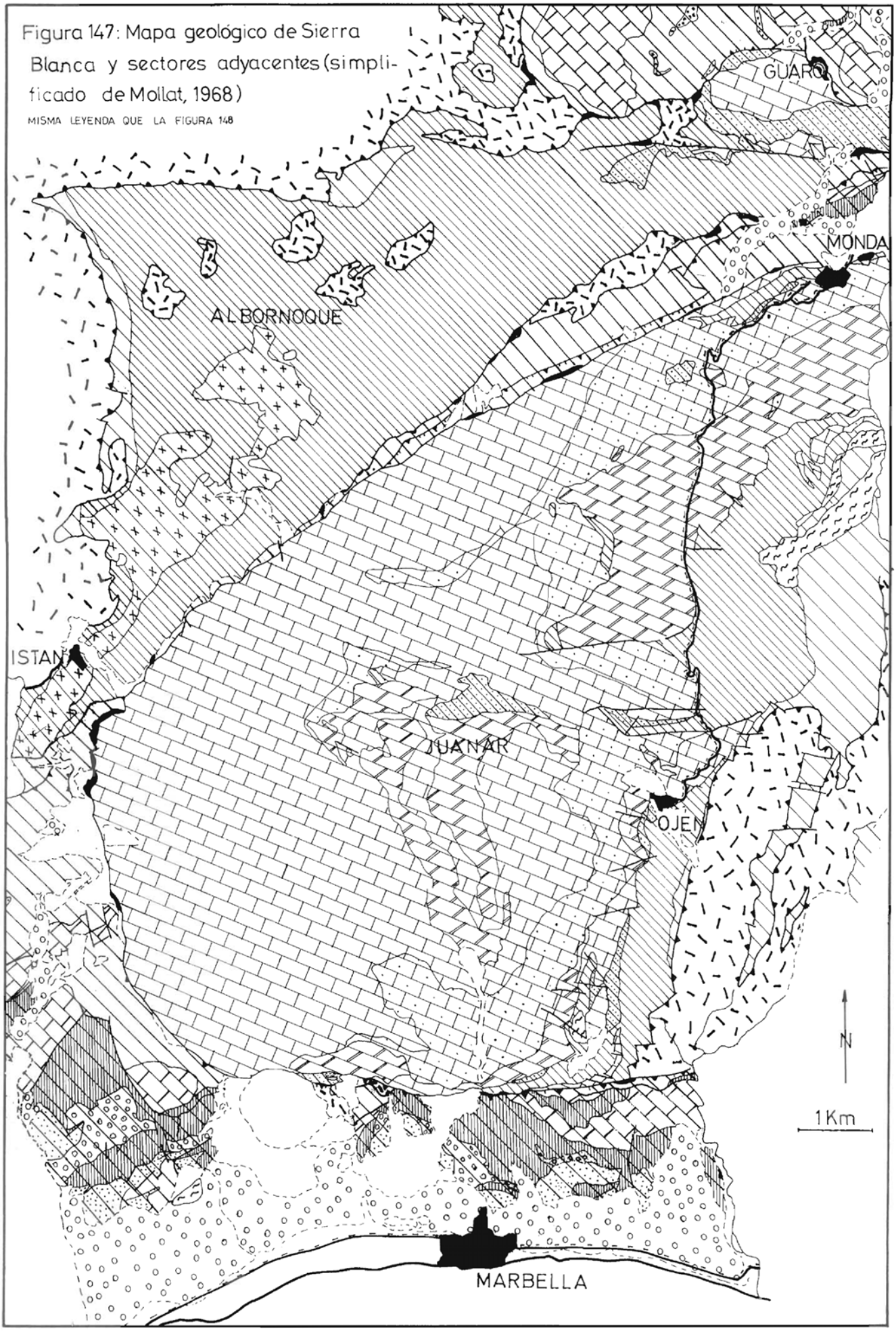
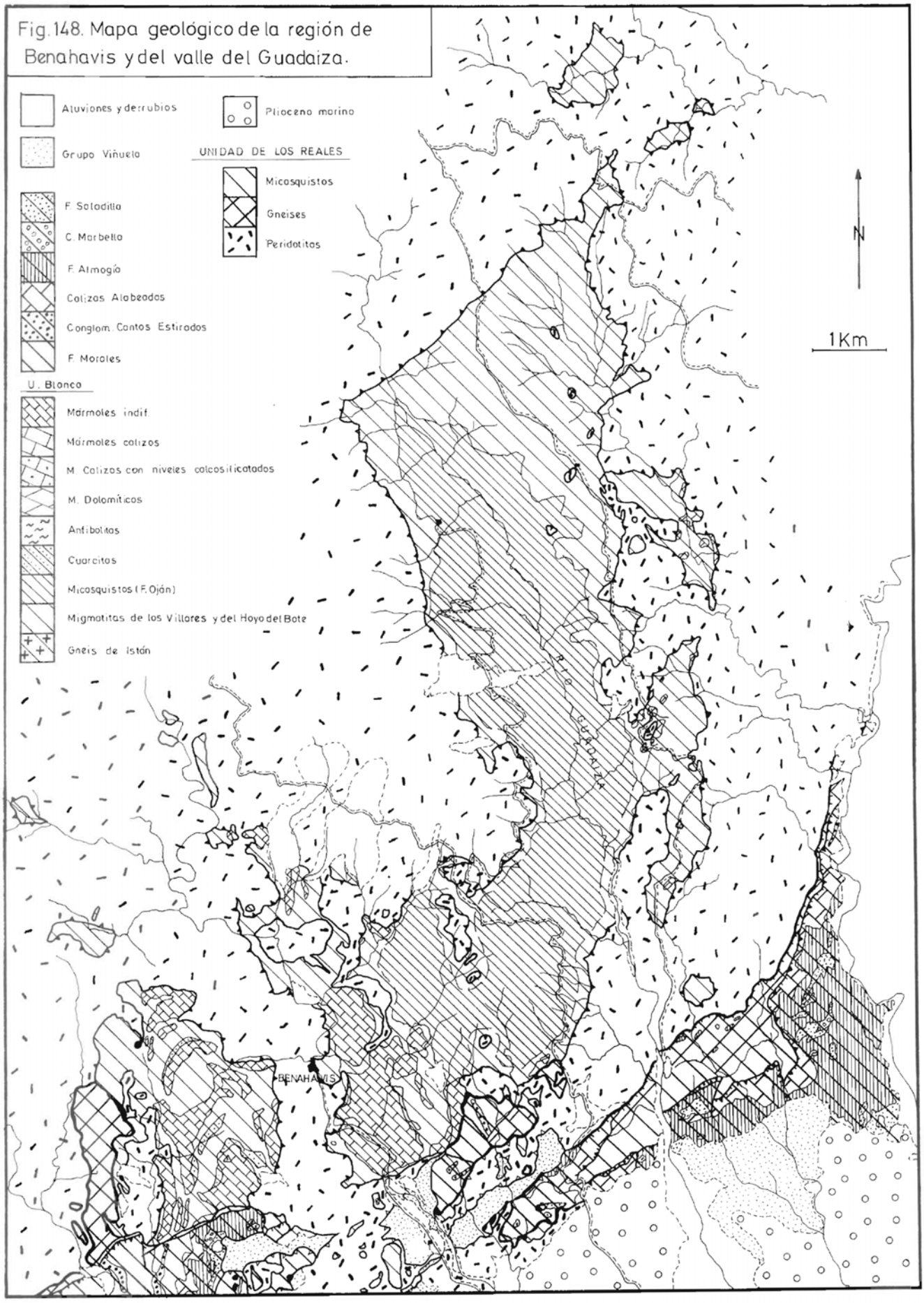


Figura 147: Mapa geológico de Sierra Blanca y sectores adyacentes (simplificado de Mollat, 1968)

MISMA LEYENDA QUE LA FIGURA 148

Fig. 148. Mapa geológico de la región de Benahavis y del valle del Guadaiza.



altos y que, por tanto, debían ser originalmente los más profundos de la secuencia estratigráfica. Sin embargo, el aumento del metamorfismo no tiene por qué guardar una relación simple con la posición estratigráfica original; de hecho no la guarda a la escala regional, ya que está determinado por factores no tanto estratigráficos como petrológicos y estructurales, verbigracia la proximidad de las peridotitas. En efecto, mientras que en las Sierras Blanca y de Mijas los mármoles se encuentran lejos de las peridotitas, en los restantes afloramientos, en concreto en la Sierra de Cártama y sobre todo en la región de Benahavís, los mármoles están en contacto con las peridotitas. Estos hechos han determinado el que la correlación entre los materiales de la unidad de Blanca en los sectores occidentales y orientales no sea fácil de realizar y explica los diferentes criterios cartográficos empleados y términos litológicos introducidos por los diferentes autores, así como la diferente posición asignada a cada tramo en la columna estratigráfica sintética de la unidad (Fig. 149).

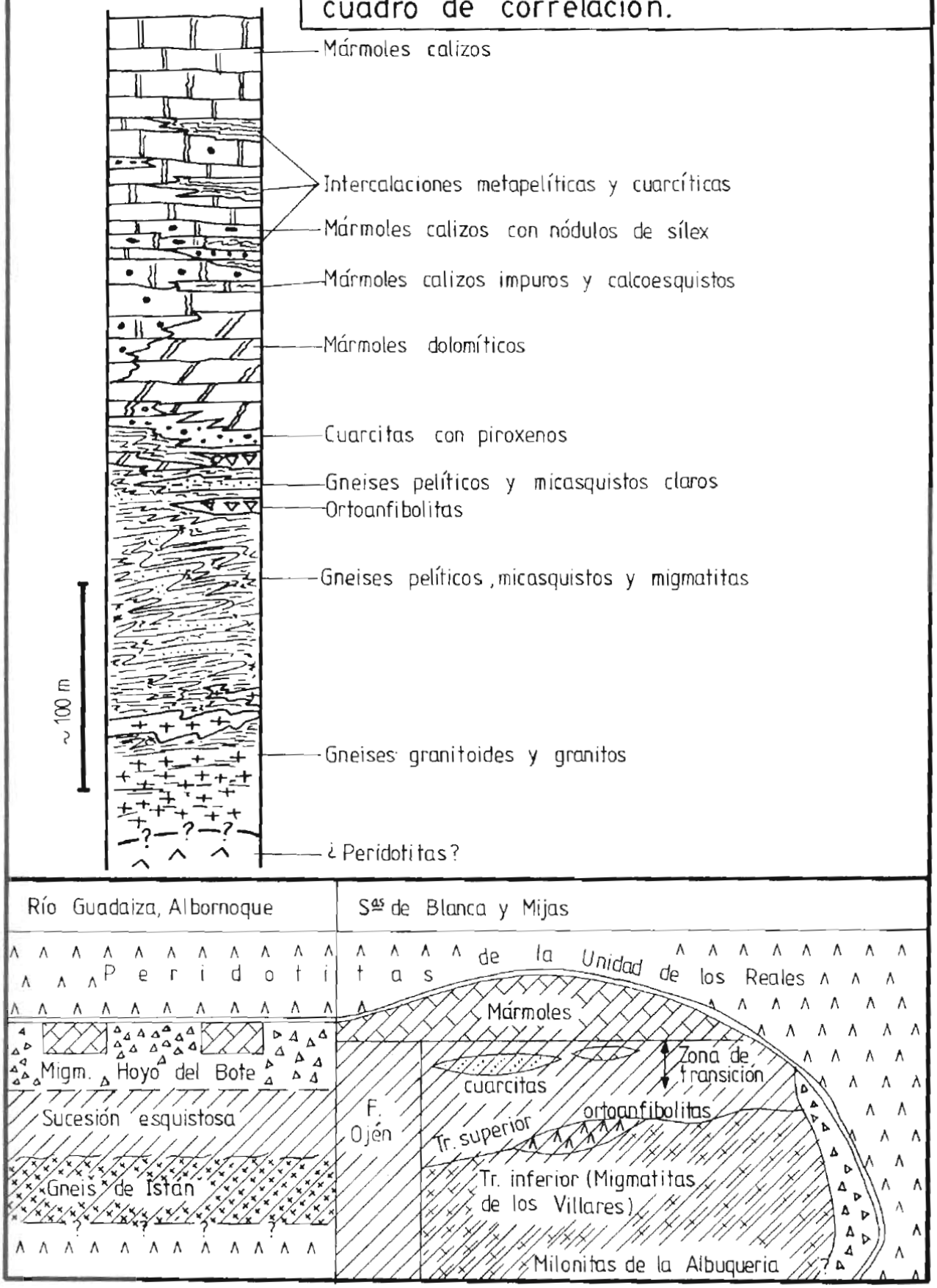
2.2.2.2.- El conjunto metapelítico.

2.2.2.2.1.- Materiales representados. Relaciones estratigráficas.

Establecer una litoestratigrafía mínimamente fiable de los materiales metapelíticos del conjunto inferior de la unidad de Blanca no es tarea nada fácil. La intensísima deformación interna, el alto grado de metamorfismo y la extendida migmatización que los afecta hacen muy hipotética cualquier tentativa de reconstrucción de la sucesión estratigráfica original. De hecho, algunos de los términos litológicos que se pueden diferenciar en cartografía no guardan ninguna relación con la posición estratigráfica primitiva, puesto que son tectonitas o movilizados anatécticos cuyo origen se debe a factores petrológicos y estructurales. Así los materiales que **Buntfuss (1970)** cartografió y describió en la ventana del Guadaiza como **"Gneis cordierítico** (Cordieritgneis), más tarde denominados por **Tubía (1985a) Migmatitas del Hoyo del Bote**, (Fig. 149), forman un conjunto litológico geométricamente discordante con respecto al resto de la sucesión metapelítica infrayacente, que incluso incluye localmente importantes paquetes de mármoles y cuarcitas (p.e. en la región de Benahavís-Monte Mayor) y que carece de significado estratigráfico, ya que su situación y origen han sido determinados por el cabalgamiento en caliente de las peridotitas. No obstante, como se puede deducir tanto de su posición geométrica como del hecho de que incluya masas importantes de mármoles y cuarcitas, parece razonable admitir que estas rocas se formaron principalmente a expensas de los términos superiores de la unidad de Blanca, en sus afloramientos más septentrionales y occidentales, en los cuales la secuencia estratigráfica tectónicamente infrayacente a las peridotitas parece situarse en posición globalmente normal.

Por debajo de las rocas arriba mencionadas se encuentra una potente sucesión metapelítica que **Buntfuss (1970)** denominó **gneis andalucítico** (Andalusitgneis) en la ventana del Guadaiza y que **Tubía**

FIGURA 149.- Serie sintética de la unidad de Blanca y cuadro de correlación.



(1985a) ha incluído en los "esquistos cuarcíticos del Manto del Guadaiza". Ambos tipos de materiales no fueron diferenciados en cartografía por **Mollat (1968)** en la región de los Montes del Albornoque, pero sí un conjunto de gneises lencocráticos y migmatitas que constituyen la base de la sucesión metapelítica, y que afloran ampliamente en la región de Istán (Fig. 148). Todos estos materiales fueron incluídos por este autor en su **gneis superior** (Hangende Gneise). Los **Gneises o migmatitas de Istán (Westerfhof, 1975; Tubía, 1985a)** parecen ser los términos más profundos de la sucesión metapelítica de la unidad de Blanca. Su presencia y posición sugiere, en principio, la existencia de un importante foco de calor, capaz de producir la anatexia de los niveles profundos de la serie; en otras palabras, parece indicar la existencia de peridotitas a la base de la unidad de Blanca. Esta opinión, que fue ya defendida por **Orueta (1917)** y **Blumenthal (1949)** y que parece confirmada por la cartografía y cortes de **Buntfuss (1970)** y **Mollat (1968)** en algunos puntos, ha sido rechazada por **Navarro-Vilá y Tubía (1983)** quienes sostienen que la totalidad de las peridotitas reposan sobre la unidad de Blanca y pertenecen a la unidad de los Reales.

A diferencia de lo que sucede en los Montes del Albornoque y en el río Guadaiza, en la alineación metapelítica que se alarga desde Ojén a Benalmádena la secuencia estratigráfica está invertida, como ha señalado **Mollat (1968)**. Este autor diferenció en su mapa geológico dos conjuntos cartográficos principales (Fig. 147) que denominó **gneis superior** (Hangende gneise) al más profundo estratigráficamente hablando (pero superior geométricamente al estar a serie invertida), y **Zona de transición** (Ubergangszone) al más alto. Las rocas de la "Zona de transición" contactan directamente con el conjunto de mármoles, frecuentemente por medio de unos niveles de cuarcitas y transicionan gradualmente a ellos, por lo que deben ser considerados desde un punto de vista estratigráfico, como un tramo superior del conjunto metapelítico **(Salobreña, 1977)**, que fue redefinido por **Westerhof (1975)** como **Formación Metapelítica de Ojén.** Por su parte, **Tubía (1985a)** ha designado a las rocas del **Tramo inferior** (= Gneis superior de **Mollat, 1968)** como **Migmatitas de los Villares,** y dentro de ellas ha diferenciado a la banda blastomilonítica que jalona el contacto con las peridotitas de Sierra Alpujata con el nombre de **Milonitas de la Albuqueria.**

Si se coloca la serie en posición normal uno tiende a correlacionar los gneises y migmatitas del tramo inferior de la Formación Ojén (=Migmatitas de los Villares) con los de la región de Istán, hipótesis que fue la adoptada por **Mollat (1968)**. Sin embargo, **Westerhof (1975)** señaló que existen diferencias litológicas y petrográficas entre las rocas de ambas regiones, lo que obliga a aceptar con cautela esta correlación (cf. también, **Tubía, 1985a)**. En mi opinión las Migmatitas de los Villares son rocas genéticamente equivalentes a las Migmatitas del Hoyo del Bote, que se formaron a consecuencia de la superposición tectónica de las peridotitas, pero que se originaron

en un nivel estructural inferior, mientras que estas últimas se formaron sobre todo a partir de rocas procedentes de los niveles superiores de la serie estratigráfica. Si esta hipótesis es correcta, se puede proponer la correlación estratigráfica que se presenta en la figura 149 .

2.2.2.2.2.- Características litológicas.

La totalidad de las rocas del conjunto metapelítico han sido afectadas por un metamorfismo de alto grado que ha condicionado en muchos casos la fusión parcial. Tal es el caso de las Migmatitas de Istán, de los Villares y del Hoyo del Bote **(Tubía, 1985a)**. Todas ellas son rocas de colores claros (rojizos por alteración superficial), que están básicamente formadas por feldespato potásico, plagioclasa y cuarzo, a los que se añaden otros minerales como cordierita, biotita sillimanita y granate, en cantidades variables según los casos y con frecuencia visibles a simple vista o con la lupa. El aspecto de campo y la constitución petrográfica difieren en el detalle, pero tal vez las diferencias macroscópicas más apreciables sean: el color más claro y la ausencia o escasez de enclaves en las Migmatitas de Istán frente a las otras dos, y el tamaño de grano más grueso de las Migmatitas de los Villares frente a las del Hoyo del Bote.

Las **Migmatitas y gneises de Istán** pueden considerarse en muchos casos como verdaderos granitos, y transicionan gradualmente a la sucesión esquistosa por aparición progresiva de un bandeado gneísico. Los datos petrográficos **(Tubía, 1985a)** sugieren que esta migmatización tuvo lugar en condiciones estáticas. Por el contrario, en las **Migmatitas de los Villares y del Hoyo del Bote (Tubía, 1985a)** abundan las evidencias de que la migmatización tuvo lugar, al menos en parte, en condiciones dinámicas, como ya sugirió **Lundeen (1978)** en el río Guadaiza. En la región del Hoyo del Bote, en particular, en muchos casos son rocas con un aspecto de brechas, cuyos clastos (enclaves), tienen a veces inmensiones muy notables, de hasta varios decímetros, son francamente angulosos, heterométricos, de naturaleza gneisica, migmática o restítica y se encuentran empastados por una matriz cristalina granuda, de tamaño diverso y apariencia ígnea. En otros casos se observan texturas y estructuras típicas de las blastomilonitas, con cuerpos rocosos ovoidales aplastados y empastados por una matriz fluidal que muestra claros indicios de haber sufrido una deformación sinmetamórfica dúctil. Ambos tipos de rocas aparecen relacionadas lateralmente entre sí y en las proximidades de los contactos con las peridotitas de la unidad de los Reales. Incluso es corriente observar clastos de blastomilonitas dentro de la masa rocosa de aspecto bréchico. Todo ello parece apoyar la existencia de un contacto mecánico importante a la base de las peridotitas, en el que se produjo una tectonización sinmetamórfica polifásica de alto grado en condiciones mecánicas predominantemente dúctiles, pero con episodios de relativa fragilidad que explicarían la formación de estas brechas.

Las rocas de la **sucesión esquistosa del río Guadaiza** y de los Montes del Albornoque son principalmente gneises pelíticos, micasquistos y cuarzomicasquistos ricos en biotita, de colores pardos oscuros, y suelen estar muy alterados. Dentro de ellos aparecen intercalaciones migmátíticas leucocráticas, progresivamente menos importantes al alejarse de las peridotitas. En el campo, son rocas de aspecto muy parecido al de las que constituyen la mayor parte de la sucesión metapelítica (Formación del Puerto de los Guardas) de la unidad de Los Reales. El aspecto de estas rocas, que son de colores oscuros, incluso negros en corte fresco (véase, p.e., el corte de la carretera de Ronda a San Pedro de Alcántara) difiere del que presentan las rocas del **tramo superior** (Ubergangszone de **Mollat, 1968**) de la **Formación Metapelítica de Ojén**, que son de colores pardos y grisáceos más claros, incluso amarillentos. Estas últimas son principalmente micasquistos biotíticos y cuarcitas, que pasan gradualmente hacia abajo a gneises pelíticos más oscuros de aspecto muy parecido al de las rocas del río Guadaiza y del Albornoque, que marcan la transición, por aparición progresiva de diferenciados migmatíticos, al tramo inferior (Migmatitas de Los Villares). No obstante existe un contacto tectónico que separa la masa principal de las migmatitas del resto de la sucesión metapelítica (**Salobreña, 1977; Tubía, 1985a**).

En la parte alta del tramo inferior de la Formación de Ojén, pero tambien en el tramo superior e incluso cerca del conjunto de mármoles pueden aparecer intercalaciones lateralmente discontinuas de **ortoanfibolitas**. Están bien desarrolladas al N de Ojén (**Mollat, 1968; Salobreña, 1977**). En el borde meridional de la Sierra de Mijas se reconocen rocas equivalentes ya descritas por **Biot (1971)**, en este caso situadas prácticamente en contacto con la formación carbonatada. Estas rocas son de color verde oscuro, compactas, ligeramente esquistosas o, al menos, bandeadas. Han sido interpretadas por **Mollat (1968)** y **Salobreña (1977)** como antiguas ofitas o, en general, rocas volcánicas o subvolcánicas básicas interestratificadas en la secuencia sedimentaria original. En otros puntos, hacia la parte superior de la formación metapelítica, aparecen intercalaciones de cuarcitas o cuarzoesquistos, así como lentejones de mármoles con poca continuidad lateral. Al SO de Benahavís (en los alrededores del Monte Mayor), al S de Ojén y en la región de Guaro, son bien visibles estas intercalaciones cuarcíticas. Rocas equivalentes, junto con micasquistos y gneises pelíticos, aparecen en Los Llanos del Juanar, aunque en este punto es difícil decidir si forman parte del sustrato del conjunto carbonatado (**Tubía, 1985a**) o si se trata de intercalaciones dentro de éste (**Salobreña, 1977**), hipótesis que me parece más probable.

2.2.2.2.3.- Descripción petrográfica.

Diversos autores (**Loomis, 1972a; Westerhof, 1975; Salobreña, 1977; Torres-Roldán, 1979b, 1981b, 1983; Tubía, 1985a**) han realizado estudios petrológicos detallados sobre los terrenos de la unidad de Blanca. Por mi parte solo he estudiado, con la inestimable ayuda de A.

Estévez, algunas muestras recogidas en la ventana del Guadaiza, a lo largo de la pista forestal que, desde la Fuenfría y por el Puerto del Robledal, desciende al Hoyo del Bote, Casa de Meliche, Sierra de las Apretaderas y, por último, a San Pedro de Alcántara. Por lo que se refiere a los restantes afloramientos, reproduciré brevemente los resultados de autores precedentes.

En los micasquistos y gneises pelíticos se puede constatar, al igual que en otras unidades alpujárrides, que la esquistosidad más patente en el campo se corresponde con una S_2, dentro de la cual se reconocen vestigios de una S_1. Localmente puede aparecer una S_3 de crenulación. Asociada a la formación de la esquistosidad hay una blastesis sincinemática, pero la etapa de blastesis más importante tuvo lugar después de la formación de S_2 y, en su caso, S_3, en condiciones principalmente estáticas. Esta blastesis parece haber sido sincrónica con los procesos de migmatización y, eventualmente, milonitización que han afectado a ciertas porciones de la unidad de Blanca. Finalmente, se detecta una generalizada etapa de metamorfismo retrógado que, posiblemente, estuvo relacionada con la generalización de las perturbaciones orogénicas.

En las **Migmatitas y Gneises de Istán (Tubía, 1985a)** la textura es más propia de una roca ígnea que de una roca metamórfica, lo que, entre otros rasgos, evidencia un avanzado grado de fusión parcial. Se trata de rocas granudas con textura porfiroblástica, formadas por **plagioclasas** idiomorfas con zonación normal y bordes mirmequíticos, grandes cristales de **feldespato potásico** xenomorfo con desmezcla pertítica y **cuarzo** intersticial. Además aparecen biotita y cordierita, muy alterada en general, y restitas de textura lepidoblástica formadas por biotita, sillimanita, cordierita, cuarzo y turmalina. La mineralogía y los datos petrográficos sugieren que la migmatización tuvo lugar en condiciones estáticas.

En el **tramo inferior (Migmatitas de los Villares de Tubía, 1985a)** de la **Formación metapelítica de Ojén (Westerhof, 1975; Salobreña, 1977)** la mineralogía es muy parecida a la de las rocas descritas más arriba, pero la foliación gneísica es más patente, suele aparecer granate en pequeñas cantidades, asociado a cordierita, y la sillimanita es algo más frecuente. En las **Milonitas de la Albuqueria (Tubía, 1985a)**, además de aparecer una marcada foliación milonítica, se reconoce una disminución del contenido en feldespato potásico y cordierita, al tiempo que aumenta la biotita, la sillimanita y el granate al acercarse a las peridotitas cabalgantes. Los niveles anfibolíticos son de mineralogía variada **(Westerhof, 1975)** y tamaño de grano diverso: las situadas en zonas más profundas y metamórficas son de grano grueso, están foliadas y contienen plagioclasa, clinopiroxenos anfíboles y titanita; otras, también presentes en el tramo superior son de grano fino, masivas, y contienen granate o biotita producto de la alteración de los anfíboles **(Salobreña, 1977)**.

En los **micasquistos y gneises** del río Guadaiza y el Albornoque, la esquistosidad es bien patente y está principalmente determinada por cuarzo y biotita roja. Además aparece andalucita postesquistosa, en porfiroblastos alargados que se disponen preferentemente en los planos de esquistosidad y confieren a la roca un aspecto muy similar a la de algunas rocas de la unidad de los Reales. También aparecen estaurolita (**Tubía, 1985a**), granate con carácter residual, tal vez sincinemático de S_1, y sobre todo sillimanita (fibrolita), además de plagioclasa y cordierita postesquistosas en los niveles más cercanos a las Migmatitas del Hoyo del Bote, que muestran ya indicios de milonitización. Dentro de estas rocas pueden aparecer diferenciados leucocráticos de composición cuarzofeldespática, formados por cuarzo, feldespato potásico (con macla de Carlsbad), plagioclasa, cordierita, biotita y mica blanca.

En las rocas del **tramo superior de la Formación de Ojén** la esquistosidad suele aparecer bastante obliterada por la blastesis estática posterior (**Salobreña, 1977**). Está determinada por biotita y sillimanita, que también pueden aparecer desorientadas; otros minerales presentes son la plagioclasa y el feldespato potásico, que son postesquistosos, y el granate, sincinemático de la S_2. No obstante, **Westerhof (1975)** encontró, en estas rocas, vestigios de una asociación pre-S_2 y sin-S_1 formada por granate, distena, plagioclasa y feldespato potásico. Además aparecen como accesorios apatito, rutilo, circón, mena metálica, epidota, mica blanca y clorita, siendo estos dos últimos minerales el producto de reacciones retrometamórficas (**Salobreña, 1977**). Dentro de este tramo, sobre todo hacia su parte alta, aparecen intercalaciones de cuarcitas principalmente formadas por cuarzo, piroxenos, anfíboles, plagioclasa y titanita (**Westerhof, 1975; Salobreña, 1977**).

Las muestras que he recogido en la región del Hoyo del Bote (Migmatitas del Hoyo del Bote de **Tubía, 1985a**) son de textura bréchica, granoblástica, microgranuda o blastomilonítica, según los casos. Los minerales que las componen son cuarzo, biotita roja, mica blanca, feldespato potásico, plagioclasa y cordierita, además de titanita, circón, mena metálica (probablemente magnetita) y, finalmente, clorita y sericita, producto de la alteración de minerales preexistentes. El cuarzo puede aparecer corroído y a veces en "ribbon". Puede estar englobado por el feldespato potásico (microclina con desmezcla pertítica). Las plagioclasas, que presentan bordes mirmequíticos y zonación normal (An-40-30 a An-25-30), y la cordierita, que suele estar alterada a pinnita, pueden contener una esquistosidad antigua, probablemente S_2, y a la vez son previas a la milonitización ya que tienden a formar ojos y estructuras amigdalares rodeadas por una matriz que muestra una clara foliación. La titanita puede ser muy abundante e incluso aparece zonada. Las micas, junto con el cuarzo, determinan la foliación en algunos casos; en otros aparecen completamente desorientadas, así como el feldespato potásico y la turmalina, a consecuencia de una blastesis tardía en condiciones estáticas.

2.2.2.3.- Los mármoles.

2.2.2.3.1.- Materiales representados. Relaciones estratigráficas.

Al igual que sucede en el conjunto metapelítico antes descrito, establecer una litoestratigrafía dentro del conjunto de mármoles es tarea ardua, ya que el grado de replegamiento que afecta a estos materiales es especialmente intenso. A las complicaciones estructurales hay que añadir las derivadas del metamorfismo asociado a la base de la peridotitas cabalgantes, que contactan directamente con los mármoles en la Sierra de Cártama y la región de Benahavís, y que han provocado una intensísima recristalización de estas rocas que hace muy difícil el reconocimiento de términos diferentes dentro del paquete carbonatado. Por todo ello ni los términos litológicos son exactamente equivalentes de unos puntos a otros ni las relaciones geométricas entre cada uno de ellos son iguales en todos los cortes, lo que conlleva la asignación de una posición estratigráfica distinta por cada autor.

Básicamente se pueden distinguir, dentro del conjunto carbonatado (Fig.147,149), mármoles calizos y mármoles dolomíticos puros, mármoles impuros con abundantes intercalaciones calcosilicatadas y, por último, intercalaciones metapelíticas y cuarcíticas. Todas estas rocas forman masas perfectamente diferenciables en cartografía (Fig. 147). En mi opinión, las relaciones litoestratigráficas generales se pueden establecer en la mitad oriental de Sierra Blanca (región de Ojén) sobre todo al N de esta localidad (Fig. 147) y en la Sierra de Mijas, aunque no hay que olvidar que la serie está en buena parte invertida en ambas regiones. En los bordes meridional y occidental de Sierra Blanca el grado de replegamiento enmascara considerablemente las relaciones estratigráficas.

La transición entre los conjunto metapelítico y carbonatado se efectúa (Fig. 147) gradualmente, mediante una zona estrecha en la que alternan gneises pelíticos, y micasquistos, cuarcitas, anfibolitas y mármoles calizos. Estratigráficamente hacia arriba pasan a un potente paquete de mármoles dolomíticos bastante puros, que constituyen la mayor parte de la Sierra de Mijas, así como los relieves calcáreos existentes al N de la Sierra Alpujata y de Ojén, y se prolongan lateralmente por el borde oriental de Sierra Blanca formando una estrecha banda. En la región del Juanar afloran ampliamente, muy replegados, ocupando el núcleo de grandes estructuras anticlinales de morfología isoclinal (pliegue de Puerto Rico de **Mollat, 1968**) y asociados a niveles de mármoles dolomíticos muy ricos en silicatos calcicos (**Orueta, 1917**). Los mármoles dolomíticos pasan hacia arriba a un conjunto de mármoles calizos impuros, que forman una banda bastante continua que se extiende desde Monda a la región de Ojén, y que fue diferenciada por **Mollat (1968)** en cartografía (Fig. 147). No puede descartarse completamente el que entre estos dos tipos de mármoles

también exista una transición en sentido lateral. Localmente, entre los mármoles dolomíticos y los mármoles calizos impuros aparecen intercalaciones de metapelítas y cuarcitas, bien visibles en los Llanos de Purla y la región del Juanar, en Sierra Blanca, así como en la zona central de la Sierra de Mijas, pero en estos casos se encuentran en serie invertida. Otras intercalaciones metapelíticas importantes se encuentran dentro del paquete calizo; de ellas se puede destacar aquélla sobre la que se asienta Monda. Finalmente, la serie culmina con un potente tramo de mármoles calizos bastante puros, que afloran, intensamente replegados, en la Sierra Canucha y en la mitad occidental de la Sierra Blanca.

Esta sucesión estratigráfica general del conjunto carbonatado, que está recogida en la figura 149 , difiere de la establecida por **Tubía (1985a)**, para quien los mármoles calizos subyacen estratigráficamente en su conjunto a los mármoles dolomíticos. Es cierto que existen unos niveles de mármoles calizos en la base del conjunto carbonatado como se puede observar, en secuencia invertida, en los alrededores de Ojén; sin embargo, a la escala regional se constata, y la cartografía así lo evidencia (Fig. 147), que es sobre todo un gran paquete dolomítico el que se sitúa en posición estratigráfica más baja (véase, también, la opinión de **Salobreña, 1977**), adyacente al conjunto metapelítico, mientras que el gran paquete de mármoles calizos aparece cartográficamente alejado de éste. Tanto a lo largo de la carretera de Ojén a Monda como en el borde meridional de la Sierra de Mijas se puede observar claramente sobre el terreno esta situación. En el Juanar reaparecen los mármoles dolomíticos a favor de apretados pliegues anticlinales casi isoclinales, en el nucleo del domo que afecta al conjunto de la Sierra Blanca, en el cual la erosión ha exhumado a los niveles más profundos de la serie. Los niveles metapelíticos y cuarcíticos que, en mi opinión, se encuentran intercalados en zonas relativamente altas dentro de la secuencia carbonatada serían, según **Tubía (1985a)**, intercalaciones de posición relativamente baja en la serie ya próximas al conjunto metapelítico, que aparecerían a favor de apretadas estructuras anticlinales. Sin embargo, la aparición de estos niveles pelíticos dentro de la serie carbonatada no tiene por qué ser considerada como algo excepcional, sobre todo si se tiene en cuenta que en otras unidades alpujárrides, como por ejemplo en la unidad de Yunquera, aparecen intercalaciones litológicamente similares, aunque menos metamórficas, entre un conjunto de mármoles calizos y otro de mármoles dolomíticos. Por último, la interpretación estratigráfica de **Tubía (1985a)** le lleva a proponer una estructura para el sector occidental de la Sierra Blanca que, en mi opinión, resulta muy difícil aceptar.

2.2.2.3.2.- Características litológicas.

Los **mármoles dolomíticos** son de aspecto masivo y de color gris más o menos oscuro según los puntos, debido a la meteorización

superficial. En general son muy cristalinos y puros, blancos en corte fresco, fétidos y de aspecto sacaroide; en otras ocasiones son rosados o ligeramente amarillentos, sobre todo cuando contienen intercalaciones calcosilicatadas. A veces presentan un ligero fajeado. En la Sierra de Mijas contienen algunas mineralizaciones de plomo y plata, que ya fueron señaladas por **Orueta (1917)**. En mi opinión estas minas se sitúan hacia la parte alta del paquete dolomítico.

Los **mármoles calizos** reposan normalmente sobre los dolomíticos. En la Sierra de Cártama, sin embargo, reposan directamente sobre el conjunto metapelítico. En la ladera oriental de la Sierra Blanca los mármoles calizos, en este caso con abundantes bandas de silicatos cálcicos, predominan frente a los dolomíticos, que quedan restringidos a afloramientos estrechos y relativamente pequeños, que se ubican en los bordes de la Sierra. El diferente desarrollo de los mármoles dolomíticos en los alrededores de Ojén y al N de esta localidad obliga a plantearse la posibilidad de que exista, en esta región, un cambio lateral entre mármoles dolomíticos y calizos.

Los **mármoles más impuros**, esto es los que contienen intercalaciones silicatadas más abundantes, están por lo general en contacto con las dolomías y son de color gris azulado. A veces contienen gruesos nódulos de cuarzo **(Salobreña, 1977; Tubía, 1985a)** que tal vez corresponden a antiguos nódulos de sílex. Los **mármoles más puros** afloran extensamente en Sierra Canucha y son de colores más claros, blancos o grises dependiendo del contenido en grafito. En general se presentan formando bancos de espesor decimétrico o mayor, en cuyo interior se reconoce un fajeado intensamente replegado.

Los **niveles ricos en silicatos cálcicos** parecen corresponder a antiguos niveles de la secuencia sedimentaria original de composición margoso-dolomítico-calcárea, finamente estratificados. Se pueden reconocer intercalaciones de esta litología a diversas alturas dentro del conjunto carbonatado, pero existen niveles de cierto espesor y continuidad lateral al techo del paquete de mármoles dolomíticos, como fué diferenciado en cartografía por **Salobreña (1977)**. En relación con estos niveles aparecen también intercalaciones metapelíticas y cuarcíticas de colores pardoanaranjados y aspecto parecido al de los términos superiores de la Formación Ojén. El afloramiento más extenso de estas rocas es el del Juanar, en el centro de Sierra Blanca. Intercalaciones equivalentes también existen en la Sierra de Mijas, donde ya fueron reconocidas y cartografiadas por **Blumenthal (1949)**.

2.2.2.3.3.- Descripción petrográfica.

Los mármoles dolomíticos son, por lo general, muy puros y están casi exclusivamente constituidos por dolomita. Al microscopio muestran una textura granoblástica y tamaño de grano grueso. En las

intercalaciones calcosilicatadas del Juanar que aparecen dentro de los mármoles dolomíticos, la mineralogía es más compleja. **Salobreña (1977)** ha reconocido calcita, dolomita, diópsido, forsterita, flogopita, clinohumita y espinela, además de talco y clorita producto del retrometamorfismo de los minerales precedentes. En general los minerales están desorientados, lo que evidencia que la cristalización se produjo en condiciones estáticas.

Los mármoles calizos están constituidos de forma casi exclusiva por calcita, con cantidades acesorias de cuarzo, mica, talco y menas opacas. Las rocas calcosilicatadas incluídas en los mármoles calizos presentan una textura esquistosa (probablemente S_2) marcada por mica blanca, talco y menas principalmente. **Salobreña (1977)** ha reconocido en estas rocas además, calcita, diópsido, plagioclasa y escapolita; estos tres últimos minerales son posteriores a la esquistosidad. Una paragénesis posterior formada por pargasita y talco desorientados se origina por retrometamorfismo de los minerales preexistentes.

En las intercalaciones metapelíticas se reconocen localmente estructuras migmatíticas que evidencian una fusión parcial. A veces es posible diferenciar una esquistosidad antigua (S_1) que ha sido casi completamente obliterada por otra posterior (S_2) **Salobreña (1977)** ha reconocido cuarzo, biotita marrón, sillimamita, feldespato potásico, plagioclasa (oligoclasa), cordierita y mena. Los feldespatos muestran texturas helicíticas con inclusiones de biotita y sillimamita plegadas.

2.2.4.- Metamorfismo.

Mis propios datos son insuficientes para realizar un estudio del metamorfismo de la unidad de Blanca. Sin embargo, diversos autores **(Loomis, 1972a; Westerhof, 1975; Salobreña, 1977; Lundeen, 1978; Torres-Roldán, 1979b, 1981b, 1983; Tubía, 1985a)** se han ocupado suficientemente de estos aspectos, por lo que resumiré sus conclusiones a continuación.

Westerhof (1975) ha sido el autor que ha podido precisar con más detalle la naturaleza y condiciones del metamorfismo antes de la formación de la esquistosidad principal S_2. La presencia esporádica de relictos sincinemáticos de la S_1 formados por la asociación

plagioclasa + granate + distena + feldespato potásico + cuarzo

en los niveles intermedios y profundos de la Formación Ojén, indican que la primera fase de metamorfismo, sin-S_1, se originó a altas presiones y temperaturas, del orden de 8-9 kb y 725+50ºC. Durante esta misma fase tuvo lugar la formación de las asociaciones con piroxeno en los niveles cuarcíticos, y también la de la asociación mineral

clinopiroxeno + granate + plagioclasa + cuarzo

que se reconoce en los niveles de ortoanfibolitas.

Durante la formación de la S_2 se produjo la blastesis generalizada de biotita y sillimanita en todo el conjunto metapelítico, lo que junto con el reemplazamiento de la distena, y la transformación en anfiboles de los piroxenos de las cuarcitas y las anfibolitas denota una caída apreciable de la presión. En los mármoles dolomíticos impuros se generalizó la asociación de:

tremolita + diópsido + calcita + dolomita

a los que se añaden, en ciertos niveles de composición apropiada, olivino y otros anfíboles (hornblenda, gedrita). Según **Westerhof (1975)**, las temperaturas se mantuvieron, durante este episodio, en valores análogos a los de la fase anterior (725+50ºC) pero las presiones descendieron a unos 7-8 kb. En los micasquistos del Guadaiza las condiciones de temperatura parecen haber sido algo más bajas a juzgar por la asociación de:

estaurolita + sillimanita + biotita

que indica presiones intermedias y temperaturas no inferiores a 525-550ºC **(Tubía, 1985a)**.

La fase de blastesis estática post-S_2 enmascara las asociaciones originadas en las fases precedentes. Por ello la mayor parte de los autores solo se refieren a ella cuando establecen las condiciones del metamorfismo de la unidad de Blanca. En continuidad con esta fase están los procesos de migmatización que tuvieron lugar en condiciones estáticas (Migmatitas de Istán) y también los procesos de migmatización asociados al cabalgamiento de las peridotitas (Migmatitas de los Villares y del Hoyo del Bote), que tuvieron lugar probablemente en condiciones estáticas y dinámicas alternantes, aunque estas últimas solo originaron una deformación penetrativa en las rocas situadas en los contactos, que fueron intensamente milonitizadas pero no en la totalidad de la masa rocosa de la unidad. La presencia generalizada de biotita, sillimanita, plagioclasa, feldespato potásico y cordierita postesquistosos en los niveles profundos del conjunto metapelítico y en las migmatitas, indican, según diversos autores **(Westerhof, 1975, 1977; Torres-Roldán, 1979b, 1981b, 1983; Lundeen, 1978; Tubía, 1985a)**, temperaturas del orden de 700 a 750ºC y presiones intermedias a bajas, comprendidas entre 3 y 5 kb. según las distintas estimaciones. En los niveles superiores de la Formación Ojén, en el conjunto de mármoles (excepto en las proximidades de las peridotitas cabalgantes) y en la sucesión esquistosa del Guadaiza-Albornoque, las temperaturas debieron ser más bajas. **Salobreña (1977)** para el conjunto carbonatado, y **Tubía (1985a)** para el tramo superior de la Formación

Ojén han obtenido unas temperaturas del orden de 600 a 680ºC. En los micasquistos y gneises del Guadaiza, la formación de andalucita postesquistosa probablemente tuvo lugar a temperaturas y presiones aún más bajas.

La caída de presión que se detecta desde el inicio del metamorfismo continuó más tarde y, en parte en relación con los procesos de tectonización y milonitización ligados a la individualización de las unidades tectónicas, provocó un acusado retromorfismo de las asociaciones minerales preexistentes, a consecuencia de la disminución progresiva de la temperatura y, tal vez, la entrada de agua en los sistemas (**Torres-Roldán, 1979b**). Estas transformaciones, en relación con las cuales se formaron sobre todo agregados desorientados de micas blancas, debieron tener lugar a temperaturas inferiores a 500ºC y a presiones de menos de 2 kb.

2.3.- La Unidad de Los Reales.

2.3.1.- Introducción. Afloramientos.

Los grandes macizos ultrabásicos y sus envolturas cristalinas del O de la Zona Bética pertenecen en su mayor parte a una unidad alpujárride que ocupa una posición tectónica muy elevada, cuando no la superior, dentro de la pila de mantos. Esta unidad fue definida por **Dürr (1967)** como unidad de Casares, pero como ya he señalado, este término ha sido utilizado con sentido diferentes por autores posteriores. Una definición más precisa de la unidad de las peridotitas fue propuesta por **Didon et al. (1973)**, quienes la denominaron unidad de los Reales, dado que los términos pelíticos y carbonatados que afloran en los alrededores de Casares parecen pertenecer a más de una unidad tectónica. Esta denominación ha sido empleada con igual sentido por **Navarro-Vila y Tubía (1983)** y **Tubía (1985a, b)** y será la utilizada en el presente trabajo.

Gran parte de los afloramientos de peridotitas y metapelitas existentes en el área cartografiada son continuación formal de los terrenos aflorantes en el macizo de Los Reales y al O del mismo. Por el contrario, el macizo de la Sierra de Las Aguas se encuentra aislado de los afloramientos antes mencionados. Sin embargo, por su posición tectónica y por su constitución litológica puede ser asignado a la unidad de los Reales sin ningún tipo de reservas.

Un estudio exhaustivo de los materiales que integran esta unidad no ha sido realizado y los reconocimientos efectuados se han limitado al establecimiento de sus rasgos geológicos básicos, al objeto de poder diferenciarlos de los materiales pertenecientes a unidades tectónicas adyacentes.

Los afloramientos metapelíticos de la región Igualeja y Cartajima sólo han sido diferenciados en cartografía. En la Sierra de las Aguas he realizado reconocimientos más detenidos al objeto de establecer la sucesión litológica completa de la unidad en este sector y poder compararla con la sucesión tipo de la región de Jubrique.

Desde un punto de vista litológico (Fig.11,99) la unidad de los Reales se puede subdividir básicamente en dos grandes conjuntos: las peridotitas y las metapelitas que forman su envoltura cristalina. Además de estos dos grandes conjuntos hay que señalar la presencia local de algunos afloramientos pequeños y discontínuos de rocas carbonatadas.

2.3.2.- Las peridotitas y las rocas a ellas asociadas.

2.3.2.1.- Rasgos generales.

El borde interno de la región que he cartografiado aparece constituído por rocas ultrabásicas (peridotitas) que forman parte del denominado "complejo ultramáfico de Ronda" (**Dickey y Nicol, 1979**). Estas rocas, están en contacto tectónico con la unidad de las Nieves, a la que cabalgan, quedando entre ambas una serie de virutas de gneises y mármoles pertenecientes a la unidad de Yunquera. Los afloramientos suroccidentales están en continuidad con el Macizo de Sierra Bermeja o de Los Reales, que ha sido objeto de diversos estudios detallados (**Orueta, 1917; Aguilar et al., 1973; Dickey, 1970; Darot, 1973, 1974; Obata, 1977**). A partir de Yunquera hacia el NE, las rocas ultrabásicas afloran muy serpentinizadas a lo largo que una estrecha banda muy fracturada que casi conecta con otro de los grandes macizos peridotíticos del O de la Cordillera Bética: la Sierra de las Aguas. En este último sólo han sido realizados estudios detallados por **Aguilar et al.** (1973 y en **Anónimo, 1978**). Estos trabajos, junto con los de **Hernández-Pacheco (1967) y Tubía (1985a, b)** sobre el Macizo de Ojén, han establecido los rasgos geológicos principales del complejo ultramáfico de la Cordillera Bética occidental, rasgos que intentaré resumir a continuación.

Las rocas ultrabásicas están casi siempre cubiertas por una costra pardorrojiza originada por rubefacción. En corte fresco los colores son oscuros, de casi negros a verdes más o menos claros dependiendo del grado de serpentinización. El rasgo macroscópico más evidente que presentan estas rocas es una estructura en bancos, a cuyo interior se reconoce un bandeado determinado por la concentración de minerales de distinta composición, bandeado que suele ser visible en superficie de alteración, pero no en corte fresco. A veces, además, aparece una foliación oblicua al bandeado, determinada por la orientación preferente de ciertos minerales (piroxenos, espinelas)

que, no obstante, en otros muchos casos coincide con el bandeado. En las zonas serpentinizadas por causas tectónicas estas estructuras difícilmente se reconocen. **Aguilar et al. (1973), Darot (1973) y Obata (1977)** han medido sistematicamente el bandeado en las peridotitas de Sierra Bermeja y constatado que en los sectores occidentales se orienta según una dirección en torno a NE-SO, mientras que en áreas más orientales se dispone según una dirección aproximadamente perpendicular (NO-SE). El cambio parece producirse a uno y otro lado de una zona de fracturas que se extiende aproximadamente desde Igualeja hasta Benahavís. En el Macizo de Carratraca es predominante esta última orientación, lo que determina un brusco choque de las estructuras planares de las rocas ultrabásicas con las de su envoltura metapelítica al NE de la Sierra de las Aguas.

Los macizos ultrabásicos están mayoritariamente compuestos por olivino, ortopiroxenos y clinopiroxenos, a los que se añaden, en cantidades variables, plagioclasa, espinela y/o granate, además de otros accesorios. Las rocas pueden clasificarse, por tanto, en la mayor parte de los casos, como lherzolitas o como harzburgitas. Asociadas a estas rocas se reconocen, en cantidades menores, dunitas y rocas máficas cuya litología varía entre piroxenitas granatíferas y gabros olivínicos, que aparecen, por lo general, distribuídas en capas paralelas al bandeado y que son más abundantes en los bordes (sobre todo el occidental)de los macizos ultrabásicos. Además dentro de la masa peridotítica y en discordancia geométrica con sus estructuras internas aparecen diversos tipos de rocas ácidas: unos son de naturaleza leucocrática y rellenan diques o filones, el más típico y mayor de los cuales es el de Peñas Blancas (al N de Estepona) y otros aparecen parcialmente englobados por las rocas ultrabásicas cerca de su contacto superior o, sobre todo inferior y, por sus características litológicas y petrográficas, pueden ser considerados como granolitas **(Winkler, 1976)**.

2.3.2.2.- Peridotitas y capas máficas: facies mineralógicas.

Los estudios petrológicos y geoquímicos demuestran **(Dickey y Nicol, 1979)** que el complejo ultramáfico de Ronda es un fragmento metamorfizado de la litosfera inferior (manto superior). En la actualidad no se reconocen en ningún punto las asociones mineralógicas estables cuando el cuerpo peridotítico se individualizó en profundidad, ya que fueron modificadas por metamorfismo en el transcurso de su ascenso y emplazamiento en la corteza. La evolución de las condiciones de presión y temperatura dentro del cuerpo peridotítico se pueden establecer a partir del estudio de las facies mineralógicas de las rocas ultrabásicas y las capas máficas asociadas, y de su distribución espacial en los afloramientos. Dependiendo de la presencia de granate, piroxeno o plagioclasa en las peridotitas, así como de la naturaleza de las capas máficas a ellas asociadas, **Obata (1977)** ha diferenciado cuatro facies mineralógicas que indican condiciones progresivamente más bajas de presión. Son las siguientes:

- Facies de lherzolitas con granate: está formada por diversos tipos de peridotitas con granate que contienen capas de piroxenitas con granate.

- Subfacies Ariegita de la facies de lherzolitas con espinela: está formada por lherzolitas con espinelas, a las que se asocian piroxenitas con granate y con espinela (ariegitas).

- Subfacies Seiland de la facies de lherzolitas con espinela: formada por lherzolitas con espinela o por peridotitas con espinela y plagioclasa, que contienen capas de piroxenitas con espinela y plagioclasa (seiland).

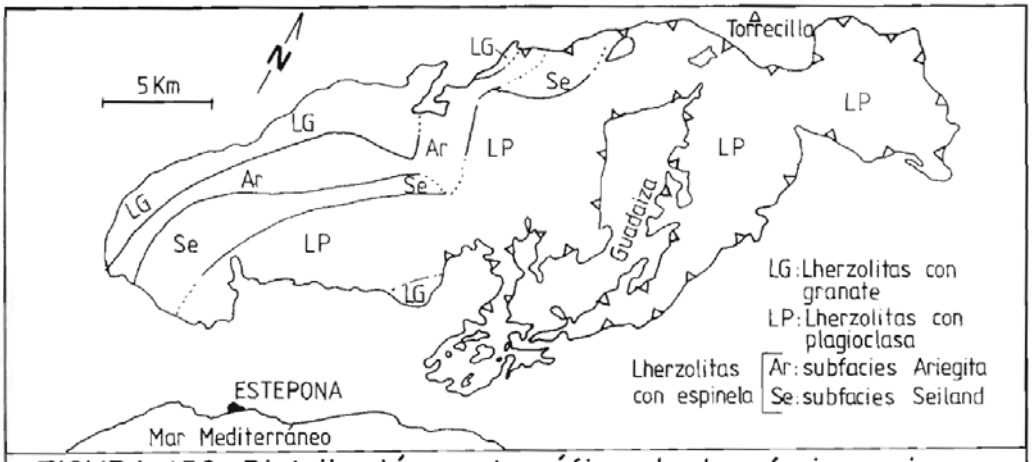


FIGURA 150.-Distribución cartográfica de las facies mineralógicas reconocibles en las peridotitas de Sierra Bermeja, según Obata (1977), algo modificado.

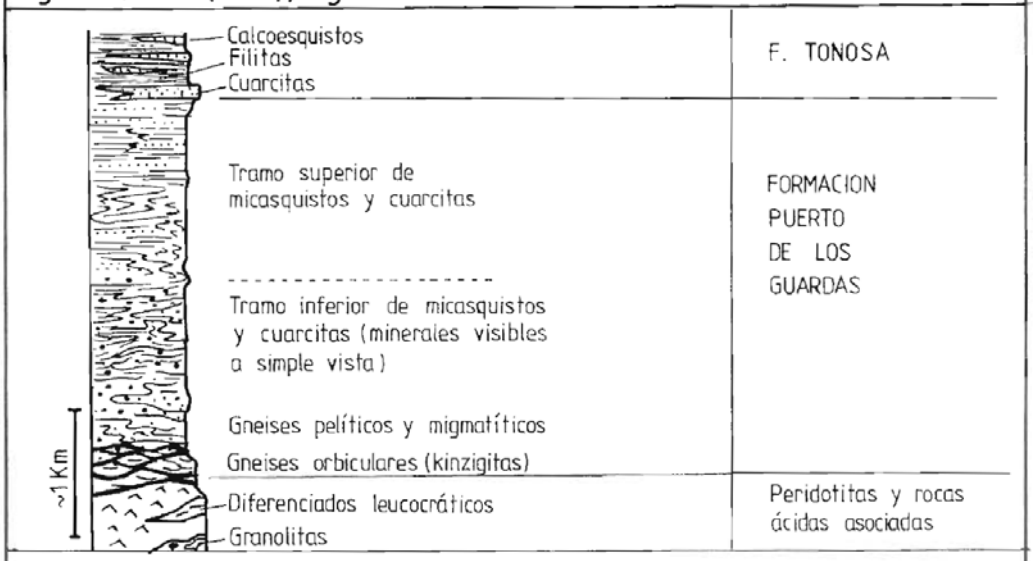


FIGURA 151.- Columna esquemática de la U. Reales en la Sierra de las Aguas.

- **Facies de lherzolitas con plagioclasa**: están formadas por peridotitas con plagioclasa a las que se asocian capas máficas, cuya abundancia es mucho menor que en las facies anteriores, formadas por gabros olivínicos.

  Estas facies no se distribuyen al azar. A grandes rasgos las facies con granate son características de la periferia, mientras las facies con plagioclasa lo son del núcleo de los macizos peridotíticos (**Aguilar et al., 1973; Obata, 1977, Anónimo, 1978**). Las facies con granate forman una banda practicamente continua que jalona el borde occidental del Macizo de Sierra Bermeja desde la región de Casares hasta las proximidades de la carretera de Ronda a San Pedro de Alcántara. Más al E no vuelven a aparecer, salvo en el borde noroccidental de la Sierra de las Aguas. Las facies con granate también aparecen en un pequeño sector al O de Benahavís **Obata, 1977**), así como rodeando al macizo ultrabásico de Ojén, (**Tubía, 1985a, b; Aguilar et al., 1973**).

2.3.2.3.- Rocas ácidas.

Dentro de las rocas ultrabásicas aparecen inclusiones de rocas ácidas de litología y constitución petrográfica variada, algunas de las cuales aparecen cerca del contacto con la unidad de las Nieves, donde incluso alcanzan dimensiones cartografiables. He reconocido dos tipos de rocas ácidas: unas que pueden ser denominadas diferenciados leucocráticos pegmatoides y otras que pueden ser consideradas granolitas.

En un solo punto, al SE de la Sierra de Alcaparaín (UF369779) los diferenciados leucocráticos alcanzan dimensiones cartografiables en el área que he cartografiado. En la Sierra de las Aguas también aparecen rocas semejantes dentro de las peridotitas, en este caso incartografiables. Aparecen como diques dentro de las rocas ultrabásicas. Son de color blanco, a veces con un moteado verdoso, debido a la alteración de algunos minerales, y de textura granuda. Estas rocas están formadas principalmente por feldespato potásico (microclina) con desmezcla pertítica, plagioclasa, cuarzo, micas y, accesoriamente, por turmalina y titanita. Entre los cristales de feldespato potásico suele aparecer albita intergranular. La plagioclasa presenta una zonación normal (An 23-29 a An 10-15) con bordes mirmequíticos albíticos (An 6). La biotita es roja, suele estar intercrecida con mica blanca y, con frecuencia, aparece alterada a clorita y sericita, de ahí el moteado verde que presenta la roca. El cuarzo muestra una textura granuda y microgranulada por causas tectónicas. La roca en su conjunto muestra una intensa tectonización. En definitiva, estas rocas parecen ser el resultado de la inyección de un fundido ácido pegmatoide, sin duda originado por fusión parcial de la envoltura cristalina de las peridotitas, en una zona de debilidad dentro de éstas.

Cerca del contacto con la Unidad de las Nieves, en las proximidades del Puerto del Robledal, al S de la Fuenfría, existe un tipo diferente de rocas ácidas que aparecen sobre las peridotitas o parcialmente incluidas en ellas. Son rocas granudas, de aspecto ígneo y textura granitoide, muy duras cuando están frescas y de color pardorrojizo por alteración, lo que dificulta su separación en cartografía de las peridotitas. Rocas similares, semienglobadas por las peridotitas y en parte bajo ellas, también se reconocen cerca de Tolox, a lo largo de la pista que asciende al Puerto de las Golondrinas. Sus características litológicas y petrográficas corresponden a lo que algunos autores llaman granolitas (**Winkler, 1976**). Por su posición tectónica parecen ser inclusiones ácidas globalmente dentro de, y sobre todo hacia la base, de las peridotitas cabalgantes de la unidad de los Reales. Parte de ellas fueron cartografiadas como "Gneis Cordierítico" por **Bustfuss (1970)** y su aspecto es, localmente, muy parecido o idéntico a las migmatitas del Hoyo del Bote, de la unidad de Blanca. Están compuestas por cuarzo, feldespato potásico, cordierita, plagioclasa cálcica y biotita. El feldespato potásico es microclina con desmezcla pertítica. Las plagioclasas presentan una composición muy cálcica y zonación normal (An 78-An 54) con bordes mirmequíticos (An 20). La cordierita aparece relativamente fresca, con maclas hexagonales. La biotita presenta tintes vivamente rojos. Como accesorios aparecen mica blanca, mena metálica y apatito. Estas rocas a veces están milonitizadas y transformadas a un gneis milonita o a una blastomilonita; en este caso muestran una textura con ojos feldespático-cordieríticos rodeados por una matriz de grano fino formada por cuarzo microgranular y en "ribbon" más biotita roja. Por sus características litológicas y petrográficas, cabe pensar que estas rocas son un producto del ultrametamorfismo de parte de las rocas de la envoltura cristalina de las peridotitas, en condiciones de alta temperatura y bajo contenido en agua.

2.3.3.- La envoltura metapelítica de las peridotitas.

2.3.3.1.- Rasgos generales y materiales representados.

Sobre las peridotitas de la unidad de los Reales descansa una potente envoltura metapelítica y metapsamnítica que, en el área que he cartografiado, aflora ampliamente entre Igualeja y Alpandeire y también al N y E de la Sierra de las Aguas. Los afloramientos más occidentales representan la prolongación septentrional de las rocas que constituyen la aureola metamórfica de Sierra Bermeja, que han sido estudiadas con detalle por **Loomis (1972a) y Torres-Roldán (1979b, 1981a)**.

Dentro de la envoltura metapelítica de las peridotitas se pueden distinguir dos grandes conjuntos de materiales: uno inferior formado por gneises, migmatitas, micasquistos y cuarcitas de colores por lo general pardos, y un conjunto superior formado esencialmente por filitas y cuarcitas de colores grises. El conjunto inferior fué

denominado Formación del Puerto de Los Guardas por **Torres-Roldán (1979b)**. El superior, al que usualmente se le asigna, por sus características litológicas y posición estratigráfica, una edad permotriásica, puede ser correlacionado con materiales alpujárrides análogos de regiones más orientales, que han sido denominados Formación Tonosa por los geólogos holandeses (de **Vries y Zwaan, 1967**). En sectores más internos de la unidad de Los Reales (Loma de la Portezuela: **Torres-Roldán, 1979b**; Las Chapas de Marbella, Loma del Flamenco: **Tubía, 1985a**; antiforme de Sancti Petri: **Mon, 1969, 1971**) la formación superior no aparece representada de manera que directamente sobre el conjunto inferior reposan los materiales de la base del Maláguide por lo que, dadas las semejanzas litológicas macroscópicas entre las distintas rocas, resulta muy difícil su separación, sobre el terreno, del Alpujárride (cf. 3.2.1.).

2.3.3.2.- La Formación del Puerto de los Guardas.

2.3.3.2.1.- Definición y límites.

Torres-Roldán (1979b, 1981a) denominó Formación del Puerto de los Guardas el conjunto inferior de rocas metamórficas que constituye la envoltura metamórfica de las peridotitas al SO del macizo de Los Reales. En este trabajo extiendo esta misma denominación a los materiales equivalentes de otras regiones, también pertenecientes a la unidad de Los Reales.

La Formación Puerto de los Guardas es litológicamente monótona, pero dentro de ella se pueden reconocer cuatro tipos básicos de rocas, con contactos graduales entre sí, que permiten distinguir una serie de bandas en cartografía, que fueron previamente, diferenciadas, en parte, por **Dürr (1967)**. Estas rocas son, de abajo arriba, unos gneises orbiculares, a veces con granate, conocidos en la literatura como kinzigitas **(Kornprobst, 1974, 1976; Didon et al., 1973; Tubía, 1985a)**, unos gneises pelíticos con bandas migmatíticas, unos micasquistos de grano grueso con minerales visibles a simple vista (sobre todo andalucita y granate) y un conjunto de micasquistos de grano fino; además, se pueden en algunos casos diferenciar algunos paquetes de cuarcitas rojizas.

El contacto entre la Formación Puerto de Los Guardas y la Formación Tonosa suele ser neto en bastantes puntos y se puede constatar que es de naturaleza tectónica, como por ejemplo sucede en la región al N de Casares (aunque este región es un tanto particular, debido a la existencia de otras complicaciones tectónicas) o al N de la Sierra de las Aguas, en concreto en la región del Cortijo Cucarra (UF370837); en otros casos, sin embargo, la naturaleza tectónica de dicho contacto no es tan evidente a simple vista como sucede en la región al NO de Los Reales (véanse, no obstante, los estudios en curso de J.C. Balanya), o al SO de El Chorro, a lo largo de la Carretera de Alora, donde bajo unas filitas plateadas aparecen unos esquistos cuarzosos de colores grises, con intercalaciones cuarcíti-

cas verdosas, a través de los cuales tiene lugar una transición aparentemente gradual a los micasquistos de grano fino y más oscuro, de la formación infrayacente.

Rocas equivalentes a las de la parte media y superior del paquete de micasquistos de la Formación del Puerto de los Guardas existen en los Alpujárrides de la región oriental de la Cordillera Bética han sido incluidas en las formaciones de los Morenos y de Montesinos por los géologos holandeses (de **Vries y Zwaan, 1967**). La potencia de la formación del Puerto de los Guardas, medida perpendicularmente a la esquistosidad visible en el campo sobrepasa los 2,5 km. al N de la Sierra de las Aguas y los 5 km. al O del Macizo de los Reales (**Loomis, 1972a; Torres-Roldán, 1979b, 1981a**).

2.3.3.2.2.- Características litológicas.

El rasgo macroscópico más característico de la Formación Puerto de Los Guardas es el progresivo decrecimiento de la cristalinidad de las rocas que la constituyen, y a la vez del grado de metamorfismo, desde las zonas adyacentes a las peridotitas hasta las partes altas de la formación.

La parte basal de la formación está constituída por **gneises feldespáticos orbiculares y granoblásticos** que forman una banda fácilmente diferenciable en cartografía, adyacente al contacto con las peridotitas, cuyo espesor puede superar los 150 m. Estas rocas son a menudo designadas como **kinzigitas (Kornprobst, 1974, 1976; Didon et al., 1973; Tubía, 1985a, etc.) y Dürr (1967)** las denominó Gneises del Guaitará. Contienen grandes cristales de feldespato y granate, de hasta varios milímetros de diámetro en la proximidad de las peridotitas, cuyo tamaño disminuye rápidamente al alejarse de ellas y dentro de ellos a veces aparecen rocas foliadas, con aspecto de milonitas.

Progresivamente hacia arriba se pasa a un conjunto de **gneises pelíticos** con abundantes **estructuras migmatíticas** que evidencian la fusión parcial sufrida por estas rocas. Los diferenciados migmatíticos y las bandas feldespáticas pierden importancia rápidamente y la formación pasa a estar constituida por micasquistos.

Dentro del paquete de **micasquistos** se observa también un decrecimiento progresivo de la cristalinidad desde abajo hacia arriba. Son de color oscuro, pardo a casi negro, dado su alto contenido en grafito (**Torres-Roldán, 1979b**). En otros casos, cuando la roca es más cuarcítica, el color es pardorrojizo, tanto más claro cuanto mayor es el contenido cuarzo-feldespático. A grandes rasgos pueden diferenciarse dos paquetes de micasquistos:

- En el inferior la cristalinidad es mayor y los minerales son claramente reconocibles a simple vista, en particular, biotita, cloritoide, granate, estaurolita y, sobre todo andalucita, que aparece como cristales negruzcos alargados de hasta varios centímetros de longitud, y desorientados sobre la superficie de esquistosidad regional (S_2). Este paquete inferior de micasquistos se reconoce muy bien en los alrededores de la Sierra de las Aguas y también al este del curso medio del río Genal.

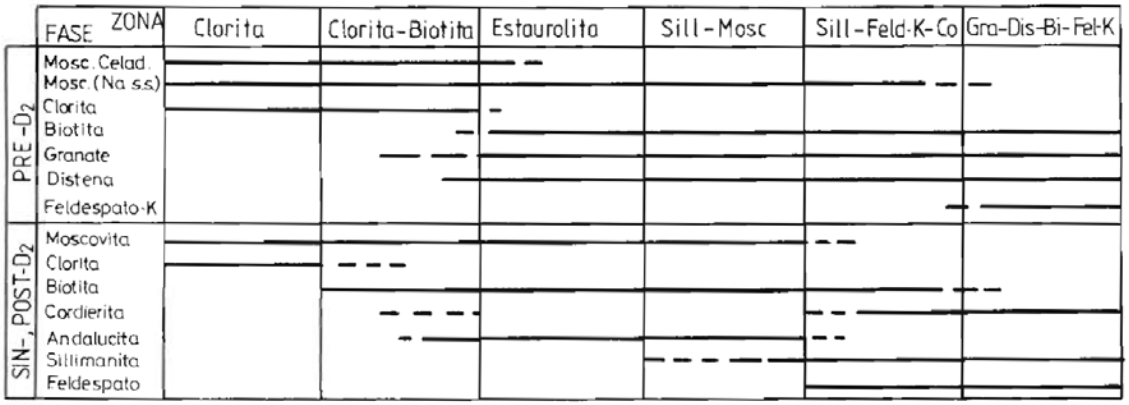
- En el paquete superior la cristalinidad es menor, los minerales son relativamente pequeños y, en general, irreconocibles a simple vista. Estas rocas, que caracterizan la parte alta de la formación del Puerto de los Guardas, presentan abundantes intercalaciones de cuarcitas, a veces con tonalidades verdosas y pasan progresivamente a dar rocas clasificables como micasquistos o cuarzoesquistos de grano fino o incluso como filitas. Por su facies recuerdan a las rocas situadas en continuidad litológica aparente bajo los conglomerados de Cantos Estirados de la base Paleozoico Maláguide y fueron designadas por **Felder (1978)** como "Complejo del Cerro de la Rosa", del cerro con tal nombre existente Jubrique y Faraján (UF018525).

  Dentro de los micasquistos, hacia la parte media de la formación, es común encontrar filones cuarzofeldespáticos, postesquistosos, que con frecuencia contienen andalucitas rosadas y distenas azuladas.

2.3.3.2.3.- Descripción petrográfica.

En la figura 152 quedan recogidos los rasgos petrográficos esenciales de los materiales incluidos en la Formación Puerto de los Guardas.

Al microscopio se distinguen una esquistosidad principal (S_2) que se corresponde con la más visible en el campo, que pliega a otra esquistosidad anterior (S_1), a veces visible en el interior de los minerales de una paragénesis antigua, que han sido parcialmente transformados en una nueva paragénesis. Localmente, también aparece una tercera esquistosidad (S_3). Igualmente se reconocen dos fases de blastesis. Durante la primera fase de blastesis se produce un crecimiento, de sin a tardicinemático, de distena, granate, biotita, estaurolita (y feldespato potásico en los niveles más profundos de la serie). Los dos primeros minerales están presentes en toda la formación mientras que la posición de los segundos varía según el grado metamórfico. Durante la segunda fase de blastesis las asociaciones minerales preexistentes recristalizan y pasan a dar otras más estables con las nuevas condiciones metamórficas. El crecimiento de los nuevos minerales es, en general, tardicinemático y especialmente postcinemático de la S_2. La blastesis da lugar a grandes peciloblastos desorientados de andalucita, cordierita, (sillimanita) plagioclasa, feldespato potásico y biotita roja.



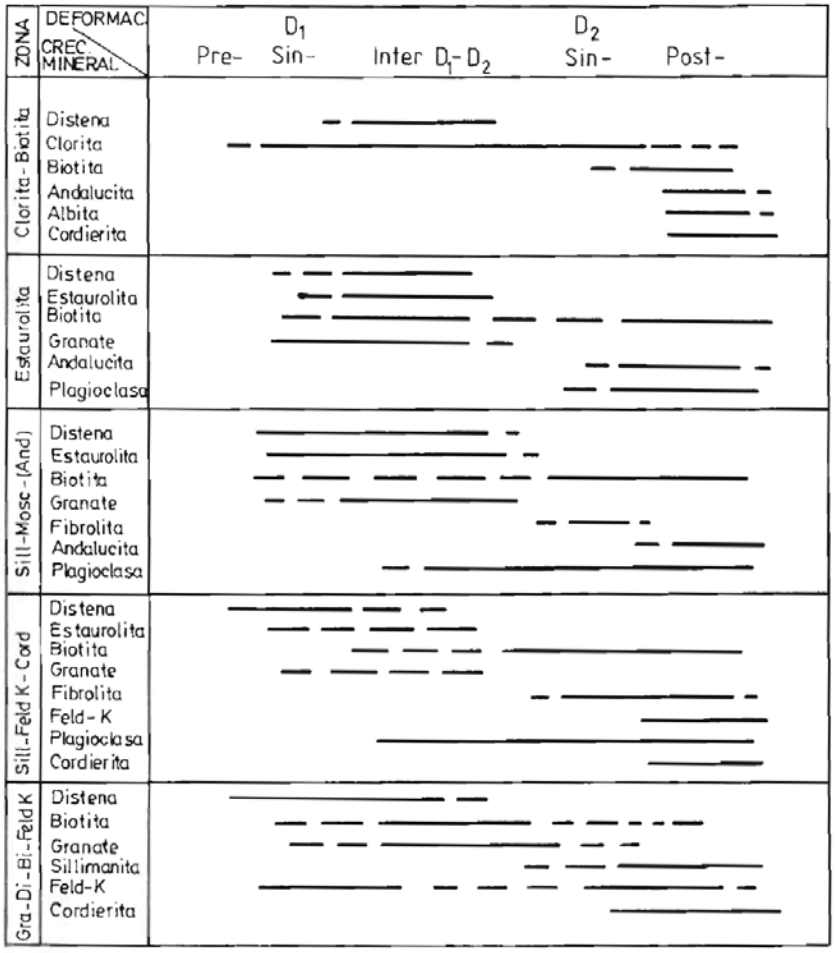


FIGURA 152.- Distribución de minerales según las zonas distinguidas (A) y diagrama blastesis-deformación para la F. Puerto de los Guardas (B) según Torres-Roldán (1981).

Más tarde se produce la cristalización en fracturas, más arriba mencionada, a consecuencia de la cual se originan los filones cuarzo-albíticos con algunas micas, andalucitas rosadas y distenas azuladas.

2.3.3.3.- La Formación Tonosa.

2.3.3.3.1.- Definición y límites.

Con el término Formación Tonosa designo al conjunto litológico superior de la envoltura cristalina de la unidad de Los Reales. Esta denominación fue introducida por **De Vries y Zwaan (1967)** para agrupar a rocas similares de la Sierra de las Estancias, y es la empleada actualmente por los geólogos holandeses que trabajan en terrenos alpujárrides. Esta Formación comprende un paquete metapelítico y metaarenítico, a veces muy potente, que está esencialmente formado por cuarcitas y filitas que, en profundidad, pueden pasar a ser esquistos de grano fino. Dentro de esta formación se incluyen en su mayor parte, las Filitas Color de Humo de **Mac Pherson (1874) y Orueta (1917)**, cuya separación de los terrenos basales del Paleozoico maláguide es, en algunos puntos, de cierta dificultad (cf. 3.2.1.).

Esta formación aflora extensamente al O y al NO de Los Reales, desde las proximidades de Alpandeire y a través de Benarrabá hasta el Puerto Chamorro (al N de Casares). Otros afloramientos importantes existen al N y NE de la Sierra de las Aguas, (Fig. 153), que se continúan hacia el Chorro formando el núcleo del anticlinal de mantos de Veredón **(Peyre, 1974)**. Afloramientos semejantes existen también al O de Carratraca, pero no pertenecen a la unidad de Los Reales sino a la unidad del Saucillo (cf. 2.4.2.), ya que reposan tectónicamente sobre las peridotitas.

El límite inferior de la Formación Tonosa suele ser relativamente claro en muchos puntos, pues se constata un cambio relativamente brusco en el color y aspecto de las rocas: sobre los micasquistos y cuarcitas de grano fino de la parte superior de la Formación Puerto de los Guardas reposa un paquete de filitas grises azuladas de grano fino, las típicas filitas "permowerfenenses" alpujárrides. Se constata un cambio en el color, en general más rojizo o pardo en la formación infrayacente cuyos términos superiores a veces recuerdan a los términos grauváquicos filitosos observables a la base del Paleozoico maláguide. Este contacto inferior se reconoce bastante bien en los alrededores de la carretera de Algatocín a Jubrique. En otros casos la delimitación puede resultar más difícil, como sucede al NE de la Sierra de las Aguas, donde los términos superiores de la formación del Puerto de los Guardas presentan un color gris oscuro que a veces resulta difícil de distinguir de los tonos grises azulados de las filitas suprayacentes, o que incluso parecen transicionar gradualmente a éstas. En este caso, las interca-

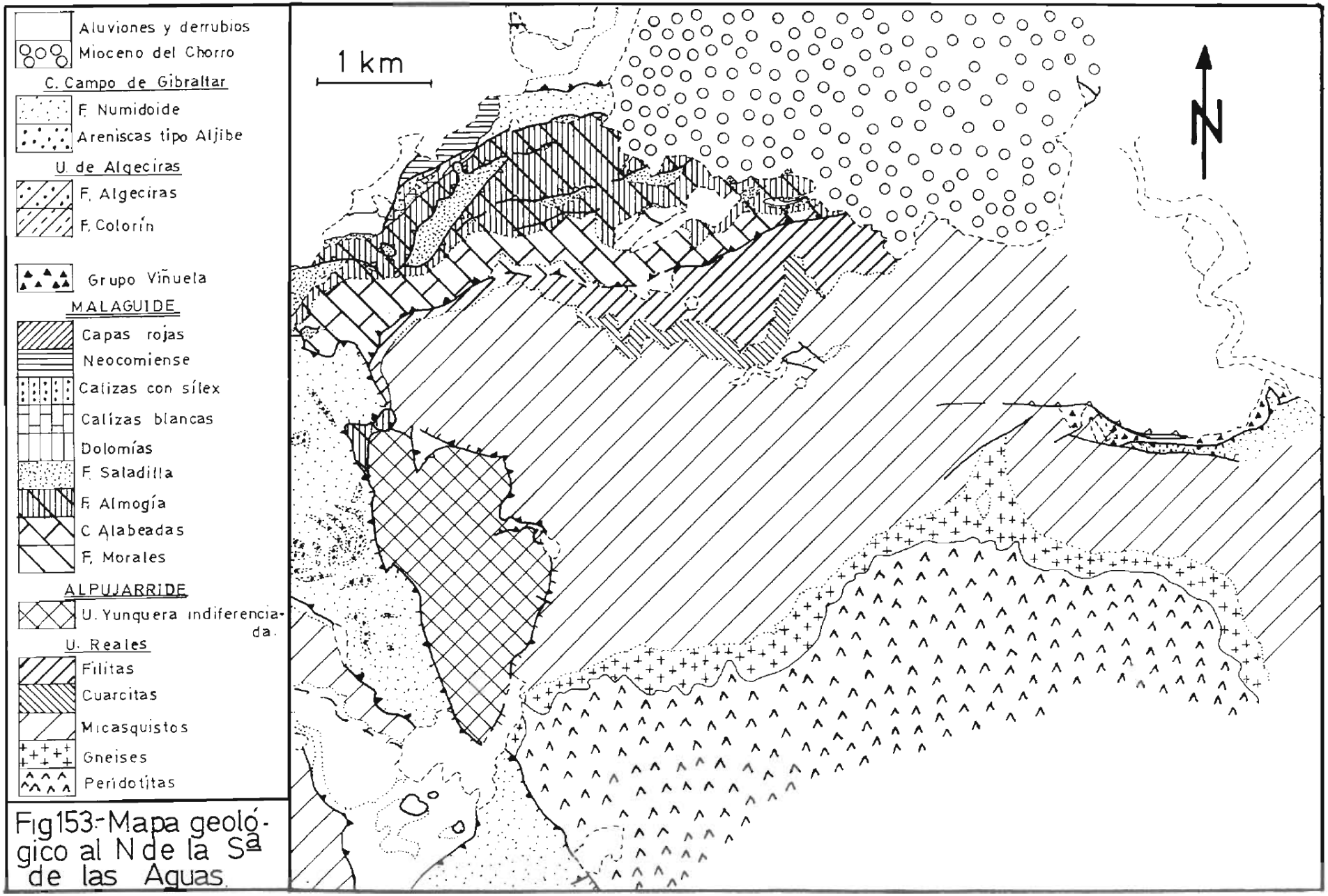


Fig153-Mapa geológico al N de la Sª de las Aguas.

laciones cuarcíticas alcanzan una importancia notable y aparecen frecuentes tonalidades verdosas que recuerdan, por su aspecto, a rocas similares bien representadas entre Vélez Málaga y Motril.

La parte alta de la formación se caracteriza por presentar esporádicas intercalaciones carbonatadas lateralmente discontinuas. El Paleozoico maláguide suprayacente determina su límite superior.

2.3.3.3.2.- Características litológicas.

La Formación Tonosa está esencialmente constituida por filitas y cuarcitas, aunque hacia la parte inferior puede contener micasquistos de grano fino y hacia la parte superior intercalaciones carbonatadas.

Las **cuarcitas** son blancuzcas o pardoamarillentas en corte fresco, anaranjadas o rojizas por alteración superficial. Cuando forman paquetes de un cierto espesor dan resaltes bien visibles en el relieve (entre Algatocín y Benarrabá, al N de la Sierra de las Aguas, al E de El Chorro). Al O del macizo de los Reales las cuarcitas se sitúan sobre todo hacia la parte superior de la formación donde alcanzan gran espesor; por el contrario, al N y al NE de la Sierra de las Aguas ocupan preferentemente una posición inferior. Parece ser, por tanto, que existen dos niveles estratigráficos de cuarcitas bien desarrollados, como ya señalaron **De Vries y Zwaan (1967)** en regiones más orientales. Es frecuente que el nivel cuarcítico inferior contenga, en algunos sectores (al SO de El Chorro), intercalaciones verdosas asociadas a los términos más metamórficos.

Las **filitas** muestran su típico color gris azulado y son fácilmente deleznables. En profundidad pasan a ser progresivamente más consistentes y se hacen ligeramente más oscuras a la vez que pueden presentar intercalaciones verdosas marcadas por la acumulación de cloritas y epidotas.

El estudio microscópico de los niveles más profundos de esta formación revela que, por su tamaño de grano, etas rocas pueden clasificarse como esquistos o micasquistos de grano fino, más que como verdaderas filitas.

2.3.3.3.3.- Descripción petrográfica.

Los minerales constitivos de las rocas de la Formación Tonosa son cuarzo, mica blanca y clorita, principalmente. Secundariamente también pueden aparecer epidota, turmalina, grafito y plagioclasa. Al microscopio los minerales laminares definen una esquis-

tosidad que se corresponde con la visible en el campo. Habitualmente sólo es visible una esquistosidad, pero en los niveles más profundos de la formación es posible reconocer la aparición de otra esquistosidad (S_2) por crenulación de una anterior, y que a veces está incluso plegada por una fase posterior.

Hacia la base de la formación, en rocas clasificables ya como micasquistos de grano fino, puede aparecer biotita marrón-verdosa, frecuentemente alterada penninita y, excepcionalmente, pequeños cristales de andalucita. En algunos casos aparece distena, a veces afectada por las deformaciones esquistosas.

En general el crecimiento de los minerales ha sido sincinemático, aunque en algunos casos se reconoce la implantación de micas blancas, clorita, biotita, plagioclasa en agregados policristalinos de grano fino, y andalucita, posteriores a la esquistosidad principal. Verosímilmente su cristalización se produjo durante el segundo evento metamórfico reconocible en niveles más profundos.

2.3.4.- Las rocas carbonatadas.

Los términos estratigráficos suprayacentes a la Formación Tonosa están muy poco desarrollados en el área estudiada. Una mención especial hay que hacer a la región de Casares pero, en ella, la estructura tectónica es complicada y la atribución de todos los términos litológicos allí aflorantes a una misma serie estratigráfica es discutible (cf. **Didon et al., 1973**). Más adelante se volverá sobre esta cuestión (ap. 2.4.3.).

A techo de las filitas pueden aparecer intercalaciones calcoesquistosas muy delgadas (al N de Casa Bolera: (UF413848), a veces incluso con algo de yeso. Entre Benarrabá y Gaucín, **Dürr (1967)** ha cartografiado una serie de pequeños afloramientos discontinuos de dolomías cristalinas grises, que se encuentran englobados por metapelitas y cuarcitas, en parte por causas tectónicas.

Aunque ninguno de estos afloramientos ha suministrado restos fósiles, todos los autores están de acuerdo en asignarles una edad triásica, por comparación con otras series alpujárrides.

2.3.5.- Metamorfismo.

Después de los trabajos realizados lor **Loomis (1972a)** y **Torres-Roldán (1979b, 1981a)** se puede decir que el metamorfismo de la sucesión metapelítica de la unidad de Los Reales está bien conocido. El primer autor puso de manifiesto la relación directa del metamorfismo con las rocas ultramáficas, y el segundo, además de precisar las condiciones y características del metamorfismo,

estableció su carácter polifásico. Ambos autores han realizado sus trabajos en los afloramientos más occidentales de la unidad, al O y SO del macizo de Los Reales. Recientemente, **Tubía (1985a)** ha completado el conocimiento del metamorfismo de esta unidad en los afloramientos comprendidos entre Sierra Alpujata y el mar, y ha llegado a conclusiones equivalentes a las de **Torres-Roldán (1979b)**. En los restantes afloramientos no han sido realizados, hasta ahora, estudios detallados; pero, a juzgar por los datos que he obtenido del estudio petrográfico de las muestras recogidas en el área que he cartografiado (región entre Igualeja y Cartajima y periferia de la Sierra de Las Aguas), así como del examen crítico de los datos obtenidos por **Mon (1969, 1971)** al NE de Alora en el anticlinal de Sancti Petri, las características del metamorfismo en estas regiones parecen completamente equivalentes a las señaladas por los autores arriba mencionados. Por otra parte, hay que señalar que las características del metamorfismo de la unidad de Los Reales y su evolución temporal son análogas a las que se reconocen en unidades tectónicas equivalentes de los alpujárrides centrales (cf. p.e., **Torres-Roldán, 1974**, entre otros autores).

El rasgo más evidente del metamorfismo de la unidad de Los Reales es la disminución rápida, pero progresiva, en el grado de metamorfismo (sensu **Winkler, 1976**) que se detecta desde el contacto con las rocas ultrabásicas hacia afuera, así como la disposición aproximadamente concéntrica de las zonas minerales. Estas zonas son subparalelas al trazado cartográfico de los distintos términos, durante la segunda etapa de blastesis metamórfica (sin y post-S_2). Como no he realizado un muestreo suficientemente completo, no me ha sido posible cartografiar la extensión de las diferentes zonas en las áreas cartografiadas, pero sí he podido reconocer, con las muestras recogidas, las asociaciones minerales a partir de las cuales se identifican las seis zonas reconocidas por **Torres-Roldán (1981a)** y, por comparación con los datos obtenidos por este autor, estimar la posición aproximada sobre el terreno de cada una de ellas. Las zonas minerales, son, de menos a más metamórficas, las siguientes:

- Zona de clorita-moscovita. A ella pertenecen la mayor parte de los materiales de la Formación Tonosa, así como las rocas carbonatadas suprayacentes. Se caracteriza por la presencia de la asociación de mica blanca, clorita y cuarzo, que se considera característica de grado bajo **(Winkler, 1976)**, formada a temperaturas no superiores a 400-450ºC y presiones moderadas o bajas.

- Zona de biotita-clorita-(andalucita). El techo de esta zona está señalado por la aparición de la biotita, lo que tiene lugar ya en los niveles inferiores de la Formación Tonosa. Algo más abajo aparece, incluso, andalucita en pequeños cristales postesquistosos (post-S_2). Esta zona coincide esencialmente con el tramo superior de micas

quistos de grano fino de la Formación Puerto de los Guardas. Aparte de clorita, mica blanca, biotita y cuarzo, así como andalucita y eventualmente plagioclasa postesquistosa, se puede reconocer una asociación pre-S_2, formada por granate y distena, que sugiere que las condiciones metamórficas han sufrido a lo largo del tiempo una caída de presión. **Torres-Roldán (1979b, 1981a)** ha estimado una temperatura del orden de 500ºC y una presión del orden de 2'5 kb para el segundo evento metamórfico, mientras que habría sido algo mayor durante el evento precedente.

- Zona de estaurolita. La aparición de la estaurolita coincide con el techo de esta zona, que se corresponde a grandes rasgos con la parte alta del tramo de micasquistos de grano grueso de la Formación Puerto de los Guardas, cuyo rasgo macroscópico más característico es la presencia ubicua de peciloblastos alargados de andalucita, desorientados en las superficies de esquistosidad. La estaurolita, que aparece asociada a biotita, granate y/o distena, junto con cuarzo y micas blancas, ha crecido básicamente durante el periódo intercinemático (inter S_1-S_2), aunque también puede ser post-S_2, pero es la andalucita el mineral más característico de la bastesis estática en esta zona junto con biotita y plagioclasa, a las que aparece asociada. Es característica la corrosión del granate durante la fase post-S_2 y, a veces, de la estaurolita, y su reemplazamiento por andalucita, biotita, mica blanca y plagioclasas albíticas. Las condiciones de formación de estos minerales son las propias del grado medio **(Winkler, 1976)** y **Torres-Roldán (1979b, 1981a)** ha estimado unas condiciones de temperatura del orden de 550-600ºC y unos valores de presión de 5-6 kb durante la primera fase de blastesis, con una disminución de presión a valores del orden de 2 a 4 kb durante la blastesis estática post-S_2.

- Zona de sillimanita-moscovita. La aparición de la variedad fibrosa de la sillimanita (fibrolita) en los micasquistos marca el comienzo de esta zona. Este mineral coexiste con los otros polimorfos del silicato de aluminio en las mismas muestras, pero el análisis textural permite poner de manifiesto que cada uno de ellos se ha originado en una etapa diferente: la distena es sin-S_1 y aparece asociada a granate y/o estaurolita formando relictos parcialmente reemplazados por sillimanita en etapas posteriores (sin-S_1); la andalucita, que suele ser muy abundante, es postesquistosa (post-S_2) y aparece como cristales alargados desorientados, preferentemente sobre la superficie de esquistosidad visible en el campo; la sillimanita (fibrolita), por último, suele aparecer intercrecida con biotita y define la S_2. La moscovita es un mineral escaso ya que participa en muchas reacciones metamórficas. De acuerdo con estos datos, **Torres-Roldán (1979b)** ha estimado que la temperatura alcanzó valores algo superiores a 600ºC en esta zona, y que la presión debió superar los 6'5 kb durante el primer evento metamórfico (sin-S_1) que dió lugar a la distena, si bien, en este caso a diferencia de lo que se podía estimar para las

zonas suprayacentes, la presión de fluidos debió ser algo inferior a la presión total, ya que no existen indicios de fusión parcial. A lo largo del segundo episodio metamórfico tuvo lugar una importante caída de presión, que alcanzó valores del orden de 2 kb durante la blastesis estática.

- Zona de feldespato potásico-sillimanita-cordierita. Esta zona es característica de la transición entre el tramo de micasquistos y el de gneises pelíticos y migmatitas de la Formación Puerto de los Guardas. Está señalada por la aparición postesquistosa de feldespato potásico a expensas de la moscovita y el cuarzo así como de cordierita (aunque este mineral puede existir en zonas más altas) al tiempo que las asociaciones preexistentes suelen ser en su mayor parte reemplazadas. Es por ello difícil establecer las condiciones metamórficas durante la primera etapa de blastesis, aunque la presencia de relictos de distena, granate y estaurolita inducen a suponer unas condiciones equivalentes a las deducidas para la zona anterior. Durante la segunda etapa de blastesis, **Torres-Roldán (1979b)** ha estimado una temperatura del orden de 625ºC a presiones del orden de 2kb, siendo la presión de fluidos algo más baja que la presión total. En la parte baja de esta zona, ya claramente dentro del tramo de gneises pelíticos y migmatitas, aparecen evidencias progresivamente más importantes de una migmatización post-S_2. Teniendo en cuenta estos datos, **Torres-Roldán (1979b)** ha estimado que, durante el segundo evento metamorfico, la temperatura debió ser del orden de 625ºC en la mitad superior de la zona, siendo la presión del orden de 2kb, mientras que en la mitad inferior la temperatura y la presión debieron ser algo superiores, de unos 650-700ºC y 3'5 kb, estimación que coincide con las conclusiones de **Loomis (1972a)**.

- Zona de granate-distena-feldespato potásico. Su límite superior está marcado por la desaparición de la estaurolita y a ella pertenecen la parte media y baja del tramo de gneises pelíticos y migmatitas, y el tramo de gneises orbiculares (kinzigitas) de la Formación Puerto de los Guardas. En esta zona de constata, además la presencia de feldespato potásico sin-S_1 asociado a granate, distena, plagioclasa, biotita y cuarzo, de manera que a diferencia de lo que sucede en zonas más someras, en esta zona aparecen bastante bien preservadas las asociaciones minerales de la primera etapa de blastesis, sobre todo en las partes más profundas (tramo de gneises obiculares o kinzigitas). Estas rocas son propias del metamorfismo de grado alto en facies granulita **(Winkler, 1976)**. Según **Torres-Roldán (1979b, 1981a)** durante la primera fase el metamorfismo tuvo lugar a presiones superiores a 7'5-8 kb y temperaturas de más de 750ºC. Durante la segunda fase de blastesis tuvo lugar el reemplazamiento de las asociaciones preexistentes, sobre todo en la parte alta de la zona donde se formaron conjuntos que contienen cordierita, biotita, sillimanita prismática y feldespato potásico, mientras que en la parte más profunda las reacciones

sólo se produjeron a los bordes de ciertos minerales, como granate o distena, así como en ciertas bandas blastomiloníticas, que determinan la desaparición total de la biotita. Estas bandas blastomiloníticas ponen de manifiesto la existencia de movimientos diferenciales entre los macizos peridotíticos y los materiales de base de la Formación de Los Guardas. Según **Torres-Roldán (1979b, 1981a)** este segundo evento metamórfico tuvo lugar a temperaturas del orden de 750ºC y presiones de unos 3'5kb.

En esta zona, al igual que en la anterior, son frecuentes los indicios de fusión parcial, pero ésta no parece haber sido muy extendida, lo que probablemente estuvo en relación con un notable grado de deshidratación de las rocas y la migración de los fluidos hacia la zona más externa. La fusión parcial está señalada tanto por el bandeado migmatítico reconocible en estas rocas, como por la presencia de diques leucocráticos postesquistosos originados por cristalización de fundidos pegmatoides o granitoides, tanto dentro de las rocas de la base de la Formación Puerto de los Guardas, como incluso dentro de las propias peridotitas.

2.4.- Otros elementos alpujárrides afines a la unidad de Los Reales.

2.4.1.- Introducción.

Por encima de la unidad de los Reales reposa, normalmente, el Maláguide, de manera que este conjunto constituye el elemento alpujárride superior de la Cordillera Bética occidental. Localmente, sin embargo, asociados a algunos afloramientos maláguides y bajo ellos, aparecen unos materiales de apariencia alpujárride que muestran un cierto grado de independencia tectónica con respecto a los terrenos infrayacentes de la unidad de Los Reales. En la región que he cartografiado aparecen tales materiales sobre las unidades de Yunquera y de las Nieves y también sobre las peridotitas de la unidad de los Reales. En cualquier caso su pertenencia a esta unidad no puede ser definitivamente descartada, pero su individualidad tectónica respecto a las peridotitas induce a incluirlos en la unidad tectónica alpujárride independiente y superior que A. Estévez y yo mismo (en **Del Olmo et al., en prensa)** hemos denominado provisionalmente **"unidad del Saucillo"**.

Materiales equivalentes existen en otros puntos de la Cordillera Bética occidental. Tal es el caso de las rocas de la secuencia alpujárride de la "unidad de la Loma de la Portezuela" de **Torres-Roldán (1979b)** o de las rocas metamórficas que **Mollat (1968)** y **Buntfuss (1970)** incluyeron en la base estratigráfica (Basisgneis) de los terrenos maláguides.

Un interés especial plantea el estudio de estos elementos alpujárrides en ciertos sectores próximos al contacto entre las Zonas Internas y las Externas, como sucede por ejemplo en la región de Casares donde, al igual que en el Rif septentrional (**Kornprobst, 1974; Didon et al., 1973**) y en regiones más orientales (**Fernex, 1968**) existen una serie de imbricaciones formadas principalmente por filitas, cuarcitas y rocas carbonatadas triásicas.

2.4.2.- Sobre los afloramientos incluídos en la "unidad" del Saucillo.

2.4.2.1.- Afloramientos, límites y significado de esta "unidad".

La "unidad" del Saucillo no puede ser considerada de rango equivalente al de las unidades alpujárrides hasta ahora descritas. Más bien debe considerarse como una unidad informal, de ahí las comillas con que la designo, ya que en ella he agrupado a una serie de afloramientos dispersos y aislados unos de otros, de rocas metamórficas de clara apariencia alpujárride que afloran en estrecha relación espacial con la base de ciertos elementos maláguides, de los cuales pueden ser eventualmente difíciles de separar. Estos afloramientos son, en el área que he cartografiado y de O a E, los siguientes:

- Los isleos tectónicos de rocas metamórficas, ocasionalmente situados bajo materiales maláguides, existentes al S de la Sierra del Oreganal (Fig. 116).

- Los micasquistos y filitas que bordean, por el S, al isleo maláguide del Cerro del Peral, que son cortados por la carretera de El Burgo a Yunquera y atravesados por el arroyo del Puerto Saucillo, que da el nombre a esta "unidad" (Fig. 142).

- Dos afloramientos de micasquistos con granate existentes unos centenares de metros al O de Jorox que, por sus características litológicas y posición tectónica, resultan muy difícil de separar de los terrenos maláguides metamórficos de las inmediaciones.

- Un afloramiento de micasquistos situado al SO de Casarabonela, que es atravesado por el arroyo de Piña (Fig. 187).

- Por último, el afloramiento más extenso de los asignados a esta "unidad", en el área cartografiada, se sitúa en la falda NE de la Sierra de Alcaparaín, al N y E del vértice Capellán, donde sus materiales son atravesados por los arroyos de la Torre y de los Conejos, y se prolonga hasta la región al SO de Carratraca, donde es atravesado por el arroyo de las Bañas (Fig. 143).

En los dos primeros casos la posición tectónica de los materiales en cuestión es equivalente a la de la unidad de los Reales, pero sus características litológicas y aspecto de campo difieren un tanto de los materiales de la unidad de Los Reales que afloran en áreas próximas (Parauta y alrededores). Están formados por rocas de aspecto muy tectonizado y de color negro, gris o pardo oscuros. Los isleos del S de la Sierra del Oreganal reposan directamente sobre la unidad de las Nieves, mientras que el afloramiento del arroyo de Puerto Saucillo reposa, por una parte, sobre la Formación Numidoide del Complejo del Campo de Gibraltar y, por otra, tanto sobre la unidad de las Nieves como sobre dos términos estratigráficos superiores (Formación Capellán) de la unidad de Yunquera. La naturaleza tectónica de la superposición sobre estos últimos términos está demostrada por el hecho de que el grado metamórfico de los micasquistos de la "unidad" del Saucillo es mayor que el de las filitas cuarcitas y mármoles (Formación Capellán) de la unidad de Yunquera, a la cual fueron atribuidas todas estas rocas por **Dürr (1967)** quien, no obstante, la cartografió con una verdaderamente admirable precisión.

Los restantes afloramientos mencionados, por el contrario a los anteriores, pueden ser considerados como entidades tectónicas distintas de la unidad de los Reales, ya que reposan directamente sobre las peridotitas mediante bandas de serpentinitas. Sin embargo, se puede objetar que estos contactos no son los originales, sino que se deben a fallas o bien a deformaciones tardías que habrían producido complicaciones secundarias dentro de la propia unidad de los Reales. Esta situación es equivalente a la que se reconoce en ciertos sectores de las regiones cartografiadas por **Mollat (1968)** y **Buntfuss (1970)**, donde una serie de materiales metamórficas de apariencia alpujárride y espacialmente asociados a la base del Maláguide (Basisgneis de estos autores y términos suprayacentes pro parte: Glimmerschiefer, Phillitserie), tambien aparecen separados de las peridotitas de la unidad de los Reales, e incluso de la unidad de Blanca, por bandas de serpentinitas (cf.3.2.1.).

De forma sistemática los afloramientos mencionados aparecen directamente bajo materiales paleozoicos maláguides. En casi todos los puntos donde el contacto es observable se puede constatar que aparecen separados de ellos por contactos tectónicos cuya importancia resulta difícil evaluar pero cuya presencia justifica la atribución de la "unidad" del Saucillo al Alpujárride. En algunos puntos, sin embargo, sobre todo fuera del área cartografiada (véase al respecto, **Mollat, 1968; Buntfuss, 1970; Torres-Roldán, 1979b** y **Tubía, 1985a**; también el apartado 3.2.1. de este capítulo) resulta extremadamente difícil o imposible establecer un límite preciso entre los terrenos maláguides y los alpujárrides, ya que parece existir una transición gradual de unos a otros.

En definitiva, los afloramientos dispersos que he agrupado en la "unidad" del Saucillo representan los elementos alpujárrides superiores existentes en las inmediaciones del contacto entre las Zonas

Internas y las Externas al E y S de Ronda. Por sus características litológicas y por su posición tectónica pueden considerarse como una serie de fragmentos de dimensiones relativamente reducidas, desgajados de la parte superior de la unidad de los Reales en el transcurso de las deformaciones tectónicas.

2.4.2.2.- Descripción de los materiales.

Las semejanzas litológicas y petrográficas de las rocas de la "unidad" del Saucillo con las de la unidad de los Reales son muy marcadas hasta el punto de que, en mi opinión pueden considerarse pertenecientes a las mismas formaciones. Así pues, los afloramientos de la "unidad" del Saucillo, aparecen constituidos por micasquistos, filitas, cuarcitas y, en su caso, además, rocas carbonatadas.

Los términos basales de la "unidad" del Saucillo están formados por micasquistos que recuerdan a los de la parte alta del tramo inferior de micasquistos de la Formación Puerto de los Guardas. Afloran en cierta extensión al S del Cerro del Peral y son cortados por la carretera de Yunquera a El Burgo entre los km 30 y 31; también en el arroyo de la Pina (SO de Casarabonela), al O de Jorox y al S de Ardales, en los arroyos de la Torre y de los Conejos (Fig. 143). Son micasquistos grafitosos oscuros (pardos o negros), que suelen estar bastante tectonizados y contener abundante exudaciones de cuarzo, plagioclasa albítica y andalucita rosada. Sobre la superficie de esquistosidad visible en el campo (S_2) con frecuencia se reconocen acumulaciones de pequeños granates. Hacía la parte alta son de grano más fino. Estas rocas contienen cuarzo, biotita y fibrolita, que definen la esquistosidad, y además granate, estaurolita, andalucita y plagioclasa (An5-An26 en granos con zonación inversa e irregular) todos ellos postesquistosos con respecto a la esquistosidad mejor desarrollada (S_2), menos el granate que es anterior a ella (inter S_1-S_2).

Sobre el paquete de miscasquistos descansa otro formado por filitas y cuarcitas que frecuentemente aparecen intercaladas entre sí, pero en general se desarrollan mejor las cuarcitas hacia las partes más profundas. Las cuarcitas son de color claro, amarillento o blanquecino en corte fresco, anaranjado o rojizo por alteración superficial. Las filitas son de color variable entre el negro y el gris ligeramente violáceo. Predominan los tonos grises plateados o incluso ligeramente azulados, que confieren a las rocas el aspecto típico de la Formación Tonosa de otras unidades alpujárrides. Los términos más oscuros podrían ser denominados, más que filitas, esquistos o micasquistos de grano fino, parecen transicionar a los micasquistos infrayacentes, y se reconocen en los isleos situados al S de la Sierra del Oreganal y en el afloramiento al S del Cerro del Peral. Las filitas y cuarcitas afloran ampliamente al E y NE de la Sierra de Alcaparaín, donde llegan a reposar directamente sobre las peridotitas. Desde un punto de vista petrográfico, estas rocas están formadas por cuarzo, sericita, clorita y, en los términos más oscuros, además por biotita, albita y grafito.

En un solo punto he localizado materiales carbonatados pertenecientes a esta unidad. Es un pequeño afloramiento de dolomías recristalizadas y tectonizadas que se reconocen entre el curso alto del arroyo de la Torre y la carretera de Ardales a El Burgo, que ya fue diferenciado por **Kockel (1963)** en su mapa. Se encuentran pinzados bajo el Maláguide y su aspecto es muy semejante al de las dolomías triásicas existentes en la Sierra de Alcaparaín. Contienen laminaciones de origen algal, pero no han proporcionado restos fósiles que permitan su datación.

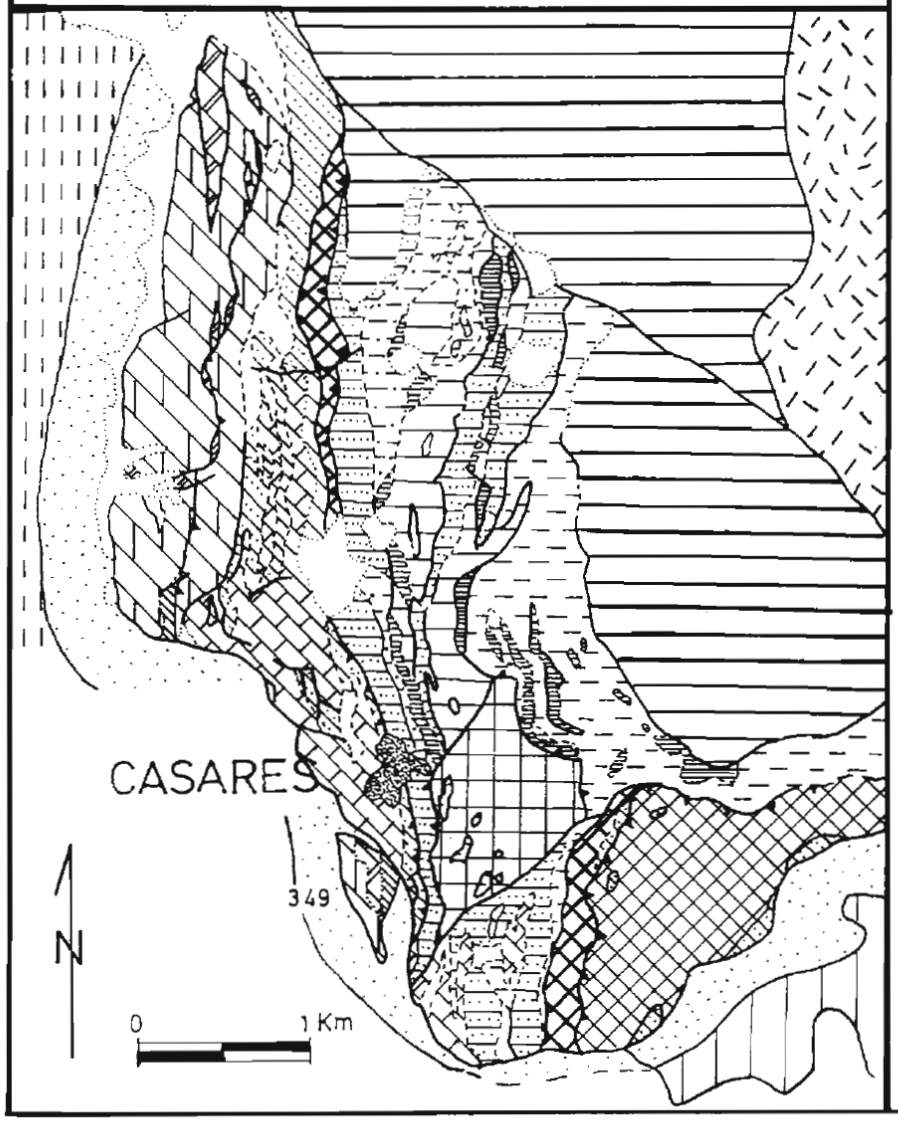
2.4.3.- Sobre la geología de la región de Casares.

La región de Casares, por su situación en el extremo occidental de la Cordillera Bética y por su complejidad tectónica de detalle, ha atraído el interés de diversos geólogos. Sobre ella han trabajado **Blumenthal (1931-33); Dürr (1967); Didon (1969); Didon et al. (1973) y Torres-Roldán (1979b)** sin que exista un acuerdo unánime sobre los detalles de la geología de esta región, lo que se comprende fácilmente si se considera su complejidad tectónica y sus notables diferencias con respecto a las regiones adyacentes.

Dürr (1967) ha sido el autor que ha descrito con mayor detalle la geología de esta región, ya que realizó una cartografía excelente de ella, que reproduzco, con ligeras modificaciones en la figura 154 . Como en ella puede verse, la región de Casares es una especie de triángulo delimitado por contactos tectónicos, dentro del cual se reconocen una serie de alineaciones litológicas y estructurales alargadas según una dirección N-S. La base de este triángulo está formada por la Sierra Crestellina, y su prolongación meridional por las dolomías sobre las que, en parte, se asienta Casares. A estos materiales, cuya estructura interna es compleja me referiré más adelante (cf.3.4.1.1.2.).

El límite septentrional o más bien NE, lo constituye una importante falla que viene desde Gaucín, pasa por la terminación septentrional de Sierra Crestellina y llega hasta Estepona. El límite meridional es otra fractura que determina la aparición del Complejo del Campo de Gibraltar y otras unidades a él asociadas (unidad de Argüelles, etc.) en posición suprabética, en el Rincón de Estepona. La mitad oriental del triángulo aparece constituida en su porción meridional por materiales maláguides, y en su posición septentrional por materiales metamórficos alpujárrides pertenecientes esencialmente a la Formación Puerto de los Guardas de la unidad de los Reales. Entre esta zona y la Sierra Crestellina predominan dos tipos litológicos principales: son, por una parte, rocas carbonatadas, esencialmente dolomías, y, por otra, rocas terrígenas epimetamorfizadas, básicamente filitas y cuarcitas. Estas rocas aparecen intercaladas y distribuidas en siete bandas principales orientadas según la dirección N-S, tres de ellas carbonatadas. De O a E se constata una decoloración progresiva de los términos pelíticos y un aumento del metamorfismo.

Figura 154. Mapa geológico y cortes de la región de Casares. (modificados de DÜRR, 1967)



Aluviones y derrubios

F. Numidoide

U. Argüelles

U. Camarote

U. tipo Nieves del Aº de la Vieja
Brecha de la Nava?
Dolomías Norienses?

Alpujárride

Dolomías

Calcoesquistos y M.calizos

Cuarcitas

Filitas violáceas

Filitas azuladas

F. Pto. de los Guardas

Peridotitas

F. Saladilla

Gr. Pinar

MALAGUIDE
Escama de cota 349

C. sílex y nodulosas

C. Blancas (Lías)

Dolomías (Lías)

Sº Crestellino

C. Sílex y Eoceno

C. Blancas (Lias)

Dolomías (Lias)

Unidad epimetamórfica

Dolomías y Calizas (Trías)

F. Saladilla

G. Pinar

La alineación terrígena más occidental es de colores rojos y solo ligeramente metamórfica. Se sitúa al pie E de Sierra Crestellina y se continúa hacia el SE de forma discontinua, en estrecha asociación con la alineación carbonatada, que aparece entre Sierra Crestellina y el arroyo Albarrán, la cual se prolonga también hacia el S por los relieves sobre los que se asienta la mitad occidental del pueblo de Casares. Por su aspecto, sobre todo al pie oriental de la Sierra Crestellina, estas rocas pertenecen al Maláguide como ya señaló **Dürr (1967)**.

Las alineaciones de materiales existentes al E del arroyo Albarrán y de Casares están constituidas por filitas y cuarcitas grises azuladas y violáceas idénticas a las de la Formación Tonosa de otras unidades alpujárrides. Las rocas carbonatadas intercaladas entre las filitas y cuarcitas han suministrado fósiles triásicos, por lo que su pertenencia a una unidad alpujárride parece fuera de duda; más concretamente, para **Dürr (1967)** estos términos representarían la parte alta, permo-triásica, de su unidad de Casares (equivalente de la unidad de los Reales de este trabajo) que estaría intensamente replegada y parcialmente despegada de su sustrato a causa de las deformaciones tectónicas más tardías que afectaron localmente a esta región.

Para **Didon (1969)** todos los materiales existentes al E de Sierra Crestellina serían alpujárrides y presentarían una estructura interna en escamas vergentes hacia el E y progresivamente mas metamórficas. Estas escamas se podrían agrupar en tres "subunidades", que denominó respectivamente, de más alta a más baja y de O a E, de Casares III, II y I. Más tarde, **Didon et al. (1973)** correlacionaron estas escamas con las reconocibles, en posición equivalente en el Rif septentrional (unidades de Federico de **Kornprobst, 1974**) y junto con ellas las agruparon en una unidad alpujárride-sébtide de Federico-Casares, que separaron de la unidad de los Reales.

Yo no he realizado un estudio detallado de la región de Casares. Sin embargo, por sus peculiares características litoestratigráficas y estructurales, consideré necesario efectuar un reconocimiento rápido de ella al objeto de compararla con las situadas más al N y al E e intentar con correlacionar los elementos tectónicos y estratigráficos que en ella aparecen con los de las regiones que he estudiado con mayor detalle. Este reconocimiento me ha llevado a las siguientes conclusiones:

a) Aunque un examen atento permite constatar que la Sierra Crestellina está constituida por varios elementos tectónicos, no parecen existir diferencias estratigráficas notables entre ellos. Por otra parte, aunque la Sierra Crestellina aparece separada por contactos tectónicos de la primera alineación terrígena de colores rojos, no parece que exista una gran independencia sobre el terreno entre unos y otros. Más bien parece que todos ellos pudieron estar originalmente relacionados y formar una única entidad paleogeográfica. Por otra

parte no parecen existir grandes diferencias entre las dolomías de Sierra Crestellina y las de Casares. Así pués, todo el conjunto carbonatado que delimita al triángulo de Casares por el O parece constituir una entidad tectónica mayor junto con la alineación terrígena occidental de colores rojos, aunque ciertamente aparece subdividida internamente en una serie de escamas.

La atribución al Maláguide, y no al Alpujárride como sostienen **Didon (1969) y Didon et al. (1973)**, de los terrenos situados al O del arroyo Albarrán parece clara, al menos si se considera la sucesión litológica que se reconoce en esta alineación, aún a pesar del metamorfismo de grado bajo que localmente afecta a sus materiales. La formación roja es de aspecto análogo al del "Permotrías" maláguide (Formación Saladilla, en este trabajo) e intercala un paquete carbonatado (el de las minas existentes al N de Casares) cuyas rocas recuerdan a las que aparecen en posición equivalente en otras regiones, como p.e. en el afloramiento maláguide del Convento de las Nieves. Por debajo de un nivel conglomerático que jalona la base de este "Permotrías" aparecen unas filitas, pizarras y metagrauvacas de colores grises oscuros en corte fresco, pardos o anaranjados en superficie, que se encuentran bien desarrolladas entre la cabecera del arroyo Albarrán y el Puerto Chamorro y que por su aspecto pueden ser atribuidas al Paleozoico maláguide. Rocas equivalentes afloran al SE de Casares, formando una banda de materiales maláguides epimetamórficos que constituyen una escama independiente de la unidad maláguide más extensa, mejor representada y más característica, cuyo Paleozoico contiene un potente paquete perteneciente a la formación de las Calizas Alabeadas. Elementos tectónicos maláguides epimetamórficos, de características equivalentes a las de los materiales que se observan en la región de Casares también se reconocen en otros sectores del contacto entre las Zonas Internas y las Externas de la Cordillera Bética. Al S de Sierra Arana he observado materiales equivalentes en los alrededores de la Venta del Molinillo. En la región de Vélez Rubio, **Roep y Mac-Gillavry (1960)** los agruparon en la unidad de Casolidad. En la región de Lorca constituyen la unidad de la Peña Rubia de **Fernex (1964, 1968)**.

b) La relación estratigráfica entre las alineaciones arbonatadas y las metapelíticas y cuarcíticas existentes al N de la carretera de Casares parece clara, habida cuenta de la existencia de rocas de características intermedias (calcoesquistos) en muchos contactos. El dispositivo cartográfico de alineaciones litológicas intercaladas ha podido resultar tanto de una estructura imbricada como de un intenso replegamiento. El análisis detallado de la estructura de esta región, en todo caso, es un objetivo de la Tesis Doctoral de J. C. Balanyà, en curso de realización, por lo que remito al lector al futuro trabajo de este autor. En mi opinión, aunque estos términos aparecen individualizados tectónicamente de la F. Puerto de los Guardas de la unidad de los Reales, el contacto que los separa debe ser de

importancia menor. Estos materiales debieron formar originalmente,al igual que la "unidad" del Saucillo, un único conjunto tectónico con la unidad de los Reales.

c) Las dos alineaciones carbonatadas orientales tienden a coalescer a la altura de la carretera de Casares, de manera que al S de ésta, solo se reconoce un único afloramiento carbonatado, el del arroyo de la Vieja, formado esencialmente por dolomías en las que **Dürr (1967)** y **Didon (1969)** reconocieron diversos fósiles del Trías superior (Noriense). En mi opinión la relación de estas dos alineaciones carbonatadas con las dolomías del arroyo de la Vieja no se efectúa mediante contactos estratigráficos sino tectónicos (probablemente fallas, fig. 154). Pienso, además, que estas rocas no pertenecen a la misma serie estratigráfica que constituía originalmente la cobertera permo-triásica de la unidad alpujárride de los Reales, sino que más bien forman parte de una unidad tectónica independiente que, por sus características litológicas y posición tectónica, me parece correlacionable con una unidad rondaide de tipo Nieves. En efecto, mientras que al N de la carretera de Casares las rocas carbonatadas aparecen claramente intercaladas entre las filitas y cuarcitas, las dolomías del arroyo de la Vieja aparecen claramente por debajo de éstas, especialmente en su porción oriental; esta posición está además demostrada por la presencia de diversas plastas de filitas y cuarcitas sobre el conjunto dolomítico, inmediatamente al SE de Casares. Por otra parte, las facies de las dolomías del arroyo de la Vieja son ligeramente diferentes a las de las de las rocas dolomíticas situadas más al N, y además de distinta edad, ya que mientras aquéllas han suministrado fósiles del Noriense en éstas (**J.C. Braga** y **J.C. Balanyà , com. pers., 1986**) han encontrado al E del curso alto del arroyo Albarrán algas dasycladáceas del Ladiniense, en concreto, **Diplopora annulata** (Schafhäult) LT. Finalmente, he reconocido sobre las dolomías del arroyo de la Vieja, a lo largo de la carretera de Casares y en los alrededores del barranco situado al SE del pueblo, unas dolomías alteradas y brechas que, por su aspecto, recuerdan notablemente a la Brecha de la Nava, sobre todo en aquellos afloramientos en que ésta reposa sobre rocas dolomíticas o en los que se encuentra muy alterada y/o tectonizada. Desde la carretera uno tiene la impresión de que estas rocas se continúan hacia el S varios centenares de metros, y de que también aparecen representadas al E, formando una banda intercalada cartográficamente entre las dolomías propiamente dichas y las filitas y cuarcitas suprayacentes. Estos datos sugieren, en mi opinión, que las dolomías del arroyo de la Vieja pertenecen a la Formación Dolomía Principal (Noriense esencialmente) y que no pertenecen a la sucesión alpujárride de la región de Casares, sino a una unidad rondaide estrechamente emparentada con la unidad de las Nieves.

2.5.- Consideraciones sobre la edad del metamorfismo y de las rocas alpujárrides.

2.5.1.-Estado de la cuestión.

En su práctica totalidad, a excepción de los macizos peridotíticos, las rocas metamórficas alpujárrides del O de la Cordillera Bética derivan de rocas sedimentarias anteriores. Salvo en la región de Casares, donde J.C. Balanyà ha reconocido el Trías medio (Ladiniense) mediante fósiles en las intercalaciones carbonatadas existentes entre las filitas y cuarcitas, en los Alpujárrides occidentales, es manifiesta la ausencia de fósiles, que han sido completamente destruidos a consecuencia de las recristalizaciones metamórficas. Por tanto, la asignación de una edad estratigráfica a las rocas metamórficas alpujárrides del O de la Cordillera se ha de basar, exclusivamente, en comparaciones litológicas.

La mayor parte de los autores, tanto en el sector occidental (**Blumenthal, 1927, 1928a, 1931, 1933; Dürr, 1967; Mollat, 1968; Buntfuss, 1970; Mauthe, 1971; Torres-Roldán, 1979b**) como en el sector central (**Van Bemmelen, 1927; Fallot, 1948; Copponex; 1958; Aldaya, 1969a; Orozco, 1973; Torres-Roldán,1974, 1977, 1978); Avidad, 1975; Gallegos, 1975; Navarro-Vilá, 1977; Delgado, 1978; Delgado et al., 1981**) o el oriental (**Simon, 1963; Kampschuur, 1972, etc.**) admite, por lo general, una edad triásica inferior o más antigua para las formaciones metapelíticas, y una edad triásica media y superior para las formaciones metacarbonatadas, por comparación con las secuencias alpujárrides menos metamorfizadas y fosilíferas (**de Vries y Zwaan, 1967; Simon y Kozur, 1977; Kozur y Simon, 1972; Kozur et al., 1974, 1980, 1985; Akkerman et al., 1980; Delgado et al., 1981; Flügel et al., 1984; Braga y Martín, 1985a, b; Martín y Braga, 1985; Braga, 1986**). Otros autores, por el contrario (**Blumenthal, 1949; Boulin, 1964, 1970; Didon et al., 1973; Kornprobst, 1974, 1976; Bourgois, 1978; Reuber et al.,1980; Durand-Delga** y Kornprobst, 1963) son de la opinión de que las rocas metacarbonatadas son antiguas, probablemente prepaleozoicas. Esta discusión enlaza directamente con la cuestión de la edad del metamorfismo y del encajamiento de las peridotitas en la corteza, que es considerada esencialmente alpina por los primeros, y prepaleozoica, tal vez precadomiense, por los segundos. Se plantean así, por tanto, dos problemas distintos pero íntimamente relacionados entre sí, que son la edad del metamorfismo y la edad de las rocas metamorfizadas.

El argumento principal esgrimido a favor de un origen antiguo del metamorfismo, de las rocas ultrabásicas y de la masa principal de las rocas metamórficas alpujárrides, no es otro que la gran semejanza, o incluso identidad litológica (**Durand-Delga, com. pers. 1984**) que estas rocas muestran con las rocas existentes en el Zócalo Cabileño argelino (Cabílides de **Durand-Delga, 1967, 1969, 1970**) y en los Calábrides italianos (**Ogniben, 1960**), regiones en las que tanto el metamorfismo como las rocas se consideran esencialmente antiguos. En Argelia, en particular, aún a pesar de ciertas opiniones

contrarias, la edad antigua del metamorfismo y de las rocas ha sido firmemente defendida en una nota reciente por **Bouillin et al. (1984)**, sobre la base de la presencia de un Paleozoico inferior datado con fósiles, en contacto estratigráfico según dichos autores sobre las rocas cristalinas. En el orógeno bético-rifeño, **Kornprobst (1976)** ha defendido el origen antiguo de las rocas ultrabásicas, del metamorfismo y de las rocas metamorfizadas sobre la base de la existencia de cantos de rocas ígneas y metamórficas en el paleozoico maláguide y, sobre todo, de la presencia de espinelas crómicas en los sedimentos paleozoicos; estas espinelas, que sólo aparecen primariamente asociadas a rocas ultrabásicas, evidenciarían que los macizos peridotíticos y las rocas metamórficas relacionadas con ellos habrían sido exhumados y erosionados durante el Paleozoico.

Los defensores del origen alpino del metamorfismo y de la intrusión peridotítica, y de la edad triásica de los mármoles se basan en tres tipos de argumentos: la constatación, sobre el terreno, de la metamorfización progresiva de rocas carbonatadas fosilíferas, lo que ocurre en el caso de los terrenos mesozoicos de la unidad de las Nieves al acercarse a las peridotitas; la comparación litológica de las sucesiones metamórficas carbonatadas y las secuencias triásicas alpujárrides; y, por último, las dataciones radiométricas.

Dada su muy diferente naturaleza y su historia parcialmente diferente, es necesario tratar independientemente la edad de las rocas ultrabásicas y del metamorfismo, la de las rocas metapelíticas y la de las rocas carbonatadas.

2.5.2.- Edad de las rocas ultrabásicas y del metamorfismo a ellas asociado.

Por su propia naturaleza, las rocas ultrabásicas plantean una serie de cuestiones cronológicas un tanto particulares. En efecto, dado que las peridotitas de tipo alpino de alta temperatura, como es el caso de los macizos ultrabásicos de Ronda, se consideran fragmentos metamorficos de material procedente del manto superior encajados en la corteza por causas tectónicas **(Nicolas y Jackson, 1972; Dickey y Nicol, 1979)** no tiene sentido asignarles una edad estratigráfica. Más bien lo que hay que hacer es establecer la cronología de las distintas etapas de su historia petrológica y tectónica, como son: su formación en el manto superior, su individualización y ascenso con respecto a éste, su metamorfización y su encajamiento en la corteza. Por lo que se refiere a la edad de la formación primaria de las rocas del manto superior es obvio que hay que pensar que tuvo que tener lugar en tiempos prefanerozoicos. Otra cuestión muy diferente es la edad de la individualización de los macizos peridotíticos, por diferenciación magmática a partir de la pirolita del manto adyacente, y su encajamiento en la corteza acompañado de un autometamorfismo de las rocas ultrabásicas. Aunque estos procesos pudieron tener lugar a lo largo de un

intervalo de tiempo relativamente largo, su relación con el metamorfismo de las rocas encajantes parece evidente, al menos en las últimas etapas de la historia de las peridotitas. Si se tiene en cuenta que al SE de Ronda las rocas mesozoicas datadas de la unidad de las Nieves aparecen progresivamente más intensamente metamorfizadas al acercarse a los macizos ultrabásicos, necesariamente se tiene que concluir que al menos las últimas etapas del metamorfismo ocurrieron durante el ciclo alpino y que durante éste las peridotitas aún se encontraban suficientemente calientes como para producir transformaciones metamórficas de alto grado en el borde más interno de la unidad de Las Nieves. Esta conclusión está reforzada por las dataciones radiométricas de los materiales metamórficos alpujárrides que, en su totalidad y hasta la fecha, tanto en la Cordillera Bética occidental como en el Rif (**Loomis, 1975; Priem et al ., 1979; Michard et al., 1983; Torres-Roldán et al., 1986**) han dado edades alpinas muy modernas, preferentemente concentradas en torno al Mioceno inferior (22-23 m.a.), a las que se asocian otros máximos en torno al Oligoceno inferior-medio (30-35 m.a.), y al intervalo Cretácico superior-Paleoceno (81 a 53 m.a.), de acuerdo con las escalas de **Van Hinte (1978b) Ryan et al., (1974)** y **Vass y Vagdasarjan (1978).**

2.5.3.- Edad de las formaciones metapelíticas.

En el caso de la unidad de los Reales no existen discrepancias notables en la atribución de una edad a las formaciones metapelíticas. Así la Formación Tonosa se atribuye clásicamente al Permo-Trías y a la Formación Puerto de los Guardas se le asigna una edad Paleozoica o más antigua.

La atribución al Permotrías de las rocas de la Formación Tonosa se basa en la existencia local del Trías, demostrada paleontológicamente en algunas de las escasa rocas carbonatadas de la unidad de los Reales, y también en la identidad completa que estas rocas muestran con las incluídas en la misma formación en los Alpujárrides centrales y orientales, en los cuales ha sido constatada la presencia de fósiles triásicos. Según **Simon y Visscher (1983)** se puede descartar la presencia del Pérmico en la mayor parte de los casos, ya que los estudios palinológicos solo indican una edad Trías inferior y, a veces, incluso, Trías medio para estas rocas (**Kozur et al., 1985**). Estos datos concuerdan con los resultados palinológicos recientemente obtenidos sobre los terrenos no metamórficos del denominado "Permotrías" maláguide (**Kozur et al., 1985; Baudelot et al., 1984**) donde tan solo se ha podido demostrar la existencia de Trias.

La asignación al (Permo) Trías de la Formación Tonosa conduce automáticamente a la conclusión de que las rocas de la Formación - Puerto de los Guardas son de edad paleozoica o más antigua. Aunque en ningún caso, hasta ahora, han sido descritos fósiles procedentes de ellas,

algunos autores atribuyen a una edad carbonífera al tramo superior de micasquistos de grano fino, sobre la base de su color oscuro, alto contenido en grafito y procedencia de un sedimento original pizarroso y grauváquico que evocaría una facies de tipo Culm.

En el caso de las formaciones metapelíticas de las unidades de Yunquera y Blanca, debido al metamorfismo de alto grado que afecta a la totalidad de sus secuencias estratigráficas, es más difícil asignarles una edad. En principio, por las semejanzas litológicas que la mayor parte de las rocas presentan con los términos que se reconocen dentro de la Formación Puerto de los Guardas, parece razonable asignarles una edad esencialmente premesozoica. Podría ser, sin embargo, que los términos metapelíticos superiores, adyacentes al conjunto carbonatado, fueran más modernos tal vez triásicos. Tres argumentos apuntan a favor de esta posibilidad, como son: el color más claro de las rocas adyacentes a los mármoles, la naturaleza transicional del contacto con ellos y la abundancia de intercalaciones cuarcíticas y anfibolíticas, rasgos éstos que también se reconocen en los materiales permo-triásicos alpujárrides con respecto a las metapelitas infrayacentes. Estos rasgos son especialmente típicos de la zona de transición (Uberganszone de **Mollat, 1968**) entre la Formación de Ojén y los mármoles de Sierra Blanca, al E de la misma.

2.5.4.- Edad de las formaciones carbonatadas.

La edad triásica de los niveles carbonatados estratigráficamente relacionados con y suprayacentes a la Formación Tonosa de la unidad de los Reales y equivalentes, ha sido demostrada mediante fósiles. Por el contrario, las formaciones carbonatadas intensamente metamorfizadas de las unidades de Yunquera y de Blanca, así como de otras unidades alpujárrides equivalentes situadas en regiones más orientales (Sierra Tejeda, Sierra Almijara: manto de la Herradura de **Aldaya et al., 1979-82**) han sido atribuídas por unos autores al Trías y, por otros, al Paleozoico o al Precámbrico. Esta polémica no es actual, sino que viene ya de muy antiguo (véase, al respecto **Egeler y Simon, 1969**). La hipótesis de una edad antigua fue primeramente sostenida por los geólogos autoctonistas (**Michel-Levy y Bergéron, 1890; Barrois y Offret, 1889 ; Orueta, 1917; Mac-Pherson, 1874**) y ha sido retomada principalmente por los geólogos de la escuela de Durand-Delga (**Boulin, 1964, 1970; Didon et al., 1973; Kornprobst, 1974, 1976; Bourgois, 1978, 1980**), y también por **Kockel** (1963) y **Blumenthal** (1949) en sus últimas interpretaciones. La hipótesis de una edad triásica para los mármoles fue introducida, a la vez que las ideas aloctonistas por **Van Bemmelen** (1927) y por **Blumenthal** (1927, 1928a, 1930, 1933) quien asignó, en sus primeros trabajos, los mármoles de Yunquera y de las Sierras Blanca y de Mijas al triásico metamorfizado de sus Rondaides. En época más reciente, esta hipótesis fue la aceptada por la mayor parte de los autores, tanto alemanes (**Dürr, 1967; Hoeppener et al., 1963, 1964; Mollat, 1968; Buntfuss, 1970; Mauthe, 1971**) como americanos (**Loomis, 1972a, b; 1975; Bonini et al, 1973; Lundeen, 1978**), holandeses (**Westerhof, 1975, 1977**) y, sobre todo

españoles (**Torres-Roldán, 1974, 1977, 1978, 1979b; Fontboté-Rubio, 1976; Salobreña, 1977; Avidad, 1976.; Aldaya et al., 1979-82; Delgado et al., 1981, etc.**).

En mi opinión, los argumentos a favor de una edad esencialmente triásica para los mármoles de las unidades de Yunquera, Blanca y equivalentes más orientales, son mucho más convincentes aunque, en este caso, no se reconocen materiales estrictamente equiparables a la Formación Tonosa, que han podido ser profundamente modificados durante el metamorfismo alpino. Me parece un hecho fundamental a favor de esta hipótesis la transformación rápida pero gradual que se constata en el borde interno de la unidad de las Nieves, donde las rocas triásico-jurásicas datadas con fósiles se transforman en mármoles de grano grueso, a veces con abundantes intercalaciones silicatadas, de características litológicas completamente equivalentes a las de los mármoles de las unidades de Yunquera y Blanca.

Torres-Roldán (1977, 1978) ha llegado a la conclusión de que los mármoles son triásicos sobre la base de la presencia de escapolita, tanto en los propios mármoles como en las intercalaciones metapelíticas a ellos asociadas. La formación de este mineral durante el metamorfismo requiere una elevada concentración de sodio en la roca original, lo que pudiera estar relacionado con la existencia de intercalaciones sedimentarias de origen evaporítico, cuya presencia frecuente en los sedimentos triásicos, incluso de facies alpina, es un hecho bien constatado.

Otros argumentos a favor de la edad triásica de los mármoles son los derivados del análisis litoestratigráfico comparado de las secuencias de mármoles y las secuencias carbonatadas sedimentarias y fosilíferas alpujárrides (**Delgado et al., 1981**). Este análisis ha resultado ser especialmente interesante en el caso de la unidad de Yunquera, cuya columna estratigráfica me ha sido posible establecer con cierto detalle. Si esta columna (Fig. 155) se compara con la secuencia estratigráfica sintética del Trías alpujárride propuesta por **Delgado et al. (1981)** se observan los siguientes hechos:

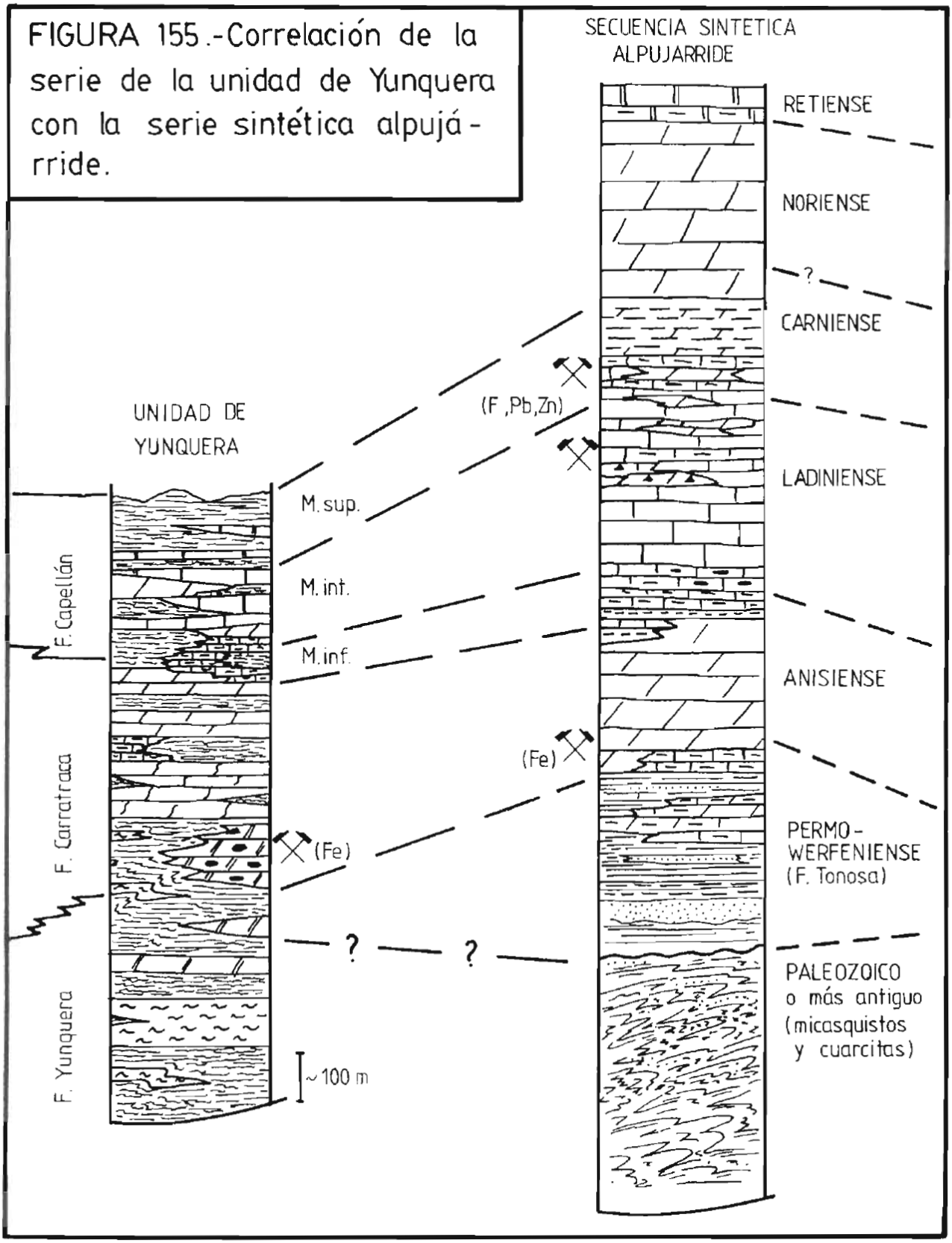
a) La Formación Carratraca, dolomítica, podría ser equivalente de las dolomías basales alpujárrides, de edad esencialmente Anisiense.

b) La Formación Capellán podría equivaler a los diferentes términos calizos y margosos de edad Ladiniense y Carniense:

- En muchos puntos, la transición entre la Formación Carratraca y la Formación Capellán está marcada por intercalaciones de micasquistos y cuarzoesquistos calcáreos, que pueden haber resultado del metamorfismo de niveles sedimentarios margosos y con sílex análogos a los que aparecen al techo del paquete dolomítico inferior en muchas unidades alpujárrides.

- Los lentejones de mármoles dolomíticos intercalados entre los mármoles calizos de la parte superior de la Formación Capellán podrían

FIGURA 155.-Correlación de la serie de la unidad de Yunquera con la serie sintética alpujárride.



equivaler a los cuerpos dolomíticos estratiformes que aparecen hacia el Ladiniense superior-Carniense inferior, y asociados a los cuales existen, en muchos puntos del Alpujárride, interesantes mineralizaciones de fluorita, galena y blenda principalmente **(Delgado et al., 1972; Martín y Arana, 1976; Martín, 1980a; Torres-Ruiz et al., 1985)**, no reconocidas en unidad de Yunquera lamentablemente.

- Las filitas, calcoesquistos y cuarcitas de la región de la Breñuela, con los cuales culmina la serie metamórfica de la unidad de Yunquera, podrían ser equivalentes a los niveles arcillosos, dolomíticos, areniscosos y margosos que aparecen en el Carniense en una posición relativa semejante. **Dürr (1967)** ya señaló las semejanzas de estos niveles con los reconocidos y datados en la Sierra de Baza por **Fallot et al. (1954)**.

c) Las metapelitas que se intercalan con los niveles dolomíticos de la base de la Formación Carratraca sugieren la existencia de una relación estratigráfica entre esta formación y la Formación Yunquera, cuya parte superior podría pertenecer al (Permo-)Trías inferior. La existencia de mineralizaciones de hierro en el paquete dolomítico inferior alpujárride **(Martín y Torres-Ruiz, 1982)** concuerda también con la presencia de pequeñas mineralizaciones de hierro en los mármoles dolomíticos de Carratraca, que han sido objeto de explotaciones mineras artesanales.

Una comparación litológica equivalente también se puede realizar entre los mármoles de la unidad de Blanca y la secuencia triásica alpujárride. En este caso, llama la atención el extraordinario desarrollo de los mármoles dolomíticos en la Sierra de Mijas. Por su aspecto de campo recuerdan mucho a las dolomías recristalizada y mármoles dolomíticos de la Sierra Almijara y del N y NO de Sierra Nevada **(Gallegos, 1975; Avidad, 1976 ; Navarro-Vilá, 1977)**, en los cuales se han reconocido fósiles triásicos **(Copponex, 1958; Boulin, 1970; Martín, 1980a; Martín y Delgado, 1980; Delgado et al., 1981; Flügel et al., 1984; Braga y Martín 1985a)**. Al N de la Sierra de Mijas existen pequeñas minas de plomo, al igual que sucede en las regiones arriba mencionadas **(Arana, 1973)**.

En su conjunto, como ya señalé más arriba (cf. 2.2.2.3.) en la Sierra Blanca los mármoles dolomíticos parecen proceder de un nivel estratigráfico inferior a los mármoles calizos, de los que aparecen separados por niveles de mármoles impuros, con abundantes silicatos cálcicos, e incluso por intercalaciones metapelíticas y cuarcíticas. Esta situación es equivalente a la que se reconoce en la unidad de Yunquera, entre las formaciones Carratraca y Capellán. En la región de Ojén y en la Sierra de Mijas aparecen, localmente, mármoles calizos y niveles silicatados calcoesquistos en el contacto con las formaciones metapelíticas, que se pueden considerar equivalentes a los que en otras unidades alpujárrides se reconocen a la base (Anisiense) del conjunto carbonatado triásico. En Sierra Blanca, además, en niveles pelítico-carbonatados situados dentro del paquete de mármoles calizos, se pueden reconocer, localmente, nódulos silicatados con abundante

cuarzo, que pueden haber resultado de la transformación de antiguos niveles calizo margosos con nódulos de sílex, análogos a los que se reconocen en las secuencias alpujárrides no metamórficas durante el Ladiniense.

En definitiva, la atribución al Trías, esencialmente medio (Anisiense-Ladiniense) de los materiales carbonatados metamórficos de los Alpujárrides occidentales no solo no se contradice con los datos estratigráficos regionales, sino que permite correlacionar las sucesiones litológicas metamórficas con las sedimentarias triásicas más orientales con bastante exactitud. Por el contrario, la asignación de los mármoles al Paleozoico o al Precámbrico, de acuerdo con otras hipótesis, no me parece suficientemente fundada, ya que, a mi conocimiento, no existe ningún equivalente carbonatado no metamórfico de importancia volumétricamente semejante en el Paleozoico no metamórfico de las regiones próximas, dentro y fuera de la Cordillera Bética (**Bourrouilh** y **Gorsline, 1979**). Las Calizas Alabeadas, únicas rocas carbonatadas ampliamente repartidas en el Paleozoico maláguide, darían lugar a un metaderivado esencialmente calcoesquistoso, dado su elevado contenido pelítico, lo que no se correspondería con las rocas carbonatadas alpujárrides. Por consiguiente, la hipótesis que me parece más verosímil es la de una edad triásica para los materiales carbonatados metamórficos de los Alpujárrides occidentales, razón por lo cual se adaptará en las consideraciones geotectónicas y paleogeográficas que más adelante se plantearán (Cap. 9).

2.6.- La colocación de las peridotitas y su relación con el metamorfismo alpino alpujárride.

2.6.1.- Diferenciación ígnea de las peridotitas, diapirismo del manto y transformaciones autometamórficas.

Como más arriba señalé (cf. 2.3.2.2.) dentro de los macizos ultrabásicos de la Cordillera Bética se han reconocido cuatro facies mineralógicas (lherzolitas con granate, subfacies Seiland y Ariegita de las lherzolitas con espinela, y lherzolitas con plagioclasa), teniendo en cuenta la presencia de espinela, plagioclasa o granate en las peridotitas y la naturaleza (piroxenita granatífera, piroxenita, gabro olivínico...) de las capas máficas a ellas asociadas. Estas cuatro facies son el producto del autometamorfismo de un fragmento del manto superior durante su colocación en la corteza terrestre. Pero antes de que tuvieran lugar las transformaciones metamórficas que dieron lugar a las distintas facies, debió acaecer una diferenciación de las rocas que hoy constituyen los macizos ultrabásicos, con respecto a la pirolita del manto superior, del cual, en última instancia, proceden estas rocas. Esta diferenciación fué de carácter ígneo, ya que, según los estudios petrológicos modernos (**Dickey, 1970; Obata, 1977; Dickey et al., 1979; Dickey** y **Nicol, 1979**), las peridotitas son un residuo de la fusión parcial de la pirolita, mientras que las capas máficas a ellas asociadas con el resultado de la cristalización fraccionada de los fundidos magmáticos originados a consecuencia de

dicha fusión parcial. **Obata (1977)** ha precisado la sucesión temporal de todos estos acontecimientos ígneos y metamórficos y establecido las condiciones aproximadas de presión y temperatura a las que se originaron:

En primer lugar se produjo la fusión parcial de una porción del manto superior. Se formaron así unos fundidos máficos de composición protobasáltica (**Dickey** y **Nicol, 1979**) y unas peridotitas que representan los residuos de dicha fusión. Este proceso debió estar relacionado con un **diapirismo del manto**, es decir, el ascenso de una porción del manto superior con respecto al manto adyacente, en una situación geotectónica de características extensivas. La fusión parcial debió comenzar a más de 80 km de profundidad, a una presión superior a 25 kb y a temperaturas del orden de 1350-1425ºC (**Obata, 1977**). La composición del magma originado debió ser próxima a la de los basaltos picríticos y una parte importante del mismo pudo ascender más rápidamente que el diapiro ultramáfico, escapar de él a través de superficies estrechas, tal vez coindicentes con el bandeado actualmente visible e incluso salir al exterior en forma de efusiones volcánicas de probable carácter toleítico. Sin embargo, una parte de los fundidos, o bien los productos de su cristalización fraccionada o de su reacción con las peridotita encajante, pudieron quedar atrapados dentro del diapiro, e incluso sufrir procesos repetidos de fusión y cristalización fraccionada, lo que permite explicar la diversidad mineralógica y composicional de las capas máficas actualmente visibles (**Dickey et al., 1978; Dickey** y **Nicol, 1979**). La tendencia natural de los fundidos magmáticos a escapar hacia zonas más superficiales determinó la mayor concentración de las capas máficas en las zonas periféricas de los macizos peridotíticos (**Dickey, 1970; Obata, 1977**). La formación de las capas máficas debió ocurrir a consecuencia de un descenso de presión y temperatura relacionado con el ascenso diapírico de la porción del manto diferenciada con respecto a la pirolita adyacente, pero probablemente todavía tuvo lugar a una gran profundidad que, según **Obata (1977)**, debió ser del orden de unos 70 km. Puesto que las capas máficas son el resultado de la cristalización de los fundidos protobásicos previamente originados, y de su reacción con las peridotitas encajantes al atravesar las zonas más externas y frías del diapiro a través de conductos estrechos, se puede concluir que no tiene sentido pensar en la existencia de cámaras magmáticas para estas rocas (más bien habría que pensar en una especie de "esponja magmática"). Por consiguiente, el bandeado de los macizos ultrabásicos no debe ser considerado como una estratificación magmática, sino como el resultado de una especia de relleno de filones acaecido en el manto superior.

Al progresar el ascenso diapírico el cuerpo peridotítico fué perdiendo progresivamente calor. A una temperatura del orden de 1100-1200ºC y a una presión del orden de 20-25 kb, esto es, entre 70-80 km de profundidad, los minerales de las peridotitas modificaron su composición y las capas máficas recristalizaron a piroxenitas con granate, de manera que la mineralogía ígnea fué completamente transformada y el diapiro solidificó. A partir de este momento y sobre todo cuando el cuerpo peridotítico alcanzara los niveles basales de la

corteza resulta muy difícil pensar que el ascenso de las rocas ultrabásicas estuviera determinado por procesos de tipo diapírico **(Loomis, 1972b, 1975; Bonini et al., 1973; Torres-Roldán, 1979a, b)**. Más bien hay que pensar, habida cuenta de la fábrica de las peridotitas **(Darot, 1973, 1974;** véase también **Reuber et al., 1982 y Tubía, 1985b)** que el ascenso se produjo a consecuencia de un flujo plástico y una recristalización sintectónica a alta temperatura (1000ºC) en condiciones compresivas, a favor de una zona de cizalla cortical. Al disminuir la presión durante el ascenso se produjo el metamorfismo de las asociaciones minerales formadas durante la diferenciación ígnea.

A lo largo del proceso de encajamiento en la corteza la pérdida del calor remanente en el cuerpo peridotítico debió ser relativamente rápida en los bordes donde se han preservado las asociaciones mineralógicas metamórficas peridotíticas de alta presión (facies de lherzolitas con granate), que fueron las primeras que se formaron, a presiones comprendidas entre 12-15kb, esto es, cuando el cuerpo ultrabásico se encontraba a unos 40-50 km de profundidad. Por el contrario, mientras que en la periferia se paraban las transformaciones autometamórficas a consecuencia de su más rápido enfriamiento, en el núcleo del cuerpo peridotítico la temperatura continuó siendo lo suficientemente alta como para permitir el progreso de las reacciones autometamórficas a presiones más bajas y profundidades menores, la transformación de las facies con granate en facies con espinela y, por último, en facies con plagioclasa. Estas últimas actualmente están presentes en el núcleo de los macizos ultrabásicos y se formaron, según **Obata (1977)**, a presiones del orden de 4kb. Después de esto tan solo tuvieron lugar transformaciones retrometamórficas, relacionadas con la caída de las temperaturas.

2.6.2.- Evolución del metamorfismo alpino.

Las relaciones de campo entre las rocas metamórficas alpujárrides y los macizos peridotíticos obligan a pensar que el metamorfismo, aquí considerado alpino, debió estar relacionado la colocación de las rocas ultrabásicas en la corteza. Debió ser precisamente a partir del encajamiento del cuerpo peridotítico, ya en estado sólido en la base de la corteza, cuando debió comenzar la transformación de las rocas encajantes que hoy forman parte de los Alpujárrides occidentales y, probablemente, de parte al menos de los Alpujárrides centrales. Las transformaciones metamórficas parecen haber evolucionado de forma paralela a las de las ocurridas dentro de los propios macizos ultrabásicos durante las últimas etapas de su historia petrológica. Las peridotitas debían actuar esencialmente como transmisoras de calor a las rocas encajantes.

Como se ha podido ver a lo largo de apartados precedentes el metamorfismo alpujárride es de carácter polifásico y fué evolucionando a lo largo del tiempo, de manera que se pueden diferenciar, básicamente, dos etapas blastesis. Durante la primera etapa, la blastesis fue sincinemática de la formación de una primera esquistosi-

dad (S_1) y se originaron unas asociaciones minerales propias de temperaturas y presiones intermedias que pasan a ser altas en los niveles más profundos de las formaciones metapelíticas. Durante la segunda etapa comenzó una nueva blastesis, sincinemática de una nueva esquistosidad (S_2) que dió lugar a asociaciones minerales de menor presión que en la etapa precedente. Esta segunda etapa de blastesis se prolongó después de la formación de la S_2, en condiciones estáticas que determinaron la aparición de asociaciones minerales postesquistosas indicativas de temperaturas intermedias o altas, dependiendo del nivel estratigráfico considerado, y de baja presión. Esta segunda etapa de blastesis culminó con la fusión parcial de porciones importantes de la secuencia alpujárride.

Es evidente, pues, que, al igual que sucede en las rocas ultrabásicas, la evolución del metamorfismo alpujárride está relacionada con la generalización de unas condiciones de temperaturas y presiones elevadas en una primera etapa en los niveles profundos, que son seguidas por una rápida e inexorable caída de presión acompañada de un aumento de la temperatura en los niveles más someros. En los niveles estratigráficos más profundos de las formaciones metapelíticas, sobre todo en los situados en posición adyacente a las peridotitas, las estimaciones de presión derivadas del estudio de las asociaciones minerales sin-S_1 por diversos autores indican valores del orden de 8-9 kb. De acuerdo con ello, cabe pensar que la primera fase de metamorfismo estuvo relacionada con el encajamiento de las peridotitas en niveles profundos de la corteza (entre 20 y 30 km), probablemente en condiciones francamente compresivas. A lo largo del tiempo y durante su ascenso las peridotitas se desplazaron con respecto a las rocas adyacentes dando lugar a zonas de cizalla dúctil señaladas por la presencia de bandas blastomiloníticas. A consecuencia del ascenso a niveles más someros, se produjo la caída de la presión que se detecta a lo largo de la segunda etapa de metamorfismo alpujárride, mientras que las temperaturas se mantuvieron en torno a valores próximos a los 800ºC a lo largo de los contactos con las rocas ultrabásicas y progresivamente menores al alejarse de ellas. Las altas temperaturas condicionaron la fusión parcial en las zonas de contacto, de manera que una parte de los fundidos ácidos pudieron ser inyectados, incluso, dentro de las propias masas peridotíticas.

Los estadios finales de la evolución metamórfica alpujárride aparecen estrechamente relacionados con el comienzo de la individualización de las unidades alóctonas, como lo demuestra la incorporación de las peridotitas, aún a temperaturas elevadas (800-900ºC) a la base de un gran manto de corrimiento, la unidad de los Reales, así como la blastomilonitización y metamorfismo de contacto acompañado de migmatización provocados por la lámina peridotítica cabalgante en los materiales situados en la parte alta (geométricamente) de la unidad de Blanca, tectónicamente infrayacente. Debió ser también durante estas últimas etapas de la evolución tectonometamórfica de la región, cuando se debió producir el metamorfismo de los sectores más internos de la unidad de las Nieves, así como las transformaciones retrometamórficas que afectan tanto a las peridotitas a lo largo de ciertos accidentes como a las propias sucesiones alpujárrides.

3.- MALAGUIDES

3.1.- Introducción.

Los terrenos maláguides (Fig. 11) afloran ampliamente en el sector occidental de la Cordillera Bética, principalmente en los Montes de Málaga y a lo largo de una banda paralela a la costa del Sol que se extiende casi sin interrupción desde Benalmádena hasta Estepona. Afloramientos menores, pero aún de notable extensión se localizan entre Casarabonela y Tolox, y al E de esta última localidad en la región de Guaro, así como entre Monda y Coín; en todos estos casos afloran bajo los terrenos alóctonos pertenecientes al Complejo del Campo de Gibraltar de la región entre Alora y Alozaina. También aparecen otros afloramientos a lo largo del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas, el más extenso de los cuales se extiende desde Atajate a Gaucín; los del convento de las Nieves, la región de Ardales y la región de El Chorro han sido cartografiadas en el mapa que acompaña a este trabajo.

No he realizado un estudio detallado de los materiales paleozoicos y permo-triásicos. Me he limitado al reconocimiento de sus características litológicas sobre el terreno y a su separación de los terrenos adyacentes en el área que he cartografiado. A los terrenos postriásicos les he prestado una mayor atención dentro y fuera del área que he cartografiado sobre todo en los afloramientos situados a lo largo del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas, y también he realizado observaciones complementarias en las regiones de El Palo de Málaga, Vélez Rubio y río Pliego, al objeto de obtener una visión lo más completa que fuera posible de la estratigrafía de la cobertera maláguide a la escala regional.

Las acusadas diferencias litológicas entre los terrenos paleozoicos, que son esencialmente detríticos, y los terrenos postriásicos, que son principalmente carbonatados, han determinado un comportamiento diferencial de unos y otros frente a las deformaciones tectónicas y, por consiguiente un despegue generalizado de la cobertera con respecto a su sustrato estratigráfico. Este fenómeno es especialmente patente a lo largo del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas, donde resulta muy difícil en muchos, casos, la asignación de ciertos elementos tectónicos a la cobertera del Maláguide o a otros conjuntos tectónicos diferentes de éste. Como ya he señalado en capítulos anteriores (Cap. 2, ap.1; Cap. 5, ap.1.2.1.) estos elementos fueron incluídos en el "Penibético interno" por **Blumenthal (1927, 1928a, 1930, 1931, 1933a)**, pero su asignación a la cobertera maláguide debe discutirse caso por caso, habida cuenta del contexto estratigráfico y tectónico local y regional.

A lo largo del frente de las Zonas Internas, en la región que he cartografiado, pero también fuera de ella más al E (región de Sierra Arana: **Foucault, 1976; García-Dueñas y Navarro-Vila, 1976, 1980; Navarro-Vilá, 1977**; región de Vélez Rubio: **Roep y Mac-Gillavry, 1960; Soediono, 1970; Geel, 1973**) se puede constatar claramente

que el Maláguide no es una entidad tectónica simple, sino que, por el contrario, está constituído por varios elementos tectónicos. Sin embargo, aunque existen algunas diferencias de detalle, la constitución litoestratigráfica de estas unidades es equivalente, por lo que no describiré sus series por separado.

En la descripción que viene a continuación resumiré en primer lugar las características de las formaciones paleozoicas y después de las (permo-)triásicas. Después describiré las características de cada uno de los elementos tectónicos de la cobertera postriásica que afloran a lo largo del frente de las Zonas Internas, discutiendo en cada caso las razones que me llevan a esta asignación al Maláguide. Finalmente resumiré las características de la cobertera maláguide en las regiones en las que éstaha sido clásicamente estudiada, plantearé la correlación entre las distintas series y propondré un modelo de reconstrucción paleogeográfica.

3.2.- Materiales paleozoicos y más antiguos.

3.2.1.- Sobre la existencia de terrenos metamórficos presilúricos a la base del Maláguide.

3.2.1.1.- La posición del contacto Alpujárride-Maláguide.

Ya señalé al comienzo de este capítulo (cf. 1.2.) que, tras los detallados trabajos de campo de los geólogos alemanes de Bonn **(Hoeppener et al., 1963, 1964)**, la masa principal de terrenos metamórficos del O de la Cordillera Bética fue separada del Bético de Málaga de Blumenthal e incorporada a los Alpujárrides. No obstante, **Mollat (1968)**, **Buntfuss (1970)** y **Mauthe (1971)** constataron la existencia de terrenos metamórficos en continuidad litológica aparente con la base del Paleozoico maláguide, lo cual les sugirió la unidad tectónica entre ambos tipos de materiales, que fueron incorporados al "manto de Málaga s.s.". Este hecho fue ya señalado, en la Serranía de Ronda por **Blumenthal (1949)** y **Fallot (1948)**. Para estos autores y también para **Kockel (1963)** los terrenos metamórficos en cuestión representarían un zócalo antiguo, anterior al Silúrico, que es el primer nivel estratigráfico datado en el Maláguide **(Mauthe, 1971)**. Sin embargo, para otros autores, todos los terrenos cristalinos situados bajo el Paleozoico maláguide pertenecerían en realidad al Alpujárride **(Durand-Delga, 1968)**. Las dificultades de separación entre los terrenos atribuidos a la unidad alpujárride superior, esto es, al manto de Guájar de los discípulos de Brouwer, y los pertenecientes al Bético de Málaga de Blumenthal condujo a la noción de manto de Guájar-Málaga **(Copponex, 1958)** que aparece en las primeras publicaciones de los geólogos de la escuela granadina **(Vera, 1963, 1969; González-Donoso y Vera 1965; García-Dueñas, 1967, 1971)**.

No faltan argumentos para defender las diferentes hipótesis adopatadas, entre las cuales se debatió el propio **Blumenthal (1949, p. 35. s.s.)**. En muchos afloramientos, sobre todo en los que

ocupan las posiciones más externas, la existencia de un contacto mecánico en la base del Paleozoico es claramente reconocible: al O del Macizo de los Reales (**Dürr, 1967**), en la Sierra de las Aguas y en El Chorro (**Peyre, 1974**) así como también sucede en el Rif (**Durand-Delga** y **Kornprobst, 1963**; **Kornprobst, 1974**), la aloctonía de los terrenos paleozoicos quedan demostrada por la presencia, por debajo de ellos, de una banda de filitas y cuarcitas litológicamente equivalentes a los materiales atribuidos al "permowerfenense" en los Alpujárrides centrales y orientales, esto es, de los terrenos que, en este trabajo, he incluído en la Formación Tonosa, también conocidos como filitas Color de Humo" por **Mac Pherson** (**1874**) y **Orueta** (**1917**). No obstante, en ciertos puntos puede resultar muy difícil la colocación precisa del contacto, debido a la convergencia de facies entre las filitas atribuidas a la Formación Tonosa y ciertos términos situados a la base del Paleozoico y en franca transición con éste, que presentan un epimetamorfismo que los ha transformado en filitas y pizarras grises.

En otras regiones, situadas sistemáticamente en posición más interna, las rocas de la Formación Tonosa no estan representadas. Ello dificulta ostensiblemente la situación del contacto tectónico entre el Maláguide y el Alpujárride. Así, por ejemplo, en los afloramientos existentes entre Marbella y Mijas y la costa mediterránea, al N de Cártama (anticlinal de Santi Petri) y al N de Estepona, las formaciones sedimentarias paleozoicas de la base del Maláguide se ponen en contacto con terrenos que por sus características litológicas y por su posición tectónica se pueden correlacionar con la Formación Puerto de los Guardas de la unidad de los Reales. Entre ambos tipos de materiales existe una especie de zona de transición en la cual se constata un aumento gradual de la cristalinidad y del grado metamórfico al desplazarse desde las formaciones paleozoicas hacia los niveles más profundos. Una situación equivalente se reconoce en diversos puntos de los Montes de Málaga, sobre todo en su terminación oriental, donde los terrenos metamórficos de afinidades alpujárrides que subyacen al Paleozoico maláguide afloran extensamente y han sido agrupados por algunos autores en una denominada "unidad de Benamocarra" (**Estévez** y **Chamón, 1978**; **Elorza** y **García-Dueñas, 1981**).

Según **Torres-Roldán (1979b)**, al N de Estepona (Fig. 99) no es posible trazar contacto tectónico entre los materiales metamórficos de apariencia alpujárride y los terrenos paleozoicos malágüides, ya que un estudio petrológico detallado demuestra una disminución progresiva de la intensidad del metamorfismo de abajo arriba, sin salto alguno en la sucesión de las zonas minerales. El metamorfismo, por otra parte, es de características equivalentes a las del que afecta al resto del Alpujárride, en particular a la Formación Puerto de los Guardas de la unidad de Los Reales y por tanto (cf. 2.5.), verosímilmente alpina. De acuerdo con esto, los terrenos metamórficos del sustrato maláguide al N de Estepona formarían una única unidad tectónica con el Paleozoico, unidad que este autor denominó "de la Loma de la Portezuela". Dos interpretaciones alternativas permitirían explicar la aparición de los terrenos metamórficos en la base del Paleozoico: o bien que el metamorfismo alpino hubiera afectado a los

niveles estratigráficos más profundos del dominio maláguide o bien que hubiera habido un apilamiento del Maláguide sobre el Alpujárride previo a las últimas fases del metamorfismo alpino, el cual los habría afectado conjuntamente más tarde, obliterando las estructuras relacionadas con dicha superposición precoz y haciendo muy difícil su reconocimiento allí donde las formaciones postpaleozoicas no estuvieran representadas.

Al N de Estepona, el conjunto formado por los terrenos metamórficos y el paleozoico sedimentario, aparece separado de los materiales alpujárrides infrayacentes por un contacto de indudable naturaleza tectónica que está jalonado de serpentinitas. La presencia de bandas de serpentinitas en la base de los terrenos paleozoicos y metamórficos fue uno de los argumentos que llevó a los geólogos alemanes, en especial a **Mollat (1968)** y **Buntfuss (1970)**, a defender su aloctonía con respecto a los materiales alpujárrides infrayacentes y a asignar a todo el conjunto, a su "manto de Málaga, s.s." (= Maláguide). Un examen de estos contactos en la región al N y NO de San Pedro de Alcántara, entre Marbella e Istán y en la región entre Casarabonela y Tolox me ha permitido constatar que no se corresponden con la superficie de cabalgamiento inicial del Maláguide sobre el Alpujárride, sino que más bien se trata de fallas que han dislocado un dispositivo tectónico anterior. Además, en muchos casos se observa claramente que también las rocas metamórficas y las paleozoicas suprayacentes están separadas por importantes fallas a veces también inyectadas de serpentinitas. La interpretación de estos contactos como fallas tiene la ventaja de que, aparte de explicar fácilmente la serpentinización, su traza cartográfica y las estructuras menores que aparecen a ellos asociadas, no obliga a admitir la hipótesis de que la superficie de corrimiento de la base del Maláguide debió cortar a las peridotitas. En efecto, esta hipótesis resulta difícil de admitir si se tiene en cuenta que la envoltura metapelítica de las peridotitas alcanza varios miles de metros de espesor, ya que tendría que haber sido eliminada en ciertos puntos por laminación tectónica o bien por erosión previa a la superposición, en este caso epiglíptica, del Maláguide, y no me parece que haya claras evidencias a favor de ninguna de estas dos alternativas. Por tanto, las bandas serpentínicas no deben ser consideradas como el contacto Alpujárride-Maláguide, y los terrenos metamórficos de la base del Paleozoico maláguide en estas regiones pueden ser considerados como fragmentos procedentes de la envoltura metapelítica de la unidad de los Reales. En tal caso, ha de concluirse que el contacto entre los terrenos alpujárrides y los maláguides estaría situado en algún punto de la aparente zona de transición entre unos y otros en las zonas no perturbadas por accidentes tardíos, y es necesario plantearse si se trata de un contacto estratigráfico o bien de un contacto tectónico y, en este último supuesto, si éste se formó antes, durante o después del metamorfismo alpino. Es necesario referirse a otras regiones para abordar con una visión más amplia, estas importantes cuestiones.

3.2.1.2.- Los niveles metamórficos de la base estratigráfica del Maláguide.

Tanto entre Marbella y Estepona (**Blumenthal, 1949**), como al N de Cártama, en el denominado antiforme de Santi Petri (**Michelau, 1942**) se pueden reconocer extensos afloramientos de formaciones paleozoicas en contacto con potentes paquetes de rocas metamorficas alpujárrides que incluso, en el primer caso, aparecen descansando sobre los macizos peridotíticos. En el antiforme de Santi Petri (Fig. 99), **Mon (1969, 1971)** pudo localizar con precisión un contacto tectónico entre los terrenos alpujárrides y los maláguides. Dicho contacto coincide con una zona brechificada, estrecha por lo general, pero que puede llegar a alcanzar, localmente más de 30 m de espesor, que se localiza entre los términos ligeramente metamórficos de la base del Paleozoico y los francamente metamórficos y de características alpujárrides. En esta zona brechificada aparecen, en algún punto, virutas de filitas azuladas de tipo Tonosa, muy distintas de los materiales adyacentes, cuya presencia evidencia la naturaleza tectónica de la superposición de los terrenos maláguides sobre los alpujárrides. Por encima de la zona brechificada, dentro de los terrenos que, con seguridad, constituyen la base estratigráfica Maláguide, este autor constató que, al desplazarse hacia el contacto mecánico con el Alpujárride infrayacente, se produce un aumento progresivo de la cristalinidad que culmina con la adquisición de un aspecto francamente esquistoso y la aparición de un moteado negro en los niveles más profundos. En un principio **Mon (1969)** consideró que este moteado se debía a una blastesis postesquistosa de andalucita, pero más tarde **(Mon, 1971)** negó que existiera dicho mineral. Esta evolución gradual hacia abajo de los sedimentos paleozoicos hacia rocas cada vez más esquistosas, acompañada de la aparición de motas negras cuyas dimensiones oscilan por lo general entre 1 y 5 mm, es completamente equivalente a la que he reconocido en los terrenos más profundos de la serie maláguide al S de Yunquera, a lo largo de un itinerario que sigue el curso del río Grande (Fig. 142). Aunque, por su aspecto macroscópico, el moteado parece debido a la aparición de andalucita, no he podido confirmar al microscopio la presencia de este mineral en las muestras que he estudiado, ya que las motas negras aparecen constituidas por un agregado de cuarzo, grafito, menas y micas, biotita en particular. Sin embargo, **Tubía y Navarro-Vilá (1984)** y **Tubía (1985a)**, que han encontrado rocas equivalentes al S y SE de la Sierra Alpujata, por encima de una zona brechificada situada en posición equivalente y de características similares a las de la identificada por **Mon (1971)**, han podido constatar que el moteado se corresponde, efectivamente, con andalucita, a la que se asocian, además, pequeños granates idiomorfos y postesquistosos.

Estoy completamente de acuerdo con **Mon (1971)** y **Tubía (1985a)** en que los esquistos moteados representan los niveles más profundos de la serie estratigráfica maláguide, ya que se puede constatar en el campo que su paso a las formaciones sedimentarias paleozoicas es completamente gradual. Así pues, existen materiales

metamórficos en la base estratigráfica del Maláguide. No obstante, creo interesante señalar que estas rocas presentan un aspecto que difiere, aunque ligeramente, del de los esquistos y micasquistos con andalucita de los Alpujárrides: en estos últimos, los cristales postesquistosos (post-S2) de andalucita aparecen preferentemente dispuestos sobre los planos de esquistosidad, con formas alargadas, con frecuencia aciculares e incluso formando agregados de morfología palmeada, y dentro de ellos es frecuente encontrar filones cuarzofeldespáticos con andalucitas rosadas (aplitas de **Mollat, 1968** y **Buntfuss, 1970**); por el contrario en los esquistos maláguides el moteado suele ser equidimensional y, al microscopio, de bordes difusos; no aparecen (o al menos no he visto hasta ahora) filones con andalucitas rosadas y su aspecto de conjunto es más pizarroso y menos metamórfico. Por otra parte, hasta ahora nunca he encontrado rocas idénticas a estos esquistos moteados en afloramientos metapelíticos típicamente alpujárrides, como los del N de la Sierra de las Aguas o del O y NO del macizo de Los Reales.

Si bien la relación estratigráfica entre el Paleozoico maláguide y los esquistos moteados me parece clara e indiscutible, más difícil me resulta admitir la continuidad de la secuencia hacia los niveles más profundos y metamórficos situados por debajo. La existencia de zonas brechificadas a la base de los esquistos moteados **(Mon, 1971; Tubía, 1985a)** que los separan de las rocas más metamórficas situadas por debajo, sugiere que la relación actualmente visible se establece por contactos tectónicos. Ahora bien, cuando se examinan con detalle, la importancia de dichos contactos resulta muy difícil de evaluar. La presencia local de filitas permotriásicas parece avalar de acuerdo con **Mon (1971)** y **Tubía (1985a)**, la hipótesis de que dicho contacto debe ser considerado una superficie tectónica de importancia mayor: el límite entre el Alpujárride y el Maláguide.

La naturaleza petrológica y la edad del metamorfismo que afecta a los niveles basales del Paleozoico maláguide son cuestiones aún abiertas, a mi parecer, dado que un estudio del metamorfismo y un análisis estructural detallado de los niveles implicados en el contacto Alpujárride-Maláguide aún está por realizar a la escala regional. **Torres-Roldán (1979b)** ha sido el único autor que ha estudiado con cierto detalle, aunque a una escala local, el metamorfismo que afecta a estos niveles, y ha concluido que no hay diferencias esenciales, por lo que al metamorfismo se refiere, entre Alpujárrides y Maláguides, por lo que una edad alpina sería verosímil. Sin embargo, **Tubía y Navarro-Vilá (1984)** y **Tubía (1985a)** han considerado que el metamorfismo que afecta a los esquistos moteados de la base del Maláguide es distinto del que afecta a los esquistos alpujárrides de grado metamórfico equivalente: el carácter sistematicámente postesquistoso del granate, allí donde aparece asociado a la andalucita en los esquistos moteados, es el argumento principal en el que se basan estos autores, dado que el granate, en los esquistos alpujárrides típicos suelen ser de pre a sincinemático (pre-sin-S_1). Por lo que se refiere a la edad, cabe decir que la presencia de rocas permotriásicas y paleozoicas epimetamorfizadas en ciertos elementos maláguides frontales

(cf.2.4.3.) indica que, al menos localmente, el Maláguide fue afectado por un metamorfismo de edad alpina. No obstante, no hay que olvidar que en los sedimentos maláguides hay evidencias abundantes de la existencia de terrenos cristalinos tanto ígneos como metamórficos en curso de erosión bien sea en el propio dominio Maláguide o en áreas próximas, durante el Paleozoico (cf. también, **Olivier, 1979b** y **Maaté, 1984**). Forzosamente ha de concluirse que dichos terrenos eran paleozoicos o más antiguos y una parte de ellos pudiera tal vez corresponderse con los materiales metamórficos actualmente visibles a la base estratigráfica del Maláguide. En dominios geológicos equivalentes de otras cordilleras, como por ejemplo en el "Zócalo" de las Cabilias argelinas, la edad precarbonífera, probablemente prepaleozoica, de unos términos metamórficos e ígneos de características equivalentes a las de los cantos que aparecen en los sedimentos paleozoicos maláguides, parece suficientemente bien establecida (**Bouillin et al., 1984**). En este sentido, es interesante recordar que un canto de granito recogido por **Soediono (1971)** en los conglomerados paleozoicos del Maláguide de la región de Vélez Rubio, suministró una edad radiométrica de 535±35 m.a., que se corresponde con una edad cámbrica o precámbrica alta, que no se contradice abiertamente con la edad cadomiense propuesta para los terrenos argelinos equivalentes.

Finalmente, me parece interesante comentar que la restricción areal de los esquistos moteados de la base del Maláguide a los afloramientos más internos y su inexistencia en los elementos tectónicos del frente de las Zonas Internas, sugieren su laminación hacia el exterior de la Cordillera y el desplazamiento, de NO a SE, de la superficie de corrimiento del Maláguide hacia niveles estratigráficos y estructurales cada vez más profundos. Esta observación, junto con las dificultades que hacia los sectores más internos plantea la separación cartográfica, sobre la base de criterios litológicos, entre rocas maláguides y alpujárrides, la desaparición de los niveles estratigráficos alpujárrides superiores (Formación Tonosa), la uniformización del grado de recristalización metamórfica de las rocas y la paralelización de las superficies de anisotropía (esquistosidad y estratificación) con respecto a la traza cartográfica del contacto, sugieren, en mi opinión, que al desplazarnos hacia el SE, nos aproximamos a la zona de raíz de los terrenos maláguides.

3.2.2.- El Paleozoico: Grupo Piar.

Los geólogos holandeses (**Soediono, 1971**; **Roep, 1972, 1980**; **Geel, 1973**; **Mäkel, 1985**) han reunido los diferentes términos paleozoicos maláguides en la denominada Formación o Complejo Piar. La monotonía litológica y la uniformidad del aspecto de campo y del color (pardo a verde oliváceo) de las rocas que integran el Paleozoico maláguide podría, en principio, justificar su inclusión en una única formación. Sin embargo, el gran lapso de tiempo representado y la persistencia, dentro de la monotonía litológica general, de litofacies particulares y bastante características en regiones muy alejadas, aconse-

jan la redefinición del Paleozoico maláguide como una unidad litoestratigráfica de rango superior al de formación, que he denominado **Grupo Piar**, utilizando el término propuesto por los autores arriba citados. Este grupo se puede subdividir en varias formaciones para algunas de las cuales ciertos autores (**Orueta, 1917; Blumenthal, 1949; Michelau, 1942; Kockel y Stoppel, 1962** acuñaron nombres ya clásicos en nuestra literatura geológica. Para otras de estas formaciones, **Mon (1971)** y, más recientemente **Herbig (1983, 1984)**, han introducido nombre formales. Son, de abajo arriba, las siguientes (Fig. 156).

- **Formación Morales**, o formación inferior de pizarras y grauvacas. Fué definida formalmente por **Mon (1971)** y se corresponde con la "Serie Filítica" de los autores alemanes (**Michelau, 1942; Mollat, 1968; Buntfuss, 1970**) y localmente con las "Filitas color de Humo" de **Mac-Pherson (1874)** y **Orueta (1917)**, aunque este término fué empleado también, y sobre todo, para las rocas de la Formación Tonosa de los Alpujárrides. Esta formación suele estar afectada por recristalizaciones metamórficas, sobre todo hacia su base, en la cual aparecen los esquistos moteados.

- **Calizas Alabeadas o Formación Santi Petri**. Es un conjunto litológico especialmente característico del Paleozoico maláguide. Estas rocas fueron identificadas y así denominadas por **Orueta (1917)**, aunque fué **Michelau (1942)** y más tarde **Mon (1971)** y **Herbig (1983)**, quienes han introducido el término local.

- **Formación Almogía** o formación superior de pizarras y grauvacas. Es el conjunto litológico más ampliamente representado del Paleozoico Maláguide. Dentro de este conjunto, aparecen, hacia la base, unos horizontes silíceos que han sido recientemente redefinidos con el nombre de **Formación Falcoña**, por **Herbig (1983)**, quien ha restringido el término Formación Almogía, que fue introducido por **Mon (1971)**, a los materiales suprayacentes a los niveles silíceos.

- **Conglomerado de Marbella**. Este nombre fué introducido por **Blumenthal (1949)** para designar a un conjunto conglomerático formado por cantos de las formaciones infrayacentes de rocas cristalinas, que constituyen el conjunto litoestratigráfico superior del Paleozoico Maláguide.

Todas las formaciones mencionadas, excepto la Formación Falcoña, se pueden diferenciar, en el mapa geológico, de los terrenos adyacentes en la región que he cartografiado, aunque especialmente las Formaciones Morales, Santi Petri y Almogía, aparecen mejor representadas.

3.2.2.1.- Formación Morales.

Esta formación, definida por **Mon (1971)**, es la más antigua del Grupo Piar. Dentro de ella se efectúa la transición gradual de los términos sedimentarios a los términos metamórficos

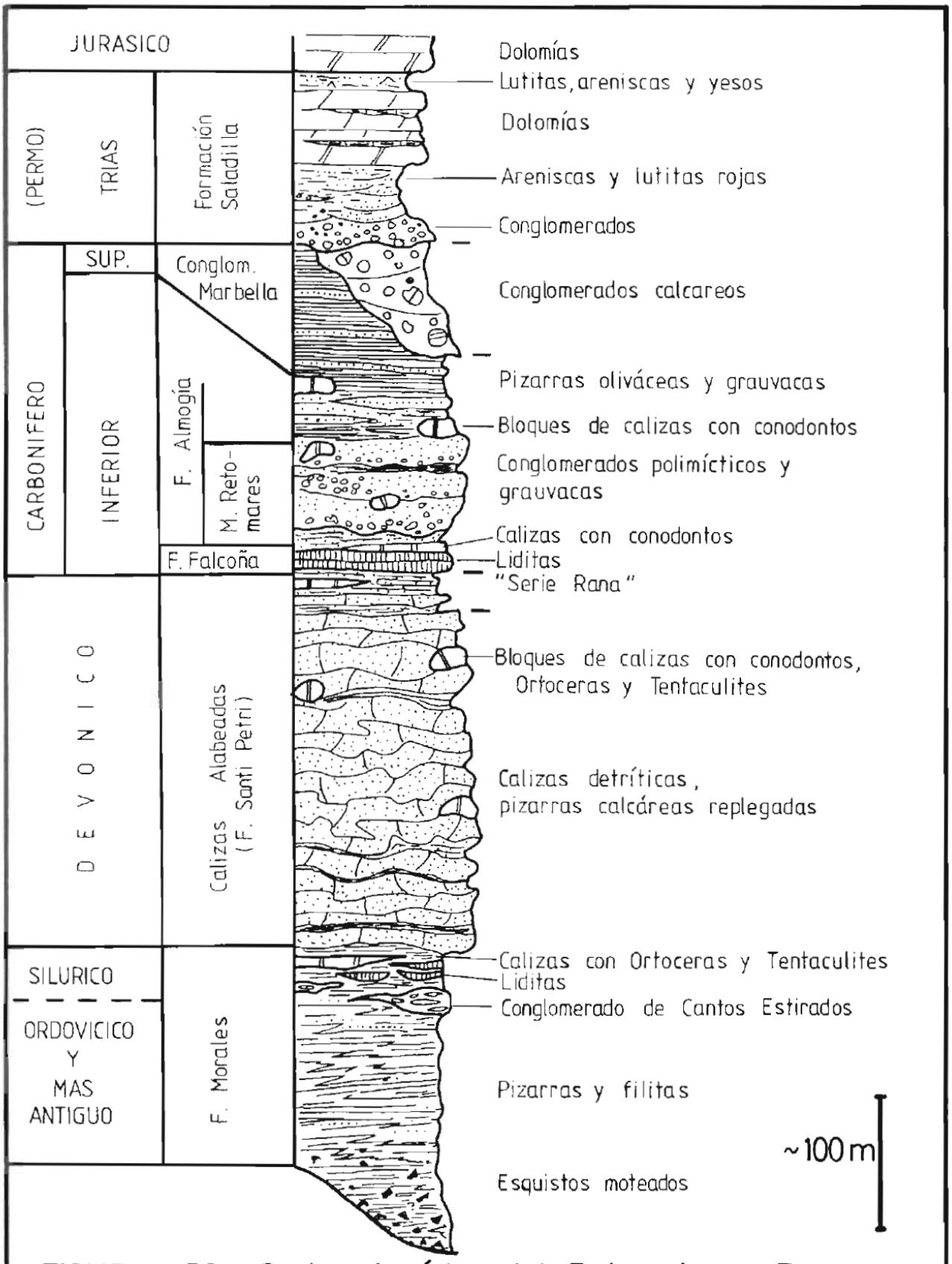


FIGURA 156.- Serie sintética del Paleozoico y Permotrias malaguide.

maláguides y, a su base, incluye a los esquistos moteados a los que ya me referí en el apartado anterior (cf. 3.2.1.). No obstante, lo más frecuente es que repose directamente sobre los materiales alpujárrides mediante un contacto de corrimiento que, con frecuencia, los lámina completamente, sobre todo en los afloramientos situados en las proximidades del contacto entre las Zonas Internas y las Externas. Su límite estratigráfico superior lo determina la aparición de los primeros niveles calizas Alabeadas.

En el área cartografiada está bien representada, sobre todo en los afloramientos que se extienden desde la región al S de Yunquera hasta la de Casarabonela y también en las inmediaciones del Cerro del Peral, entre Yunquera y El Burgo. En los otros afloramientos (región de Ardales, en particular) aparece peor representada.

La Formación Morales está constituida principalmente por areniscas micáceas y lutitas pizarrosas de tonos pardo-grisáceos y oliváceos, localmente rojizos, violáceos o malva (en la parte superior de la formación) o pardoamarillentos, estos últimos debido sobre todo a la alteración superficial. En muchos casos su naturaleza detrítica se reconoce a simple vista o a la lupa, pero lo más frecuente es que ésta sea obliterada parcialmente por una pizarrosidad muy marcada, sobre todo en los términos más profundos, que se transforma progresivamente en una esquistosidad tanto más penetrativa cuanto más cerca de los terrenos metamórficos infrayacentes (esquistos moteados). Las rocas, entonces, adquieren aspecto análogo al de una filita, en cuyo caso a veces son difíciles de diferenciar de las filitas alpujárrides de la Formación Tonosa y las estructuras y texturas sedimentarias quedan destruidas en su mayor parte.

En la parte superior de la formación, unas decenas de metros por debajo de la base de las Calizas Alabeadas, suele aparecer un nivel muy característico, pero a menudo discontinuo, formado por **Conglomerados de Cantos Estirados** y aplanados a favor de la superficie de esquistosidad o pizarrosidad. Está compuesto por cantos predominantemente cuarcíticos y también de esquistos, cuarzoesquistos y pizarras, fuertemente cementados por sílice. Suelen ser de color pardo oscuro y su potencia es muy variable, normalmente del orden de 10-15 m o algo menos **(Mauthe, 1971)** pero puede llegar a superar los 30 m. **(Mon, 1971)**. Constituye un nivel-guía cartográfico que, en el área que he cartografiado, aparece en el Puerto Janón (UF276643) y al O de Carratraca, en el arroyo de las Cañas, en este caso con apenas unos metros de espesor.

La parte alta de esta formación ha sido designada por **Geel (1973)** en la región de Vélez Rubio como Miembro de Filitas Variegadas de la Formación Piar y contiene pizarras fosilíferas, intercalaciones de calizas pelágicas y niveles de pizarras silíceas oscuras (liditas). Estos niveles en el Rif **(Agard et al.,1958)** han suministrado graptolites del Silúrico inferior (Llandovery) y en la región de Chirivel **(Soediono, 1971)**, conodontos del Silúrico superior **(Van den Boogard, 1965)** y tintínidos **(Hermes, 1966)**. Es posible que de

la parte alta de la Formación Morales procedan también los niveles de calizas con conodontos del Silúrico superior y Devónico inferior que **Kockel (1959)** y **Kockel y Stoppel (1962)** encontraron incluídos como lentejones alóctonos dentro de las Calizas Alabeadas suprayacentes. Una muestra con conodontos del Wenlock superior a Ludlow medio recogida por **Kockel (1959)** al E del Cerro Azulejos probablemente procede de niveles muy bajos de las calizas Alabeadas. Así pues, la Formación Morales se debió depositar esencialmente en tiempos presilúricos, y también silúricos en su parte superior. El Conglomerado de Cantos Estirados, a juzgar por su aparición en muchos puntos, probablemente indica un periodo de erosión generalizada, como sugirió **Mon (1971)**, acaecido posiblemente durante el Ordovícico superior.

El espesor de la Formación Morales es difícil de establecer a causa de las deformaciones tectónicas. Al S y SE de Yunquera supera con seguridad los 200 m., aunque esta potencia podría no ser del todo la original.

3.2.2.2.- Calizas Alabeadas o Formación Santi Petri.

Las Calizas Alabeadas son uno de los términos más característicos del Maláguide. El nombre fué introducido por **Orueta (1917)** quien, curiosamente, consideró como afloramientos más característicos de estas rocas a los de la Torrecilla y alrededores, afloramientos que hoy sabemos que no pertenecen al Paleozoico maláguide, sino al Triásico y Jurásico de la unidad de las Nieves, cuyos materiales eran asignados en su totalidad al Paleozoico por el mencionado autor. **Mon (1971)**, siguiendo a **Michelau (1942)**, ha denominado a las Calizas Alabeadas como Formación Santi Petri y también, recientemente, **Herbig (1983, 1984)**, pero, dado que el término acuñado por **Orueta (1917)** es el comúnmente utilizado en nuestra literatura geológica, he preferido conservarlo a pesar de ser un término litológico de carácter informal.

Las Calizas Alabeadas muestran tránsitos graduales pero rápidos con las formaciones infra y suprayacentes. Presentan notables variaciones laterales de potencia y de facies, en parte por causas tectónicas, y pueden llegar incluso a desaparecer. En la región que he cartografiado estas rocas están bastante bien representadas: en el Convento de las Nieves (Fig. 142), en el Cerro del Peral, al SO de Yunquera (Fig. 142), en los alrededores de Ardales (Fig. 143), al SO de Casarabonela y, por último, en la región de El Chorro (Fig. 136). Localmente (al S de Ardales) pueden sobrepasar los 400 m de espesor, aunque tal vez éste no es un valor estrictamente original.

Las Calizas Alabeadas comprenden diversas litofacies que varían, según su contenido pelítico, entre auténticas calizas, calizas areniscosas o pizarrosas, o incluso grauvacas calcáreas más o menos esquistosas o filitosas. Son rocas estratificadas en bancos delgados, de deci a centimétricos, intensa e irregularmente replegadas. Su color es gris oscuro a negro, pardo verdoso por alteración

superficial, con abundantes filoncillos rellenosde calcita espática blanca. Su textura es finamente arenosa, o microcristalina, frecuentemente laminada y gradada. Presentan abundantes estructuras sedimentarias turbidíticas, con secuencias de Bouma a veces completas, o, más frecuentemente, constituidas por los intervalos superiores laminados de la misma.

Dentro de las Calizas Alabeadas propiamente dichas no se han encontrado fósiles. **Blumenthal (1930, 1949)** las atribuyó al Silúrico superior sobre la base del hallazgo de ortóceras en las proximidades de Ardales, datación que fué confirmada más tarde por **Kockel (1959)** y por **Kockel** y **Stoppel** (1962) mediante conodontos. Todos estos fósiles fueron recogidos no de las Calizas Alabeadas propiamente dichas, sino de una serie de lentejones de calizas grises azuladas, con pátina de alteración rojiza, que se reconocen a lo largo de la carretera de Ardales a El Burgo. Sin embargo, estas dataciones plantean problemas de interpretación ya que al menos la mayor parte de los diversos lentejones fosilíferos de calizas con ortóceras, tentaculites y conodontos de la región de Ardales, no aparecen intercalados estratigráficamente entre las Calizas Alabeadas, sino que deben ser considerados, a juzgar por la disposición de los afloramientos y por los datos paleontológicos, como olistolitos englobados en la serie de las Calizas Alabeadas y también en las formaciones suprayacentes dentro de las cuales también aparecen. En efecto, el bloque del castillo de Ardales, que está intercalado en una serie normal, además de constituir un elemento geométricamente aislado, contiene conodontos del límite Silúrico-Devónico en sus niveles más altos, y del Devónico medio en los más bajos (véase, al respecto, **Kockel, 1959**), por lo que se puede asegurar que no forma una serie estratigráfica continua con los niveles en los que encaja sino que es completamente independiente de ellos. Algo por el estilo se puede decir a propósito de los restantes afloramientos de calizas con conodontos de las regiones de Ardales y Casarabonela dentro del área que he cartografiado, y también de Almogía que, en todos los casos que he podido reconocer personalmente, aparecen como bloques fuera de su contexto estratigráfico normal.

En la región que he cartografiado, los niveles con conodontos estudiados por **Kockel (1959)** y **Kockel** y **Stoppel** (1962) han suministrado edades que oscilan entre el Silúrico superior (Wenlock superior-Ludlow medio) y el Devónico medio (Eifeliense). En mi opinión una de las muestras silúricas recogidas procede de los niveles inferiores de las Calizas Alabeadas al E de Azulejos (**Kockel, 1959, p.155**). Aunque no he podido localizar exactamente estos niveles, por su posición en la serie yo no excluiría la posibilidad de que procediera más que de un bloque exótico, de una verdadera intercalación estratigráfica. De la misma forma, a juzgar por la disposición visible en el campo, tampoco excluiría tajantemente la posibilidad de que los niveles datados del Eifeliense, existentes al S del Castillo de Ardales (**Kockel, 1959, p.160**) constituyan los términos estratigráficos superiores de las Calizas Alabeadas. Si esta interpretación es co-

rrecta, las Calizas Alabeadas de la región de Ardales se habrían depositado, probablemente, durante el Devónico inferior. Sin embargo son necesarios estudios detallados tanto lito como bioestratigráficos y un examen más atento que el que yo he realizado de cada una de los afloramientos fosilíferos para aclarar esta cuestión.

Una edad Devónica parece ajustarse bien a los datos bioestratigráficos de **Herbig (1983)**, quien ha demostrado la presencia del Carbonífero más bajo en posición estratigráfica cierta al techo de las Calizas Alabeadas en la región de Almogía. Sin embargo, para **Soediono (1971)** y **Geel (1973)** esta formación no constituiría un nivel estratigráfico isocrónico ya que en la región de Vélez Rubio las Calizas Alabeadas podrían ser de Devónico terminal o del Carbonífero inferior.

3.2.2.3.- La Formación Almogía y los niveles silíceos asociados (Formación Falcoña).

Los materiales que reposan sobre las Calizas Alabeadas están principalmente formados por arcillas, limos y areniscas a los que se asocian niveles lenticulares de conglomerados y pizarras silíceas negras, conocidas en la literatura como liditas. En la región de Almogía, **Kockel y Stoppel (1963)** diferenciaron una serie de niveles dentro de este conjunto de materiales:

- La "Serie Rana", que probablemente representa la zona de transición a las Calizas Alabeadas.

- Un horizonte de pizarras silíceas, ya identificado previamente por **Michelau (1942)** quien lo diferenció en su cartografía como un nivel-guía dentro de la serie paleozoica.

- Las grauvacas de Retamares y, por último,

- La serie de pizarras y grauvacas superiores.

Además estos autores dataron diversos pisos del Devónico inferior, medio y superior y del Carbonífero inferior dentro de una serie de lentejones calizos cuya relación con el resto de la serie no fue claramente establecida, y que se corresponden con las "Calizas de Almogía" de **Michelau (1942)**. Todos estos niveles fueron incluídos por **Mon (1971)** en la Formación Almogía.

En este trabajo, empleo el término Formación Almogía en el sentido de **Herbig, (1984)**, ya que este autor ha separado el horizonte silíceo, y los niveles de calizas micríticas con conodontos que reposan sobre él, como una formación independiente que ha denominado Formación Falcoña. Por sus características de nivel-guía, dentro de una secuencia tan monótona como la del Paleozoico maláguide, pienso

que se justifica plenamente esta separación, a pesar de que suele ser muy difícil su diferenciación en cartografía, debido a su pequeño espesor y a que, a menudo, aparece intensísimamente replegada (**Gálvez y Orozco, 1980; Orozco y Gálvez, 1979**). **Herbig (1983, 1984)** ha confirmado las observaciones de **Kockel y Stoppel (1962)**, según las cuales las grauvacas de Retamares constituyen un miembro inferior de la Formación Almogía, ha aportado diversas dataciones paleontológicas (**Herbig y Mamet, 1983, 1985**), a favor de esta interpretación y ha correlacionado a este último miembro con el miembro de Conglomerados Polimícticos diferenciados, en la región de Vélez Rubio, por **Geel (1973)**.

La Formación Almogía aflora ampliamente dentro de la región cartografiada, en todos los puntos en los que el Maláguide está representado, especialmente al N de la Sierra de Alcaparaín, aunque no se reconocen buenos cortes de su secuencia estratigráfica. Su espesor es, igual que en las formaciones infrayacentes, difícil de establecer a causa de las complicaciones tectónicas, pero en los alrededores del río Turón y al N de Tolox supera con seguridad los 250 m. La complejidad tectónica y las pobres condiciones de exposición dificultan la identificación de los distintos tramos, pero es posible reconocer, localmente, la presencia del horizonte silíceo (Formación Falcoña) por encima de las Calizas Alabeadas, en los alrededores de Ardales y entre Alozaina y Tolox. Al SO de Casarabonela, diversos barrancos atraviesan la serie paleozoica y permiten reconocer un paquete grauváquico de grano grueso con intercalaciones conglomeráticas, a veces algo deformadas, a la base del conjunto de pizarras y grauvacas, mientras que hacia arriba la secuencia pasa a ser predominantemente pizarrosa, por lo que parece razonable correlacionar dichos paquetes con el miembro de conglomerados y grauvacas de Retamares. Conglomerados equivalentes se pueden reconocer también al NO de Carratraca, en la pista que desde el Puerto de Málaga se dirige hacia la Sierra de Alcaparaín (UF360813).

La Formación Almogía está principalmente constituida por areniscas y lutitas de aspecto pizarroso, de colores pardos y oliváceos, que alternan rítmicamente; por sus características litológicas y de edad se pueden considerar como una facies flysch, de tipo Culm. Las areniscas, asociadas a intercalaciones conglomeráticas, que suelen aparecer en las bases erosivas de muchos estratos, son de grano más grueso en el miembro de Retamares de **Kockel y Stoppel (1962)** y **Herbig (1983, 1984)** o de conglomerados polimícticos de **Geel (1973)**. Los niveles lutíticos suelen ser más abundantes en la parte superior de la formación.

Las areniscas son muy inmaduras y contienen una abundante matriz terrígena. Están formadas principalmente por minerales y fragmentos procedentes de rocas metamórficas, sobre todo micas, cuarzo, feldespatos y, según **Soediono (1971)y Geel (1973)**, también fragmentos de rocas volcánicas ácidas; son, por tanto, grauvacas típicas. Los estratos de areniscas presentan sistemáticamente granoclasificación y estructuras turbidíticas de muro y, a veces, secuencias de Bouma más o

menos completas. Un rasgo característico de estas grauvacas es la presencia casi ubicua de restos vegetales indeterminables.

Las arcillas y limos que, por su grado de compactación, a menudo son designadas como pizarras, son de color verde oliváceo o pardo azulado en corte fresco, y alternan con las areniscas. A veces muestran pliegues sinsedimentarios debidos a deslizamientos gravitacionales.

En el área que he cartografiado, los conglomerados suelen formar parte de las bases canalizadas de los estratos de areniscas del miembro inferior, pero pueden aparecer en niveles estratigráficos aparentemente más altos. Los cantos suelen ser de pequeño tamaño, normalmente entre 2-3 cm como máximo. A veces forman niveles de hasta varios metros de espesor con cantos más gruesos (5-10 cm) que incluso pueden aparecer estirados (p.e., en el afloramiento del Convento de las Nieves: UF245697). Los cantos de los conglomerados suelen ser de grauvacas, microconglomerados y cuarcitas; también sílex, liditas, calizas grises azuladas o negras (de las que **Herbig, 1984**, y **Herbig y Mamet, 1983, 1985**, han recogido conodontos del Devónico medio y superior y del Carbonífero inferior), además de rocas débilmente metamórficas. Otros autores **(Soediono, 1971; Geel, 1973; Kornprobst, 1974, 1976) (Buchroitner et al., 1980; Herbig, 1984)**, han observado también cantos de rocas metamórficas de más alto grado, y de granitos.

Herbig (1983, 1984) y **Herbig y Mamet (1983, 1985)** han precisado considerablemente la edad de las formaciones suprayacentes a las Calizas Alabeadas. Los niveles de calizas con conodontos estratigráficamente asociados a las liditas de la Formación Falcoña, indican que esta formación se depositó durante la base del Carbonifero inferior. Además, los cantos calizos existentes dentro de los conglomerados del miembro de Retamares, han suministrado conodontos cuya edad oscila entre la parte alta del Devónico medio y el Viseense superior. Los bloques de calizas con conodontos (Calizas de Almogía) del Devónico inferior o superior (Gediniense, a Dasbergiense) datados por **Kockel y Stoppel (1963)** han sido interpretados como olistolitos, probablemente redepositados en el miembro de Retamares durante el Carbonífero inferior. Por tanto, la Formación Almogía se depositó durante la parte alta del Carbonífero inferior.

3.2.2.4.- Conglomerado de Marbella.

El Conglomerado de Marbella fue reconocido y así denominado por **Blumenthal (1949)**, quien previamente lo denominó "Conglomerado Poligénico". Su existencia, en la región que he cartografiado ya fue puesta de manifiesto por el propio **Blumenthal (1930, fig.11)** en el cauce del rio Turón, entre el cerro de cota 605 (UF335817) y la terminación NE de la Loma del Castillo de Turón, y también por **Bourgois (1978, 1980)** al S de Ardales. Estos afloramientos han sido recientemente vueltos a estudiar por **Buchroitner et al. (1980)** y por

Herbig (1984). A diferencia de lo que sucede con el conglomerado de Marbella en los afloramientos típicos de Marbella y del cerro de la Peluca, donde Herbig (1984) ha definido el corte tipo de esta formación, y en los cuales son predominantes los cantos carbonatados con abundantes organismos neríticos, en los afloramientos de la región de Ardales su aspecto de campo difiere poco del de otros conglomerados intercalados en la Formación Almogía. Esta observación ha sido confirmada además por un estudio petrográfico de la matriz detrítica de estos conglomerados, realizados por **Buchroitner et al. (1980)** quienes han puesto de manifiesto las notables semejanzas petrográficas de estos afloramientos con los conglomerados polimícticos de la parte inferior de la Formación Almiogía. Sin embargo, tanto su posición cartográfica en la parte superior de los terrenos paleozoicos, en aparente discordancia, como la edad de los cantos que contienen demuestran su pertenencia al Conglomerado de Marbella.

En sus afloramientos más típicos (Marbella y La Peluca: **Blumenthal, 1949; Mollat, 1968; Boulin, 1970; Boulin y Lys, 1968; Estévez y Chamón, 1978; Piles et al. 1978; Herbig, 1984)** el conglomerado de Marbella constituye un conjunto discordante sobre los materiales infrayacentes, y puede alcanzar potencias superiores al centenar de metros. Es un conglomerado mal clasificado que, sobre todo hacia la base, contiene grandes cantos y bloques de calizas fosilíferas con abundantes fósiles característicos de ambientes plataforma carbonatada (corales, algas, briozoos, foraminíferos bentónicos, crinoides, etc.), lo que contrasta netamente con los sedimentos infrayacentes, que son terrígenos y se depositaron en ambientes turbidíticos. En el área cartografiada no son frecuentes los grandes bloques y los cantos de calizas son comparativamente poco abundantes. Por el contrario, abundan los cantos procedentes de los materiales infrayacentes, grauvacas en particular, de morfologías angulosas, empastados por una matriz grauváquica abundante, estratificados en bancos gruesos o bien con ordenamiento masivo. Localmente aparecen cantos de granitos bien redondeados.

Un detallado estudio de la flora y la fauna fósil contenida en los cantos del Conglomerado de Marbella, ha sido recientemente realizado por **Herbig y Mamet (1983, 1985)** y por **Herbig (1984)**, quienes han puesto de manifiesto que la mayor parte de los organismos neríticos existentes indican edades del Viseense terminal, siendo los más recientes de edad Bashkiriense inferior. Así pués, el Conglomerado de Marbella se depositó después de esta edad, posiblemente durante el Carbonífero superior.

3.2.2.5.- Sobre la evolución de las condiciones de depósito en las formaciones del Grupo Piar.

Los estudios realizados hasta ahora sobre las formaciones paleozoicas maláguides, con la excepción del trabajo de **Herbig (1984)** sobre los conglomerados carboníferos, son insuficientes para establecer sus condiciones de depósito y, por supuesto, para

proceder a una reconstrucción paleogeográfica bien fundamentada. Son necesarios, por tanto, estudios mucho más detallados. No obstante, intentaré exponer aquí los rasgos sedimentarios generales que se pueden deducir del análisis estratigráfico regional, sobre la base de las observaciones propias y de las opiniones expresadas previamente por otros autores (**Mon, 1971**; **Geel, 1973**; **Buchroitner et al., 1980**; **Herbig, 1984**).

Practicamente nada puede decirse sobre las condiciones de sedimentación de los terrenos presilúricos de la Formación Morales, dado que éstos se encuentran recristalizados y muy deformados. El primer horizonte sedimentario significativo reconocible es el Conglomerado de Cantos Estirados, por debajo del cual se acentúa rapidamente la recristalización metamórfica y el grado de deformación de las rocas. Es probable que este nivel conglomerático represente una etapa de erosión generalizada (**Mon, 1971**) que debió afectar a la región durante el Ordovícico superior o el Silúrico inferior. La tectonización impide asegurar si este conglomerado jalona alguna superficie de discordancia dentro de la Formación Morales. Esta hipótesis parece atractiva, habida cuenta de la presencia de cantos de rocas ígneas y metamórficas en estos conglomerados y otros posteriores, que sugieren la existencia de un zócalo cristalino antiguo, pero resulta muy poco evidente sobre el terreno, y también pudiera ser que el depósito de este conglomerado hubiera guardado alguna relación con los cambios climáticos acaecidos durante el Ordovícico superior.

La sedimentación posterior al Conglomerado de Cantos Estirados es, litológicamente, equivalente a la de los niveles inferiores a éste: pizarras y grauvacas. Hacia la parte alta de la Formación Morales aparecen los primeros indicios de que la sedimentación tuvo lugar en un ambiente marino, probablemente abierto y profundo, en el que predominó una sedimentación detrítica tal vez debida, en parte , a corrientes de turbidez. La sedimentación autóctona estuvo representada por pizarras, radiolarítas (?) y algunas calizas pelágicas, de las que diversos autores han recogido graptolites, ortóceras, trilobites, tentaculites y conodontos del Silúrico.

Probablemente a comienzos del Devónico tuvo lugar el inicio del depósito de las Calizas Alabeadas. Dada la escasez de dataciones paleontológicas y las dificultades que plantea la interpretación de las que hay disponibles, no se puede descartar la posibilidad de que esta formación no constituya un horizonte estratigráfico consistente, como opina **Geel (1973)**. Sin embargo, de acuerdo con **Kockel** y **Stoppel (1962)**, resulta difícil admitir esta interpretación para un conjunto litológico tan ampliamente representado y tan característico, como son las Calizas Alabeadas. Su depósito, en todo caso, estuvo determinado por corrientes de turbidez y es probable que una parte de los fenómenos de replegamiento que se reconocen dentro de ellas se deba a deslizamientos gravitatorios submarinos. Es difícil precisar si estas rocas constituyen un tipo particular de turbiditas calcáreas o bien si, como afirman **Rondeel (1965)** y **Geel (1973)**, se trata más bien de turbiditas terrígenas "carbonatizadas". En todo caso, hay que

plantearse el problema de la procedencia del material carbonatado de esta formación tan característica del Paleozoico sedimentario de las Zonas Internas bético-rifeñas (**Blumenthal, 1949, pp.39, s.s.**).

Es posible que las Calizas Alabeadas cambien lateralmente de facies a una sucesión pizarroso-grauváquica, a juzgar por su disposición estratigráfica a modo de lentejones en algunas regiones. Ello explicaría la presencia de niveles de calizas pelágicas con conodontos del Devónico inferior al superior, aparentemente en relación estratigráfica con una sucesión de tipo Formación Almogía, como parece que sucede en ciertos puntos de la región de Almogía, o en el Corredor de Vélez Rubio (**Soediono, 1971; Geel, 1973**). Por último, es interesante señalar que **Mégard (1969)** ha reconocido unas calizas con corales de edad Devónica en el paleozoico Maláguide-Ghomáride rifeño de la región de Bokoya, cuya presencia evidencia la localización hacia el S de zonas paleogeográficas más someras que el surco profundo en el que se debió producir la sedimentación flyschoide de las Calizas Alabeadas y las facies grauváquico-pizarrosas con ellas relacionadas.

Al igual que sucede con la parte baja de las Calizas Alabeadas, es necesario un estudio detallado de los niveles superiores de esta formación, para precisar el final de su depósito. Si los depósitos calcáreos estratificados existentes al S del Castillo de Ardales representan la parte alta de ésta formación, su depósito se restringiría esencialmente al Devónico inferior. Es posible que un estudio detallado de la "Serie Rana" de **Kockel** y **Stoppel** (1962) aporte nuevas precisiones sobre este particular.

Los estudios de **Herbig (1983, 1984)** han demostrado que la sedimentación detrítica se interrumpió a comienzos del Carbonífero (Turnesiense), durante el cual tuvo lugar el depósito de las radiolaritas y pizarras silíceas (liditas) de la Formación Falcoña, probablemente en condiciones de cierta anoxia, a juzgar por el color oscuro de muchas de estas rocas. La sedimentación silícea fue reemplazada por una resedimentación de calizas pelágicas, micríticas, con conodontos y radiolarios durante el Turnesiense superior.

Un brusco cambio en la sedimentación tuvo lugar después del comienzo del Viseense, durante el cual se inició el depósito de la Formación Almogía, con la llegada masiva de terrígenos producto de la erosión de relieves formados por rocas metamórficas. A juzgar por las estructuras sedimentarias fueron depositados por corrientes de turbidez, a las que se debieron asociar otros procesos de flujo-gravitacionales de sedimentos, en particular flujos de cantos (debris flow) y deslizamientos y desplomes submarinos (sliding, slumping) que explicarían las características sedimentológicas de muchos niveles conglomeráticos así como la presencia de olistolitos de calizas pelágicas con conodontos cuyas edades oscilan entre el Devónico medio y el Viseense superior. De acuerdo con la clasificación de facies turbidíticas de **Mutti** y **Ricci-Lucchi (1975)** los depósitos conglomeráticos pueden ser asignados a las facies A; las grauvacas y lutitas forman diversas

asociaciones de facies entre las que predominan las facies D y G, localmente, en las C y F. Las facies más proximales aparecen regionalmente en posición estratigráfica inferior (miembro Retamares). **Herbig (1983)** ha interpretado que el miembro Retamares se depositó en un abanico submarino canalizado con características de "suprafan", mientras que el conjunto más arcilloso que constituye la mayor parte de la Formación Almogía representaría una facies de talud. En mi opinión es probable que los niveles de características más proximales de la base de la formación se depositaran en condiciones de mayor inestabilidad tectónica y que una disminución de ésta estuviese relacionada con la desaparición de los depósitos conglomeráticos (véase, también este respecto, las conclusiones de **Mäkel, 1985**). A juzgar por los datos bioestratigráficos disponibles (**Herbig y Mamet, 1983, 1985; Herbig, 1984**), la Formación Almogía se debió depositar esencialmente al final del Carbonífero inferior (Namuriense).

La presencia de cantos con facies y fósiles de plataforma carbonatada somera en los conglomerados carboníferos maláguides depositados en ambientes profundos, pone de manifiesto la existencia de zonas someras durante el Carbonífero inferior y medio. Por medio del estudio de las facies y microfacies de los cantos carbonatados **Herbig (1984)** ha podido reconocer practicamente todos los subambientes que estarían representados en tal dominio de esta forma que, a juzgar con las paleocorrientes deducidas por este autor y a partir del estudio de los cantos, se situaría al SO de los actuales afloramientos maláguides. En apoyo de esta interpretación se puede señalar que en los Ghomárides del Rif (Maláguide) **Kornprobst (1974)** ha reconocido calizas arrecifales del Viseense superior-Namuriense inferior intercaladas estratigráficamente dentro de una sucesión pizarroso-grauváquica de características análogas a las de la Formación Almogía.

El depósito del Conglomerado de Marbella probablemente estuvo relacionado con una reactivación de la actividad tectónica que determinó el levantamiento, emersión y karstificación de las zonas más someras con sedimentación carbonatada, y la erosión y redepósito de los sedimentos previamente formados en zonas más profundas. Este levantamiento importante de ciertas partes de la cuenca está también confirmado por la presencia de cantos de rocas ígneas y metamórficas de alto grado, que evidencian una profunda erosión en las áreas emisoras de terrígenos. Por sus características litológicas (grandes bloques, abundante matriz, heterometría, etc.) y su modo de aflorar, con formas lenticulares, regionalmente discontinuas con estratificación masiva y con superficies de erosión internas, el Conglomerado de Marbella se ha debido depositar por procesos de flujo de cantos (debris flow) que actuaron en cañones submarinos (**Herbig, 1984; Bourrouillh y Gorsline, 1979**) durante el Carbonífero superior.

3.2.2.6.- Sobre la tectónica prealpina.

Los conocimientos relacionados con los efectos de la tectónica paleozoica en el dominio maláguide, son aún muy escasos. Los intensos efectos de la orogénesis alpina han obliterado de forma notable las señales de deformaciones prealpinas, cuya intensidad debió ser comparativamente mucho menor. En general los efectos de las orogenias paleozoicas, y de la Hercínica en particular, se consideran de escasa importancia en el Dominio Maláguide y sus equivalentes norteafricanos (**Durand-Delga, 1969; Geel, 1973; Bourrouillh y Gorsline, 1979, 1980**), si bien algunos autores han reconocido la existencia de deformaciones intensas (**Michard y Chalouan, 1978**) y de discordancias importantes entre el Paleozoico maláguide y las formaciones suprayacentes, cuyo origen había que relacionar con la Orogenia Hercínica (**Foucault y Paquet,** 1971). Como ha señalado **Roep (1974)** y, más recientemente **Mäkel et al. (1984), Hermes (1985) y Mäkel (1985)**, el mayor grado de deformación interna de las rocas del Grupo Piar, así como el brusco cambio paleogeográfico acaecido al final del Paleozoico, que determinó el reemplazamiento de los ambientes marinos profundos con sedimentación de facies flysch por otros continentales con sedimentación fluvial, difícilmente se pueden explicar si no se admite que la Orogenia Hercínica se dejó sentir en el Dominio Maláguide, aunque tal vez con una débil intensidad.

A partir del análisis estratigráfico es posible deducir los rasgos elementales de las condiciones tectónicas durante el depósito de las formaciones paleozoicas. Algunos cambios significativos en las condiciones sedimentarias pudieron estar determinados por pulsos tectónicos que pudieron producir la individualización de cuencas, el levantamiento de relieves, la reactivación de la erosión o el redepósito dentro de la propia cuenca de sedimentos previamente depositados (fenómenos de "canibalismo" o "autofagia"). Tal vez el primero de estos pulsos determinó el depósito del Conglomerado de Cantos Estirados, que pudo estar relacionado con una fase erosiva ligada la fase tectónica durante el Ordovícico superior o Silúrico inferior, pero no hay que descartar la posibilidad de que su formación se debiera a fenómenos de otra índole, como por ejemplo sedimentológicos o climáticos. Un segundo pulso tectónico pudo estar relacionado con el reemplazamiento de la sedimentación detrítica de carácter flyschoide del Devónico por la sedimentación pelágica radiolarítica y de calizas pelágicas del Carbonífero inferior (Turnesiense-Viseense), cambio que pudo guardar una relación, aunque fuera indirecta, con la fase Bretona cuyos efectos parecen haber tenido cierta importancia en los terrenos equivalentes al Paleozoico Maláguide del Rif (**Olivier, 1978; Chalouan, 1983**) y de las Cabilias (Bouillin y **Perret, 1982**).

En mi opinión el más importante de los pulsos tectónicos que afectó al Dominio Maláguide y otros originalmente adyacentes debió tener lugar durante el Carbonífero inferior, probablemente en relación con la fase Sudética. Este evento provocó una importante

reactivación de la erosión y la llegada de abundantes terrígenos a las zonas marinas profundas, formados tanto por rocas metamórficas procedentes del exterior de la cuenca como por los sedimentos calcáreos, radiolaríticos y terrígenos previamente depositados. De igual forma, el depósito del Conglomerado de Marbella en tiempos post-Bashkirienses en discordancia sobre su sustrato, pudo estar relacionado con la fase Erzgebirgiense o, como ha sugerido **Mäkel (1985)**, con un fallamiento transcurrente durante el Carbonífero superior, ya que sus características sedimentológicas y litológicas difícilmente se pueden explicar si no se admite que su depósito tuvo lugar en condiciones tectónicas de marcada inestabilidad.

3.3.- El Permotrías: Formación Saladilla.

3.3.1.- Definición y límites.

Los materiales del Maláguide que se designan usualmente como "Permotrías" han sido definidos formalmente como Formación Saladilla por los geólogos de la escuela holandesa de Amsterdam en el área de Chirivel **(Soediono, 1971)**, Xiquena **(Roep, 1972)** y Vélez Rubio **(Geel, 1973)**. Sus características litoestratigráficas son completamente equivalentes en los sectores central y occidental de la Cordillera, por lo que me ha parecido conveniente extender esta denominación a este último sector, opinión que también ha sido expresada por **Herbig (1983, 1984)**.

En el área cartografiada aflora en casi todas las zonas en las que el Maláguide está representado y tanto su contacto inferior como el superior suelen estar muy tectonizados. Observaciones locales en Sierra Blanquilla (UF390849; ver también **Peyre, 1974**, fig. 19, pag. 89) el Veredón (UF454867 y el Tajo de la Laja: (UF315798) muestran que el contacto con la formación suprayacente es concordante y gradual, al igual que sucede en otras regiones (Vélez Rubio: **Soediono, 1971; Roep, 1972 y Geel, 1973**; El Palo de Málaga: **Azéma, 1961**). La naturaleza original del contacto inferior de la formación no ha podido ser reconocida claramente, pero la disposición en cartografía indica que es una superficie de discordancia poco marcada. Esto sugiere que el Paleozoico Maláguide fué afectado débilmente por un diastrofismo hercínico **(Foucault y Paquet, 1971 ; Roep, 1974)**.

3.3.2.- Características litológicas.

La Formación Saladilla está constituida principalmente por areniscas y conglomerados de colores dominantemente rojos (rojo vinoso o púrpura a rojo ladrillo), a veces anaranjados o amarillentos, así como por lutitas rojas y verdosas. Subordinadamente contiene también dolomías y yesos y, a veces, rocas subvolcánicas básicas, fuera del área que he cartografiado.

Los geólogos holandeses (**Soediono, 1971; Roep, 1972; Geel, 1973; Mäkel et al., 1984; Mäkel, 1985**) han distinguido varios miembros de valor más o menos local dentro de esta formación. De sus observaciones, así como de las realizadas por mí mismo en la Serranía de Ronda, se pueden diferenciar a grandes rasgos: un conjunto detrítico inferior que, localmente está constituido por un miembro conglomerático a la base y otro areniscoso y lutítico situado por encima, que es el más y mejor representado; un miembro carbonatado, sobre todo dolomítico, que a veces contiene arcillas y yeso intercalados; y un miembro detrítico superior, esencialmente lutítico con areniscas subordinadas y yesos. Localmente, como sucede en Sierra Espuña (**Mäkel, 1981; Mäkel y Rondeel, 1979**.; **Mäkel, 1985**) puede aparecer un conjunto carbonatado superior formado por dos miembros: uno inferior dolomítico y otro superior margoso-carbonatado. Sin embargo, lo más frecuente es que sólo se reconozca un conjunto detrítico único, sin intercalaciones carbonatadas, ya que éstas suelen ser lateralmente discontinuas a la escala regional.

Las areniscas están principalmente formadas por cuarzo, con cantidades subordinadas de feldespatos y micas. La matriz es rojiza,arcillosa, ferruginosa y, por lo general, escasa. El cemento es escaso, silíceo o carbonatado, y el cuarzo y los feldespatos con frecuencia muestran recrecimientos autigénicos. Los granos son de morfología subangular o subredondeada. La granoclasificación es buena por lo general, aunque puede ser muy variable de unos estratos a otros. Presentan abundantes estructuras sedimentarias debidas a corrientes, como laminación cruzada tabular o en artesa y ripples; los estratos muestran muchas veces bases erosivas.

Los conglomerados están estrechamente asociados con las areniscas. Los cantos son de composición casi exclusivamente cuarcítica, de color variable, con fragmentos subordinados de liditas. Son frecuentes, al igual que en las areniscas, los cantos blandos de lutitas rojas. El redondeamiento de los cantos es bueno y el tamaño por lo general es inferior a 6-7 cm. La matriz es areniscosa y el cemento es carbonatado o, más frecuentemente, silíceo; la cementación puede ser muy intensa en muchos puntos. Los conglomerados cambian rápidamente de facies y muestran frecuentemente tránsitos laterales y verticales con las areniscas. Forman estratos discontinuos de base erosiva irregular con estratificaciones cruzadas probablemente originadas por relleno del canal. La posición en la serie de estos conglomerados es variable pero por lo general se sitúan hacia la base de la formación y su potencia oscila entre unos pocos decímetros y varias decenas de metros. Buenos afloramientos de estos conglomerados pueden verse en la carretera del Valle de Abdalajís a El Chorro (UF476872) o en la de Ardales a El Burgo (UF338809).

Las lutitas están formadas por arcillas y limos micáceos de color rojo vinoso por lo general, a veces verdoso. Suelen estar muy deformadas, pero cuando se observa estratificación, ésta

suele ser fina. Presentan delgadas intercalaciones de areniscas, laminación paralela, escasas estructuras de bioturbación y restos de carbón.

Las dolomías y yesos apenas están representadas en el área estudiada. En el valle del río Turón, aparecen varios afloramientos de dolomías cristalinas grises, a veces arenosas, dentro de las facies detríticas rojas pero tectónicamente pinzados en ellas, por lo que no puede excluirse que pertenezcan a la formación suprayacente. En la región del Convento de las Nieves, las dolomías son de color oscuro, contienen algunos niveles de calizas tableadas y afloran en cierta extensión claramente interestratificadas dentro de la formación, por lo que su pertenencia a ella queda fuera de duda. Su espesor alcanza varias decenas de metros. Son de colores grises oscuros a negros, a veces algo parduzcos. Aparecen estratificadas en bancos decimétricos o más gruesos que, a veces, intercalan lechos de lutitas rojas. Su textura es micrítica, a veces laminada y en algunos casos contienen lumaquelas de lamelibranquios que no han podido ser determinados.

3.3.3.- Fósiles y edad.

Los hallazgos paleontológicos son muy escasos en la Formación Saladilla. Se han descrito restos de macroflora fósil continental, concretamente **Voltzia heterophyla** en la región de Almogía **(Michelau, 1942)** y **Lebachia (Walchia) piniformis** en el Rif **(Milliard, 1959)** que indicarían, respectivamente, una edad triásica y pérmica, de ahí la edad permotriásica usualmente atribuida a estos niveles. Sin embargo, los estudios recientes no han podido demostrar paleontológicamente la existencia del Pérmico, aunque sí la del Trías. Así, **Simon y Visscher** (1983) en la región de Vélez Rubio y **Baudelot et al. (1984)** en el Rif, han reconocido palinomorfos del Trías medio (Anisiense-Ladiniense) en los niveles lutíticos asociados a las areniscas de la base de la formación. También han señalado **Simon y Visscher** (1983) y **Kozur et al.** (1985) la existencia de palinomorfos y escléritas de holoturias en los isleos maláguides de Sierra Alhamilla y en Sierra Espuña, respectivamente. Por su parte, también en Sierra Espuña y en los miembros superiores de la formación, **Mäkel y Rondeel** (1979) y **Mäkel** (1985) han recogido escléritas de holoturoideos (**Theelia tubercula, Th. pralongiae, Th. liptovskaensis, Th. imisorbicula, Calclamina germanica**), conodontos (**Lutkevichinella simplex**), algas (**Clypeina cf. basici**) y foraminíferos (**Ammodiscus, sp.**) que caracterizarían el Carniense inferior (Cordevol).

En resumen, sin excluir una edad pérmica para sus niveles basales, la Formación Saladilla se depositó esencialmente durante el Trías. El miembro inferior de areniscas y lutitas se depositó durante el Trías medio y probablemente también el miembro carbonatado intercalado dentro de la formación, mientras que el miembro detrítico superior así como los niveles carbonatados suprayacentes se depositaron durante el Trías superior, lo que concuerda con la presencia local de yeso en la parte alta de la formación.

3.3.4.- Interpretación sedimentaria.

Roep (1972) ha realizado estudios sedimentológicos detallados en los materiales de la Formación Saladilla del área de Vélez Rubio y Xiquena. Sus conclusiones generales me parecen extensibles a la región estudiada por mí. Como este autor señala, características tales como el color rojo, la litología, la composición, las estructuras sedimentarias, la rapidez de los cambios laterales de facies y estructuras, la existencia de evaporitas y la falta de fósiles indican unas condiciones de depósito propias de un ambiente continental o marino marginal en una región con clima árido. Las condiciones tectónicas durante el depósito debieron ser de gran estabilidad, como lo demuestra la gran uniformidad litológica que ,a lo largo de toda la Cordillera, muestra esta formación.

Según Roep (1972), en el área de Vélez Rubio la mayor parte de la Formación Saladilla se ha depositado en un ambiente fluvial s.l. El miembro conglomerático inferior representaría un depósito distal de abanico aluvial que, progresivamente hacia arriba, sería reemplazados por depósitos de ríos arenosos meandriformes que constituirían la masa esencial de la formación. Los conglomerados y arenas serían las facies de canal o próximas a los canales; las lutitas serían las facies propias de la llanura de inundación. Observaciones realizadas por J. Fernández (com. pers. 1983) en diversas áreas del Maláguide, conducen a conclusiones parecidas.

Las medidas de paleocorrientes realizadas por Mäkel (1982) en el área Vélez Rubio y Sierra Espuña indican una proveniencia meridional de los aportes que no he podido confirmar en mi área de trabajo, a falta de un suficiente número de medidas.

Las dolomías y yesos, según Roep (1972) se podrían haber depositado en un lago o bien en una zona costera; la segunda posibilidad me parece más probable a juzgar por litologías, facies y faunas.

Los depósitos del miembro detrítico superior podrían haberse formado en un ambiente marino somero aberrante según Roep (1972), pero no creo que se deba decartar del todo una posible reimplantación de un ambiente continental, habida cuenta del escaso espesor y carácter marino muy somero del miembro carbonatado y de la naturaleza regresiva del Trías superior a escala global.

3.4.- Las formaciones postriásicas de la cobertera maláguide.

3.4.1.- Los afloramientos tectonizados de la cobertera maláguide situados en el frente de las Zonas Internas.

Los terrenos postriásicos que he atribuido a la cobertera del Maláguide en la Cordillera Bética occidental son muy escasos,

fragmentarios y de dimensiones reducidas por lo general. Su tectonización es muy intensa, ya que en su totalidad se sitúan al frente de las Zonas Internas, próximos a accidentes tectónicos muy importantes. Siempre aparecen despegados de sus sustratos estratigráficos originales, por lo cual, aún cuando reposen sobre terrenos más antiguos claramente pertenecientes al Maláguide, su asignación a la cobertera de éste puede ser discutible en la casi totalidad de los casos. Las secuencias estratigráficas son siempre muy incompletas y fragmentarias, hecho que dificulta la correlación de unos puntos a otros.

La totalidad de estos elementos fueron incluídos en el "Penibético interno" por **Blumenthal (1927, 1930, 1931, 1933a, b, 1949).** Los geólogos alemanes mantuvieron la hipótesis de una relación estratigráfica original de todos estos elementos con el Paleozoico y el Permotrías **(Kockel, 1963)** aunque remarcaron que su independencia tectónica podría ser localmente bastante importante; de acuerdo con esta interpretación fue definida la "unidad de Benadalid" de **Dürr (1967).** Más tarde, los geólogos franceses **(Didon, 1969; Peyre, 1969b, 1974; Durand-Delga et al., 1970; Didon et al., 1973)** mantuvieron que, aunque una parte de los elementos constituían ciertamente la cobertera del Maláguide (Castillo de Gaucín, Loma del Castillo de Turón, Sierra Blanquilla, Veredón pro parte, etc.), la mayor parte de ellos pertenecerían a un dominio paleogeográfico y estructural independiente, la "Dorsal", y más específicamente a la "Dorsal Interna", cuyas relaciones con el Maláguide serían muy estrechas. Por último, algunos de estos elementos (Robledo, etc) han sido atribuidos a la "Zona Predorsaliense" por **Olivier (1984).**

Ya discutí ampliamente, al comienzo del capítulo anterior, los argumentos que me han llevado a rechazar los términos "Dorsal" y "Predorsal" así como las nociones tectónicas y paleogeográficas que implican; por tanto, no volveré a referirme a esta cuestión. No obstante sí señalaré que, aunque las características estratigráficas que presentan los elementos que enumeraré a continuación no son exactamente idénticas de unos a otros, ni tampoco son completamente equivalentes a las de las secuencias bien conocidas de la cobertera maláguide, y aunque este hecho, junto con su posición tectónica a lo largo del contacto entre las Zonas Internas y las Externas, podría sugerir una independencia tectónica y paleogeográfica original como la que implica el término "Dorsal", la atribución de todos ellos a la cobertera del Maláguide me parece la hipótesis más razonable, por las siguientes razones:

a) En primer lugar la serie estratigráfica de la cobertera del Maláguide no es exactamente igual en todos los puntos en que aparece representada. Ciertamente, las series estratigráficas postriásicas más completas del Maláguide, establecidas en los alrededores de Málaga **(Azéma, 1961),** Vélez Rubio **(Geel, 1973, 1979)** y Sierra Espuña **(Paquet, 1969),** presentan entre sí unas semejanzas estratigráficas muy marcadas (cf.3.4.2.), pero los espesores de los distintos términos varían considerablemente y algunos de ellos pueden localmen-

te faltar. Además otros afloramientos de la cobertera maláguide indudable, en general de reducidas dimensiones, existentes tanto en el sector occidental (**Dürr, 1967**) como en el central (**Boulin, 1970**) o en el oriental (**Simon, 1963; Rondeel, 1965; Mäkel, 1985**) difieren notablemente en el detalle de estas series típicas, y algo semejante les sucede a los elementos incluídos en la cobertera ghomáride del Rif (**Durand-Delga, et al., 1964a; Maaté, 1984**).

b) En segundo lugar, todos los elementos tectónicos que he atribuído a la cobertera del Maláguide, que aparecen situados en el contacto entre las Zonas Internas y las Externas o en sus proximidades y que están esencialmente constituídos por materiales carbonatados jurásicos (cf. Cap. 5, ap. 1.3.) ocupan la posición más interna con respecto a las restantes unidades implicadas en dicho contacto, Rondaides en particular. Todos ellos, además chocan mediante accidentes subverticales con las formaciones típicamente maláguides, paleozoicas y/o permotriásicas, o bien reposan claramente sobre ellas, si bien los contactos son tectónicos en todos los casos.

c) En tercer lugar, sus características estratigráficas difieren, tanto por lo que se refiere a la secuencia en su conjunto, como a las litofacies, de las que presentan los elementos tectónicos adyacentes que he incluído en los Rondaides (cf. Cap. 5., ap. 1). Localmente, además, se puede demostrar la relación estratigráfica original de algunos de estos elementos con materiales permotriásicos idénticos a los de la Formación Saladilla, como ha sido constatado por **Foucault (1976)** y **Balanyà (1982)** en la unidad del Despeñadero, al S de Sierra Arana. En el Rif, **Baudelot et al. (1984)** han demostrado recientemente la continuidad estratigráfica existente, al S de Tetuán, entre el Paleozoico y Permotrías ghomáride de la unidad de la Cudiá Tizián y el Mesozoico de la unidad de la "Dorsal Interna" del Yebel Gorgues.

Los elementos situados en el contacto entre Zonas Internas y Zonas Externas o en sus proximidades, que he atribuido a la cobertera tectonizada del Maláguide en la Cordillera Bética son, de O a E, los siguientes:

- La Torre de la Sal y otros afloramientos que corta la carretera de Casares al O del Cerro Camarote.

- La Sierra Crestellina y su prolongación meridional hasta Casares.

- La Peña del Castillo de Gaucín y elementos menores adyacentes ("macizo de la Era", de **Dürr, 1967**).

- La escama oriental de la Sierra de Benadalid (unidad de Peñón de Benadalid de **Del Olmo et al.**, en prensa).

- Los diversos bloques de materiales mesozoicos y terciarios de los alrededores del Convento de las Nieves.

- Los relieves calcáreos y margosos del Pantano de Andrade y la Loma del Castillo de Turón, situados al O y SO de Ardales.

- La Sierra Blanquilla, situada al E de Ardales.

- Las Lomas del Duende y de la Galeota, situadas al N de la anterior.

- Los relieves adyacentes al Veredón, al E del El Chorro.

- La unidad de Robledo de **Peyre (1974)**, situada al S del Puerto de las Pedrizas y los materiales equivalentes de la Mesa de Zalía (unidad de la Mesa de Zalía de **Mathis, 1974**) situados al SO del Boquete de Zafarraya.

Además de estos elementos pienso que deben asignarse a la cobertera tectonizada del frente del Maláguide, las escamas de la región al S de Sierra Arana que han sido agrupadas en la unidad del Majalijar o del Despeñadero por **Foucault** y **Paquet (1970.); Foucault (1976), García-Dueñas** y **Navarro-Vilá (1976, 1980)** y **Balanyà (1982)**, así como las unidades equivalentes de la "Dorsal Interna" del Rif (**Kornprobst, 1966; Raoult, 1966; Griffon, 1966; Leikine, 1969; Mégard, 1969; Andrieux, 1970; Didon et al., 1973; Wildi et al., 1977; Wildi, 1979; Nold et al., 1981**).

3.4.1.1.- La región entre Atajate y el mar.

Los afloramientos que he atribuido a la cobertera tectonizada del Maláguide, que están situados en el contacto entre las Zonas Internas y las Externas al SO de Ronda, han sido objeto de estudio por parte de **Dürr (1967); Didon (1969)** y **Felder (1978, 1980, 1981)**. Actualmente están siendo reestudiados por J.C. Balanyà, sobre todo desde un punto de vista estructural. Estos afloramientos son, de N a S, la escama oriental de la Sierra de Benadalid, la Peña del Castillo de Gaucín y la pequeña esquirla del "macizo de la Era" (**Dürr, 1967**), la Sierra Crestellina y sus dependencias meridionales y los materiales situados al O del Cerro Camarote, sobre los que se asienta la Torre de la Sal. En ellos sólo he realizado recorridos incompletos y rápidos, por lo que describiré sus características basándome, sobre todo, en descripciones de autores precedentes.

3.4.1.1.1.- La Torre de la Sal.

La Torre de la Sal se sitúa a orilla del mar Mediterráneo, (Fig. 105,157) en el límite meridional de un afloramiento de reducidas dimensiones que es atravesado por la carretera de Estepona a Algeciras y por la de Casares. Fué minuciosamente cartografiado por **Dürr (1967)** y **Didon (1969)**. Está formado por un conjunto calcáreo muy tectonizado formado por calizas dolomitizadas blancas y dolomías grises de probable edad liásica, sobre las cuales aparecen unas margocalizas

y margas blancas, del Neocomiense. Las calizas aparecen surcadas, de fisuras, localmente de apariencia kárstica, que pueden contener un relleno margoso de color verdoso y edad desconocida. Este conjunto reposa, mediante contactos tectónicos, sobre unas pizarras y grauvacas, indudablemente paleozoicas, de aspecto equivalente a las de la Formación Almogía, y, localmente, sobre areniscas rojas pertenecientes a la Formación Saladilla. Sobre este conjunto de materiales reposa, mediante un contacto tectónico con toda probabilidad, la Formación Numidoide del Complejo del Campo de Gibraltar y, a su vez, en neta discordancia sobre los materiales infrayacentes, una formación conglomerática y margosa pliocénica y varias terrazas marinas cuaternarias (**Didon, 1969**).

3.4.1.1.2.- La Sierra Crestellina y su prolongación meridional.

Tanto la Sierra Crestellina como los relieves que, desde su falda meridional se prolongan hacia el SE hasta Casares (Fig. 154) forman un conjunto tectónico complejo que se encuentra subdividido en escamas subverticales.

Se pueden distinguir tres conjuntos de materiales que muestran una cierta independencia tectónica entre sí, y características litoestratigráficas diferentes, cuya atribución a la cobertera tectonizada del Maláguide se basa tanto en su propia disposición en los alrededores de Casares como en argumentos estratigráficos y geológicos regionales que más adelante expondré. Estos tres conjuntos de materiales son la escama de forma triangular de la cota 349 (TF963351), situada al S de Casares, la Sierra Crestellina propiamente dicha y los relieves sobre los que se asienta la mitad occidental del pueblo de Casares, que se prolongan hacia el N, entre la Sierra Crestellina y el arroyo Albarrán.

En el **cerro de cota 349**, que constituye una escama subvertical incrustada en la F.Numidoide, **Dürr (1967)** y **Didon (1969)** levantaron sendos cortes detallados (cota 361 de estos autores) en los que reconocieron una serie estratigráfica jurásica algo diferente de la de la Sierra Crestellina. Esta serie está formada, de abajo arriba, por: dolomías grises y calizas blancas masivas de probable edad Lías inferior; calizas en bancos y calizas tableadas con sílex, más margosas hacia arriba, probablemente del Lías medio-superior; calizas nodulosas rojas con filamentos, tal vez del Lías superior-Dogger y, por último calizas margosas, calizas tableadas y margocalizas grises, verdeamarillentas o violáceas, con Saccocoma, del Jurásico superior. Según **J.C. Balanyà (com. pers., 1986)** esta serie recuerda a la de la unidad del Majalijar-Despeñadero, al S de Sierra Arana.

La **Sierra Crestellina** propiamente dicha está constituída por varias escamas subverticales o ligeramente invertidas hacia el E, difíciles de seguir en sentido longitudinal ya que la Sierra está cortada por fallas transversales. Todas las escamas presentan series estratigráficas equivalentes, en las que predominan las dolomías crista-

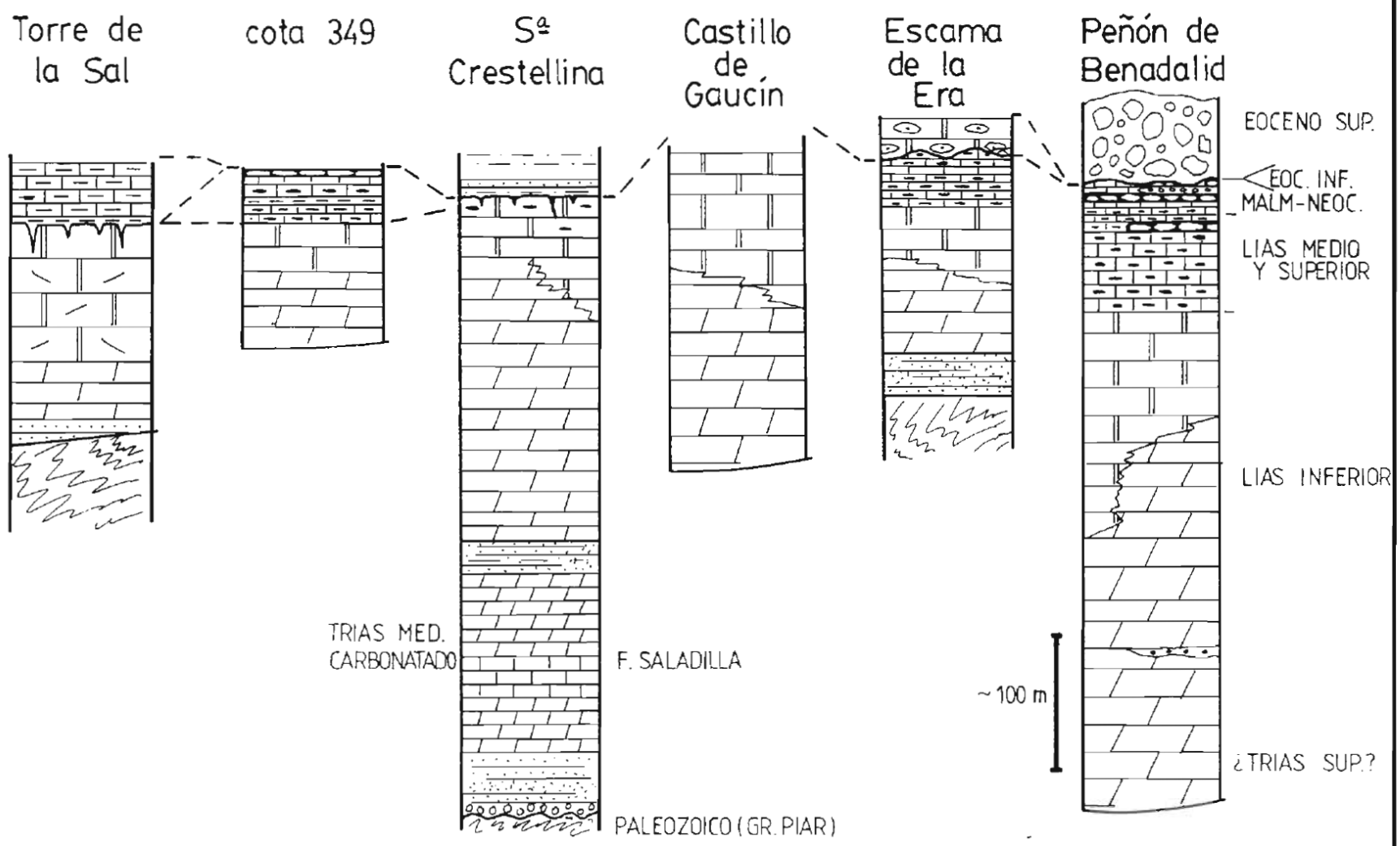


FIGURA 157.- Los elementos frontales de la cobertera maláguide entre Atajate y el mar.

linas grises. Estratigráficamente por encima aparecen unas calizas blancas, a veces con cuarzo detrítico y, en algunos puntos con abundantes nódulos de sílex. Por su aspecto de campo y microfacies tanto las calizas como las dolomías probablemente pertenecen al Lias inferior. En estrecha relación con las calizas del N de la Sierra, **Dürr (1967)** identificó microfacies del Jurásico superior. Es probable que de los mismos puntos procedan unas muestras de calizas blancas con microfacies de plataforma carbonatada somera, que contienen pequeños diques neptúnicos rellenos de calizas micríticas pelágicas con Saccocoma, que J.C. Balanyà, amablemente, me ha mostrado y que proceden también de la parte N de la Sierra. La serie estratigráfica termina con unas margas rojas y blancas, a cuya base aparece localmente un nivel de brechas calcáreas y sobre las cuales se reconocen areniscas pardas que recuerdan a los materiales de la Formación Horca, de algunas unidades rondaides; las margas suministraron a **Didon (1969)** una abundante microfauna de foraminíferos planctónicos del Eoceno superior-Oligoceno.

Los **relieves dolomíticos de Casares**, sobre los que se asienta una parte de esta población, se continúan hacia el NE hasta la terminación meridional de Sierra Crestellina, y luego se prolongan hacia el N, entre este relieve y el arroyo Albarrán. Estas rocas aparecen en clara relación estratigráfica con los materiales permotriásicos epimetamórficos y sedimentarios maláguides de la región, aunque los contactos están tectonizados en muchos puntos. Estas dolomías son algo más oscuras que las de Sierra Crestellina pero no resulta fácil distinguirlas cuando aparecen en contacto, como sucede al S de la Sierra. Localmente contienen laminaciones algales y **Dürr (1967)** reconoció en ellas fantasmas de algas dasycladáceas. Entre la Sierra Crestellina y el arroyo Albarrán estas dolomías constituyen un grueso paquete, claramente intercalado entre las rocas de la Formación Saladilla, que está subdividido en dos tramos dolomíticos separados por un tercero calizo. En la parte alta del tramo dolomítico superior arman pequeñas mineralizaciones de plomo, que han sido explotadas en dos pequeñas minas. El tramo intermedio está formado por calizas tableadas y margosas bioturbadas, algo dolomitizadas y con algunos nódulos de sílex. Hacia el S, este paquete con tres tramos choca, mediante falla, con las dolomías oscuras que se prolongan hasta Casares. La relación estrecha de éstas últimas rocas con el Permotrías maláguide epimetamórfico está confirmada por la presencia de inclusiones de lutitas y areniscas rojas dentro del paquete dolomítico, tal vez en parte de origen tectónico, como puede verse a lo largo de la nueva carretera de Manilva a Casares.

Diversos argumentos permiten atribuir una edad triásica a las dolomías de Casares: su posición estratigráfica entre rocas pertenecientes a la Formación Saladilla, la presencia en ellas de mineralizaciones de plomo y las litofacies ligeramente distintas más oscuras, con laminaciones algales y restos de dasycladáceas, a las de las dolomías probablemente liásicas de la Sierra Crestellina, avalan esta interpretación. Además, estas rocas recuerdan, por sus facies y posición, a las que aparecen en un contexto similar, en el afloramiento

del Convento de las Nieves. En mi opinión, a pesar de la independencia tectónica de la Sierra Crestellina con respecto a estas rocas, es bastante probable que la serie estratigráfica que en sus diferentes escamas se reconoce representara originalmente la sucesión normal de los terrenos triásicos maláguides de Casares. De hecho, ambas sucesiones se complementan entre sí y afloran en una estrecha relación espacial hasta el punto de que, en el borde meridional de Sierra Crestellina, la separación tectónica resulta muy difícil de establecer y, en todo caso, es hipotética, aunque muy probable. Un caso diferente es el de la escama de la cota 349, cuya independencia tectónica con respecto a los materiales, adyacentes es total, y cuyas características estratigráficas le confieren una personalidad propia. En mi opinión estas diferencias pudieron estar relacionadas con una diferente posición paleogeográfica en la cuenca original, probablemente más externa a juzgar por su posición y por sus afinidades con otros elementos de otras regiones, como más adelante señalaré.

3.4.1.1.3.- La Peña del Castillo de Gaucín y la escama de la Era.

La mitad SE de Gaucín y el Castillo del pueblo se asientan sobre un relieve formado esencialmente por dolomías cristalinas sobre las que reposan, con contactos irregulares, calizas masivas claras. Por sus características litológicas y microfacies estas rocas se pueden atribuir al Lías inferior. El conjunto está separado del Paleozoico y el Permotrías maláguide por un contacto tectónico que aparece jalonado por una brecha calcárea con nummulítidos del Eoceno y, localmente (**Dürr, 1967**), por margas rojas con Globotruncanas del Campanense.

La Peña del Castillo de Gaucín ha sido atribuida, con diferente matices, por todos los autores que han trabajado en la región (**Dürr, 1967; Didon, 1969; Felder, 1978**), a la cobertera del Maláguide, pero es la pequeña escama del "Macizo de la Era" de **Dürr (1967)** situada al N del Castillo (TF931442) la que presenta mayores afinidades estratigráficas con los afloramientos típicos de aquélla, en la region de Málaga. Su serie estratigráfica está formada, de abajo arriba, por dolomías cristalinas y calizas masivas claras con facies de plataforma, atribuibles al Lías inferior, seguidas de calizas masivas o en bancos, ligeramente glauconíticas a la base y con cuarzo, disperso de grano fino, que contienen nódulos de sílex y cuya facies es semejante a la del Lías medio-superior de los alrededores de Málaga; la serie termina con unas calizas blancas con alveolinas y algas rojas del Eoceno inferior, seguidas por unos conglomerados y brechas con nummulites, discordantes, que enlazan con las rocas que aparecen a la base de la Peña del Castillo de Gaucín.

3.4.1.1.4.- La escama del Peñón de Benadalid.

El propio **Dürr (1967)** señaló que las series estratigráficas invertidas de las distintas escamas que constituyen la Sierra de Benadalid no son equivalentes (Fig. 123). Sin embargo, fueron **Didon et al. (1973)** y más tarde **Felder (1978)** quienes, sobre esta base, separaron tectónica y paleogeográficamente a la escama más oriental de esta Sierra, sobre la que se sitúa el Peñón de Benadalid, de las situadas más al O. Esta separación está plenamente justificada ya que las series estratigráficas evidencian la pertenencia de cada una de las escamas en cuestión a dominios tectónicos y paleogeográficos netamente diferentes aunque probablemente próximos, unos relacionados con los Rondaides y otros con los Maláguides.

La serie estratigráfica de la escama del Peñón de Benadalid fue establecida por **Dürr (1967)**. En su mayor parte está constituida por un conjunto calizo-dolomítico atribuible al Lías inferior. Dentro de las dolomías que ocupan la posición estratigráfica inferior, al N de Peñón, aparece un nivel de 2-3 m de espesor, lateralmente discontinuo, formado por conglomerados de pequeños cantos de cuarzo bien rodados, que es análogo al que, en unidades rifeñas tectónica y estratigráficamente equivalentes, ha sido identificado por varios autores **(Kornprobst, 1966; Raoult, 1966; Nold et al., 1981, etc.)**. Las calizas blancas presentan microfacies de plataforma carbonatada somera y soportan estratigráficamente aunque en serie invertida, un paquete de calizas más o menos margosas, con sílex, de varias decenas de metros de espesor, a cuya parte alta se localiza un nivel noduloso rojo con ammonites del Lías superior. En unas calizas nodulosas rojas parecidas, **Dürr (1967)** también recogió una fauna de ammonites del Jurásico superior, hallazgo que ha sido confirmado por **Felder (1978)**, que ha recogido una fauna equivalente, pero en este caso en bloques que forman olistolitos dentro de unas margocalizas y margas con esporádicos nódulos de sílex, atribuibles por su facies al Neocomiense, que están separadas del resto de la serie por fallas. Una banda de conglomerados de hasta 10 m de espesor, formados por cantos calcáreos mal clasificados y con escasa matriz, en la que aparecen foraminíferos bentónicos y algas del Eoceno, jalona de forma discontinua el contacto entre la escama del Peñón de Benadalid y el Paleozoico y Permotrías maláguide, lo cual pone de manifiesto la naturaleza tectónica del contacto que separa a dicha escama de los terrenos maláguides situados más al E. Su atribución a la cobertera del Maláguide se basa, por tanto, no en la geología local sino en criterios de índole regional.

3.4.1.2.- La región del Convento de las Nieves.

A partir de Atajate y hacia el E, hasta la región de Ardales, no vuelven a aflorar materiales que, por sus características litoestratigráficas y posición tectónica, sean atribuibles a la cobertera tectonizada del Maláguide. Una excepción es la de los pequeños afloramientos de materiales postriásicos que jalonan el frente del isleo del Convento de las Nieves (Fig. 142) que **Dürr (1967)** atribuyó a su "unidad de Benadalid".

Todos los afloramientos objeto de este apartado se relacionan con el Paleozoico y el Permotrías mediante contactos tectónicos, por lo que su asignación a la cobertera del Maláguide es bastante discutible. Es más, los materiales jurásicos calizo-dolomíticos son tectónicamente independientes de los cretácicos, que son predominantemente margosos, y de los terciarios, que son margosos y areniscosos y/o conglomeráticos; estos dos últimos, además, se encuentran parcialmente englobados en la Formación Numidoide del Complejo del Campo de Gibraltar que jalona el frente de las Zonas Internas, por lo que la atribución de todos los fragmentos a una única serie es más que discutible. Sin embargo, los fragmentos de series se complementan entre sí y no hay más argumentos a favor ni en contra de esta hipótesis que a favor o en contra de la esgrimida por **Olivier (1984)**, para quien los terrenos cretácicos pertenecerían a su "unidad predorsaliense con Neocomiense blanco esquirloso".

Los afloramientos carbonatados están formados por dolomías grises en la base, sobre las cuales reposan calizas blancas que, por su facies, se pueden atribuir al Lías inferior. Las calizas contienen algunos nódulos de sílex hacia la parte superior. En la ladera S del Peñoncito, bloque calizo situado en el extremo NE de isleo del Convento (UF261706), sobre las calizas (localmente oolíticas) se encuentran unos niveles esquistosos y nodulosos rojos muy delgados de microfacies micrítica banal pero que contienen pequeños granos angulosos de cuarzo; su edad es desconocida pero, por su facies, tal vez correspondan a un Lías medio-superior análogo al descrito en otros puntos de la cobertera maláguide. **Dürr (1967)** ha encontrado niveles del Jurásico superior en un punto al ENE el Convento que no he podido localizar: sobre unas calizas grises tableadas con sílex, algo nodulosas y rojizas hacia arriba, atribuibles al Lías superior, este autor encontró una secuencia de casi una decena de metros de espesor formada, de abajo arriba, por calizas compactas rosadas a verdosas con Saccocoma, calizas margosas nodulosas rojas, verdes y grises con restos de ammonites y equinodermos y, más arriba, por calizas blancas con pequeños nódulos de sílex, aptychus y Saccocoma, que deben representar el Kimmeridgense o el Tithónico inferior, dada la ausencia de calpionelas.

Los materiales margosos que afloran en la periferia del isleo del Convento presentan la típica facies del "Neocomiense blanco esquirloso". Son margas y margocalizas blancas, grises en corte fresco, esporádicamente con nódulos de sílex, micríticas, con abundantes radiolarios y, sobretodo, Nannoconus. En el extremo SO del isleo del Convento (UF231690) he podido recoger:

Pygope sp.
Desmoceratidae sp. ident.
Angulaptychus sp.

que junto con los Nannoconus, sobre todo del grupo **steinmanni**, confirman la edad neocomiense propuesta para estos materiales.

No he localizado terrenos posteriores al Cretácico inferior, salvo un pequeño afloramiento de capas rojas del Senonense, al SO del Peñoncito, que podría ser un retazo arrancado tectónicamente a las Capas Rojas del Penibético, que afloran a escasos metros. **Dürr (1967)** ha reconocido en el arroyo de las Bañas un conglomerado de cantos calizos que atribuye al Terciario (¿Eoceno?) con reservas. Finalmente, en el cerro que se encuentra 1 km al O del Cerro del Peral (UF257706), y por sus alrededores, afloran tectónicamente sobre la Formación Numidoide del Complejo del Campo de Gibraltar, unas areniscas con niveles de conglomerados con cantos carbonatados jurásicos, de areniscas permotriásicas, y de grauvacas, liditas y pizarras paleozoicas maláguides que, por su facies, pueden asimilarse a la Formación Horca, que está bien representada en las unidades rondaides de Sierra Arana y de las Sierras Algatocín y Benadalid.

3.4.1.3.- La región al O y SO de Ardales.

El río Turón ha excavado profundamente los terrenos maláguides ubicados al N de la Sierra de Alcaparaín. En esta región, los terrenos postriásicos atribuibles a la cobertera maláguide se encuentran bien representados (Fig. 164). En este caso tal atribución parece incuestionable en los alrededores de la presa en ruinas existente al E del Cortijo de la Laja (UF317798) conocida como Pantano de Andrade, ya que los terrenos situados al SE de ella reposan claramente sobre las Formaciones Almogía y Saladilla aunque en ningún punto se pueden reconocer los contactos estratigráficos originales, ya que éstos han sido tectonizados. Localmente, no obstante, pueden verse términos litológicos (dolomías calcáreas terrígenas con abundante cuarzo) que parecen representar la transición estratigráfica entre la Formación Saladilla y los terrenos calcáreos suprayacentes, p.e. en el estribo septentrional de la presa. La alineación más externa de afloramientos, que se extiende desde el Tajo de la Laja a la Loma del Castillo de Turón, plantea mayores problemas ya que los materiales que la componen aparecen rodeados de conglomerados brechas y areniscas terciarias pertenecientes a la Formación del Pantano de Andrade **(Bourgois, 1978; González-Donoso et al. 1983-86)**, y son de hecho, independientes del sustrato paleozoico y permotriásico, como puede verse en el mapa geológico de la Fig. 164 , los materiales jurásico-cretácicos del Tajo de la Laja, del Cerro Romero y del Castillo de Turón son grandes láminas desenraizadas de sus sustratos estratigráficos originales e incorporadas, a modo de grandes olistolitos **(Bourgois, 1978)** a los conglomerados y brechas de la Formación del Pantano de Andrade **(González-Donoso et al., 1983-86)**. Esta formación, que será tratada con detalle más adelante (cf. 3.4.4.) es discordante y transgresiva sobre el Maláguide, a cuyas expensas (principalmente del Paleozoico) se ha alimentado, por lo cual parece lógico admitir que los materiales postriásicos que engloba deben provenir del desmantelamiento de su cobertera postriásica.

En la Fig. 158 se recoge la columna estratigráfica sintética que se puede establecer en esta región. De abajo arriba se tienen:

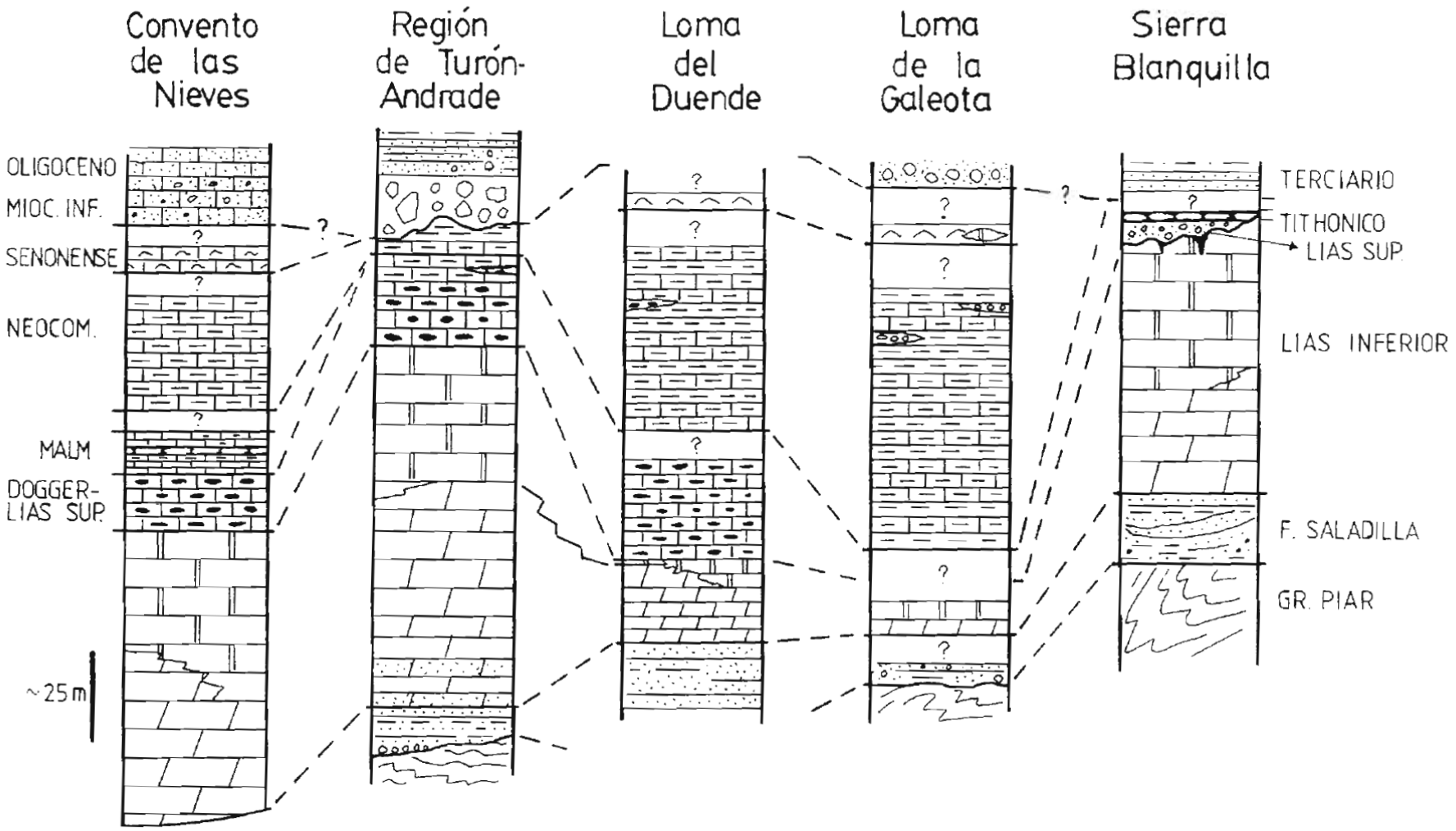


FIGURA 158.- Los elementos frontales de la cobertera maláguide en el Convento de las Nieves y la región de Ardales.

a) Dolomías grises, generalmente cristalinas y masivas, a veces mejor estratificadas y con un notable contenido en cuarzo anguloso en pequeños granos (hacia la base). Su espesor mínimo es superior a la cincuentena de metros. Por su posición estratigráfica se atribuyen al Trías terminal o más probablemente al Lías inferior.

b) Calizas blancas y grises, masivas, calcareníticas a calcilutíticas, con facies de plataforma carbonatada somera. Sobre ellas se asienta el Castillo de Turón y forman, igualmente, el Tajo de la Laja y los relieves calizos situados al E de aquél. **Blumenthal (1930)** las denominó Calizas de Turón (Turonkalk) y las atribuyó al Eoceno, ya que las consideró equivalentes de las calizas blancas con alveolinas de El Palo de Málaga; **Kockel (1963)** demostró la falsedad de esta asimilación, las denominó Calizas de Andrade (Andradekalk) y las asignó al Lías. Las calizas pueden desaparecer completamente por dolomitización, como sucede al NE del Castillo de Turón; en otros puntos, como por ejemplo en el Tajo de la Laja, o al E de la carretera de Ardales a El Burgo, su espesor ronda los 50 m o más.

c) Calizas tableadas con sílex y margocalizas, de colores grises, a veces con pasadas nodulosas, sobre todo hacia la parte superior, afloran principalmente en el extremo septentrional de la Loma del Castillo, también en las laderas oriental y meridional del Cerro Romero y al E del Tajo de La Laja. Son calizas micríticas con escasos filamentos. **Kockel (1963)** recogió en ellas ammonites del Lías medio. Su espesor no sobrepasa 25 ó 30 m. y no puede excluirse la posibilidad de que parcialmente incluyan términos postliásicos.

d) Margocalizas blancas, con las facies del Neocomiense blanco esquirloso se reconocen, junto a las casas abandonadas de la presa de Andrade, en la carretera de Ardales a El Burgo (UF318800), y al E del Tajo de la Laja en afloramientos muy pequeños y tectonizados y en condiciones de exposición muy malas. Su espesor es difícil de estimar, pero como mínimo es de unos pocos metros.

No he localizado términos posteriores a este Neocomiense y anteriores a la Formación del Pantano de Andrade, último depósito maláguide de este área. **Blumenthal (1930) y Kockel (1963)** han encontrado cantos de calizas con alveolinas en los conglomerados de esta formación, lo que atestigua la existencia previa de un Eoceno con dicha facies en áreas próximas.

3.4.1.4.- La región al E de Ardales.

3.4.1.4.1.- La Sierra Blanquilla.

La Sierra Blanquilla (Fig. 158) es un pequeño relieve calcáreo situado unos kilómetros al E de Ardales. Está constituida por calizas y dolomías que reposan tectónicamente sobre el Paleozoico y el Permotrías maláguide. **Blumenthal (1927, 1930), Kockel (1963) y Peyre (1974)** la han atribuido a la cobertera del Maláguide. Para los dos primeros autores todos los terrenos que la integran serían del Tithónico, ya que en ella encontraron ammonites de esta edad. Sin embargo,

Peyre (1974) ha ofrecido un detallado corte en el que pone de manifiesto la existencia de otros términos estratigráficos; de abajo, arriba se tienen:

a) Dolomías claras, estratificadas en bancos, que reposan tectónicamente sobre la Formación Saladilla. Afloran al N de la Sierra, al pie del escarpe dado por las calizas. Su espesor es del orden de 30-40 m y se atribuyen al Lías basal sin excluir que puedan pertenecer en parte, al Trías terminal.

b) Calizas masivas blancas, dolomitizadas a la base, mejor estratificadas y con pasadas rojas a techo, micríticas o finamente calcareníticas. Por su facies se atribuyen al Lías inferior. Forman la masa principal de la Sierra. Su espesor es del orden de los 50 m.

c) Brechas calcáreas rojizas y calizas arenosas glauconíticas, color rojo ladrillo, con pátinas ferruginosas y grano de cuarzo. Contienen belemnites, crinoides y foraminíferos bentónicos. Los cantos de la brecha contienen **Palaeodasycladus mediterráneus PIA** lo que junto con la facies análoga a la de términos coetáneos de otros puntos del Maláguide, permite atribuir a la brecha una edad posterior al Lías medio, probablemente, Lías superior. Este término lo he reconocido en el extremo SO de la Sierra (UF391847) y parece rellenar grietas y cavidades dentro de las calizas infrayacentes, aunque las condiciones de exposición no son buenas. En mi opinión es posible que el término suprayacente a éste, que yo no he localizado, también rellene diques neptúnicos, lo cual daría lugar a una irregular distribución de detalle que dificultaría notablemente su reconocimiento sobre el terreno.

d) Calizas nodulosas rojas, biomicríticas, con tintínidos radiolarios, foraminíferos bentónicos, del Tithónico superior. Es el nivel de los ammonites de **Blumenthal (1930)**, según **Peyre (1974)**.

Al E de Sierra Blanquilla existen varios pequeños afloramientos de calizas blancas y dolomías asociados a la Formación Saladilla, que deben asignarse también a la cobertera maláguide. También al E de la Huerta Franco (UF398852) afloran en muy malas condiciones de exposición, entre derrubios, unos términos areniscosos y margosos que recuerdan a algunos niveles de la Formación del Pantano de Andrade.

3.4.1.4.2.- Las Lomas del Duende y de la Galeota.

A lo largo de la carretera de Ardales a El Chorro y al S de ésta (Fig. 153) se observan una serie de materiales análogos a ya los descritos de la región de Andrade-Turón. Forman las lomas de la Galeota y del Duende. Entre ellos y los terrenos con seguridad malágides, existe un contacto tectónico vertical, que pinza claramente a la Formación Numidoide del Complejo del Campo de Gibraltar al SE de la

Loma del Duende, mientras que en la Loma de la Galeota pone en contacto una serie análoga a la del Castillo de Turón o el Tajo de la Laja con las formaciones Saladilla y Almogía.

La Loma del Duende está esencialmente formada por Neocomiense blanco esquirloso. Al N de ella, entre la carretera y el pantano del Chorro, junto con los derrubios de margocalizas y margas neocomienses aparecen cantos de microconglomerados y areniscas calcáreas, a veces con aptychus, que **Peyre (1974)** atribuyó a su unidad de la Parda ("=Complejo de Aptychus", cf. Cap. 5, ap. 3) que no he diferenciado en mi mapa.

En la ladera S de la Loma, a lo largo de la carretera, y en el arroyo de la Zahurda, bajo el Neocomiense, aparecen unas margas rojas con abundantes foraminíferos planctónicos, que contienen algunos bloques pequeños de calcarenitas conglomeráticas del Eoceno. Una pequeña franja de areniscas y arcillas pertenecientes a la Formación Numidoide se intercala entre el Eoceno o, en su caso, el Neocomiense, y una estrecha banda de Paleozoico que reposa tectónicamente sobre el Permotrías. En este punto, la naturaleza tectónica del contacto de los términos de la Loma del Duende y los del Maláguide cierto es evidente, y se justifica la asignación a una unidad tectónica independiente que **Peyre (1974)** correlacionó con su unidad de Robledo.

Unos centenares de metros al NE del arroyo de la Zahurda, entre la Formación Numidoide y el Paleozoico, se intercalan algunos pequeños afloramientos de areniscas y lutitas rojas, de dolomías y de calizas que pueden atribuirse con más seguridad a la cobertera del Maláguide, así como bloques de conglomerados análogos a los de la Formación del Pantano de Andrade, que **Peyre (1974**, p.91) ha considerado base de su "flysch oligomioceno transgresivo" sobre el Bético de Málaga.

La Loma de la Galeota muestra una serie menos perturbada (Fig. 158). Separadas del Paleozoico y, localmente, del Permotrías por un contacto subvertical se encuentran unas dolomías grises de unos 20 m de espesor, que pasan hacia arriba a calizas compactas de colores grises a cremas, más o menos dolomitizadas, con nódulos de sílex esporádicos, atribuibles al Lías. Sobre ellas descanza un paquete de calizas con sílex de unos 60 m. de espesor máximo que, en lámina delgada, presentan abundantes filamentos; por su facies pueden atribuirse al Dogger. **Blumenthal (1930)** encontró unas margocalizas con Calpionella alpina en este afloramiento que ni **Peyre (1974)** ni yo mismo hemos encontrado, pero cuya existencia parece razonable, por lo que el paquete de calizas con sílex podría alcanzar el Malm superior. Sobre las calizas con sílex reposan un Neocomiense blanco esquirloso, prolongación del de la Loma del Duende y, entre ambos conjuntos, localmente se observan términos rojos (no datados) que parecen la continuación de los situados más al este bajo el Neocomiense y que evidencian el carácter tectónico del contacto entre éste y las calizas con sílex.

Salvo en el caso de los minúsculos afloramientos situados al SE de la Loma del Duende, la asignación a la cobertera maláguide de los materiales de las Lomas de la Galeota y del Duende puede ser discutible ya que entre ellos y los terrenos indudablemente maláguides media un contacto tectónico importante. No obstante, esta ha sido la hipótesis adoptada por **Blumenthal (1930) y Kockel (1963)**. Por el contrario, para **Peyre (1974)** se trataría de unidades tectónicas diferentes del Maláguide pero próximas paleogeográficamente a éste **(Peyre, 1969b)**, que asimiló a la unidad de Robledo (Loma del Duende) y, con dudas, a la "Dorsal Bética" (Loma de la Galeota). A pesar del detallado análisis realizado por **Peyre (1974)**, cuya validez resulta confirmada por mis propias observaciones, la hipótesis de la **pertenencia original** de estos elementos a la cobertera del maláguide me parece la más razonable, especialmente habida cuenta de la existencia de Paleozoico y Permotrías maláguide a la base estratigráfica de la unidad de Robledo (cf. 3.4.1.6.) y de las notables semejanzas que, como señala **Peyre (1974)**, estos materiales muestran con los de la secuencia postriásica de la mencionada unidad. Más adelante volveré sobre esta cuestión.

3.4.1.5.- La región del Veredón.

Al NE de la estación de El Chorro, frente a la Sierra de Castillones se alzan una serie de peñas al pie de las cuales se asientan las Casas del Veredón (UF443865). Como puede verse en la Fig.136, estos relieves están constituidos por terrenos predominantemente jurásicos intensamente deformados que, por el S, mediante un contacto tectónico buzante al N o subvertical reposan sobre o chocan contra el Paleozoico y el Permotrías maláguide, mientras que al N de ellos afloran ampliamente otros terrenos cretácicos y terciarios. Para **Blumenthal (1930)** y **Kockel (1963)** todos estos materiales formarían parte de la cobertera tectonizada del Bético de Málaga. **Peyre (1974)**, por su parte distinguió, de N a S, una serie de unidades tectónicas independientes, análogas a las reconocidas por él mismo en el sector entre Ardales y El Chorro. Los relieves del Veredón formarían la "Serie del Veredón" de este autor, al N de la cual se encuentran unas margocalizas blancas con la facies del Neocomiense blanco esquirloso, que asignó a su unidad de Robledo; aún más al N aparecen, entre los derrubios, cantos de calcarenitas y conglomerados con aptychus ("Complejo de Aptychus"), que asignó a su "unidad de la Parda". El conjunto neocomiense contacta al E directamente con los relieves calcáreos o incluso con el Paleozoico (al E del Cortijo de la Parda: UF478873 y UF477872), mientras que, entre las Casas del Veredón y la estación de El Chorro, se intercalan entre ambos unas margas y areniscas oligocénicas que **Peyre (1974)** atribuyó a la "Serie del Veredón", pero que a mí me parecen asignables a la Formación Horca (cf. Cap. 5, ap. 4.3.3.4.).

En los relieves calcáreos **Peyre (1974, fig. 9, pp.-36-38)** reconoció una complicada estructura de detalle y diferenció dos elementos tectónicos: el más oriental pertenecería verdaderamente

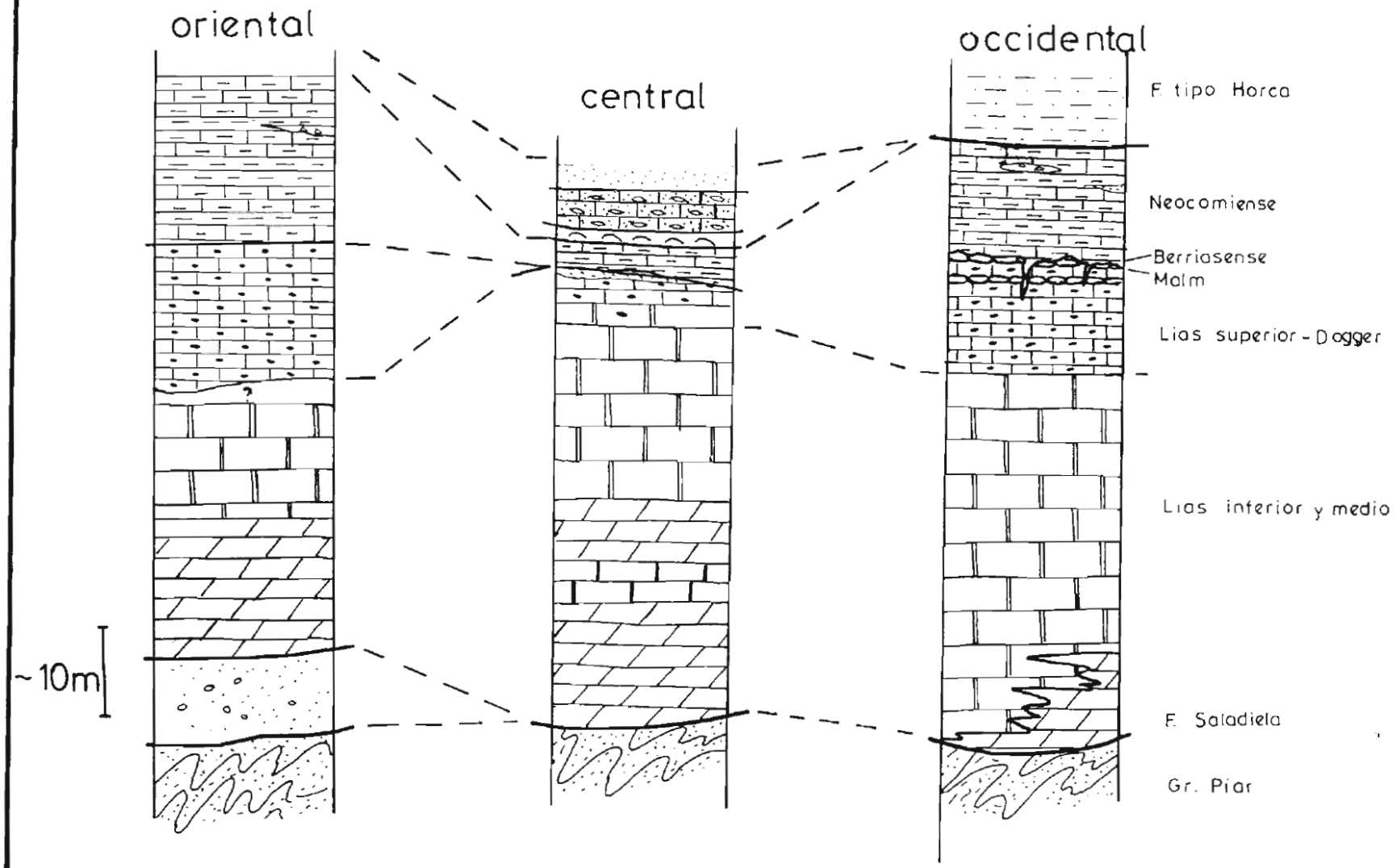
a la cobertera del Maláguide, mientras que el occidental lo asimiló a su unidad de Robledo. En mi opinión no son dos sino al menos tres los elementos tectónicos reconocibles en la "Serie del Veredón" de **Peyre (1974)** y coinciden, grosso modo, con las tres elevaciones de esta alineación. Tienen forma romboidal en cartografía y los dos más occidentales coinciden con los reconocidos por **Peyre (1974)**. Sin embargo, a pesar de la complicadísima estructura de detalle de la región y aún cuando el análisis de Peyre es impecable, la asimilación de la totalidad de estos elementos a la cobertera del Maláguide me parece lo más razonable. Por lo que se refiere a los materiales neocomienses la asignación al Maláguide resulta aún más problemática dado que su independencia tectónica es aún más evidente, y su pertenencia a otras unidades me parece igualmente factible, pero las semejanzas litológicas y la proximidad tectónica me incitan a no excluir de forma absoluta la primera hipótesis.

En la Fig.159 he reproducido, esquemáticamente, las tres series reconocidas en cada uno de los elementos tectónicos del Veredón:

- **El elemento oriental** es el que, aparentemente, muestra unas relaciones con el Paleozoico y el Permotrías menos perturbadas. Sobre este último reposan unas dolomías grises, masivas, a veces con laminaciones de origen algal, sobre las cuales, por falla, aparecen unas calizas blancas. Las calizas más al E, reposan estratigráficamente sobre las dolomías (UF465870); la facies y la posición estratigráfica permiten asignarlas al Lías inferior. Sobre las calizas blancas se encuentran unas calizas con sílex con las que las relaciones estratigráficas de detalle no son bien visibles; su microfacies es peletoidal y bioclástica con abundantísimos filamentos (también radiolarios y restos de equinodermos) por lo que se pueden asignar al Lías superior y sobre todo al Dogger. En el borde externo, aparecen los materiales del Neocomiense, en contacto tectónico con las calizas con sílex.

- **En el elemento central**, **Peyre** (1974, fig. 9, cortes c-c' y d-d') ha reconocido, sobre unas dolomías con una pasada de calizas negruzcas, un paquete de calizas masivas blancas. Hacia el tercio inferior del paquete calizo reconoce una banda rojiza, bréchica, que le recuerda a los términos del Lías medio-superior de la cobertera Maláguide. Las calizas blancas contienen algo de sílex en su parte superior, con pasadas nodulosas rojizas, en las que **Peyre (1974**, p.37) ha datado el Malm inferior. Sobre el conjunto, mediante un contacto tectónico, aparecen unas calizas margosas y margocalizas de colores blancos a crema, con abundante fauna del Berriasense medio **(Peyre, 1974**, p.36, 37), que forman un estrecho corredor. Aislado por contactos tectónicos de los materiales de alrededor, en una pequeña depresión al o de este elemento afloran, entre derrubios, margocalizas rojas y bloques de calcarenitas bioclásticas con Nummulites y areniscas amarillentas que **Peyre** (1974, p.37) ha atribuido, respectivamente, al Cretácico superior-Eoceno, al Eoceno y al Oligoceno. Este elemento central presentaría, por tanto, la serie más completa hasta ahora reconocida.

Figura 159: Series estratigráfica de la cobertera maláguide en la región del Verdón.



- La masa principal del **elemento occidental** está formada por calizas masivas blancas, hacia la base dolomitizadas, atribuibles al Lías. Sobre éstas reposan unas calizas con sílex con pasadas nodulosas rojas que presentan una microfacies típica del Kimmeridgense, con abundante Saccocoma, embriones de ammonites, escasos foraminíferos bentónicos y planctónicos (protoglobigerinas) y otros microoorganismos pelágicos. Estas calizas, del orden de la decena o poco más de metros de espesor, aparecen surcadas por diques neptúnicos rellenos por brechas de matriz blanquecina o amarillenta, con tintínidos entre las cuales he podido reconocer:

Calpionelites darderi (COLOM)
"Remaniella" dadayi (KNAUER)
Calpionellopsis oblonga (CADISCH)
Tintinnopsella carpathica (MURGEANU y FILIPESCU)

que permiten asignar a estos rellenos una edad Valanginiense inferior. Sobre las calizas nodulosas y con sílex, mediante una superficie irregular, reposan unas margocalizas blancas esquirlosas con abundantes nannoconus, sobre todo, **N. steinmanni KAMPTNER**, atribuibles al Neocomiense alto. Mediante un contacto tectónico, se superponen unas margas y margocalizas esquistosas, rojizas y anaranjadas con intercalaciones areniscosas de tipo Horca, que han suministrado una fauna de foraminíferos planctónicos del Oligoceno superior (cf. Cap., 5, ap.4.3.3.4.). Al N de estos materiales aparecen, de nuevo, materiales neocomienses principalmente, a veces con calizas con sílex jurásicas a la base y capas rojas senonenses al techo, al N de los cuales aflora en notable extensión la Formación Numidoide del Complejo del Campo de Gibraltar.

3.4.1.6.- La región de Colmenar: la unidad de Robledo.

En la depresión conocida como Zona de Colmenar los terrenos atribuibles a la cobertera tectonizada del Maláguide afloran esencialmente en dos puntos: al S del Puerto de las Pedrizas, (Fig. 102) formando parte de la unidad de Robledo de **Peyre (1974)**, y al SO del Boquete de Zafarraya, en la unidad de la Mesa de Zalía de **Mathis (1974)**, que este mismo autor consideró equivalente a la anterior. En ambos casos los terrenos en cuestión se encuentran aislados de los grandes afloramientos maláguides de los Montes de Málaga, pero su posición tectónica bajo los terrenos alóctonos del Complejo del Campo de Gibraltar y las características de su serie estratigráfica permiten defender, con firmeza, la hipótesis de su pertenencia original a la cobertera del Maláguide, y rechazar su inclusión en la denominada "Zona Predorsaliense", como ha sido recientemente propuesto por **Olivier (1984)**. En esta región, pero algo más al S, existen una serie de pequeños afloramientos postriásicos claramente pertenecientes a la cobertera maláguide, ya que reposan sobre las formaciones paleozoicas y permotriásicas de los Montes de Málaga. Tal es el caso de los afloramientos de Casabermeja, Comares, Los Romanes y Alcaucín, entre otros, cuyas series estratigráficas son análogas a las establecidas más al S por **Azéma (1961)** en los alrededores de Málaga, aunque mucho más incompletas. A ellas no me referiré en este apartado.

La serie estratigráfica de la unidad de Robledo y equivalentes está formada por materiales cuya edad oscila entre el Paleozoico (probablemente Carbonífero) y el Mioceno inferior. Sus características estratigráficas y estructurales han sido señaladas por **Peyre (1974)** quien asignó también a esta unidad una parte de los afloramientos que han sido descritos en apartados anteriores (Veredón pro parte y Loma del Duende, entre otros), correlación que en buena parte comparto, como se verá en apartados posteriores (cf. 3.4.5.1.3.). Por sus características litológicas, los materiales paleozoicos se pueden asignar a la Formación Almogía sin dificultad. Afloran al SO del Puerto de las Pedrizas, en los alrededores del Puerto del Barco, y están recubiertos por areniscas y conglomerados rojos, equiparables a la Formación Saladilla, que también aflora al O de la Mesa de Zalía. Sobre ellos reposa el resto de la secuencia, que forma dos anticlinales en cuyo núcleo se sitúan los vértices Robledo y Caballo Blanco, pero al encontrarse despegada por causas tectónicas resulta imposible reconocer los niveles estratigráficos que se situaban originalmente sobre la Formación Saladilla. En esta secuencia postriásica se pueden distinguir cinco formaciones **(Peyre, 1974)** que, de abajo arriba, son las siguientes:

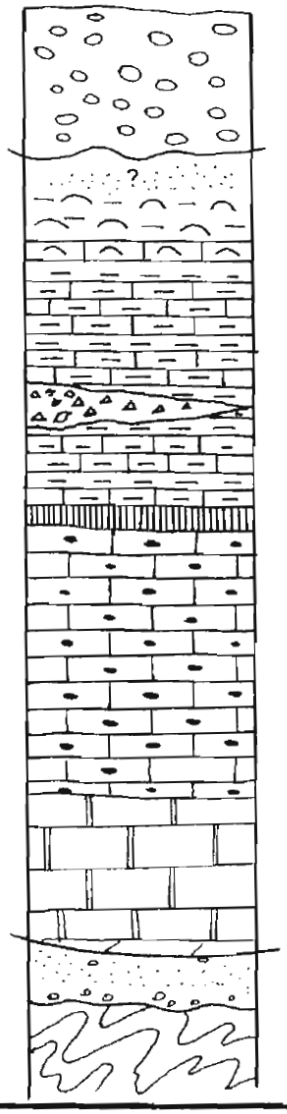
- **Calizas masivas claras**: afloran en los núcleos de anticlinales de Robledo y Caballo Blanco. Por sus microfacies y por su posición estratigráfica se pueden atribuir al Lías inferior.

- **Calizas con sílex**: son rocas estratificadas, de colores grises y microfacies pelmicríticas con abundantes filamentos, lo que permite asignarles una edad Lías superior o, más probablemente, Dogger. Afloran en notable extensión en los alrededores del vértice Robledo, donde alcanzan un espesor superior a 100 m. En su parte superior al E de Robledo, aparece un nivel de margocalizas radiolaríticas que, por su microfacies y posición estratigráfica se puede asignar al Jurásico superior.

- **Margocalizas y calizas margosas**: de colores claros, que varían de grises a verdosos y blancos, estas rocas presentan la típicas facies del Neocomiense blanco esquirloso de los autores franceses, lo que esta además confirmado por su microfacies micrítica con radiolarios y abundantes Nannoconus. Sus niveles más bajos pertenecen al Tithónico superior, según ha podido demostrar **Peyre (1974)** mediante tintínidos, y dentro de ella aparece una potente intercalación de brechas calcáreas cuyos cantos proceden de los niveles jurásicos infrayacentes, que se reconoce en la trinchera de la carretera de Málaga a Antequera, en las proximidades del km 529.

- **Capas rojas**. Las margas y margocalizas rojas con foraminíferos planctónicos afloran al S de Villanueva del Cauche y en la terminación oriental anticlinal de Robledo. En ellas, **Peyre (1974)** ha identificado el Senonense superior, el Eoceno inferior y superior y el Oligoceno inferior, siendo los niveles terciarios más margosos que los cretácicos y de colores progresivamente más claros en los niveles más jóvenes.

Figura 160. Serie estratigráfica de la unidad de Robledo(según Peyre, 1974)



Mioceno inferior

Paleógeno

Senonense

Neocomiense

Jurásico superior

Lías medio superior - Dogger

Lías inferior

Permotrías

Paleozoico

LEYENDA DE FIGS. 157 a 160.

- Pizarros y grauvacas
- Areniscas y conglomerados
- Dolomías
- Calizas masivas claras
- Calizas con silex
- Calizas nodulosas
- Margas y margocalizas blancas
- Margas rosadas
- Brechas
- Calcarenitas con nummulites
- Margas y areniscas rosadas
- Conglomerados

- Conglomerados y areniscas. En neta discordancia sobre la secuencia mesozoica, al S y al E del Caballo Blanco se encuentra una potente formación areniscosa y conglomerática alimentada de todos los materiales infrayacentes, incluídos los paleozoicos y permotriásicos, que son los más abundantes y predominantes, sobre todo hacia los niveles más altos, en los cuales además el tamaño de los cantos es mayor. **Peyre (1974)** encontró dentro de los niveles de areniscas calcáreas, una fauna de miogypsínidos del Aquitaniense inferior a medio, y supuso que esta formación sería también discordante sobre una formación arcillosa parda con intercalaciones lenticulares y bloques de areniscas cuarzosas que se puede asimilar a la Formación Numidoide, hipótesis que también he sido defendida por **Olivier (1984)**. En mi opinión, sin embargo, estos materiales reposan sobre la totalidad de la secuencia estratigráfica de Robledo-Caballo Blanco, incluída la formación detrítica discordante, y deben ser separados de la serie de esta unidad, ya que en ningún punto se puede asegurar que guarden con ella una relación estratigráfica. Existe, no obstante, un afloramiento de los conglomerados y areniscas con cantos de Paleozoico al E del la carretera de Málaga a Antequera que reposa sobre la Formación Numidoide y que podría constituir uno más de los muchos bloques de procedencias y escalas diversas que engloban o soporta dicha formación a la escala regional.

En resumen, la unidad de Robledo posee una serie comprendida entre el Paleozoico y el Aquitaniense. Por sus características litológicas me parece que la formación conglomerática y areniscosa superior podrían pertenecer al grupo Ciudad Granada, que es la última unidad litoestratigráfica del Maláguide a la escala regional. Rechazo, por tanto, la correlación de estos materiales con la Formación de la Viñuela, como ha sido propuesto por **Olivier (1984)**.

3.4.1.7.- La región de Sierra Arana: la unidad del Majalijar-Despeñadero.

Al referirme a la región de Sierra Arana, queda completada la descripción de los diferentes elementos tectónicos situados a lo largo del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas, que he atribuído a la cobertera tectonizada del Maláguide. En esta región tan solo una unidad, que ha recibido diversas denominaciones y cuya atribución paleogeográfica ha sido controvertida, he atribuido a la cobertera del Maláguide: es la unidad del Majalijar de **Foucault (1976)** o del Despeñadero, de **García-Dueñas y Navarro-Vilá (1976, 1980)**. Una parte de sus materiales fueron atribuídos por **Blumenthal y Fallot (1935)** al "Penibético", esto es a la cobertera tectonizada del "Bético de Málaga" de **Blumenthal (1928b)**, hipótesis esta que fue más tarde mantenida por **Aldaya (1966)** tras realizar un detallado estudio de la región del Peñón de la Mata. Al definir la "Dorsal Bética", **Durand-Delga y Foucault (1967)** defendieron la hipótesis de la unidad paleogeográfica de este elemento con los situados más al N (unidad de Río Blanco-Cañamaya) que yo he atribuido a los Rondaides, y la de su

independencia tectónica y paleogeográfica con respecto al Dominio Maláguide, si bien sería próximo a este, habida cuenta de la existencia de terrenos permotriásicos de tipo maláguide, a la base de su serie estratigráfica. Aunque **García-Dueñas y Navarro-Vilá (1976, 1980)** rechazaron la pertenencia a su unidad del Despeñadero de los terrenos permotriásicos señalados por los autores precedentes, la presencia de estas rocas en la base de la serie de esta unidad ha sido recientemente demostrada por **Balanyà (1982)**. Este autor, además ha ofrecido una detallada descripción de la serie estratigráfica de esta unidad, que resumiré a continuación. De abajo a arriba se pueden reconocer los siguientes materiales:

- **Permotrías**: está formado por areniscas y lutitas rojas, con alguna intercalación de dolomías carniolas, de características idénticas a las de las rocas incluídas en la Formación Saladilla, razón por la que se le atribuye dicha edad.

- **Lías inferior**: se atribuye una edad liásica inferior al conjunto carbonatado que constituye la mayor parte de la unidad. Está formado por dolomías grises que pueden llegar a superar los 100 m de espesor y cuya base podría pertenecer ya al Trías, y por calizas masivas blancas cuyo espesor puede ser superior a 200 m. Presentan facies de plataforma carbonatada somera análogas a las que se reconocen en otros puntos de la cordillera en niveles coetáneos.

- **Lías medio superior**: está formado por calizas y margocalizas con sílex y por calizas nodulosas rojas que contienen ammonites del Domerense y Toarcese. En general las calizas nodulosas ocupan una posición superior, pero también pueden estar lateralmente relacionadas con las calizas con sílex. Presentan microfacies pelágicas micríticas peletoidales o biomicritícas, a veces con cuarzo de grano fino, y su espesor es de pocas decenas de metros.

- **Dogger y Malm**: faltan en la mayor parte de los puntos. Solo locamente aparecen delgados niveles o paquetes de calizas margosas rosadas con filamentos, calizas noduloso-brechoides con sílex, de color crema, con ammonites del Kimmeridgense-Tithónico inferior y microfacies biomicríticas con abundante Saccocoma, y calizas nodulosas rojas con intercalaciones margosas y con tintínidos del Tithónico superior-Berriasense inferior.

- **Cretácico inferior**: está formado por margocalizas y margas de colores claros, con esporádicos nódulos de sílex, con microfacies micríticas con radiolarios y Nannoconus, que contienen ammonites del Neocomiense. Su espesor llega a alcanzar la cincuentena de metros.

- **Cretácico superior**: está formado por margas y margocalizas rojas con foraminíferos planctónicos, que aparecen solo en afloramientos contados. Su espesor apenas alcanza 20 m.

- Terciario: la secuencia terciaria de esta unidad está constituída por conglomerados de cantos calcáreos de la erosión de los niveles más profundos de la serie lutitas y areniscas pardoanaranjadas. Existe un nivel de conglomerados del Eoceno inferior, pero los conglomerados mejor representados y de tamaño de cantos más gruesos son de edad Eoceno superior. Sobre ellos reposa una formación constituída por lutitas con intercalaciones de areniscas cuarzosas con cantos del Paleozoico y del Permotrías maláguide, de colores pardoanaranjados que, por sus características litológicas y edad (Oligoceno superior esencialmente, a juzgar por la fauna de foraminíferos planctónicos que contiene) se puede correlacionar con la Formación Horca de ciertas unidades rondaides.

En resumen, la serie de la unidad del Majalijar-Despeñadero está constituida por términos cuya edad oscila entre el Permotrías y el Oligoceno superior. Su atribución a la cobertera tectonizada del Maláguide se basa en la naturaleza de sus términos más bajos, idénticos a la Formación Saladilla, así como en las características de los materiales, que constituyen el resto de su serie estratigráfica.

3.4.2.- La cobertera maláguide en sus afloramientos clásicos: resumen estratigráfico.

En sólo tres regiones de la Cordillera Bética las formaciones postriásicas de la cobertera maláguide afloran en cierta extensión sobre los terrenos más antiguos formando sucesiones relativamente organizadas que permitan el establecimiento de la secuencia estratigráfica en su totalidad. Estas regiones son: la Sierra Espuña, que es la que presenta los mejores y más extensos afloramientos, los alrededores de Vélez Rubio y la región al E de Málaga. Las tres áreas han sido objeto de estudios detallados, entre los que hay que destacar los de **Azéma (1961), Paquet (1969), Geel (1973), y Mäkel (1985)** entre otros, que han establecido los rasgos básicos de la estratigrafía de estos materiales. De estos rasgos básicos hay que destacar dos: la gran uniformidad de las series y de las facies a la escala regional y el escaso espesor de los distintos términos de la serie, que están seperados unos de otros por discontinuidades estratigráficas.

En la figura 161 he representado la sucesión estratigráfica sintética de la cobertera maláguide en sus tres afloramientos clásicos. Otros afloramientos, como por ejemplo los situados en el borde septentrional de los Montes de Málaga y los que aparecen en pequeños isleos tectónicos repartidos por el sector oriental de la Cordillera (de **Booy y Egeler, 1961b**), están formados por materiales análogos pero que forman parte de sucesiones mucho más incompletas en parte por causas tectónicas, pero también por causas estratigráficas.

Los distintos términos litológicos que constituyen la cobertera postriásica maláguide han sido definidos formalmente en la

región de Vélez Rubio por los geólogos holandeses **(Soediono,1971; Roep, 1980; Geel, 1973)** quienes han introducido una serie de nombres, locales para designar a las unidades litoestratigráficas, que han definido con rango de formación. Dadas las semejanzas estratigráficas, litológicas y de facies que presentan los materiales postriásicos maláguides de la región de Vélez Rubio con los de Sierra Espuña o los de los alrededores de Málaga, pienso que dichos nombres pueden y deben ser utilizados también en estas últimas regiones, al objeto de unificar al máximo la nomenclatura estratigráfica a la escala de la Cordillera. Sin embargo, considero que en un futuro será necesario introducir modificaciones sustanciales en esta nomenclatura, sobre cuando se realice un estudio estratigráfico completo de la secuencia postriásica maláguide a la escala regional, muy especialmente en la región de Sierra Espuña, que es donde dicha secuencia alcanza un mayor espesor y es susceptible de una más detallada subdivisión.

Las formaciones diferenciadas por los geólogos holandeses han sido denominadas, de abajo arriba, Formación Castillón, Formación Vélez Rubio, Formación Belmonte, Formación Xiquena y Formación Jardín, y agrupan a materiales de edades comprendidas entre la base del Jurásico y el Eoceno, probablemente no superior. Además de estas formaciones, **Soediono (1971)** definió el Grupo Ciudad Granada, que comprende materiales del Oligoceno y Mioceno inferior. Materiales asimilables a este grupo también aparecen, y con cierta extensión, en el área que he cartografiado. Por sus peculiares características y las dificultades que plantea su interpretación estratigráfica me referiré a él en un apartado especial (cf. 3.4.4.).

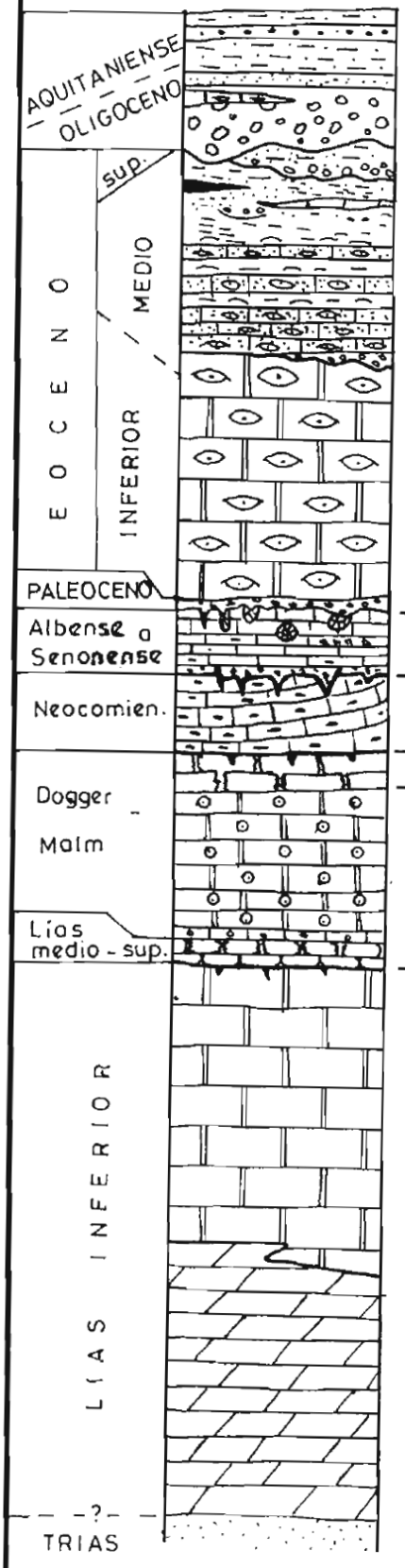
3.4.2.1.- Los materiales jurásicos: la Formación Castillón.

La Formación Castillón comprende a la totalidad de los materiales jurásicos maláguides y fue definida por **Geel (1973)**. Esta misma autora la subdividió en dos conjuntos que denominó Formación Castillón inferior y superior, respectivamente.

La Formación Castillón inferior está constituida por sedimentos carbonatados con facies de plataforma somera. En ella se pueden diferenciar tres miembros, que también se reconocen en las regiones de Málaga y Sierra Espuña: uno inferior dolomítico, uno intermedio de calizas dolomitizadas y uno superior de calizas masivas claras. Por sus facies y posición estratigráfica se le puede asignar una edad Lías inferior, aunque su base podría pertenecer al final del Trías.

La Formación Castillón superior está separada de la anterior por una discontinuidad estratigráfica bien definida que coincide con el evento que, durante el Lías medio, en las Zonas Externas **(García-Hernández et al., 1976; Vera, 1981, 1984a,b)** determinó la

Fig: 161. Serie sintética de la cobertera maláguide en sus afloramientos clásicos.



Grupo ciudad Granada

F. Jardín

F. Xiquena.

ⓔ F. Belmonte.

ⓖ F. Velez-Rubio.

Ⓥ

Superior.

ⓑ

Formación Castillón

Interior.

~ 100 m

ruptura de la plataforma carbonatada y la entrada de las facies pelágicas con ammonites. Dentro de ella se pueden distinguir varios miembros, algunos de los cuales, en mi opinión, podrían ser elevados al rango de formación, a pesar de su pequeño espesor, por estar bien representados a la escala regional, ser de una edad y litofacies bastante definida y estar delimitados por superficies de discontinuidad. Se pueden agrupar esencialmente en tres tramos:

- El inferior está formado por calizas pelágicas muy fosilíferas con ammonites, braquiópodos, gasterópodos y lamelibranquios del Lías medio (esencialmente del Domerense) y del Lías superior. En las regiones de Málaga (**Azéma, 1961**) y Sierra Espuña (**Peyre y Peyre, 1960; Paquet, 1969**) está formado por calizas pardas algo margosas que suelen contener cuarzo disperso relativamente abundante, normalmente de grano fino, pero a veces de tamaño más grueso y bien redondeado, y también abundante oolitos ferruginosos (**Geyer y Hinkelbein, 1971; Seyfried, 1978**). En el área de Vélez Rubio (**Geel, 1973**) estos niveles están representados por calizas pardorojizas y pardoamarillentas, algo nodulosas, a veces con aspecto de costras fosilíferas, que lateralmente pueden desaparecer por erosión a la base de los términos suprayacentes. Son sedimentos pelágicos, pero depositados a profundidades muy someras, e incluso, a juzgar por la fauna que contienen, presentan notables influencias neríticas.

- El tramo intermedio está formado por calizas con litofacies calcareníticas entre las que predominan las calizas oolíticas, aunque en la parte inferior pueden ser abundantes los crinoides. Suelen alcanzar varias decenas de metros de espesor y cuando no aparece el paquete inferior su separación de las calizas blancas liásicas de la Formación Castillón inferior puede ser bastante difícil. Son depósitos de plataforma carbonatada y por su posición estratigráfica, microfacies y microfósiles pueden ser atribuídos al Dogger.

- El tramo superior está formado por calizas micríticas de aspecto noduloso, de nuevo con microfacies pelágicas, y colores rosados, rojizos, pardos o crema, en este caso sin ammonites. De abajo arriba se reconocen varios niveles con diferentes microfacies (calizas con filamentos, calizas con Saccocoma y calizas con tintínidos), que permiten atribuirles una edad comprendida entre la parte alta del Dogger y la base del Cretácico inferior. Las observaciones rápidas que he realizado en los alrededores de Málaga me llevan a pensar que estas rocas localmente rellenan cavidades en los materiales infrayacentes, y que su límite inferior es una superficie de discontinuidad.

3.4.2.2.- Los materiales cretácicos: formaciones Vélez Rubio y Belmonte.

Los materiales cretácicos del Maláguide son de muy delgado espesor y están muy mal representados por lo general. En la región de Vélez Rubio **Geel (1973)** incluyó en la Formación Vélez Rubio

unas margas, margocalizas y calizas margosas con sílex de colores claros, con ammonites y Nannoconus del Valanginiense superior-Hauteriviense inferior, que afloran sólo al S de aquella localidad, en malas condiciones de exposición y con un muy reducido espesor.

Más al E, en la región de Xiquena, **Roep (1980)** ha reconocido rocas equivalentes, que ha incluído en el "miembro basal" de su Formación Belmonte y que ha correlacionado con la Formación Vélez Rubio de **Geel (1973)**. Por razones de prioridad y al objeto de evitar confusiones en la nomenclatura, propongo a título provisional reservar el término Formación Vélez Rubio para estos niveles y utilizar el término Formación Belmonte para el resto de los materiales cretácicos maláguides, de acuerdo con **Roep (1980)**, aunque estos pudieran ser objeto de una ulterior subdivisión.

Las rocas de la Formación Vélez Rubio son de características equivalentes a las del Neocomiense de otros puntos de la Cordillera, aunque algo más calcáreas. No están representadas en los alrededores de Málaga, pero sí en Sierra Espuña. En esta región **(Paquet, 1969)**, son rocas bastante calcáreas, microbréchicas y suelen contener sílex y glauconita abundantes. En ella también sus límites inferior y superior se pueden reconocer con claridad, ya que coinciden con sendas discontinuidades estratigráficas (cf. **Paquet, 1969,** fig. 4,5: corte del Prat Mayor). Dada la ausencia de tintínidos en los niveles situados por encima de la discontinuidad inferior, parece razonable su atribución a un Neocomiense franco, edad que concuerda bastante bien con la edad Valanginiense superior-Hauteriviense inferior demostrada mediante ammonites por **Geel (1973)**. En tal caso, dicha discontinuidad podría ser sincrónica del acontecimiento intravalanginiense, que da lugar a interrupciones sedimentarias en otros puntos de la cordillera como han puesto recientemente de manifiesto **García-Hernández et al. (1982) y González-Donoso et al. (1983)**.

La **Formación Belmonte** (Roep, 1980) comprende el resto de los materiales cretácicos maláguides, aunque en la región de Sierra Espuña podría ser susceptible de una doble subdivisión. Su límite inferior con la Formación Vélez Rubio es visible en Sierra Espuña donde coincide con una superficie discontinuidad estratigráfica de morfología irregular **(Peyre y Peyre, 1960)** que ha sido designada como un paleokarst **(Paquet, 1969)** y que en otros casos (Prat Mayor) se corresponde con una verdadera discordancia de bajo ángulo. Una superficie de características equivalentes se reconoce en los alrededores de Málaga **(Durand-Delga et al., 1959; Azéma et al.,1960; Azéma, 1961)** en este caso labrada sobre los materiales jurásicos. Esencialmente, en esta formación se pueden distinguir dos tramos de características distintas:

- **El inferior** es de edad Albense superior básicamente, pero puede contener también términos del Cenomanense y Turonense. En la región de Xiquena es de espesor decimétrico y está formado por una brecha

glauconítica parda con macrofauna y abundantes costras fosfatadas. En la región de Málaga (**Azéma, 1961**) se reconoce un nivel similar de color rojo ladrillo y bréchico que también está representado en Sierra Espuña (**Paquet, 1969**). En esta última región, sobre la costra y la brecha que jalona la superficie de discontinuidad, localmente aparece una secuencia formada por varios metros de margas glauconíticas con foraminíferos planctónicos y restos de macrofauna, entre las que se intercalan niveles de areniscas poco consolidadas (Fuente Blanca: Morrón de Totana) cuya edad es Albense superior. En otros puntos (Prat Mayor) directamente sobre la discontinuidad reposa un paquete de calizas compactas blancas en bancos netos con pithonellas y foraminíferos planctónicos del Cenomanense y Turonense. Estos hechos ponen de manifiesto que durante el Cretácico "medio" estos sectores del dominio maláguide estuvieron sumergidos, aunque en la mayor parte de los puntos no hubiera sedimentación.

- **El tramo superior** está formado por calizas rosadas y blancas, brechas calcáreas y, en la parte más alta, margas con foraminíferos planctónicos, del Senonense. En Sierra Espuña es posible observar que su límite con el tramo inferior es una superficie de discontinuidad estratigráfica jalonada por un nivel conglomerático, a veces con nódulos fosfatados de probable origen estromatolítico pelágico. Este tramo también aparece representado en los alrededores de Málaga, en el cerro San Antón y el Cortijo del Cantal.

3.4.2.3.- Los materiales eocenos: las formaciones Xiquena, Jardín y otras mas recientes.

La base de los materiales terciarios maláguides está determinada por una nueva superficie de discontinuidad que en muchos puntos es una suave discordancia, mediante la cual reposan los términos terciarios sobre las diversas formaciones mesozoicas infrayacentes.

En el Palo de Málaga, **Azéma et al. (1960)** y **Azéma (1961)** han descrito unas margas con Microcodium con las cuales acabaría el Cretácico maláguide de ésta región. He podido encontrar estos niveles o unos equivalentes en la ladera oriental del Cerro San Antón, en los alrededores de Málaga. Allí puede constatarse que no existen propiamente niveles estratigráficos con Microcodium, sino que estos elementos se sobreimponen a las rocas micríticas cretácicas. Como se sabe a partir de estudios recientes (**Esteban, 1973, 1976; Bodergat et al., 1975; Klappa, 1978; Esteban y Klappa, 1983**) el Microcodium es una estructura organosedimentaria ocasionada por alteración edáfica de carbonatos (calichificación) causada por vegetales en ambiente subaéreo. Este carácter de estructura de la alteración de una roca preexistente se constata muy bien en el cerro San Antón, ya que el Microcodium aparece colonizando las rocas cretácicas infrayacentes. Estas estructuras, por tanto, deben ser consideradas como los testigos de una interrupción sedimentaria postcretácica que determinó la emersión de la serie maláguide en la región de Málaga, y la alteración edáfica de sus materiales carbonatados, particularmente de los de facies finas, en los cuales el Microcodium parece haberse fijado preferencialmente.

No hay argumentos definitivos sobre la edad de esta emersión, pero la gran repartición del Microcodium en el Paleoceno de las regiones mediterráneas (**Azéma et al., 1960**; **Smit, 1979**) y la existencia de una discordancia de importancia regional a la base de la Formación suprayacente parece indicar que dicha emersión se produjo entre el Senonense superior y el Eoceno inferior **Azéma, 1961**; **Mac Gillavry, 1964**).

Las calizas de alveolinas y nummulites constituyen uno de los términos más característicos de la cobertera maláguide, y aparecen repartidas en multitud de afloramientos, por lo general de reducidas dimensiones. Suelen reposar en ligera discordancia sobre los materiales jurásicos o, en su caso, cretácicos infrayacentes y han sido incluídos en la Formación Xiquena por **Soediono (1971) y Geel (1973)**. Dentro de esta formación se puede diferenciar un miembro calcarenítico y conglomerático que jalona la superficie de discontinuidad estratigráfica basal, sobre el que reposa un miembro de calizas masivas claras y compactas con abundantes alveolinas, que constituye la masa principal de la formación; la parte alta suele ser un miembro mas detrítico, de composición calcarenítica, predominantemente formado por acumulaciones de nummulítidos. La edad Eoceno inferior (Ypresiense, Cuisiense, Luteciense inferior) de estas rocas está bien establecida gracias a su abundante fauna de foraminíferos bentónicos (**Azéma, 1961**; **Soediono, 1971**; **Geel, 1973**; **Paquet, 1969**). Son depósitos característicos de mares someros y ambientes de plataforma, que se implantaron sobre el Dominio Maláguide después de la emersión acaecida después del final del Cretácico.

Para **Geel (1973)** también pertenecería a la Formación Xiquena una sucesión calcarenítica y margosa que denominó "miembro Animas", que se situaría en la parte alta de aquella. **Soediono (1971)**, sin embargo, separó estos materiales de la Formación Xiquena y los incluyó en la Formación Jardín. Las características litológicas y la edad de estos materiales son diferentes de las de los materiales infrayacentes: aunque las calcarenitas están mayoritariamente formadas por nummulítidos y clastos procedentes de los materiales estratigráficamente infrayacentes, también contienen fragmentos de moluscos, algas, corales y plantas, y las margas contienen una abundante y diversificada microfauna planctónica que permite identificar la mayor parte de las biozonas del Eoceno medio (**Geel, 1973**). Considero recomendable, a título provisional, mantener la separación de la Formación Jardín, de acuerdo con **Soediono (1971)**, habida cuenta de las diferencias más arriba comentadas y del hecho de que estos materiales estan separados de los materiales típicos de la Formación Xiquena por una superficie de erosión que pone de manifiesto una discontinuidad en la sedimentación. Por otra parte los sedimentos de la Formación Jardín parecen haberse depositado en un ambiente más profundo que la Formación Xiquena, y al que llegaban aportes terrígenos de las áreas emergidas.

En la región de Málaga sólo están representados los materiales de la Formación Xiquena, pero no los de la Formación Jardín. En Sierra Espuña, por el contrario, los materiales correlaciona-

bles con ambas formaciones están muy bien representados y alcanzan un considerable espesor, pero en la parte superior de los materiales tipo Formación Jardín aparecen unas rocas con características litológicas y sedimentológicas bastante diferentes: se trata de un conjunto de margas y arcillas ocres, con niveles arenosos y microconglomeráticos que contienen intercalaciones de calizas con gasterópodos y caráceas, así como abundantes trozos de madera y niveles de lignitos que han sido incluso objeto de explotación. Son depósitos propios de ambientes marinos marginales, salobres (marismas) o incluso continentales (lacustres), que ponen de manifiesto una evolución regresiva al final del Eoceno medio. Es probable que estos niveles sean correlacionables con las calizas con gasterópodos que **Azéma (1961)** localizó, en un contexto estratigráfico incierto, en los alrededores del Cortijo del Cantal.

Tan solo en Sierra Espuña aparecen materiales eocenos más modernos que los que acabo de mencionar. Se trata de unos conglomerados calcáreos con cantos redondeados de cuarzo y de diversos términos de la serie maláguide infrayacente, que contienen intercalaciones de margas ocres con foraminíferos planctónicos del Eoceno superior **(Magné y Paquet, 1967)**. Sobre ellos reposan unas calizas de algas con foraminíferos bentónicos también del Eoceno superior (Priabonense) que, a su vez, soportan a una sucesión discordante cuya base aparece jalonada por un paquete conglomerático de edad oligocena, que se puede asimilar al Grupo Ciudad Granada (cf.3.4.4.). El significado tectónico de estos materiales eocenos ha sido objeto de discusión. Mientras que para **Paquet (1966,1969,1970)** serían posteriores a la estructuración de las unidades tectónicas malágüides de Sierra y Espuña, y también a la estructuración en mantos de las Zonas Internas para **Hermes y Kuhry (1969)** no habría habido movimientos tectónicos importantes en el Maláguide durante el Eoceno y la sucesión debería ser considerada continua. Esta discusión enlaza con la relativa al significado de los depósitos del Grupo Ciudad Granada, a la que más tarde me referiré (cf.3.4.4.5.).

3.4.3.- Sobre la cobertera ghomáride y la "Dorsal Interna" del Rif.

En la Cordillera del Rif los materiales postriásicos de la cobertera maláguide también están representados (Fig. 162,163) Aparecen, por una parte, en pequeños afloramientos dispersos sobre el Paleozoico y el Permotrías ghomáride, que han sido estudiados por **Durand-Delga et al. (1964a,b)** y, más recientemente, por **Maaté (1984)**. Sin embargo, los afloramientos más importantes atribuibles a la cobertera maláguide-ghomáride forman parte de diversas unidades tectónicas de la denominada "Dorsal", y que son, en concreto, las unidades incluídas en la "Dorsal Interna" por **Didon et al. (1973)**, **Wildi et al. (1977)** y **Nold et al. (1981)**.

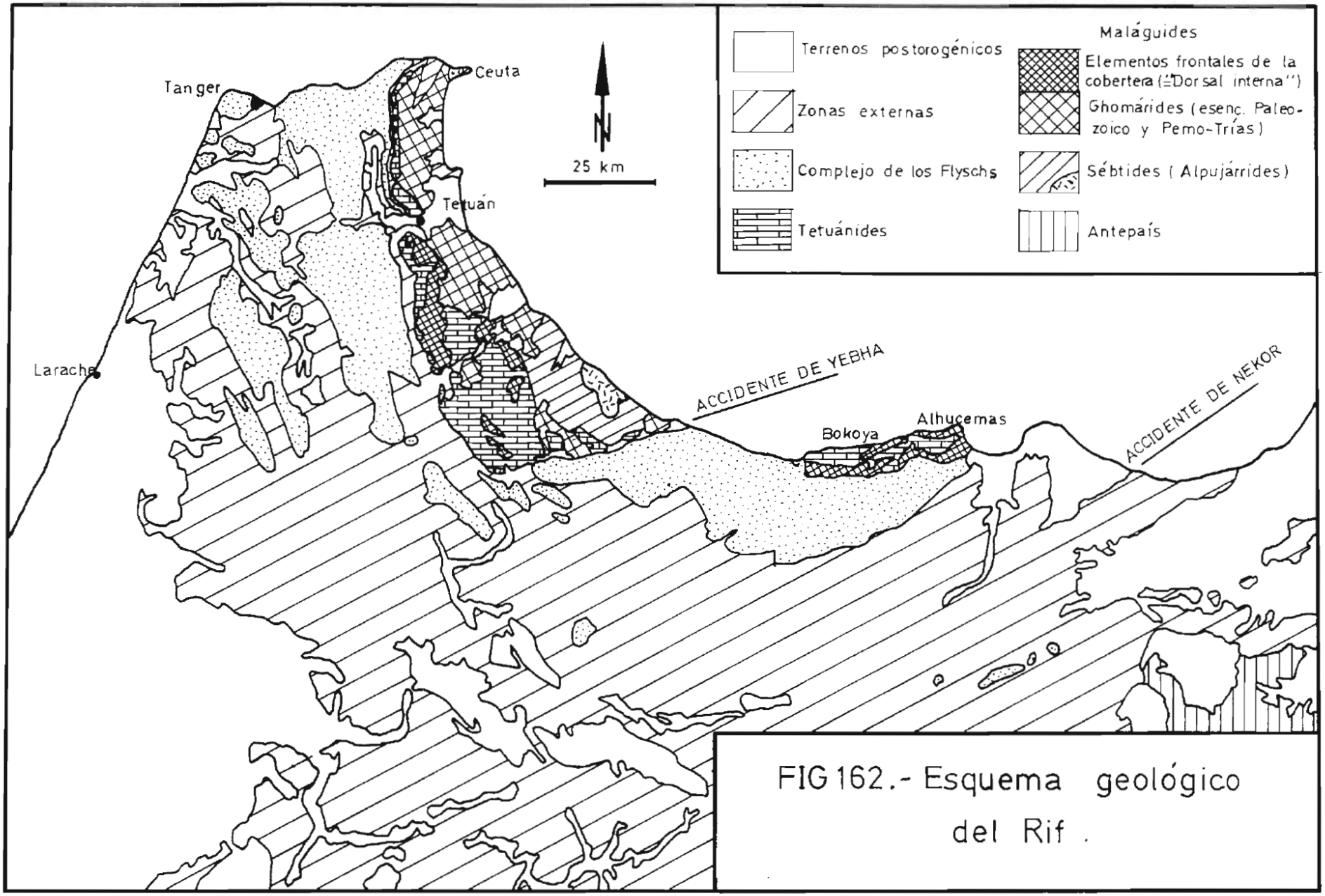


FIG 162.- Esquema geológico del Rif .

3.4.3.1.- La cobertera ghomáride.

Los afloramientos dispersos sobre el Paleozoico y Permotrías ghomáride presentan una serie estratigráfica de características análogas a las de los afloramientos fragmentarios existentes sobre el Maláguide, en particular en el borde N y NE de los Montes de Málaga y en otros afloramientos menores. Están formados, de abajo arriba, (**Kornprobst, 1974; Maaté, 1984**) por:

- Dolomías vacuolares y tableadas atribuíbles al Trías superior o al Lías inferior.

- Calizas blancas masivas con facies de plataforma carbonatada somera y microfaunas y microfacies del Lías inferior.

- Calizas finamente arenosas, localmente con sílex, del Lías medio superior. Su base es una superficies de karstificación sobre las calizas blancas infrayacentes, que aparece jalonada de fisuras rellenas por calizas rojas, calizas de crinoides y brechas, a veces con ammonites. En su parte superior aparecen unos niveles rojos con filamentos, del Lías superior-base del Dogger.

- Calizas detríticas y organógenas con abundantes alveolinas y nummulites del Eoceno inferior, que están separadas por medio de una superficie de erosión de las calizas infrayacentes, dentro de las cuales se reconocen colonias de Microcodium.

En discordancia sobre todos los materiales anteriores, incluídas las formaciones jurásicas, reposa un conjunto de conglomerados, areniscas y margas que, por sus características litológicas y edad oligomiocena, se puede correlacionar con las formaciones del Grupo Ciudad Granada.

3.4.3.2.- La "Dorsal Interna".

Ya advertí en los apartados 4.1. y 4.4. del capítulo anterior que una parte de las unidades de la denominada "Dorsal Rifeña" no pertenecen al conjunto tectónico y paleogeográfico que, en este trabajo, he denominado Rondaide-Tetuánide. Son las unidades que **Durand-Delga (1972), Didon et al. (1973)** y, más tarde, **Wildi et al. (1977)** y **Nold et al. (1981)** han incluído en la "Dorsal Interna". Estas unidades han recibido diversas denominaciones locales, dada la gran complejidad de su estructura interna. Sin embargo, sobre la base de sus características tectónicas y estratigráficas, se pueden clasificar en dos grupos distintos de unidades, que aparecen bien diferenciados al S de Tetuán, donde las unidades de referencia fueron distinguidas por **Griffon (1966)** y, más tarde por **Wildi et al. (1977)** y **Nold et al. (1981)** con los nombres de unidad de la Hafa Ferkenix y de El Babat-Gorgues.

Las **unidades tipo Hafa-Ferkenix** sólo han sido descritas en la Dorsal Calcárea (en el sentido de **Fallot, 1937**) y afloran ampliamente entre Tetuán y el río (ued) Lau. Ocupan una posición tectónica bastante externa, cabalgan ampliamente a las unidades tetuánides, con las cuales presentan ciertas afinidades estratigráficas, y son a su vez cabalgadas por las **unidades tipo El Babat-Gorgues**. Estas últimas afloran ampliamente al S de Tetuán, pero también están muy bien representadas en la Sierra del Hauz y en la región de Bokoya donde han recibido diversos nombres locales (unidades de la Hafa Queddana, Hafa ed Dohor y Ued Zarján de **Kornprobst, 1966**; unidades tipo Uestia y de Buluazén, de **Raoult, 1966** y **Leikine, 1969**; unidad del Yebel Fahies de **Didon et al., 1973**; unidades de la Hafa Rauda, del Ued Gharrak, de Mtaback Ain Dchicha y de la Hafa el Banat, de **Ben Yaich et al., 1986**; unidades del manto del Yebel Amekrán, de **Mégard, 1969** y **Andrieux, 1971**). Ocupan la posición tectónica más interna de las unidades de la "Dorsal" y sus series estratigráficas poseen sistemáticamente términos permotriásicos de características completamente equivalentes a las de la Formación Saladilla. Este hecho junto con sus restantes características estratigráficas así como su posición estructural, en muchos puntos claramente sobre los terrenos paleozoicos (SE de Tetuán, Bokoya...), **demuestran la relación estratigráfica original de** estas unidades con el conjunto Maláguide-Ghomáride.

Las series estratigráficas de las unidades tipo El Babat-Gorgues (Fig. 163) son de características equivalentes a las de las unidades del Majalijar-Despeñadero, en Sierra Arana o del Peñón de Benadalid.

De abajo arriba están formadas (**Kornprobst, 1966**, por:- **Raoult, 1966; Griffon, 1966; Nold et al., 1981; Megard, 1969**).

- Areniscas y lutitas rojas con algunos niveles conglomeráticos, atribuibles a la Formación Saladilla. Estudios palinológicos (**Baudelot et al., 1984**) han demostrado su pertenencia al Trías. Al SE de Tetuán estos niveles reposan estratigráficamente sobre materiales pelágicos ghomárides asimilables a la Formación Almogía, mediante un conglomerado basal que jalona una superficie de erosión. En la región de Bokoya estos materiales así como la sucesión estratigráfica suprayacente reposan claramente, aunque en este caso los contactos son tectónicos, sobre las formaciones paleozoicas infrayacentes (**Mégard, 1969**).

- Dolomías grises en la que se intercala un nivel con cantos de cuarzo, como el que se reconoce en la escama del Peñón de Benadalid. Por su posición estratigráfica se atribuyen al Trías terminal y al Lías basal.

- Calizas blancas, potentes,con facies de plataforma carbonatada somera, de edad Lías inferior.

- Una secuencia pelágica condensada que comienza bruscamente en el Lías medio, que llega hasta el Eoceno inferior y en la que aparecen

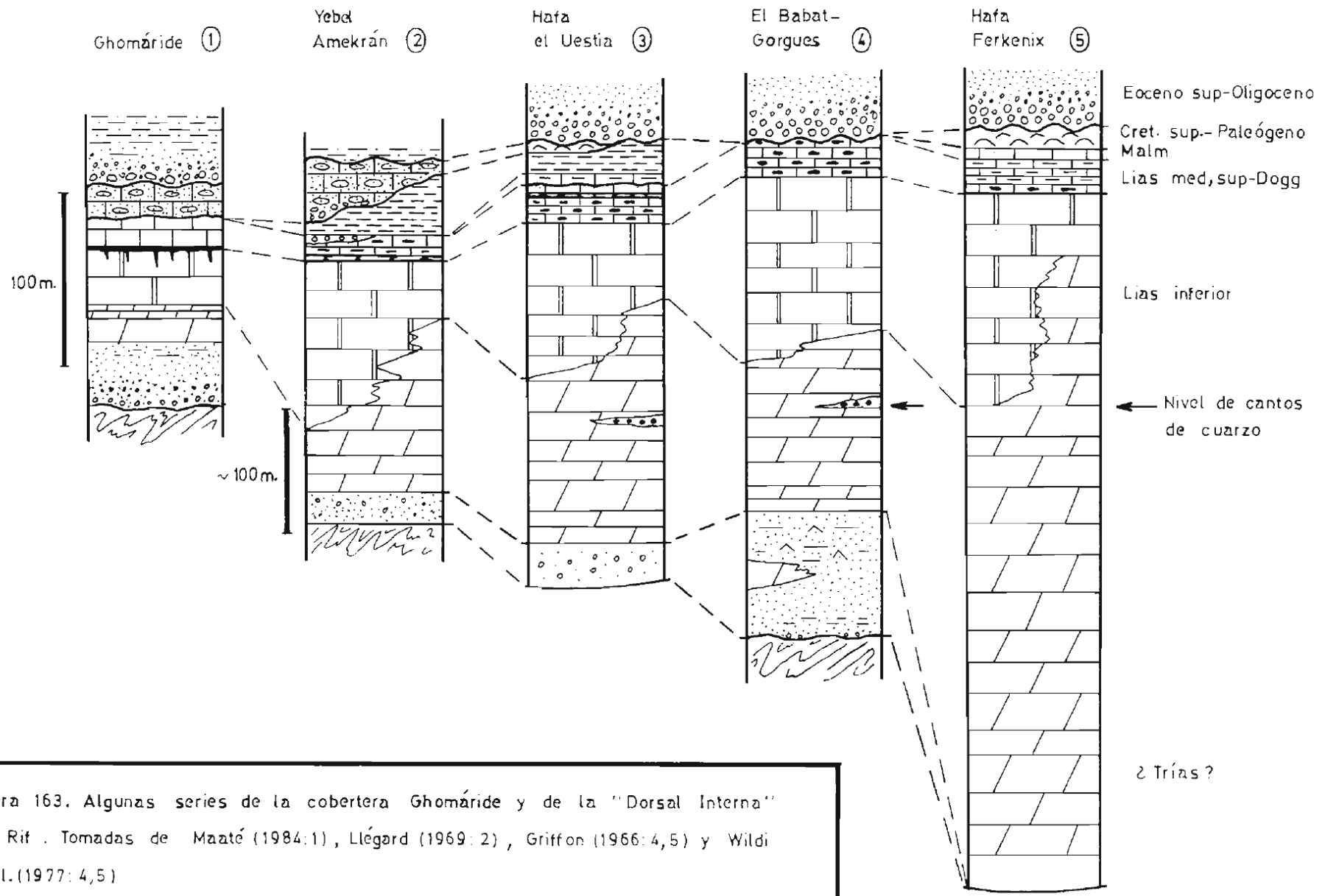


Figura 163. Algunas series de la cobertera Ghomáride y de la "Dorsal Interna" del Rif. Tomadas de Maaté (1984:1), Llégard (1969:2), Griffon (1966:4,5) y Wildi et al. (1977:4,5)

representados la mayor parte de los pisos de este intervalo de tiempo, pero con un reducido espesor y siendo lateralmente muy discontinuos. Dentro de esta secuencia, destacan unas calizas y margocalizas con sílex y con un nivel noduloso en su parte alta, que contienen ammonites del Lías medio y superior. El resto del Jurásico, cuando existe, está formado por calizas nodulosas y/o calizas con sílex, preferentemente de colores rojos o rosados, con las microfacies características del Dogger-Malm mesogeo. El Neocomiense (y en parte el Tihónico) aparece forma de calizas sublitográficas y margocalizas claras, con radiolarios. El Cretácico medio y superior en forma de margas y margocalizas grises a verdes, o de calizas rosadas con foraminíferos planctónicos. Localmente aparecen unos niveles calcareníticos con Microcodium, sobre los cuales, en las imbricaciones más internas (unidad de Buluazén de **Raoult, 1966**; unidades del Gorgues de **Griffon, 1966**) aparecen calizas con alveolinas del Eoceno inferior, mientras que en las más externas sólo aparecen delgados niveles de margas amarillentas con foraminíferos planctónicos, también del Eoceno inferior.

- La serie estratigráfica de estas unidades culmina con una formación detrítica discordante sobre los materiales infrayacentes que comienza con una sucesión de areniscas calcáreas con cantos de Paleozoico y Permotrías, y niveles de margas rosadas, cuya edad está comprendida entre el Eoceno superior, el Oligoceno terminal y, tal vez, la extrema a la base del Mioceno. Localmente, sobre estos niveles han sido reconocidos términos más recientes que llegan al Burdigaliense inferior (**Ben Yaich et al., 1986**).

Las series estratigráficas de las unidades tipo Hafa Ferkenix (Fig. 163) presentan numerosos rasgos comunes con las anteriores sobre todo en lo que respecta a los materiales liásicos y más recientes, e incluso contienen un nivel con granos de cuarzo dentro del paquete dolomítico basal. Sin embargo, nunca presentan una formación detrítica roja de tipo Saladilla a su base y las dolomías inferiores alcanzan un espesor considerable. Estas incluso presentan litofacies análogas a las que se reconocen en la formación tipo Dolomía Principal de las unidades tetuánides, por lo que es probable que en buena parte pertenezcan al Trías superior. Además se reconocen unos niveles que recuerdan a las alternancias calizo-dolomíticas retienses en la parte alta del paquete dolomítico. Estos rasgos, junto con su posición tectónica externa, sugieren una relativa proximidad paleogeográfica entre las unidades tipo Hafa Ferkenix y las unidades tetuánides más internas.

Ciertas caraterísticas de tipo intermedio, las presentan también las unidades que **Wildi et al. (1977)** y **Nold et al. (1981)** han incluído en el Manto de Imurasine aunque en este caso el extremo grado de tectonización y fragmentación de las secuencias impiden

llegar a conclusiones demasiado fiables. Una de estas unidades (Unidad de Taza o Said) posee materiales detríticos rojos a su base estratigráfica, seguidos por dolomías y carniolas. En otra de estas unidades aparecen dolomías triásicas, niveles de alternancias calizo-dolomíticas retienses y carniolas. Localmente poseen calizas con sílex probablemente del Lías, y términos terciarios. Estas unidades son las más internas de la Dorsal Calcárea al S del río Lau. A juzgar por las descripciones de **Nold et al. (1981)** estas rocas recuerdan a las que aparecen en la región de Casares, en la Sierra Crestellina y sectores adyacentes.

3.4.4.- El Grupo Ciudad Granada.

3.4.4.1.- Definición. Antecedentes.

Roep y Mac-Gillavry (1962) reconocieron unos materiales oligomiocenos que consideraron los últimos depósitos maláguides previos a las deformaciones tectónicas principales en el área de Vélez Rubio. Fueron agrupados por **Soediono (in Mac-Gillavry et al., 1963)** en la Formación Ciudad Granada. Más tarde **Soediono (1971)** definió otras dos formaciones análogas y coetáneas (Formación Frac y Formación Cortijo del Perro Malo) que, junto con la anterior, fueron reunidas en el Grupo Ciudad de Granada.

En otros puntos de la Cordillera, autores diversos han descrito materiales coetáneos litológicamente equivalentes con nombres muy variados. En mi opinión todos ellos deberían agruparse bajo el mismo nombre que, por razones de prioridad, debería ser el de Formación Ciudad Granada. Sin embargo, dado que existen algunas variaciones litológicas locales que han inducido, incluso en el área tipo de esta formación, a introducir nombres diferentes **(Soediono, 1971)**, me ha parecido más conveniente, al objeto de no aumentar la confusión terminológica, respetar los términos preexistentes y agruparlos a todos ellos en una unidad litoestratigráfica, ya definida, de rango superior: el Grupo Ciudad Granada. Dentro de este grupo incluyo los siguientes materiales:

- El Oligoceno y Aquitaniense de la "Zona Límite" de **Paquet (1969)**, también conocido como "Formación roja del río Pliego" por **F. Jerez (1979)**, que aflora extensamente al O y NO de Sierra Espuña (Fig. 100).

- La Formación Ciudad Granada **(Mac Gillavry et al., 1963; Mac-Gillavry, 1964; Geel, 1967, 1973; Soediono, 1969, 1971)** y sus equivalentes de la región de Chirivel (Formaciones Frac y Cortijo del Perro Malo: **Soediono, 1971)** así como de los isleos maláguides repartidos por la Cordillera Bética oriental (de **Booy y Egeler, 1961; Simon, 1963; Rondeel, 1965; Egeler y Simon, 1969; Mäkel, 1985)**.

- La Formación de Alozaina **(Bourgois et al., 1972)**.

- La Formación del Pantano de Andrade, situada al O de Ardales (**Bourgois, 1978; González-Donoso et al., 1983-86**).

- Los términos basales del "Oligoceno superior del Bético de Málaga" de **Didon et al.** (1961) y **Peyre** (1974) así como del "Flysch de Estepona" de **Didon** (1960-62, 1969).

En el Rif, materiales correlacionables con los del Grupo Ciudad Granada afloran ampliamente sobre los terrenos ghomárides en la región de **Fnideq** (= Castillejos) y al SE de Tetuán (**Durand-Delga et al., 1964b; Kornprobst, 1974; Maaté, 1984**). En Argelia se corresponden con la mayor parte del "Oligo-mioceno cabileño" (**Gélard et al., 1973; Raoult, 1974; 1975; Bizon y Gélard, 1975; Raymond, 1976a,b, 1977; Bouillin, 1977; Gélard, 1979, etc.**). En la Cordillera Bética y el Rif los terrenos del Grupo Ciudad Granada reposan siempre sobre formaciones sedimentarias maláguides (o ghomárides), pero en Argelia reposan en su mayor parte sobre los terrenos cristalinos del Zócalo Cabileño, al cual erosionan claramente y de cuyos detritos se alimentan. Tales terrenos cristalinos no se pueden correlacionar de una manera simple con los que, en el Arco de Gibraltar, forman parte de las unidades alpujárrides y sébtides: mientras que en Argelia se admite una edad prealpina para el metamorfismo que los afecta (**Bouillin et al., 1984**), el metamorfismo de los Alpujárrides y Sébtides es considerado de edad esencialmente alpina por la mayor parte de los autores (cf. 2.5.), a pesar de las opiniones contrarias de **Durand-Delga** (1967, 1969, etc.), **Kornprobst** (1974, 1976) y **Reuber et al.** (1982).

Materiales muy parecidos a los que he incluído en el Grupo Ciudad de Granada son los que constituyen la Formación Horca que aparece ampliamente representada en los Rondaides y Tetuánides, así como en ciertos elementos tectónicos que he atribuido a la cobertera maláguide, situados al frente de las Zonas Internas ("Dorsal Interna" de **Didon et al., 1973**). Dado que estos materiales forman parte principalmente de unidades diferentes de las maláguides y también que su edad es, aunque sólo en parte, ligeramente diferente, he preferido no incluirlos en el Grupo Ciudad Granada. No obstante, pienso que durante el Oligoceno y tal vez la base del Mioceno ambos tipos de materiales estuvieron lateralmente relacionados. Una relación mucho más indirecta en la cuenca sedimentaria, pero que me parece también muy probable, se debió efectuar entre estos materiales y las formaciones Colorín y Algeciras de las unidades del Complejo del Campo de Gibraltar.

En el área cartografiada los materiales del Grupo Ciudad Granada afloran en dos sectores:

- Al O y SO de Ardales (Fig. 164) donde han sido descritos por **Bourgois (1978) y González-Donoso et al.** (1983-86) como Formación del Pantano de Andrade.

- Entre Alozaina y Las Millanas (Fig. 170) donde fueron descritos por **Didon et al.** (1961) como "Oligoceno superior del Bético de Málaga" y

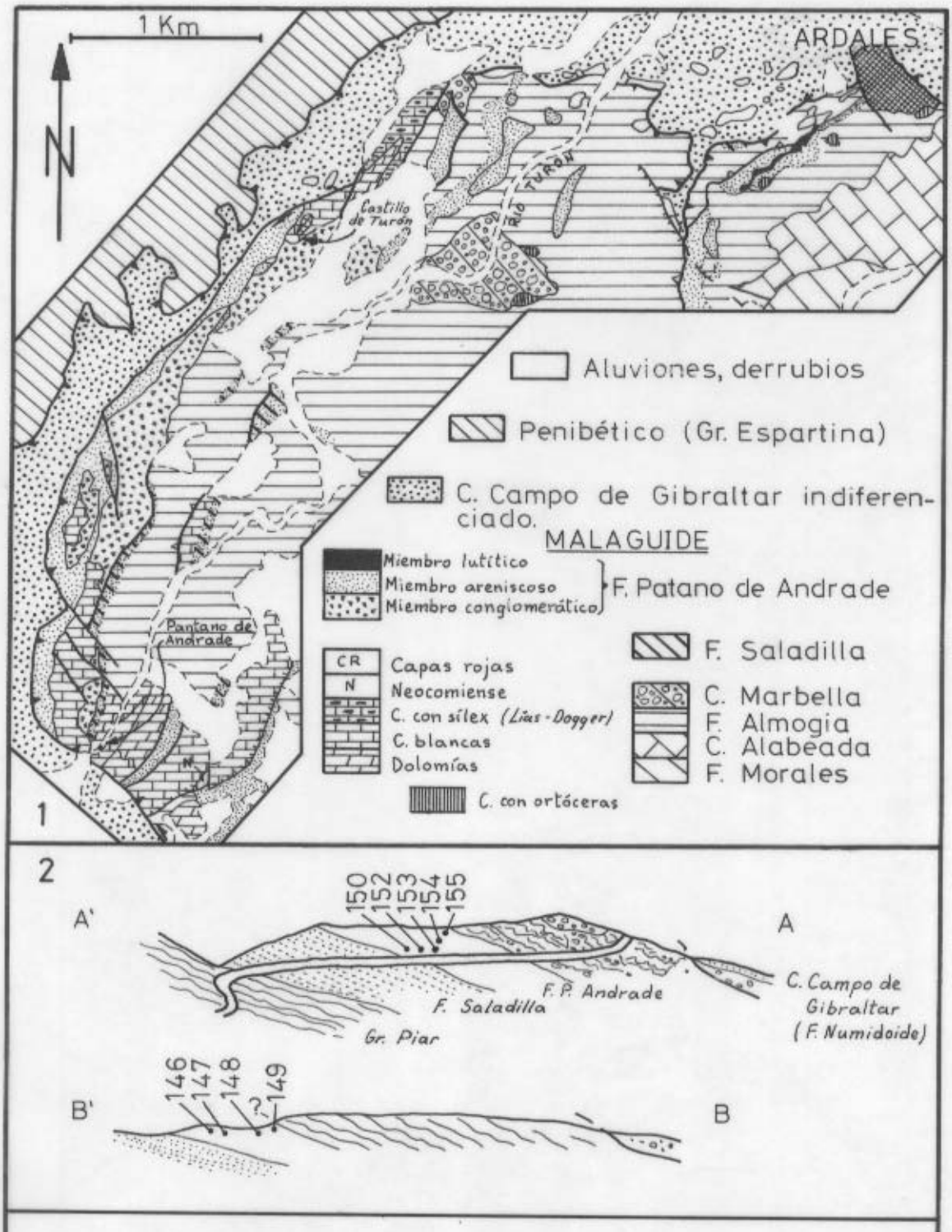


Figura 164. Mapa geológico de la región Turón-Andrade (1) y cortes de la F. Pantano de Andrade (2) que han suministrado microfauna planctónica (cfr. Glez. Donoso et al. 1983/86)

como Formación de Alozaina por **Bourgois et al. (1972) y Bourgois (1978).**

En el denominado Rincón de Estepona, en tres puntos situados entre la carretera de Casares y el arroyo Monterroso así como al NO de San Pedro de Alcántara he reconocido materiales asimilables a este grupo, parcialmente descritos por **Didon (1960-62; 1969)** como pertenecientes a la base estratigráfica del Flysch de Estepona, transgresivo sobre el Bético de Málaga.

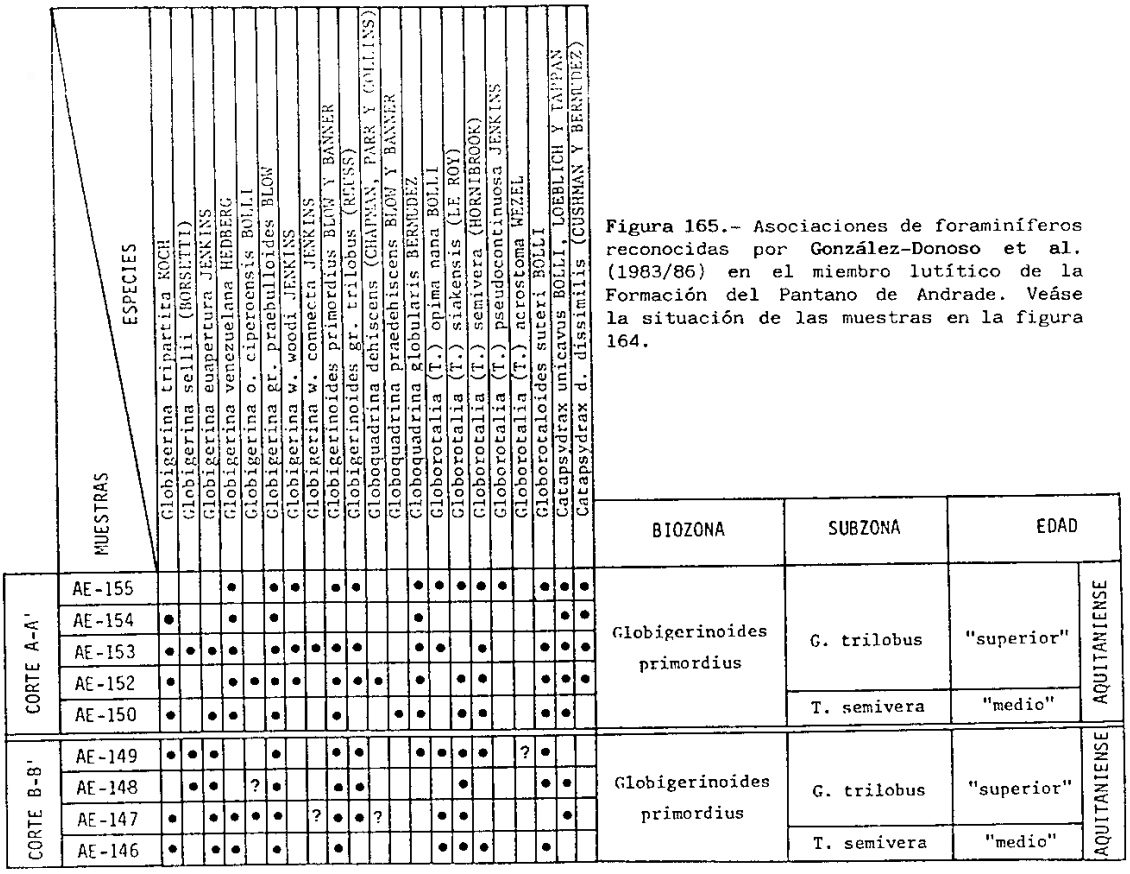


Figura 165.- Asociaciones de foraminíferos reconocidas por **González-Donoso et al.** (1983/86) en el miembro lutítico de la Formación del Pantano de Andrade. Veáse la situación de las muestras en la figura 164.

3.4.4.2.- Características litológicas.

Las formaciones del Grupo Ciudad Granada están formadas por conglomerados, arenas y lutitas excepcionalmente con intercalaciones carbonatadas (Sierra Espuña). En la región cartografiada no es posible establecer secuencias estratigráficas completas y detalladas pero, a grandes rasgos, los conglomerados ocupan una posición estratigráfica inferior, las areniscas una posición intermedia y las lutitas una posición superior, aunque existen recurrencias y cambios laterales entre las diversas litologías. El desarrollo de cada una de ellas es variable según las regiones: en el sector oriental (Corredor de Vélez Rubio, Sierra Espuña) predominan las lutitas rojizas y ocres, mientras que en el occidental predominan los conglomerados.

3.4.4.2.1.- Los conglomerados.

Los **conglomerados** aparecen sobre todo en posición estratigráfica inferior, en discordancia sobre el sustrato que, frecuentemente en la región que he cartografiado, está formado por materiales permo-triásicos. Al O de Alozaina puede verse cómo los niveles basales de este conglomerado, que en la carretera de Ronda a Coín (UF333667) abarrancan claramente al Permotrías, en el curso del arroyo de las Viñas (UF332666) reposan sobre el Paleozoico. En cartografía y al hacer diversos cortes resulta patente este carácter erosivo (véase p.e. **Peyre, 1974**, fig. 27 B, C).

Por lo general, los conglomerados, están formados por cantos y bloques provenientes de todas las formaciones infrayacentes, sobre todo del Grupo Piar y de la Formación Saladilla, aunque en algunos sectores la proporción de cantos de las formaciones postriásicas puede ser predominante como sucede en la región del Castillo de Turón, o al O de Sierra Espuña (**Magné y Paquet, 1967 ; Paquet, 1969**).

Los conglomerados son muy heterométricos, pudiendo variar el tamaño de los cantos entre los pocos milímetros y los varios metros, pero predominan los decimétricos y centimétricos. Por lo general la matriz es abundante, areniscosa o microconglomerática y de color pardo-amarillento, pero los conglomerados suelen estar granosostenidos.

Dentro de la matriz se suelen encontrar escasos organismos marinos, en particular lamelibranquios, normalmente fragmentados, y foraminíferos bentónicos, más raramente corales u otros fósiles. El redondeamiento de los cantos es variable, dependiendo del tamaño y de las áreas pero en la mayor parte de los casos suele ser bueno. La cementación, carbonatada, es importante especialmente cuando predominan los cantos calcáreos de materiales mesozoicos y terciarios.

El desarrollo que alcanzan los conglomerados en la región al O de Ardales, sobre todo en la Loma de Turón es especialmente notable (Fig. 164). **Kockel (1963)** los diferenció en su cartografía y

los atribuyó al Terciario antiguo. **Bourgois (1978)** los asignó a la Formación del Pantano de Andrade. En esta región, además de los cantos de Paleozoico son muy abundantes los cantos de la cobertera maláguide (areniscas rojas del Permotrías calizas blancas, dolomías, calizas y margocalizas con sílex del Jurásico; margocalizas blancas del Neocomiense y calizas con alveolinas y nummulites del Eoceno: **Blumenthal, 1930; Kockel, 1963; Peyre, 1974**), algunos de los cuales alcanzan tamaños métricos y decamétricos. Los afloramientos mesozoicos principales (Tajo de la Laja, Cerro Romero, extremo nororiental de la Loma del Castillo) cuya estratigrafía ha sido descrita en un apartado anterior (3.4.1.3.) se encuentran despegados de su sustrato, con respecto al cual muestran una estructura autónoma y aparecen, en cartografía, rodeados de las brechas y conglomerados o englobados por ellos. Este hecho induce a considerarlos, de acuerdo con **Bourgois (1978)**, como megaolistolitos ("klippes" sedimentarios) englobados dentro de la Formación del pantano de Andrade. La existencia de bloques de dimensiones hectométricas en el seno del conglomerado es un fenómeno poco común en los materiales del Grupo Ciudad Granada, pero ha sido descrito también en otras áreas, en concreto en la parte occidental de Sierra Espuña **(Paquet, 1969)**. En esta zona, el mismo autor ha descrito unas **calizas con algas y corales** intercaladas hacia la parte alta del paquete de conglomerados. **Geel (1973)** encontró cantos con corales en la Formación Ciudad Granada de las proximidades de Vélez Rubio y yo mismo he reconocido cantos equivalentes, en niveles conglomeráticos existentes dentro de areniscas que reposan sobre el Maláguide, en el Rincón de Estepona al NO del Cortijo de Argüelles, donde fueron previamente descritos por **Didon et al. (1961) y Didon (1969)**.

El espesor de los conglomerados es muy variable de unas regiones a otras, e incluso en una misma área puede cambiar considerablemente. Entre Alozaina y Tolox pueden pasar de tener unos 50 m de espesor cerca de Alozaina, hasta desaparecer. En la Loma de Turón alcanzan un espesor notable que, localmente, puede sobrepasar los 100 m.

3.4.4.2.2.- Las areniscas.

Las litofacies areniscosas suelen encontrarse bien representadas directamente sobre los conglomerados o bien intercaladas entre ellos o las lutitas. Son de color amarillento, rojizo o anaranjado. Se trata de areniscas con gran cantidad de fragmentos de paleozoico, a veces cuarzosas. Algunas veces el contenido en clastos carbonatados es importante y pueden ser conglomeráticas cuando se relacionan con los conglomerados o de aspecto micáceo y más finas cuando se relacionan con las lutitas. Contienen lamelibranquios y foraminíferos bentónicos. Están cementadas en grado variable por carbonato y pueden contener granos de glauconita. Las estructuras sedimentarias son poco manifiestas, entre otras razones porque, en el área cartografiada la tectonización suele ser importante y en muchos casos la estratificación no es visible, pero cuando ésta se reconoce pueden observarse estratos decimétricos con granoclasificación y laminación paralela, aunque nunca

he visto, hasta ahora, secuencias claramente turbidíticas. Presentan frecuentes intercalaciones de lutitas rosadas, ocres o amarillentas que recuerdan a algunas litofacies existentes en algunas unidades del Complejo del Campo de Gibraltar, en particular en la Formación Colorín de la unidad de Algeciras.

Las areniscas afloran ampliamente sobre (?) los conglomerados en la región del Tajo de la Laja y la Loma de Turón (Figura 164) o, más bien, a la periferia de ellos, porque la estratificación general no es visible, aunque los buzamientos medidos en algunos puntos y el dispositivo cartográfico sugieren que están subverticales. Estas areniscas participan en el cabalgamiento de las Zonas Internas sobre las Zonas Externas y se superponen a, o bien contactan mediante una superficie vertical con la Formación Numidoide del Complejo del Campo de Gibraltar de la cual pueden ser, localmente, difíciles de separar: el diferente relieve que presentan en el campo, y el color pardorrojizo o anaranjado en las areniscas del Grupo Ciudad Granada, marrón tabaco en la Formación Numidoide, permiten establecer un límite sobre el terreno.

Entre Alozaina y Tolox las areniscas, de colores amarillentos, aparecen entre los conglomerados formando una masa poco o nada estratificada y muy tectonizada, probablemente retrabajada y en buena parte incorporada a una formación posterior (Formación de las Millanas del Grupo Viñuela).

3.4.4.2.3.- Las lutitas.

En la región de Vélez Rubio (Corte del barranco de la Cantera, en particular) se puede constatar el paso gradual de los niveles conglomeráticos de base a las lutitas por medio de una zona más areniscosa (**Soediono, 1971**). Las areniscas no desaparecen del todo dentro de las lutitas, dentro de las cuales suelen aparecer como finas intercalaciones centimétricas, lateralmente continuas cuando la tectonización no lo impide. Las lutitas son de colores ocres característicos, variables entre el rojo ladrillo, amarillento y anaranjado, a veces también rosados o de color púrpura. No afloran extensamente en el área estudiada, pero en la región de Vélez Rubio y en la Sierra Espuña forman la masa esencial y más característica del Grupo Ciudad Granada. En la región cartografiada he reconocido un afloramiento de estas rocas al oeste de Ardales, que ha sido incluído por **Bourgois (1978)** en la Formación del Pantano de Andrade y que he descrito en un trabajo precedente (**González-Donoso et al., 1983-86**). En esta zona, las condiciones de exposición no son muy buenas, pero la trinchera de la carretera de Ardales a El Burgo (Fig. 164) permite establecer un corte de detalle. Sobre las grauvacas paleozoicas (Formación Almogía) reposa la Formación Saladilla, con un espesor inferior a la decena de metros y, a su vez, sobre ésta aparece una delgada sucesión de lutitas finamente micáceas de color pardo a crema, también amarillentas o rosadas, con intercalaciones centimétricas de arenas finas pardorrojizas y anaranjadas. En un trabajo precedente (**González-Donoso et al.,**

1983-86) consideré que estas capas, en este mismo corte, estaban tectónicamente pinzadas bajo un Paleozoico que, unos metros más al N estaría recubierto de nuevo por niveles coetáneos, en este caso conglomeráticos, pertenecientes a la misma Formación del Pantano de Andrade. Una observación más detallada del corte me lleva a modificar esta interpretación, ya que los materiales palozoicos que se observan sobre las lutitas son en realidad cantos de una megabrecha alimentada predominantemente de materiales paleozoicos. Algunos de ellos son de aspecto algo metamórfico y proceden tal vez de la Formación Morales. Hacia arriba se intercalan niveles conglomeráticos formados sobre todo por cantos mesozoicos redondeados de la cobertera maláguide (los conglomerados que reposarían sobre la escama de Paleozoico en mi interpretación anterior). En este corte se observa una disposición estratigráfica contraria a la habitual ya, que las lutitas, a diferencia de lo que suele ser normal, se encuentran bajo los conglomerados y brechas.

En la región del arroyo Campanillas, en el límite oriental del área cartografiada, también afloran los materiales lutíticos del Grupo Ciudad Granada, en este caso en su posición estratigráfica habitual sobre el conglomerado de base. Allí intercalan niveles areniscosos con foraminíferos bentónicos, como ha descrito **Peyre (1974,** fig. 27). Localmente, como sucede en el corte de la carretera de Alozaina a Yunquera (UF333668) o en el corte de la Almogía a Villanueva de la Concepción, al N de la Dehesa, ciertos niveles de margas que reposan sobre los conglomerados y areniscas de los niveles atribuídos en este trabajo al Grupo Ciudad Granada, no pertenecen a éste sino a otro conjunto de materiales que forma parte de un ciclo sedimentario posterior (Grupo Viñuela), como ha sido puesto de manifiesto por **González-Donoso et al. (1981)** sobre la base de la edad Burdigaliense de dichas margas; los primeros fueron asignados a la formación de Alozaina por **Bourgois et al. (1972),** los segundos a la cobertera aquitaniense del Bético de Málaga en la carretera de Almogía al N de la Dehesa, por **Peyre (1974,** p.115). Ambas interpretaciones deben ser, por tanto, abándonadas.

En la región de Chirivel, área de tipo del grupo, y sobre todo en la región del río Pliego, al O de Sierra Espuña, las lutitas afloran extensamente. Sus colores pardorrojizos o pardoamarillentos son muy característicos. La estratificación es fina y planar, muy bien reconocible al O de Sierra Espuña, donde son frecuentes las alternancias en los colores y la existencia de intercalaciones areniscosas finas, y conglomeráticas con bases canalizadas. En estos conglomerados intercalados el predominio de los cantos paleozoicos sobre cualesquiera otros es muy marcado. Las lutitas son algo arenosas y en su mayor parte pueden designarse como limos micáceos. Contienen abundantes foraminíferos planctónicos y bentónicos.

Un rasgo litológico particular se reconoce en la Formación Frac **(Soediono, 1971)** y en la Formación Roja del río Pliego: sobre las arcillas y limos rojizos reposan, sin discontinuidad estratigráfica aparente, unas lutitas verdosas con intercalaciones areniscosas

y niveles de silexitas. Por su facies particular y su contenido faunístico plantean ciertos problemas para su inclusión en el Grupo Ciudad Granada, como más adelante se verá (cf.3.4.4.5.).

3.4.4.3.- Fósiles y edad.

El contenido fósil de los materiales del Grupo Ciudad de Granada es relativamente variado. En las litofacies más groseras es común la presencia de lamelibranquios, particularmente ostreidos y pectínidos, y foraminíferos bentónicos. Ya he citado la presencia de corales y algas en las facies carbonatadas o en cantos derivados de ellas e incluídos en los conglomerados. **Magné y Paquet (1967), Soediono (1971)** y **Geel (1973)** citan también equínidos, briozoos, escafópodos, gasterópodos y algas melobesias. Todos estos organismos evidencian el carácter marino somero de los sedimentos en los que se encuentran.

Entre los los macroforaminíferos bentónicos son particularmente frecuentes los géneros **Lepidocylina, Nephrolepidina, Amphistegina, Heterostegina, Operculina, Miogypsina** y **Miogypsinoides** que indican una edad Oligocena a Aquitaniense, según los casos.

Por el momento no existen dataciones precisas y recientes de los términos conglomeráticos basales; en Sierra Espuña, **Magné y Paquet (1967)** y **Paquet (1969)** les asignan una edad oligocena inferior. Por el contrario, las lutitas proporcionan faunas relativamente abundantes de foraminíferos bentónicos, particularmente del género Almaena, (**Jutson, 1980**) y, sobre todo, planctónicos, que permiten su datación bastante precisa:

En las lutitas de la Formación del Pantano de Andrade, cerca de Ardales, he recogido una abundante fauna (Fig. 165) que fue presentada en un trabajo precedente (**González-Donoso et al.,1983-86**), y que permite datar el Aquitaniense "medio" y "superior", particularmente las subzonas de Semivera y Trilobus, pertenecientes a la zona de Primordius, de acuerdo con la biozonación de **Molina (1979)**, que aproximadamente se corresponderían, respectivamente con la parte media y superior de la zona N4 de **Blow (1969)**.

- Para **Soediono (1969, 1971)** las formaciones del Grupo Ciudad Granada pertenecerían esencialmente a la zona **Globorotalia kugleri**, de Bolli, la cual de acuerdo con **Molina (1979)** equivaldría aproximadamente a la zona de Primordius de este autor, es decir, a la zona N4 de Blow. La parte superior de la formación del Cortijo del Perro Malo, según **Soediono (1971)** podría pertenecer en parte a la zona de **Catapsydrax dissimilis**, de Bolli, o sea según **Molina (1979)** al intervalo comprendido entre la subzona de Trilobus y la base de la de Subquadratus, o sea, al intervalo de N4 superior N5, de Blow.

- En la Sierra Espuña, no existen todavía dataciones tan precisas, a pesar de los estudios de **Paquet (1969)** y **Magné y Paquet (1967)**,

especialmente en el corte del Cortijo Almoloya recientemente revisado por **Rivière et al. (1980)** y actualmente en estudio por el autor en colaboración con J.M. González-Donoso y equipo. La edad oligocena de la parte inferior de la Formación Roja del río Pliego debe, por tanto, ser revisada a la luz de los nuevos conocimientos bioestratigráficos. Por lo que se refiere a la masa principal de la formación, los datos de los diversos autores concuerdan -grosso modo- con los obtenidos en otras regiones, que permiten asignar una edad aquitaniense a la masa principal de la formación (zona de Primordius de **Molina, 1979**), según nuestro estudio en curso de realización, o zona NN1 de Martini según **Rivière et al. (1980)**.

En resumen, los materiales aquí incluidos en el Grupo Ciudad Granada presentan una edad probablemente oligocena a la base, y aquitaniense por lo que se refiere a su masa principal.

Un problema estratigráfico y geológico de cierta importancia es el que plantean los términos superiores de la Formación Roja del río Pliego en el corte del Cortijo Almoloya. Sobre unas lutitas rojas y rosadas reposan otras de color gris oscuro a pardo sobre las cuales se encuentran unos niveles de silexitas y pelitas verdosas oscuras, que aparecen cabalgadas por las capas rojas eocenas del Subbético de la Peña Rubia. A través de estos niveles, pertenecientes a las zonas NN1 a NN5, según **Rivière et al. (1980)**, parece efectuarse el tránsito entre el Aquitaniense y el Burdigaliense sin discontinuidad estratigráfica aparente. De acuerdo con ello, al O de Sierra Espuña la sedimentación en el grupo Granada finalizaría con depósitos del Burdigaliense inferior. Sin embargo, en regiones más occidentales los materiales de esta edad forman parte de un ciclo sedimentario independiente (Grupo Viñuela) que está separado de los terrenos infrayacentes por una superficie de discordancia cuyo significado se discutirá a continuación (cf. Cap. 7, ap.2.4.). De hecho, los datos provisionales que poseo sobre el corte de la Almoloya indican que los términos rojos pertenecen al Aquitaniense inferior y medio, zona de Primordius, subzonas de Primordius y Semivera **(Molina, 1979)**, mientras que los términos verdosos con silexitas son del Burdigaliense inferior basal, zona de Altiaperturus, subzona de Altiaperturus. Por tanto, en principio podría haber una laguna estratigráfica también en este corte, entre los términos atribuibles al Grupo Ciudad Granada y los atribuibles al Grupo Viñuela, laguna que comprendería la subzona de Trilobus de **Molina (1979)**, esto es, el Aquitaniense superior. Puesto que el corte es muy potente y el muestreo no fue suficientemente apretado, he realizado un nuevo muestreo de los niveles de la zona de transición, a fin de confirmar o desmentir la aparente laguna del Aquitaniense superior. Estas muestras están en estudio por J.M. González-Donoso y colaboradores.

Un problema parecido al del corte de la Almoloya plantean los materiales del miembro C de la formación Frac de **Soediono (1971)**, formados también por lutitas verdosas con intercalaciones arenosas y conglomeráticas, que según este autor pertenecería a la

Zona de **C. stainforthi** de Bolli, es decir, a la subzona de Subquadratus de **Molina (1979)** o a la N6 de Blow. En este caso, a juzgar por los datos de **Soediono (1971)**, podría existir una laguna estratigráfica a la base del miembro C de la Formación Frac de este autor, que comprendería la zona C. dissimilis de Bolli, o sea la zona N5 de Blow. Es interesante mencionar que en algunos puntos del "Oligomioceno cabileño" se ha constatado una situación completamente similar (cf. **Gélard et al., 1973, y Bizon y Gélard, 1975).**

3.4.4.4.- Interpretación sedimentaria.

Los fósiles existentes en el Grupo Ciudad Granada demuestran claramente que éste, en su totalidad, se depositó en un ambiente marino. Por ser discordante sobre los materiales infrayacentes puede considerarse, además, transgresivo sobre su sustrato. Los conglomerados situados en la parte inferior del grupo representarían el conglomerado basal de la transgresión. El carácter marino somero de estos sedimentos está avalado por la facies de cantos bien rodados, a veces con perforaciones de litófagos, lo que atestigua la acción intensa y prolongada del oleaje, y por las faunas que engloban, de macroforaminíferos bentónicos, corales, lamelibranquios, briozoos y algas, entre otros. La extensión de los conglomerados demuestra, por otra parte, la existencia de relieves importantes en las proximidades de la cuenca o dentro de ella, que eran activamente denudados. También podría interpretarse como un resultado de la desaparición de los relieves al progresar la erosión, o como consecuencia de la disminución de la intensidad de la actividad tectónica contemporánea. Me parece bastante probable, incluso, que todos estos factores estuvieran mutuamente relacionados.

La aparición de intercalaciones conglomeráticas potentes y lateralmente discontinuas dentro de las facies más finas de los niveles estratigráficos más altos, su carácter masivo o pobremente estratificado sin que sea reconocible prácticamente ordenamiento interno alguno (facies A_1 de **Walker y Mutti, 1973**) evidencia que estos sedimentos, probablemente tras ser trabajados por el oleaje y las corrientes en zonas someras, se emplazaron por procesos de flujo gravitacional en zonas más profundas. Esto indica la existencia de pendientes deposicionales. La presencia megaolistolitos englobados en los conglomerados, las variaciones regionales del espesor, así como las facies consideradas en su conjunto, son rasgos que sugieren que el depósito se produjo en condiciones de elevada inestabilidad tectónica, que provocaron el deslizamiento gravitatorio de importantes masas de materiales, al menos en determinados sectores (región al O de Ardales, región de Alozaina). Es posible que estas condiciones de inestabilidad fueran más acentuadas y persistentes en el tiempo en el sector centro occidental de la Cordillera, dado el predominio de las facies conglomeráticas y el menor espesor de conjunto del Grupo Ciudad Granada en este sector, frente a lo reconocible en el sector oriental.

El reemplazamiento progresivo hacia arriba de las facies groseras por las facies finas sugiere una profundización del ambiente sedimentario, en el cual el depósito nunca llegó a estar predominantemente condicionado por la acción de corrientes de turbidez, dada la ausencia generalizada de estructuras turbidíticas.

La profundización progresiva de la cuenca está avalada por los estudios paleoecológicos realizados por **Jutson (1980)** a partir de los foraminíferos bentónicos contenidos en las lutitas, pero en todo caso la profundidad no debió superar los 350 m, según este autor, y probablemente apenas sobrepasó el centenar de metros durante el depósito de las lutitas. La presencia esporádica de intercalaciones conglomeráticas dentro de los sedimentos finos evidencia la persistencia de las condiciones generales de inestabilidad tectónica, que culminaron con el plegamiento final de la cuenca, lo que debió producirse al final del Aquitaniense superior (cf. **Martín Algarra y Estévez, 1984**). En la región al O de Ardales los conglomerados que reposan sobre las lutitas tal vez son una manifestación sedimentaria de esta mencionada etapa deformacional dada su coincidencia temporal. Algunos problemas subsisten, no obstante, en algunos sectores como la región al O de Sierra Espuña, donde pudo existir continuidad sedimentaria entre los terrenos del Aquitaniense (pertenecientes al Grupo Ciudad Granada) y los del Burdigaliense inferior.

3.4.4.5.- Sobre la pertenencia estratigráfica y tectónica del Grupo Ciudad Granada al dominio maláguide.

Los materiales del grupo Ciudad Granada siempre aparecen ligados estratigráficamente a terrenos maláguides y nunca reposan sobre terrenos alpujárrides o subbéticos, aunque materiales de características afines son los de la Formación Horca, que está ampliamente representada en las unidades rondaides.

El límite estratigráfico inferior del Grupo Ciudad Granada es una superficie de discordancia, en general poco evidente sobre el terreno, que lo separa del resto de las formaciones maláguides. Esta discordancia es patente a la escala cartográfica y evidencia la existencia de deformaciones tectónicas previas al depósito del grupo, por tanto, con seguridad, preaquitanienses (**Bourgois et al., 1972**), tal vez preoligocenas o incluso intraeocenas de acuerdo con **Paquet (1966, 1969)**. Otra cuestión es que estas deformaciones coincidan en el tiempo, como sugieren los geólogos franceses (**Fernex et al., 1965; Paquet, 1966, 1969, 1970, Rivière et al., 1980**, etc.) con el mismo evento tectónico que determinó el apilamiento de los mantos internos, particularmente de los Maláguides sobre los Alpujárrides. Habida cuenta del estado actual de conocimientos, se puede afirmar que, en toda la Cordillera, no se han reconocido depósitos transgresivos y discordantes fosilizando los contacto entre los mantos béticos anteriores al Burdigaliense basal (zona N5 de Blow) y una discordancia existente a la base de éstos (Grupo Viñuela cf. Cap. 7,ap.2) marca el

límite estratigráfico superior del Grupo Ciudad Granada. Este hecho incita a poner en duda la hipótesis, arriba mencionada, de un apilamiento de los mantos muy anterior al Burdigaliense inferior. Dicha hipótesis ha sido cuestionada por los geólogos holandeses (**Geel, 1967; Hermes y Kuhry, 1969; Hermes, 1977b, 1985**) para los cuales no existen deformaciones tectónicas de gran envergadura en las Zonas Internas anteriores al depósito de la Formación Ciudad Granada (**Roep y Mac-Gillavry, 1962; Mac-Gillavry et al., 1963; Mac-Gillavry, 1964; Geel, 1973; Soediono, 1971; Hermes, 1985**).

Geel (1973, p. 155-159) planteó varias hipótesis a propósito de la pertenencia estratigráfica de la Formación Ciudad Granada al "Bético de Málaga" dependiendo de la procedencia tectónica de éste, sin llegar a ninguna conclusión definitiva; pero, en todo caso, afirma esta autora (op. cit. p. 148) que la Formación Ciudad Granada se encuentra implicada en las superficies tectónicas que, en la región de Vélez Rubio, han generado subunidades de segundo orden dentro del Maláguide; estas subunidades serían posteriores a otra fase anterior de cabalgamientos que habría originado una superposición de unidades de primer orden, cuya edad estimó terciaria de acuerdo con **Egeler y Simon** (1969), pero cuya relación con la Formación Ciudad Granada resulta desconocida.

Una situación parecida se reconoce en el Rif. Allí, los materiales oligomiocenos han sido considerados posteriores a la estructuración en mantos de las Zonas Internas y en particular, de los Ghomárides (**Kornprobst, 1974**). Sin embargo, nunca aparecen reposando sobre los terrenos metamórficos alpinos de los sébtides, e incluso se constata que los terrenos paleozoicos ghomárides (**Durand-Delga et al., 1964b; Maaté, 1984**) los pinzan.

Como en parte **Geel** (1973, p.156) ha señalado, toda hipótesis sobre la procedencia paleogeográfica de la Formación Ciudad Granada y sus equivalentes tiene que tener en cuenta los siguientes hechos:

a) A la base del Grupo Ciudad Granada la discordancia existente no es muy marcada. Esta observación, cierta a escala local, no lo es tanto a escala regional ya que sus materiales pueden reposar sobre cualquier formación maláguide más antigua. Sin embargo, a mi conocer nunca se han descrito estos materiales sobre terrenos anteriores a la Formación Almogía del Grupo Piar.

b) A la escala de la Cordillera los afloramientos del Grupo Ciudad Granada se localizan preferentemente a lo largo del límite entre las Zonas Internas y Externas. No obstante, afloramientos importantes del mismo también se encuentran dentro de las Zonas Internas (en Alozaina) siempre, en todo caso, relacionados con terrenos maláguides y jamás sobre los alpujárrides. Se han descrito incluso afloramientos del Grupo Ciudad Granada en relación con los pequeños isleos maláguides existentes al S y SE de Sierra Nevada y de Sierra de Filabres (de **Booy y Egeler, 1961; Rondeel, 1965; Mac-Gillavry, in Egeler y Simon, 1969**).

c) El Grupo Ciudad Granada sólo se ha alimentado de detritos maláguides y nunca de detritos alpujárrides (**Soediono, 1971; Bourgois et al., 1972; Geel, 1973**). Sin embargo, en la parte alta de la Formación Roja del río Pliego aparecen fragmentos de materiales epimetamórficos, filitas en particular, que diversos autores (**Paquet, 1969; Rivière et al., 1980**) han considerado de origen alpujárride. En mi opinión tales materiales epimetamórficos podrían también derivar del propio Maláguide particularmente de los términos filitosos existentes a su base estratigráfica incluidos en la Formación Morales. Bloques de dichos materiales epimetamórficos se pueden reconocer también en el corte de la formación del Pantano de Andrade a lo largo de la carretera de Ardales a El Burgo.

d) En ciertas regiones, particularmente en Sierra Espuña (**Magné y Paquet, 1967 · Rivière et al., 1980**), parece existir continuidad estratigráfica entre los materiales del Grupo Ciudad Granada, esencialmente aquitanienses, y los burdigalienses (Grupo Viñuela), que pertenecerían a un ciclo sedimentario posterior, sin que entre ambos se reconozca una discontinuidad estratigráfica aparente , lo cual sugiere que la sedimentación fué continua y que no mediaron etapas tectónicas de cierta envergadura. En la mayor parte de las regiones, sin embargo, (**Geel, 1967, 1973; Bourgois et al., 1972**) entre ambos conjuntos de materiales parece existir una discordancia notable, coincidiendo con la cual se inicia de forma general la erosión de los terrenos alpujárrides conjuntamente con los maláguides y queda fosilizado, incluso, el contacto tectónico de superposición entre ambos (**Boulin et al., 1973; González-Donoso et al., 1982**).

e) Los materiales del Grupo Ciudad Granada muestran, por lo general, un grado notable de tectonización (**Soediono, 1971; Geel, 1967, 1973; Bourgois, 1978**) y sus rasgos sedimentarios sugieren en algunos casos un depósito en condiciones de elevada inestabilidad tectónica (**González-Donoso et al., 1983-86**) durante el cual tuvo lugar el desmantelamiento y la resedimentación de buena parte de la cobertera mesozoica maláguide y de una parte del Paleozoico.

De acuerdo con los hechos expuestos, la hipótesis que, provisionalmente, me parece más razonable es la de la asignación de los materiales del Grupo Ciudad Granada a la cobertera del Maláguide. El Grupo Ciudad Granada sería, por tanto, el último depósitos maláguide previo a las deformaciones tectónicas principales es decir, a las últimas traslaciones importantes de los mantos en las Zonas Internas. Me parece muy probable, sin embargo, que el depósito de este grupo fuera parcialmente, al menos, coetáneo con el desplazamiento del Maláguide sobre el Alpujárride. Este se había producido en buena parte por lo tanto, a lo largo del Aquitaniense y habría finalizado hacia el Aquitaniense terminal durante la subzona de Trilobus de **Molina 1979**, esto es, la parte superior de la zona N4 de Blow o, de acuerdo con las tablas de **Ryan et al. (1974) y Vass y Bagdasarjan (1978)**, hace 22-23 millones de años. A partir de la información recogida fuera del Maláguide (metamorfismo alpujárride, deformaciones tectonicas en los Alpujárrides y Rondaides, dataciones radiométricas, posición estratigrá-

fica y tectónica de la Brecha de la Nava, etc. he llegado, por otras vías, a la misma conclusión (cf. **Martín Algarra y Estévez, 1984** y 2.6.3.).

3.4.5.- Reconstrucción y evolución paleogeográficas.

3.4.5.1.- Subdominios paleogeográficos de la cobertera maláguide.

Como se ha podido ver a lo largo de apartados precedentes, las características estratigráficas de los distintos elementos que he atribuido a la cobertera maláguide son bastante variadas en el detalle. Sin embargo, en ellos se pueden distinguir una serie de rasgos estratigráficos comunes, entre los que se pueden destacar, de más antiguos o más modernos los siguientes:

1º) La presencia local, a la base de las series estratigráficas, de terrenos paleozoicos y sobre todo de términos detríticos rojos atribuibles a la Formación Saladilla.

2º) La existencia de un paquete carbonatado potente, con facies de plataforma somera, atribuibles al Trías terminal y, sobre todo, al Lías inferior, dentro de cuya porción dolomítica más baja pueden aparecer niveles detríticos cuarzosos.

3º) El brusco cese de la sedimentación carbonatada de plataforma durante el Lías medio, y su reemplazamiento por sedimentos pelágicos con ammonites del Lías medio y superior.

4º) La ausencia o pobre representación de los términos mesozoicos postliásicos que, aunque están representados en su práctica totalidad a la escala regional, faltan en su mayor parte en cada punto concreto.

5º) La presencia local del Neocomiense en facies de margocalizas y calizas margosas claras.

6º) La existencia de una superficie de erosión finicretácica, a menudo colonizada por Microcodium.

7º) La existencia local del Eoceno inferior en facies de plataforma carbonatada representadas por calizas con alveolinas y nummulites.

8º) La presencia de una formación conglomerática, areniscosa y arcillosa de edad esencialmente oligocena y miocena inferior (Grupo Ciudad Granada y afines.

Si, teniendo en cuenta la posición relativa actual de los distintos elementos atribuidos a la cobertera maláguide, se comparan sus series estratigráficas entre sí, resulta posible establecer un agrupamiento de elementos estratigráficamente afines y con posiciones equivalentes. Si además se tienen en cuenta los rasgos estratigráficos de

detalle y, sobre todo, las facies sedimentarias, se puede concluir que cada uno de los grupos diferenciados ocuparon posiciones distintas dentro de la cuenca o, en otras palabras, que constituyeron subdominios paleogeográficos distintos dentro del gran Dominio Maláguide. En mi opinión se pueden distinguir cinco subdominios paleogeográficos en los elementos de la cobertera maláguide, que, de más interno a más externo he denominado:

- Subdominio centrooriental.

- Subdominio occidental.

- Subdominio tipo Robledo.

- Subdominio tipo El Babat.

- Subdominio tipo Hafa Ferkenix.

Los dos primeros subdominios comprenden la totalidad de los afloramientos cuya pertenencia estratigráfica y paleogeográfica al Dominio Maláguide es unánimemente admitida por todos los autores. A pesar del caracter muy fragmentario de sus afloramientos, debido a la tectónica y a la erosión reciente, probablemente ocuparon una notable extensión. Por el contrario, los tres restantes subdominios debieron formar parte de áreas relativamente estrechas y alargadas, situadas en zonas a la periferia del Dominio Maláguide, a modo de orlas alrededor de los subdominios anteriores.

3.4.5.1.1.- Subdominio centro-oriental.

En este subdominio he incluído a los afloramientos clásicos de la cobertera maláguide, de los alrededores de Málaga, Vélez Rubio y Sierra Espuña. Se caracteriza (Fig. 166) por presentar series estratigráficas relativamente completas, predominantemente calcáreas y en las que los diferentes términos de la serie aparecen separados por discontinuidades estratigráficas, en la mayor parte de los casos con características de paraconformidad o disconformidad. Dentro de él se constata un aumento del espesor hacia el E que es también hacia donde las series se hacen más completas. Debió formar parte de una zona reacia a la subsidencia, relativamente estable desde un punto de vista tectónico en comparación con los restantes subdominios maláguides, marina durante la práctica totalidad de su historia y, aunque abierta a las influencias pelágicas, relativamente somera, por lo que debió constituir una especie de plataforma. Diversos argumentos apoyan esta interpretación:

- Las series de reducido espesor, predominantemente calcáreas, y sus distintos términos aparecen delimitados por superficies de interrupción sedimentaria pero raramente de discordancia.

- A diversas alturas estratigráficas se reconocen facies indudablemente

características de plataforma somera, como son: las calizas del Lias inferior, las calizas oolíticas del Dogger o las calizas con alveolinas del Eoceno inferior.

- También a diversas alturas de la serie aparecen influencias terrígenas de procedencia continental: durante el Lías medio superior, durante el Albense, durante el Eoceno medio-superior y sobre todo durante el Oligoceno y Mioceno inferior, aunque en este último caso en relación con el comienzo de las deformaciones tectónicas.

- Los fósiles pelágicos, cuando aparecen, coexisten con otros propios de zonas neríticas y algo parecido sucede con las facies: así, durante el Lías superior abundan los ammonites, pero también los braquiópodos, lamelibranquios y gasterópodos, y es característica la presencia de oolitos ferruginosos, rasgo típico de zonas marinas no muy profundas. Durante el Cretácico superior y el Eoceno coexisten, en sedimentos autóctonos, los foraminíferos planctónicos y los bentónicos.

- Algunas superficies de interrupción sedimentaria muestran rasgos indicativos de emersión ya que están jalonadas por formas kársticas o colonias de Microcodium.

3.4.5.1.2.- Subdominio occidental.

A este subdominio pertenecen los restantes afloramientos de la cobertera maláguide, así como de la cobertera ghomáride. Su extensión debió ser equivalente a la del subdominio anterior o incluso mayor, y probablemente lo rodeó por todas partes, aunque es hacia el O donde aparece más claramente representado. Los afloramientos que he incluido en este subdominio (afloramientos del borde N y NE de los Montes de Málaga y parte de los isleos maláguides existentes al S de Sierra Nevada; elemento central del Veredón, Sierra Blanquilla, el Macizo de la Era y el Castillo de Gaucín; Torre de la Sal; cobertera ghomáride) se caracterizan (Fig. 169) porque sus series estratigráficas son muy fragmentarias e incompletas, sobre todo por causas estratigráficas, aunque no hay que minusvalorar los efectos de la tectónica posterior. Su espesor es reducido y entre los distintos términos pueden aparecer discontinuidades estratigráficas muy patentes, como son las superficies de karstificación liásica estudiadas por **Maaté (1984)**. Nunca presentan las facies oolíticas del Dogger y los niveles estratigráficos posteriores al Lías inferior suelen estar muy mal representados, a veces como brechas o rellenos de diques neptúnicos, salvo las calizas con alveolinas del Eoceno inferior que, en general, son más detríticas y bréchicas que en el subdominio anterior. Estos rasgos sugieren que este dominio se situó en una zona más inestable tectónicamente que la anterior, aunque también reacia a la subsidencia. Probablemente también fue muy somera, pero algo más abierta a las influencias pelágicas y a la acción de las corrientes marinas, que debían actuar con notable intensidad e impedir la sedimentación en la mayor parte de los puntos.

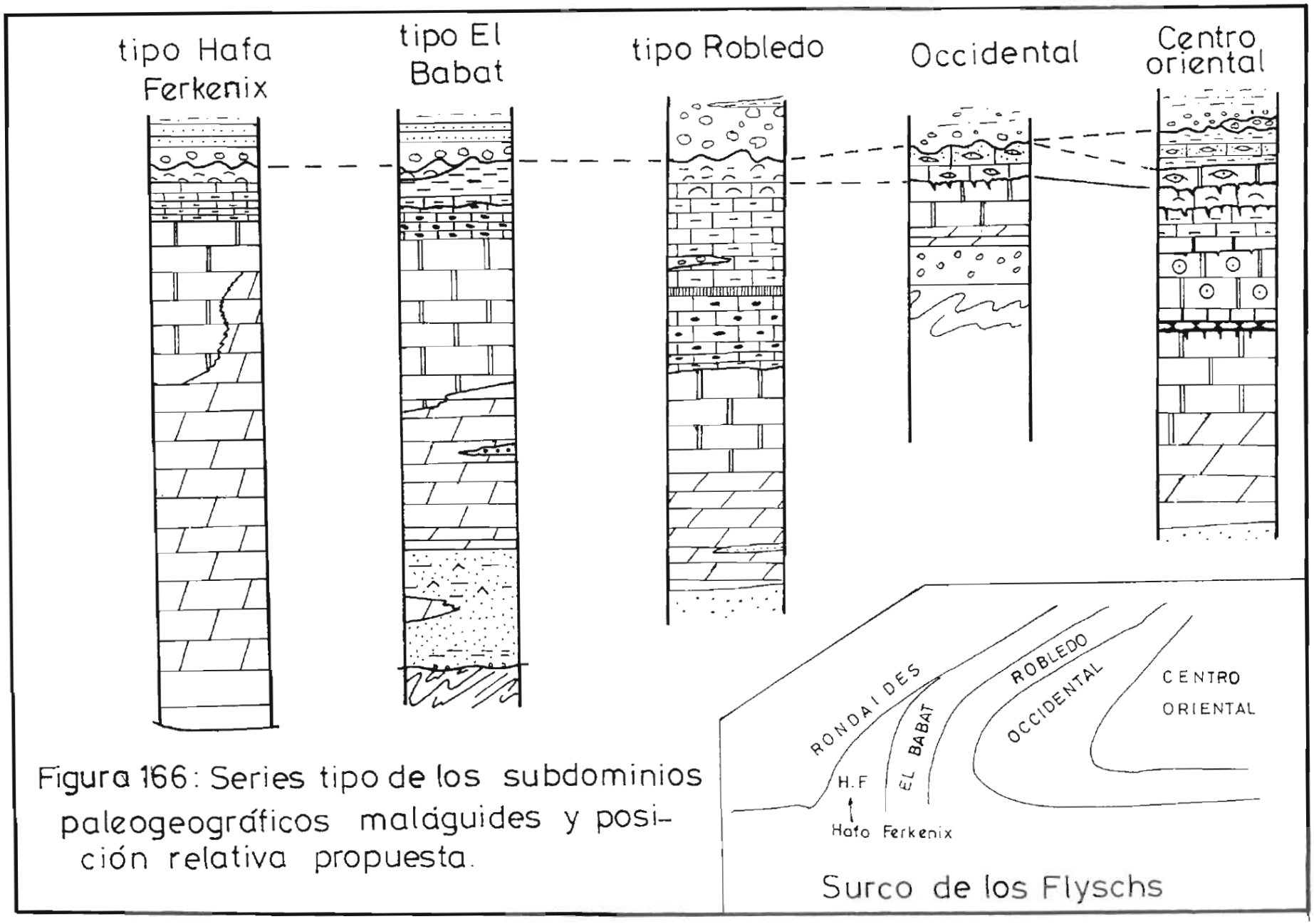


Figura 166: Series tipo de los subdominios paleogeográficos malaguides y posición relativa propuesta.

3.4.5.1.3.- Subdominio tipo Robledo.

Otro subdominio maláguide es el que constituyen las series estratigráficas de tipo Robledo (Fig. 166), que solo están representadas en el lado bético, al igual que las series incluídas en el Subdominio centro-oriental. Además de la unidad de Robledo y de la Mesa de Zalía forman parte de este dominio los elementos oriental y occidental del Veredón, las Lomas del Duende y de la Galeota, el Tajo de la Laja, la Loma del Castillo de Turón y, tal vez, los afloramientos del Convento de las Nieves. Todos estos elementos afloran en estrecha relación con terrenos paleozoicos y permotriásicos, a veces algo metamorfizados, que se sitúan en el frente de las Zonas Internas. Habida cuenta del buen desarrollo y relativa potencia que alcanzan los sedimentos de edades comprendidas entre el Lías medio y el Cretácico inferior, así como de las facies que presentan, dominantemente formadas por calizas con sílex, margocalizas y margas, cabe pensar que, a diferencia de los subdominios adyacentes, constituyeron durante el mencionado intervalo de tiempo una zona subsidente propicia a la sedimentación y, desde luego, más abierta a las influencias pelágicas que las más arriba descritas. La sucesión vertical de litofacies sugiere un aumento progresivo de la profundidad, de manera que, de unas condiciones de depósito propias de una plataforma abierta y subsidente durante el Lías-Dogger en la cual se depositaron sobre todo calizas con sílex y de filamentos, se pasa durante el Jurásico superior a una zona de profundidad suficiente como para pertitir el depósito de delgados niveles de radiolaritas (Robledo, p.e.) y de margas y margocalizas blancas con sílex durante el Neocomiense. No parece, sin embargo, que este subdominio represente una zona de cuenca profunda. Más bien habría que pensar en una pequeña cuenca colgada en una zona dependiente, originada probablemente por basculamiento de bloques a favor de fallas lístricas originadas con condiciones tectónicas distensivas (Fig. 167). Ello explicaría la presencia, en ciertos elementos tectónicos atribuibles a este subdominio (elemento occidental del Veredón, p.e.), de facies como calizas nodulosas rojas, surcadas de diques neptúnicos, que no son propias de zonas de cuenca como las radiolaritas, sino de zonas de umbral o de pendiente con reducida sedimentación y cementación submarina importante.

3.4.5.1.4.- Subdominio tipo El Babat.

Los elementos incluídos en este subdominio son la mayor parte de los atribuidos a la "Dorsal Interna" por ciertos autores (**Durand-Delga, 1972; Didon et al., 1973; Wildi et al., 1977; Nold et al., 1981; Wildi, 1979, 1983,** etc.). Al él pertenecen (Fig. 166) las unidades rifeñas de tipo El Babat-Gorgues, y del lado bético, la unidad del Majalijar-Despeñadero, la escama del Peñón de Benadalid y la escama triangular de la cota 349, situada al S de Casares. Las escamas de la Sierra Crestellina a juzgar por sus particulares características estratigráficas y por su posición tectónica es posible que ocuparan una posición intermedia entre este subdominio y el anterior.

Los materiales post-liásicos del Subdominio tipo El Babat poseen un carácter más francamente pelágico y son, por lo general, de un espesor más reducido que las del subdominio tipo Robledo. Así, en el Lías medio y superior son frecuentes las calizas nodulosas rojas y los términos postliásicos aparecen muy irregularmente distribuidos. Es característica además de estas series, la presencia de niveles detríticos cuarzosos en las dolomías inferiores y el que la potencia del conjunto carbonatado del Lías inferior sea mayor que en las de los otros subdominios hasta ahora descritos. A juzgar por estas características debieron formar parte, en tiempos postliásicos, de un alto fondo pelágico sobre el cual apenas si había sedimentación, probablemente porque lo impedían las corrientes submarinas. Este alto fondo probablemente se situaba en la parte alta de una zona de pendiente formada por una serie de bloques fallados y en parte basculados, tal vez en el labio levantado de uno de estos bloques (Fig. 167). A juzgar por la repartición geográfica de los elementos a el atribuidos, este subdominio, aunque estrecho, debió constituir una orla de gran longitud situada en las zonas periféricas del Dominio Maláguide después del Lías.

3.4.5.1.5.- Subdominio tipo Hafa Ferkenix. (*1)

Los elementos que asigno a este subdominio sólo existen en el Rif. Ya señalé más arriba (cf. 3.4.3.2.) que las unidades tipo Hafa Ferkenix, que son las que ocupan la posición tectónica más externa de todas las atribuídas a la cobertera maláguide, presentan ciertas peculiaridades estratigráficas que las aproximan al conjunto Rondaide-Tetuánide. Por lo general las características de sus sedimentos postliásicos son equivalentes a los de las series del Subdominio tipo El Babat, por lo que, en principio cabe imaginar una posición paleogeográfica similar, dentro de una zona de pendiente, en las proximidades de un alto fondo con muy escasa sedimentación. Localmente, sin embargo, existen sedimentos propios de una mayor profundidad, como sucede con las radiolaritas de las unidades de Beni-M'hamed **(Wildi et al., 1977; Nold et al., 1981)**, que indican que estos elementos se ubicaron a mayor profundidad, probablemente en una posición paleogeográfica adyacente a los elementos rondaides y tetuánides más internos.

El hecho de que las unidades tipo Hafa Ferkenix sólo aparezcan en una parte del Rif (aunque algunos de sus rasgos estratigráficos evocan los de las unidades rondaides de tipo Cabrilla o los de la unidad de la Mora que, sin embargo ocupan una posición tectónica completamente distinta, mucho más externa: (cf. Cap. 5, ap. 4.3.2. y 5.6.), pudiera ser debido a los efectos de la tectónica compresiva o a que hubieran formado parte de un subdominio que sólo estuviera representado en el extremo suboccidental del Maláguide, hipótesis que en mi opinión se puede aceptar se tiene en cuenta el contexto geológico y paleogeográfico regional.

(*1) Nota del Autor (2022). Como se ha señalado en diversas notas a pie de página dentro del Capítulo 5, las Unidades de tipo Hafa Ferkenix muestran características estratigráficas semejantes a las de las unidades de tipo Cabrilla y equivalentes (Enamorados, ALmola, etc.) del lado bético, de las que solo difieren en su posición tectónica local, alterada por la tectónica transcurrente postburdigaliense a lo largo del contacto entre Zonas Internas y Externas Béticas. Por tanto, la continuidad hacia el NE del dominio tipo Hafa Ferkenix queda asegurada también en el lado bético del Estrecho, marcando por tanto el paso lateral entre los dominios Maláguide-Gomáride y Rondaide-Tetuánide.

3.4.5.2.- Evolución paleogeográfica.

Una vez establecidos los subdominios paleogeográficos maláguides y las relaciones entre ellos, procederé a la exposición de la evolución de las condiciones tectónicas y sedimentarias (Fig. 167) dentro del Dominio Maláguide durante los tiempos postriásicos.

Los últimos sedimentos postriásicos atribuibles a la Formación Saladilla, que son de edad Trías superior (cf. 3.3.3.) se depositaron, localmente, en una zona costera, pero posiblemente transicionaron en sentido lateral con sedimentos continentales fluviales s.l., análogos a los depositados en tiempos precedentes (cf.3.3.4.). Sin embargo, una transgresión determinó la implantación general de las condiciones marinas en el Dominio Maláguide a finales del Trías. A consecuencia de esta transgresión, que debió provenir de las Zonas más externas alpujárrides y rondaides, en las cuales el Trías superior es de características fracamente marinas, durante el Lías inferior tuvo lugar el depósito de sedimentos carbonatados en una plataforma carbonatada somera, de características equivalentes a las de otras regiones alpinas mediterráneas. No obstante, entre los sedimentos carbonatados se intercalan esporádicamente niveles detríticos que ponen de manifiesto la existencia local de zonas probablemente emergidas con sedimentos terrígenos en curso de erosión.

Bruscamente, en el Lías medio, la sedimentación carbonatada de plataforma se interrumpió. Este fenómeno está asociado a la entrada de las facies pelágicas con ammonites y, al igual que en otros dominios estudiados en capítulos precedentes, se puede interpretar como consecuencia de la apertura del Atlántico que generalizó las condiciones extensivas y provocó la desintegración de las plataformas carbonatadas infraliásicas (**Jenkyns, 1970; Bernoulli y Jenkyns, 1974; García-Hernández et al., 1976**). A partir de este momento comenzaron a individualizarse los distintos subdominios maláguides, que fueron afectados por una subsidencia diferencial. No obstante, la mayor parte del Dominio Maláguide fué bastante reacia a la subsidencia y se mantuvo como una zona somera. Los efectos de la tectónica sinsedimentaria del Lías medio probablemente determinaron una breve emersión y karstificación de las calizas en ciertas partes del Subdominio occidental pero rápidamente el Dominio Maláguide quedó sumergido en su totalidad durante el Lías medio y superior. El Subdominio centrooriental probablemente constituyó una zona de plataforma somera agitada y bien oxigenada, favorable a la vida tanto nectónica como bentónica, de ahí la coexistencia de faunas neríticas y pelágicas y el depósito de calizas con oolitos ferruginosos. En los restantes dominios las condiciones sedimentarias fueron más francamente pelágicas, probablemente porque se encontraron a una profundidad algo mayor y en ellos se depositaron calizas y margocalizas con sílex, probablemente en una plataforma abierta a una zona más profunda situada en posición más externa.

A lo largo del Dogger y del Malm en los subdominios situados en posición más externa la profundidad del ambiente de depósito probablemente aumentó. En su conjunto se debieron situar en

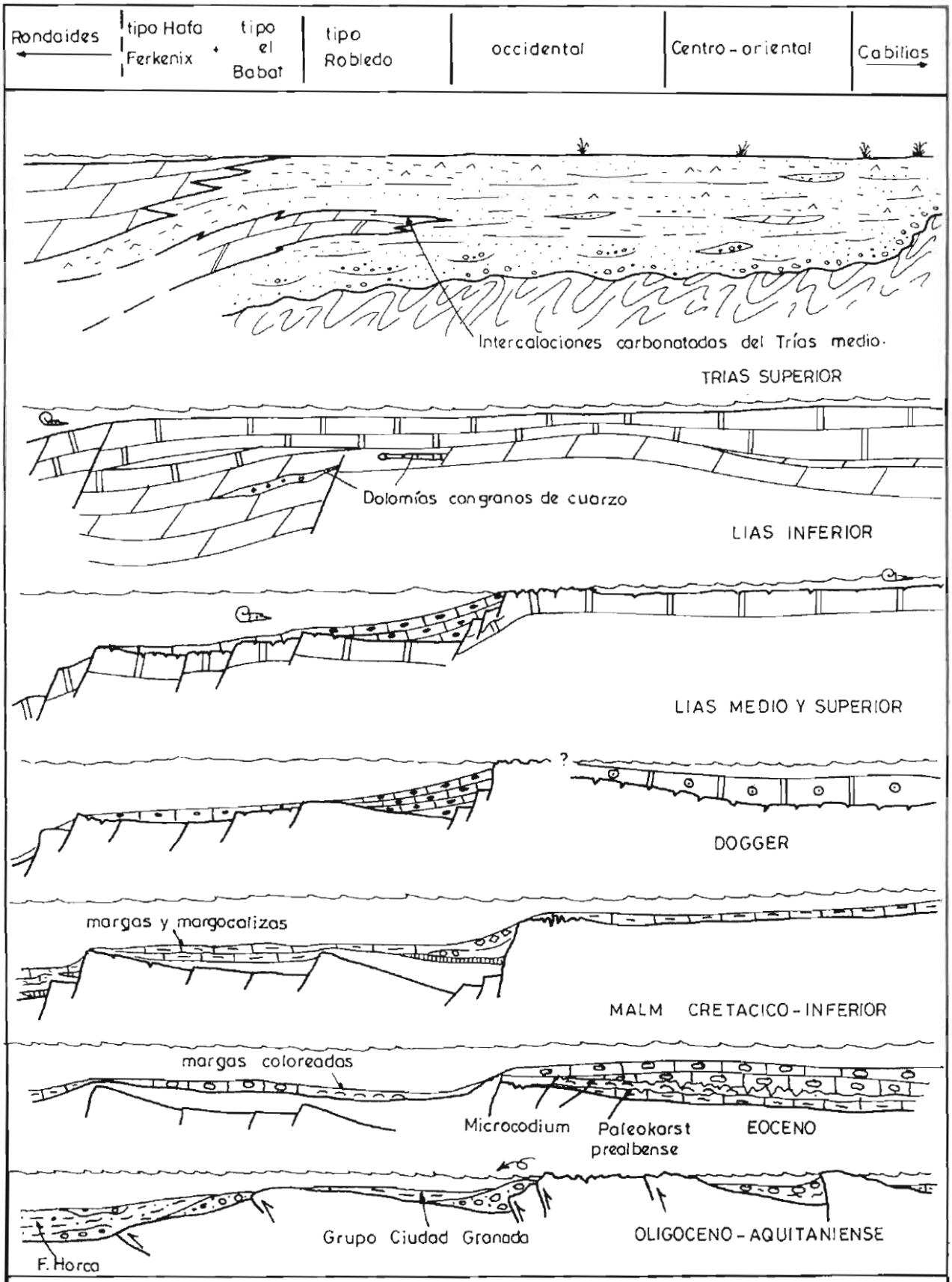


Figura 167: Evolución paleogeográfica del Dominio Maláguide.

la parte alta de una gran zona de pendiente que debía ser intensamente batida por las corrientes submarinas, que impedían la sedimentación en la mayor parte de los puntos. En otras palabras, pasaron a constituir una zona subalimentada (starved), al igual que sucedió en el dominio Rondaide. No obstante, localmente los sedimentos postliásicos alcanzaron un cierto espesor en el Subdominio, tipo Robledo, probablemente porque constituyó una pequeña cuenca colgada dentro de la zona de la acción de las corrientes. Por otra parte, en el Subdominio Centro-oriental se restablecieron provisionalmente las condiciones neríticas durante el Dogger, probablemente debido a la caída relativa del nivel del mar ocurrida en esta edad (**Hallam, 1978, 1984**), pero durante el Malm pasó a constituir de nuevo un dominio con influencia pelágica, al que sin embargo no accedieron prácticamente los ammonites, probablemente porque las condiciones ecológicas allí reinantes no fueron las más apropiadas.

Una situación equivalente se mantuvo durante el Cretácico: los subdominios más externos continuaron siendo zonas con escasa sedimentación pelágica, discontinua, condensada, mientras que los Subdominios Centro-oriental y Occidental se encontraron próximos a la emersión o incluso temporalmente emergidos y dentro de ellos o bien no hubo depósito o bien sólo se acumularon delgadas capas de sedimentos.

Una emersión general afectó a los dos subdominios más internos durante el Paleoceno, lo que determinó la formación de una superficie de erosión, la alteración edáfica de los carbonatos mesozoicos y la formación de colonias de Microcodium, cuyos fragmentos fueron en una parte muy importante erosionados y resedimentados en zonas más profundas.

Una nueva transgresión durante el Eoceno inferior determinó la reimplantación de las condiciones neríticas, y el depósito de carbontados de plataforma en los subdominios centro-oriental y occidental, e incluso localmente en los otros más internos aunque éstos básicamente continuaron sin sedimentación. Sin embargo, a partir del Eoceno superior y, sobre todo, durante el Oligoceno, cambiaron radicalmente las condiciones sedimentarias y comenzaron a llegar cantidades importantes de sedimentos incluso a los subdominios más externos y profundos, provenientes de la erosión de los sedimentos mesozoicos y terciarios previamente depositados, así como, sobre todo, de la erosión de los terrenos paleozoicos y permotriásicos del sustrato. Estos hechos evidencian la generalización de la inestabilidad tectónica y el comienzo de las deformaciones compresivas.

También llegaron sedimentos terrígenos al Dominio Maláguide durante el Jurásico y Cretácico, lo que pone de manifiesto que ciertas zonas del Maláguide o bien de otros dominios con los cuales éste pudo estar lateralmente relacionado, estuvieron desprovistos de un caparazón de sedimentos carbonatados mesozoicos. A la misma conclusión se llega tras el estudio de las formaciones terrígenas cretácicas del Surco de los Flyschs (cf. cap. 4). Es probable que esta zona sin

sedimentos mesozoicos y emisora de terrígenos se situara en los sectores más internos del dominio Maláguide, tal vez cerca del denominado Zócalo Cabileño, que sólo estuvo recubierto por sedimentos mesozoicos en su borde meridional (la denominada "Dorsal Cabileña"). Por tanto la reactivación tectónica paleógena probablemente comenzó a afectar a estos sectores muy internos provocando su levantamiento, y la erosión generalizada de sus materiales, que pasaron a resedimentarse en las zonas marinas más externas. La presencia de niveles de calizas lacustres y de arcillas con restos vegetales y con carbón en el Eoceno superior de Sierra Espuña pudieron guardar una relación con el levantamiento temporal de ciertas zonas del Maláguide.

La existencia de corales y otras faunas neríticas en el Oligoceno y Mioceno inferior del Grupo Ciudad Granada evidencia la persistencia de las condiciones de plataforma en amplias regiones del Dominio Maláguide, en las que la sedimentación carbonatada era perturbada por la llegada masiva de terrígenos. Estos, junto con los detritos producto de la erosión de los sedimentos de la propia cuenca en curso de destrucción por la tectónica, se redepositaban en las zonas marinas más abiertas y profundas, en buena parte por procesos de flujo gravitacional de sedimentos. Sin embargo, en los subdominios maláguides no se produjo una sedimentación de características fráncamente turbidíticas, probablemente porque, en su conjunto, formaban parte de las zonas más someras de la gran cuenca sedimentaria bético-rifeña, mientras que los grandes sistemas turbidíticos contemporáneos se localizaron en el Surco de los Flyschs.

C A P I T U L O 7:

FORMACIONES NEOGENAS TRANSGRESIVAS

CAPITULO 7. FORMACIONES NEOGENAS TRANSGRESIVAS.

INDICE

1. INTRODUCCION..... 791

2. GRUPO VIÑUELA..... 792
   2.1. Definición. Formaciones que engloba..... 792
   2.2. Límites y posición tectónica..... 794
   2.3. Características litológicas..... 799
   2.4. Fósiles y edad..... 802
   2.5. Interpretación sedimentaria y significado paleogeográfico..... 804

3. EL MIOCENO MEDIO, S.L.: LOS MATERIALES DEL BURDIGALIENSE SUPERIOR AL TORTONENSE BASAL..... 805
   3.1. Introducción..... 805
   3.2. El Mioceno medio, s.l., sobre las Zonas Internas..... 808
      3.2.1. El ciclo inferior..... 808
      3.2.2. El ciclo superior..... 812
   3.3. El Mioceno medio, s.l. de las Zonas Externas..... 814
      3.3.1. Afloramientos. Posición tectónica..... 814
      3.3.2. Los sectores internos de las Zonas Externas..... 815
         3.3.2.1. El Mioceno de los Pájaros..... 815
         3.3.2.2. La región al N de Sierra Arana..... 819
         3.3.2.3. La región al NO de Sierra Espuña..... 823
      3.3.3. Los sectores externos de las Zonas Externas..... 826
   3.4. Los grandes rasgos paleogeográficos de la Cordillera Bética durante el Mioceno medio s.l..... 827

4. LAS FORMACIONES DEL MIOCENO SUPERIOR Y MAS RECIENTES..... 829
   4.1. Mioceno superior..... 829
   4.2. El Plioceno y el Cuaternario..... 832

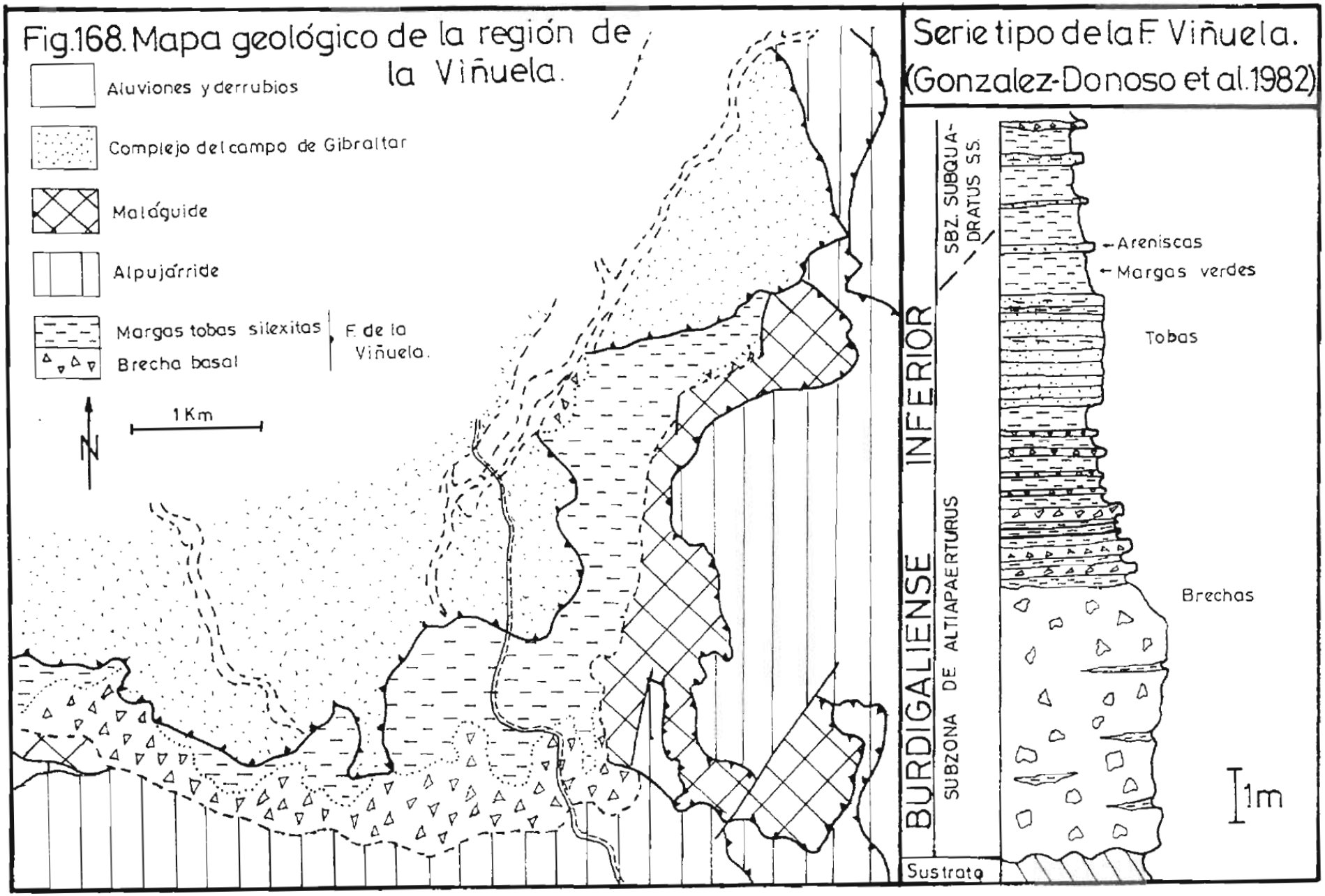


Fig.168. Mapa geológico de la región de la Viñuela.
Aluviones y derrubios
Complejo del campo de Gibraltar
Maláguide
Alpujárride
Margas tobas silexitas
Brecha basal
F. de la Viñuela.
1 Km
N
Serie tipo de la F. Viñuela.
(Gonzalez-Donoso et al. 1982)
BURDIGALIENSE INFERIOR
SBZ. SUBQUADRATUS S.S.
SUBZONA DE ALTIAPAERTURUS
Areniscas
Margas verdes
Tobas
Brechas
1m
Sustrato

CAPITULO 7. FORMACIONES NEOGENAS TRANSGRESIVAS.

1.- INTRODUCCION.

Todos los materiales cuyas características he ido describiendo a lo largo de los capítulos precedentes pertenecen a alguno de los conjuntos tectónicos a partir de los cuales se ha construido el edificio estructural de la Cordillera. En ningún caso me he referido a materiales de edad más reciente que el Burdigaliense inferior. Ello se debe a que fue precisamente durante esta edad cuando se produjo, por causas tectónicas, la destrucción de la paleogeografía preexistente y el comienzo de la individualización de los grandes conjuntos estructurales de las Zonas Externas. Aunque las Zonas Internas también se vieron afectadas por este pulso tectónico fundamental, que **Hermes (1985)** ha denominado **paroxismo burdigaliense**, en ellas la estructuración principal, que determinó la superposición de los mantos de corrimiento béticos, ocurrió en de tiempos precedentes y culminó, como ya he señalado varias veces a lo largo de este trabajo (cf. Cap. 5, ap. 6.2.8; Cap. 6, ap.3.4.4.5. y ap. 3.4.5.2) en el Aquitaniense terminal. Después de este acontecimiento, que **Hermes (1985)** ha denominado **paroxismo aquitaniense** y que yo denominaría, más bien paroxismo finiaquitaniense, las Zonas Internas habían alcanzado su configuración estructural fundamental en mantos de corrimiento, si bien fueron afectadas más tarde por intensas deformaciones tectónicas que se produjeron básicamente a lo largo de grandes accidentes transcurrentes post-manto (cf. **Sanz de Galdeano et al., 1986**, entre otros) originados dentro de las propias Zonas Internas, así como en el frente de éstas, a lo largo del contacto con las Zonas Externas.

En este capítulo me referiré a las distintas formaciones miocénicas y más recientes que, por ser transgresivas y discordantes sobre diferentes conjuntos estructurales mayores no pueden ser incluídos en ninguno de ellos, como son los terrenos postaquitanienses de las Zonas Internas o los posteriores al Burdigaliense inferior de las Zonas Externas. Esencialmente, estos terrenos se pueden reunir en cuatro grandes conjuntos de edad Burdigaliense inferior, Mioceno medio s.l., Mioceno superior y Plioceno-Cuaternario. Unos de otros suelen estar separados por superficies de discordancia que son el reflejo de pulsaciones tectónicas de intensidad variable según los puntos y edades, pero también existen discordancias muy importantes dentro de algunos de los conjuntos establecidos, como se verá a continuación.

El conjunto de edad Burdigaliense inferior comprende a una serie de formaciones que sólo afloran sobre las Zonas Internas, en discordancia sobre Alpujárrides y Maláguides, y que he reunido en el Grupo Viñuela. Son los primeros depósitos transgresivos sobre las Zonas Internas, después de su definitiva estructuración en mantos, y están bien representados en la Cordillera Bética occidental y dentro del área cartografiada.

El conjunto de edad Mioceno medio s.l., que comprende terrenos que van desde el Burdigaliense "superior" al Tortonense "basal", no está representado en la Cordillera Bética occidental, salvo, por supuesto, en las zonas más externas, adyacentes a la Depresión del Guadalquivir, lejos del área que he estudiado. Más al E afloran en las proximidades del contacto entre las Zonas Internas y Externas a ambos lados del mismo. Aunque su estratigrafía está bastante mal conocida, y yo los he trabajado bastante poco, me referiré a ellos con una especial atención, ya que suministran una valiosa información sobre la evolución tectónica miocena de la Cordillera en general, y en particular del contacto entre las Zonas Internas y las Externas.

El conjunto de edad Mioceno superior está ampliamente representado por toda la Cordillera, y en especial en la región donde contactan las Zonas Internas y las Externas ya que de él forman parte los primeros depósitos que cicatrizan definitivamente este accidente fundamental y atestiguan el cese definitivo de su actividad a la escala de la Cordillera. En el sector que he estudiado con más atención y que he cartografiado, aparecen representados en El Chorro en un afloramiento de características verdaderamente excepcionales, al N del Torcal de Antequera y, sobre todo, algo más al N, en la cuenca de Ronda. Mas al E, afloran en enorme extensión como relleno sedimentario de las depresiones postorogénicas de Granada, Guadix y otras más orientales instaladas sobre el contacto entre las Zonas Internas y las Externas.

El conjunto de edad Plioceno y Cuaternario aflora también en el área cartografiada y, sobre todo hacia el S, aunque está bastante peor representado que en regiones más orientales. Por ser depósitos francamente postectónicos apenas si he realizado observaciones en ellos, aparte de su diferenciación en cartografía, al igual que en los de edad Mioceno superior.

2.- GRUPO VIÑUELA.

2.1.- Definición. Formaciones que engloba.

Dependiendo de los puntos en que han sido reconocidos, los primeros depósitos transgresivos y discordantes sobre las Zonas Internas de la Cordillera Bética, cuya edad es Burdigaliense inferior (N5-6 de Blow), como luego se verá, han recibido distintas denominaciones formacionales. Sin embargo, a juzgar por sus características litológicas, que son muy parecidas en la mayor parte de los casos, pienso que todos estos materiales deberían ser incluidos en una única formación. Dado que los mejores afloramientos y en los que es posible establecer una secuencia estratigráfica más continua y completa, son los de los alrededores de la localidad de La Viñuela, en mi opinión el término que los debería englobar sería precisamente éste, Formación de la Viñuela. No obstante, puesto que no se puede hablar de estricta

identidad en todos los casos, puesto que ciertos autores discrepan en la correlación entre algunas de las formaciones definidas previamente y por último, dado que incluso recientemente se han introducido nuevos nombres locales, he considerado más conveniente agrupar a todos los materiales en una única unidad litoestratigráfica, pero de rango superior al de la formación, que he denominado Grupo Viñuela. En este grupo incluyo a las siguientes formaciones:

- Parte del "Oligoceno superior del Bético de Málaga" de **Didon et al. (1961), Didon (1969) y Peyre (1974).**

- La Formación Fuente de **Mac-Gillavry et al.(1963), Hermes (1963, 1984), Soediono (1970, 1971) y Geel (1973)**, así como el miembro C de la Formación **Frac** de **Soediono (1971).**

- La Formación Alamo **(Völk y Rondeel, 1964; Rondeel,** 1967) y materiales equivalentes de la Cordillera Bética oriental **(Montenat, 1974, 1975, 1977)**, incluído el Burdigaliense inferior de la "Zona Límite de Río Pliego" **(Paquet, 1969, Magné y Paquet, 1967; Rivière et al., 1980).**

- La Formación de La Viñuela de **Vera (1969), Mathis (1974), Boulin et al. (1973) y González-Donoso et al. (1982).**

- La mayor parte del "Complejo de Majiaza" de **Peyre (1974).**

- La Formación de las Millanas de **Bourgois et al. (1972) y Bourgois (1978).**

- La base del tramo de Murchas de **González-Donoso (1977-78).**

- Los "materiales del Burdigaliense basal" de Casarabonela, Almogía y Alozaina, de **González-Donoso et al. (1981).**

- La Formación de San Pedro de Alcantara o "flysch transgresivo", de **Buntfuss (1970), Didon (1969) y Didon et al. (1973).**

- La Formación Alamillos, de **Rodríguez-Fernández (1982, 1983).**

Todos estas formaciones son de edad Burdigaliense inferior de acuerdo con el esquema bio y cronoestratigráfico utilizado en este trabajo (cf. Cap. 1, ap. 3.2.3.).

En el Rif no han sido descritos materiales correlacionables con este grupo, a no ser unas brechas reconocidas por **Durand-Delga (fide Bourgois, 1978)** a la base del isleo numídico del Zem-Zem, y en Argelia solo han sido citados muy localmente, en concordancia con los niveles superiores del Oligo mioceno cabileño, por **Bizon y Gélard (1975), Rivière et al. (1977) y Gélard (1979).** En Sicilia y Calabria, por el contrario, por su posición tectónica y edad, los materiales del Grupo Viñuela se pueden considerar equivalentes de la Formación de

Stilo-Capo d'Orlando Ogniben, 1960; Guerrera y Wezel, 1974), Bonardi et al., 1981, Carmisciano y Puglisi,1978).

2.2.- Límites y posición tectónica.

En la mayor parte de los puntos en los que se observa el contacto estratigráfico inferior de las formaciones que he incluído en el Grupo Viñuela, se puede constatar que dicho contacto se corresponde con una discontinuidad estratigráfica importante, con características de discordancia angular y erosiva con respecto a los materiales infrayacentes. El sustrato con frecuencia está constituido por terrenos maláguides, pero los sedimentos evidencian la erosión coetánea de materiales metamórficos procedentes de las unidades alpujárrides superiores, como se puede reconocer, dentro del área cartografiada, entre Alozaina y Tolox (Fig. 170) o al SO del Valle de Abdalajís, y como ha sido puesto de manifiesto también, por otros autores, en otras regiones. No obstante, a menudo el sustrato del Grupo Viñuela está formado por terrenos alpujárrides, como se puede constatar, en la región cartografiada, al NE de la Sierra de Las Aguas (Fig. 99) y, fuera de ella, en numerosos puntos de la región entre San Pedro de Alcántara y Benahavís (Figuras 103 y 169), donde el Grupo Viñuela (Formación San Pedro de Alcántara de **Didon et al., 1973**) puede reposar directamente sobre las peridotitas de la unidad de los Reales. Incluso en ciertas regiones, como sucede de los alrededores de La Viñuela (Figura 168), se observa que el contacto discordante de la base de estos materiales fosiliza claramente la superficie de corrimiento entre Alpujárrides y Maláguides. Es interesante precisar que, en ningún punto del sector occidental de la Cordillera, la superficie de erosión de la base de Grupo Viñuela llega a alcanzar a los materiales de unidades alpujárrides más profundas que la unidad de los Reales, lo que evidencia que la erosión de las unidades tectónicas de las Zonas Internas no había hecho más que comenzar durante el Burdigaliense inferior.

Si bien en la mayor parte de los puntos la situación del contacto inferior del Grupo Viñuela, así como su naturaleza discordante es clara e indiscutible, cuando los materiales del sustrato pertenecen al Grupo Ciudad Granada, como sucede en la región de Vélez Rubio y Sierra Espuña o, en el área que he cartografiado, entre Alozaina y Tolox, dicho contacto es más difícil de situar y la interpretación de su significado e importancia puede ser un tanto problemática, en parte debido a la naturaleza litológica relativamente parecida de los materiales implicados y, en parte, porque entre ellos puede no existir un salto apreciable de edad o, más bien, porque la magnitud de dicho salto puede ser muy difícil de evaluar mediante criterios bioestratigráficos. Por lo que se refiere a la región entre Alozaina y Tolox (Figura 170) se puede constatar, tanto mediante la observación de la cartografía como tras un examen atento de los contactos sobre el terreno, que entre los materiales pertenecientes al

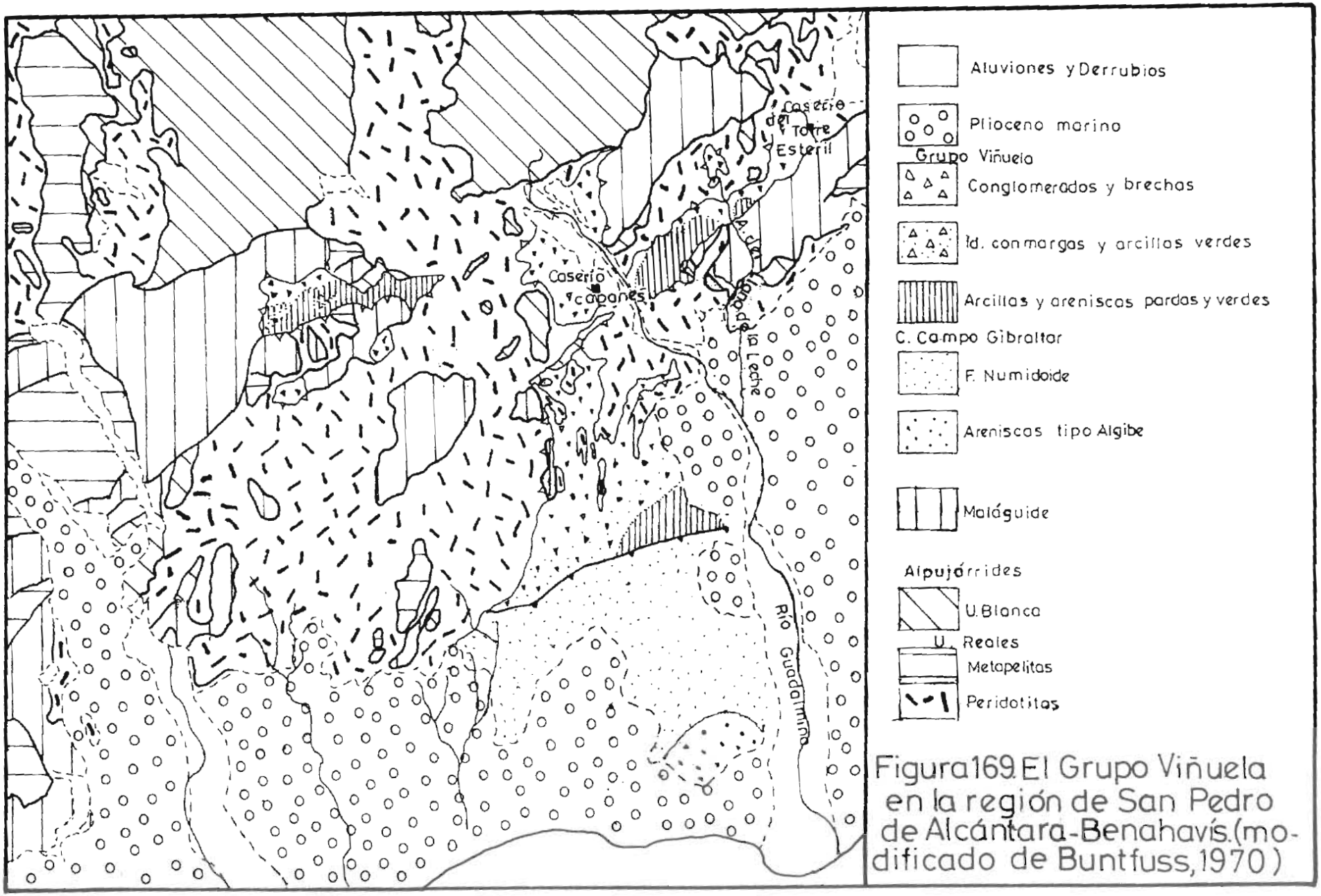


Figura 169. El Grupo Viñuela en la región de San Pedro de Alcántara-Benahavís. (modificado de Buntfuss, 1970)

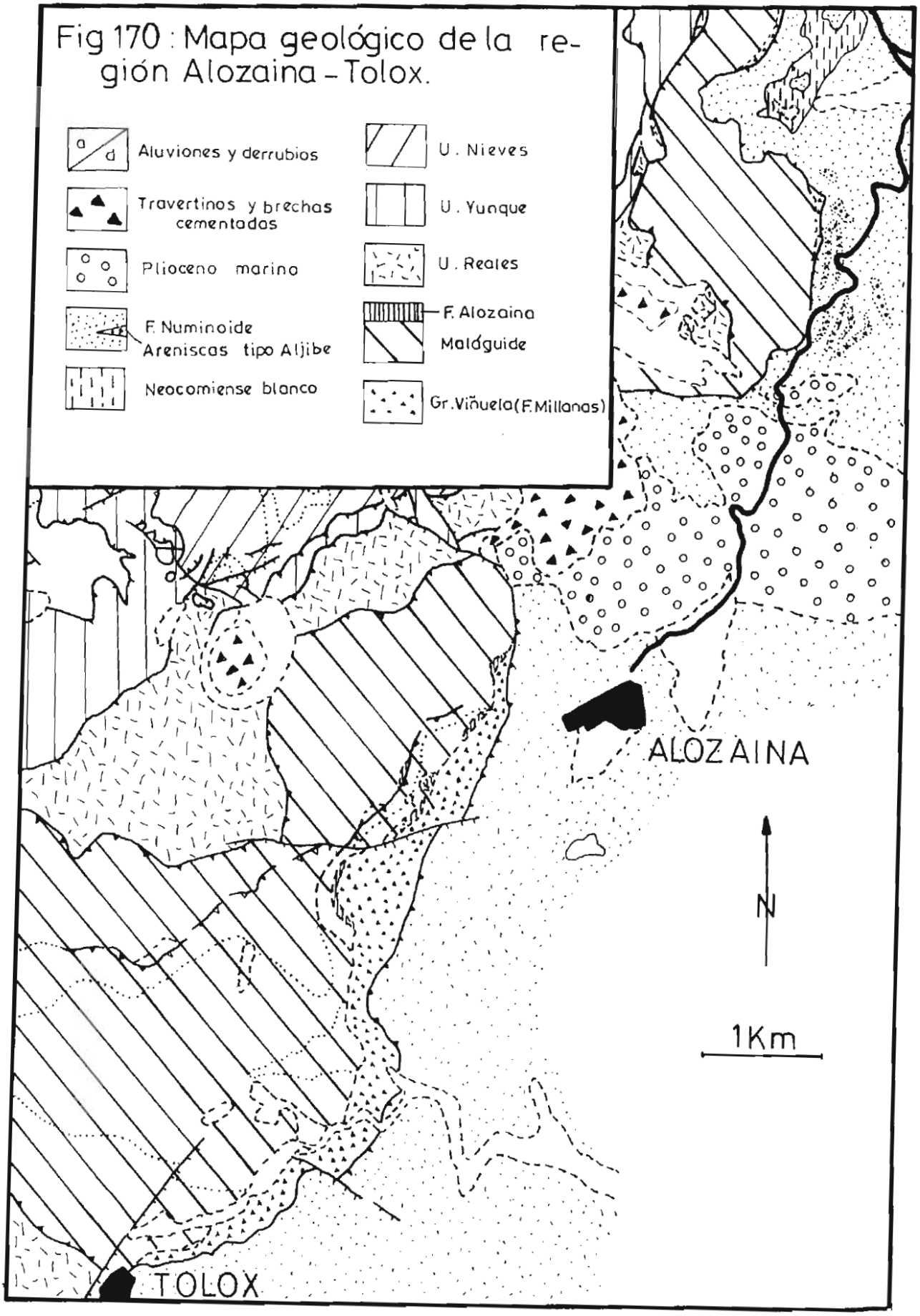


Fig 170 : Mapa geológico de la región Alozaina - Tolox.
a
d
Aluviones y derrubios
Travertinos y brechas cementadas
Plioceno marino
F. Numinoide
Areniscas tipo Aljibe
Neocomiense blanco
U. Nieves
U. Yunque
U. Reales
F. Alozaina
Maláguide
Gr. Viñuela (F. Millanas)
ALOZAINA
TOLOX
N
1Km

Grupo Ciudad Granada (Formación Alozaina de **Bourgois et al. 1972b**) y los del Grupo Viñuela (Formación Millanas de **Bourgois et al., 1972a**) existe un contacto erosivo de morfología irregular que llega a eliminar completamente a los materiales del primer grupo, los cuales pueden ser masivamente removilizados dentro de los niveles basales del segundo.

En la región Vélez Rubio y Sierra Espuña el reconocimiento del contacto entre unos y otros materiales puede plantear aún mayor dificultad, dado que, en muchos casos, las relaciones son tectónicas (**Geel, 1973**), y también porque al ser de litología predominantemente lutítica resulta más dificil observar las relaciones geométricas sobre el terreno. Ello ha dado lugar a interpretaciones contrapuestas entre los geólogos que han trabajado en la región, en particular entre franceses y holandeses (**Fernex et al., 1965; Geel, 1967; Paquet, 1966, 1969, 1970; Magné y Paquet, 1967; Hermes y Kuhry, 1969, 1970**) ya que mientras que para los primeros los materiales del Grupo Ciudad Granada serían posteriores a la tectónica de mantos en las Zonas Internas, para los segundos ésta sería posterior al depósito del mencionado grupo y anterior al depósito de los materiales del Grupo Viñuela. En el Corredor de Vélez Rubio, cuando se observan las relaciones estratigráficas originales (**Soediono,1971; Geel, 1967, 1973**) el contacto entre ambos conjuntos de materiales se efectúa mediante una superficie de discordancia, lo que en principio concuerda con lo que se observa en la Cordillera Bética occidental. Sin embargo, en ciertos puntos, tal discordancia no resulta patente sobre el terreno y tal vez por ello **Soediono (1971)** atribuyó también al Grupo Ciudad Granada los materiales del "miembro C de su Formación Frac" que, por sus características litológicas y edad, debe pertenecer a mi parecer al Grupo Viñuela. Una situación equivalente existe en la región del Cortijo de la Almoloya (Fig. 171), al O de Sierra Espuña (cf. **Rivière et al., 1980**) donde materiales que por sus características litológicas y edad se deben asignar al Grupo Viñuela, reposan, en aparente concordancia, sobre terrenos del Grupo Ciudad Granada, existiendo entre ambos conjuntos unos niveles con características litológicas aparentemente transicionales.

Por lo que se refiere al limite superior del Grupo Viñuela, es importante señalar que en la mayor parte de los casos, es una superficie tectónica mediante la cual se le superponen terrenos pertenecientes al Complejo del Campo de Gibraltar. Esta superposición se observa claramente, en la región cartografiada, entre Alozaina y Tolox, y en el Chorro, así como en el resto de la región de Colmenar (Fig. 11,102) y también al O de San Pedro de Alcántara. En la región al S de Sierra Arana, **Rodríguez-Fernández (1982)** ha reconocido un dispositivo tectónico similar, al igual que más al E, en la región de Vélez Rubio los geólogos holandeses (**Geel, 1973**, en particular). En otros casos, no son materiales del Complejo del Campo de Gibraltar los que se superponen a los terrenos del Grupo Viñuela, sino otros de distintas procedencias tectónicas: así, al O de Sierra Espuña en la región del Cortijo de la Almoloya, aparecen cabalgados por materiales cretácicos y terciarios subbéticos, mientras que entre San Pedro de Alcántara y

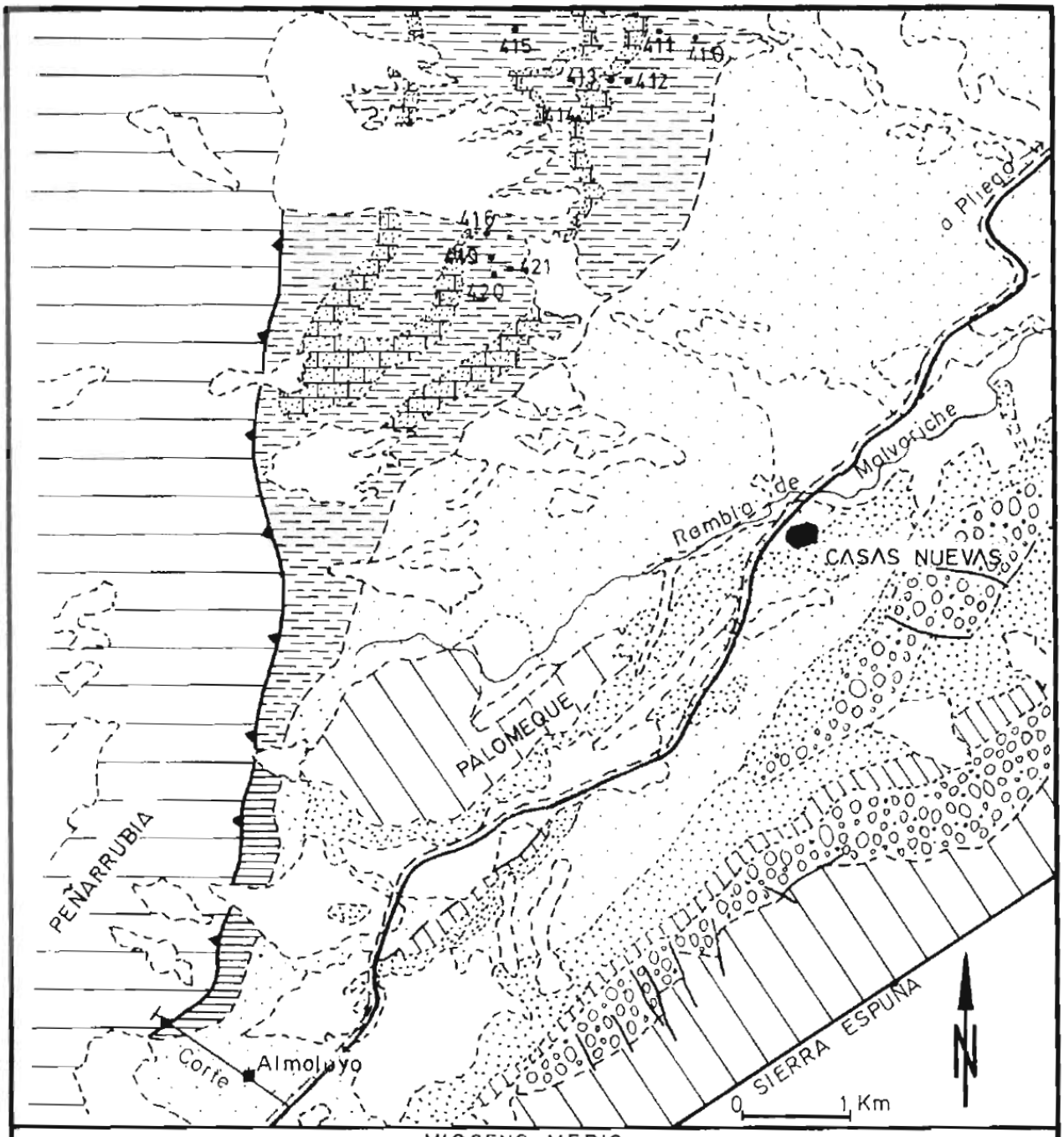


FIGURA 171. Mapa geológico de la Depresión de río Pliego. Posición del Cjo. de la Almoloya y situación de las muestras de la Figura 177.

Benahavís están localmente cabalgados por Alpujárrides y Maláguides, como puede verse al SSE del Monte Mayor, o entre el Caserío Campanes (UF185416) y el Cortijo de Torre Esteril (UF202432) y se representa en la (Figura 169).

Pero no siempre el límite superior del Grupo Viñuela es tectónico. En los sectores internos de la Zona Bética oriental, al igual que sucede en el Valle de Lecrín, es una superficie de erosión, mediante la cual se la superponen otras formaciones miocenas. Así, sobre la Formación Alamo (**Völk y Rondeel, 1964; Rondeel, 1975**), que pertenece al Grupo Viñuela, reposa, en discordancia, la Formación Gomara, de posible edad Mioceno medio s.l., y una situación equivalente se reconoce en el "Tramo de Murchas" de **González-Donoso (1977-78)**, como ha puesto de manifiesto **Rodríguez-Fernández (1982)**. Es probable que al O de Sierra Espuña exista una discordancia sobre los materiales del Mioceno inferior, ya que en ciertos sectores situados al N del Cortijo de la Almoloya, y al O de la Loma Palomeque aflora extensamente una formación de margas y calcarenitas, de edad Burdigaliense superior y más reciente, que también es cabalgada por materiales subbéticos y que reposa en discordancia cartográfica sobre los terrenos rojos de la "Zona Límite" de río Pliego, pertenecientes al Grupo Ciudad Granada, sin que entre ambos aparezcan los materiales del Grupo Viñuela, que parecen haber sido eliminados por erosión.

2.3.- Características litológicas.

Las distintas formaciones que he reunido en el Grupo Viñuela presentan características litológicas muy semejantes. Estan mayoritariamente constituídas por rocas terrígenas (brechas, conglomerados, lutitas y areniscas) alimentadas de detritos de procedencia maláguide y alpujárride, a las que se asocian localmente otras rocas en cantidades menores (silexitas y tobas volcánicas). No todas las rocas se encuentran en todos los afloramientos y, por lo general predominan los términos más gruesos aunque estos pueden estar ausentes en algunas regiones. Por lo general, las formaciones del Grupo Viñuela constituyen una megasecuencia grano y estratodecreciente, de manera que de unos niveles basales masivos y heterométricos se pasa a una secuencia estratificada de brechas, areniscas y margas, en la que los tramos lutitícos se hacen cada vez más potentes hacia arriba, a la vez que dentro de ellos aparecen intercalados las silexitas y tobas. No obstante pueden existir recurrencias de grano grueso a diversas alturas de la serie y aparecer intercalaciones lutíticas en los niveles estratigráficos más bajos.

Las brechas y conglomerados que constituyen los niveles basales removilizan ampliamente a las rocas del sustrato, de las cuales se alimentan. Son rocas masivas o apenas estratificadas, muy heterométricas y de cantos angulosos en la mayor parte de los casos (facies A de **Walker y Mutti, 1973**). La naturaleza de los cantos está, como es lógico, estrechamente relacionada con la del sustrato, pero a

la escala regional son especialmente frecuentes los cantos procedentes de las formaciones paleozoicas maláguides y de micasquistos y filitas alpujárrides. En las regiones de San Pedro de Alcántara, Monda y también entre Alozaina y Tolox se observan niveles conglomeráticos formados por rocas metamórficas alpujárrides de alto grado, e incluso cantos y bloques de peridotitas, que pueden llegar a ser mayoritarios cuando el sustrato está formado por estas rocas. En otros casos, como sucede en el Complejo de la Majiaza de **Peyre (1974)**, los cantos proceden exclusivamente del Maláguide y contienen abundantes clastos carbonatados de la cobertera mesozoica y terciaria. Los cantos carbonatados pueden incluso ser mayoritarios en algunos sectores, como sucede al N de Comares o en la región de Alcaucín **(Mathis, 1974)**.

Las areniscas aparecen en estrecha relación con las brechas y conglomerados, en unos casos formando parte de la matriz, que suele ser abundante aunque no impide que los cantos contacten entre sí, o, en otros, como estratos bien diferenciados a menudo con bases bréchicas o conglomeráticas.

Son de color gris-verdoso oscuro a pardo y, al igual que las brechas y conglomerados, son rocas muy inmaduras, aunque sería necesario un estudio petrográfico detallado para precisar su composición. Las lutitas son predominantemente margas arcillosas, de colores verdosos o grises, con fractura concoide cuando están frescas y secas, y son muy plásticas. Dentro de las lutitas se observan niveles finos de areniscas, con frecuencia gradadas, y niveles calcáreos con foraminíferos planctónicos resedimentados. En la región de San Pedro de Alcantara he reconocido estratos y bloques de unas margas blancas, poco pesadas, de aspecto diatomítico, aunque no he podido precisar este origen. En esta misma región, la secuencia dominantemente lutítica superior de los materiales del Grupo Viñuela adquiere tonalidades pardoverdosas oscuras hacia su parte superior.

Los niveles lutíticos (Viñuela, Vélez Rubio; San Pedro de Alcántara, etc.) a menudo engloban cantos y bloques dispersos así como intercalaciones conglomeráticas que podrían designarse como olistostromas ("pebbly mudstones"). También intercalan, sobre todo en los niveles estratigráficos más altos, silexitas y tobas. Las silexitas suelen aparecer como estratos finos y lateralmente continuos, de color amarillento a gris verdodo. Son rocas a veces algo calcáreas, con una textura típica, finamente laminada y microplegada **(Didon et al, 1969; Hermes y Smit, 1977)**. Las tobas volcánicas que a simple vista pueden ser denominadas areniscas calcáreas, se intercalan entre las lutitas verdes, y presentan un aspecto silíceo y un moteado verde superficial, pero existe otra variedad, de grano muy fino y textura homogénea con aspecto de calizas micrítica, color negro o gris oscuro en corte fresco y fractura neta y astillosa, que no se disgrega en agua, y cuyo origen tobáceo solo se pone de manifiesto al realizar estudios químicos **(Chauve et al., 1973; de Clerq et al., 1975)**. Un afloramiento de este tipo de tobas finas no descrito hasta ahora, a mi conocer, he reconocido al SO de Alozaina, en los alrededores del km 45 de la

carretera de Ronda a Coín. Hay que señalar que en un estudio recientemente realizado sobre la mineralogía de la Formación de la Viñuela, **Galán et al. (1984)** han negado la presencia de materiales volcánicos en la misma, y afirmado que la mineralogía y quimismo particular de las tobas (presencia de zeolitas, en particular) podría explicarse simplemente por diagénesis marina. Desde un punto de vista mineralógico las lutitas son rocas calcáreas en las que los principales minerales de la arcilla presentes son, por este orden ilita, clorita, esmectitas - (montomorillonita sobre todo) y caolinita, así como interestratificados ilita-clorita e illita montomorillonita, según **Galan et al., (1984)** en la Formación Viñuela, **Cabrerizo et al. (1984)** en la Formación Alamillos y **Bourgois et al. (1972b)** en la Formación Millanas, Resultados equivalentes han sido obtenidos del estudio mineralógico preliminar de dos muestras, una precedente de la Formación Fuente al O de Vélez Rubio, y otra de la Formación San Pedro de Alcántara, que fue amablemente realizado por E. Sebastian.

Las brechas y conglomerados que constituyen los niveles basales de los distintos afloramientos son rocas masivas, con matriz abundante entre los cantos angulosos los cuales generalmente contactan entre sí, y que no muestran ordenamiento interno. Se pueden asignar, por tanto, a la facies A_1 de **Walker y Mutti (1973) y Mutti y Ricci-Lucchi (1975)** y debieron depositar por procesos de flujos de cantos cohesivos (cf. **Rodríguez-Fernández, 1982**). Hacia los niveles estratigráficos más altos va apareciendo progresivamente una estratificación en las brechas y conglomerados, a la vez que surge un cierto ordenamiento interno. Finalmente se puede constatar la presencia de secuencias estratificadas de brechas, areniscas y lutitas, que suelen formar ciclos de espesor y tamaño de grano decrecientes. Los estratos más potentes muestran una base conglomerática gradada que pasa a areniscas y lutitas con laminación paralela en la parte superior. Los estratos presentan bases netas, pero por lo general planas. Estos niveles se pueden asignar a la facies A_2 sobre todo, aunque también se reconocen facies A_3 y más raramente B_2. Los estratos de areniscas presentan bases netas con estructuras de corriente y de deformación por carga, y muestran secuencias de Bouma muy incompletas (Tab, por lo general); son por tanto, turbiditas proximales y se corresponden con facies C. Los tramos lutíticos silexíticos y tufíticos se corresponden esencialmente con la facies G, pero a ellos se pueden asociar facies F dada la presencia local de pliegues sinsedimentarios y el hecho de que muchas veces en las propias lutitas se reconozca una gradación e incluso estructuras turbidíticas.

La potencia de los distintos términos es extremadamente variable , incluso en un mismo afloramiento, al igual que la potencia total de todos ellos, que puede variar en pocos kilómetros desde apenas una decena de metros hasta más del centenar de metros (cf. p.e., **Mathis, 1974**).

2.4.- Fósiles y edad.

La edad Burdigaliense inferior del Grupo Viñuela puede considerarse bien establecida, de acuerdo con los trabajos realizados por autores precedentes y admitiendo como límite Aquitaniense-Burdigaliense el Biohorizonte de Primera Aparición de **Globigerinoides altiapertirus** BOLLI (**Molina, 1979**). Esta edad, ya establecida en el corte tipo de la Viñuela como "aquitano-burdigaliense" por **Boulin et al. (1973) y Mathis (1974)**, ha sido precisada por **Molina (1979)**, por **González-Donoso et al. (1982)** y por **Olivier (1984)** y concuerda con los resultados que se obtienen en otros afloramientos de la región de Málaga (**González-Donoso et al., 1981**), en la Formación Alamillos (**Rodríguez-Fernández, 1982**), en la Formación Fuente y en el miembro C de la Formación Frac del Corredor de Vélez Rubio (**Soediono, 1970, 1971; Geel, 1973; González-Donoso** y colaboradores, com. pers., 1986, y datos propios inéditos). En los niveles superiores del corte del Cortijo de Almoloya (**Rivière et al., 1980**; datos propios, cf. infra), en la Formación Alamo (**Rondeel, 1965**) y, por último, en la brecha basal del tramo de Murchas (**González-Donoso, 1977-78**). De acuerdo con la biozonación establecida por **Molina (1979)** todas las asociaciones de planctónicos encontrados en estos materiales se depositaron durante la zona de **G. altiaperturus**. En los términos estratigráficos más bajos se reconocen asociaciones de foraminíferos pertenecientes a la subzona de **G. altiaperturus** de este autor que equivale a la zona N5 de Blow, excepto tal vez la extrema base de ésta, mientras que los términos más altos las asociaciones pertenecen a la subzona de **G. subquadratus s.s.** que se corresponde aproximadamente con la zona N6 de Blow.

No me ha sido posible confirmar la edad Burdigaliense inferior de los niveles más altos de la Formación de las Millanas ya que los muestreos que he realizado han resultado ser azoicos. Tampoco han suministrado fauna determinable las muestras recogidas en los afloramientos existentes al NE de la Sierra de las Aguas ni en un corte levantado en el Complejo de Majiaza, en la carretera de Colmenar al Puerto de los Alazores, por lo que la atribución de estos terrenos al Grupo Viñuela se basa sólamente en sus características litológicas y su posición. En la Formación de San Pedro de Alcántara he recogido algo más de una treintena de muestras, azoicas en su práctica totalidad, aunque algunas de ellas han suministrado una microfauna mal conservada del Mioceno inferior.

- En el corte del Arroyo de la Leche han sido identificados:

Globigerina venezuelana HEDBERG
Globigerina gr. praebulloides BLOW
Globigerina woodi JENKYNS
Globoquadrina dehiscens (CHAPMAN, PARR y COLLINS)
Globorotalia (Turborotalia) siakensis (LE ROY)
Globorotalia (Turborotalia) pseudokugleri BLOW
Catapsydrax unicavus BOLLI,LOEBLICH y TAPPAN
Catapsydrax dissimilis dissimilis (CUSHMAN y BERMUDEZ)
Globigerinoides trilobus (REUSS)

Globigerinoides cf. primordius BLOW y BANNER

asociación que podría pertenecer al Aquitaniense superior o al Burdigaliense inferior bajo.

- En el afloramiento situado entre el rio Guadalmina y el Cerro de los Jaralillos, una muestra recogida en las proximidades del Cortijo del Marqués del Duero (UF183400) ha proporcionado:

Globigerina gr. praebulloides BLOW
Globigerina falconensis BLOW
Globigerinoides trilobus trilobus (REUSS)
Globigerinoides cf. subquadratus BRONNIMANN
Globoquadrina cf. baroemoenensis (LE ROY)
Globorotalia (Turborotalia) opima nana BOLLI
Globorotalia (Turborotalia) siakensis (LE ROY)
Globorotalia (Turborotalia) semivera (HORNIBROOK)

asociación que indica también una edad Aquitaniense superior o Burdigaliense inferior.

En el corte del Cortijo de la Almoloya, al O de Sierra Espuña, las muestras recogidas han suministrado la siguiente asociación:

Globigerina gr. praebulloides BLOW
Globigerina sellii (BOSSETTI)
Globigerina tripartita KOCK
Globigerina venezuelana HEDBERG
Globigerina woodi JENKINS
Globorotalia (Turborotalia)pseudokugleri BLOW
Globorotalia (Turborotalia) semivera (HORNIBROOK)
Globorotalia (Turborotalia) siakensis (LE ROY)
Catapsydrax dissimilis (CUSHMAN y BERMUDEZ)
Catapsydrax unicavus BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN
Globigerinoides primordius BLOW y BANNER
Globigerinoides altiaperturus BOLLI
Globigerinoides parawoodi KELLER
Globigerinoides gr. trilobus (REUSS)
Globoquadrina dehiscens (CHAPMAN, PARR y COLLINS)

Esta asociación indica la base del Burdigaliense inferior, subzona de Altiaperturus (Molina, 1979). Por debajo de los niveles que suministraron esta fauna, las muestras recogidas pertenecen ya al Grupo Ciudad Granada y suministran faunas del Aquitaniense "medio" (subzona de Semivera, de Molina (1979), lo que en principio sugiere la ausencia, por laguna estratigráfica, de los niveles del Aquitaniense "superior" subzona de Trilobus del mismo autor. No obstante, dado que a causa de la gran potencia del corte el espaciado entre las dos muestras más próximas de diferente edad era del orden de una veintena de metros y habida cuenta de la aparente transición litológica visible sobre el terreno, realicé un segundo muestreo mucho más apretado (cada 1'5 a

2m) cuyo contenido microfaunístico aún está pendiente de estudio por **J.M.González-Donoso** y colaboradores.

Conviene hacer un comentario especial a propósito de la Formación Espejos de la región de Vélez Rubio, que **Geel** (1973) considera equivalente a la Formación Fuente. Según **Soediono** (1970, 1971) y **Hermes** (1963, 1984), la Formación Espejos se habría depositado durante un ciclo posterior a la Formación Fuente, ya que reposaría en discordancia sobre ella y contendría una asociación microfaunística más reciente con **G. bisphaericus TODD**, microfósil que, según las biozonaciones recientes (cf. **Molina, 1979**) aparecería en el Burdigaliense "superior". Esta edad más reciente de la Formación Espejos fue ya sospechada por **Hermes (1963)**, autor que recientemente la ha atribuido al Serravalliense superior **(Hermes, 1984)**, sobre la base de la presencia de **Sphaeroidinellopsis subdehiscens (BLOW)**, entre otras formas; este mismo autor ha considerado que ciertos términos de la Formación Espejos de **Soediono (1971)** serían en realidad una brecha tectónica ligada a un accidente transcurrente, que ha denominado Brecha de Chirivel. Diversos datos paleontológicos obtenidos por González-Donoso y colaboradores (com. pers., 1986) en la región de Vélez Rubio-Chirivel también apoyan la edad algo más reciente de la Formación Espejos, aunque discrepan en ciertos detalle micropaleontológicos de los resultados obtenidos por **Hermes (1984)**. Una situación equivalente a la de la Formación Espejos, en lo que a la atribución de edad se refiere, la plantean los niveles bréchicos de la Formación Millanas, dada la ausencia o escasez de fauna característica **(González-Donoso et al., 1981)**, aunque por comparación con otras formaciones yo me siento inclinado a atribuirlos al Burdigaliense inferior al igual que los niveles margosos de su base.

2.5.- Interpretación sedimentaria y significado paleogeográfico.

La presencia de fósiles así como los datos mineralógicos derivados del estudio de las arcillas (existencia de esmectitas de neoformación cf. **Cabrerizo et al., 1984**) demuestran que los materiales del Grupo Viñuela se depositaron en condiciones marinas pelágicas. Si se tiene en cuenta esta conclusión preliminar, el hecho de que sean los primeros depósitos trangresivos y discordantes sobre las Zonas Internas, y sus características litológicas se ha de concluir que su depósito estuvo esencialmente determinado por procesos de flujo gravitacional de sedimentos **(Middleton y Hampton, 1973)**.

La presencia de caolinita en la fracción arcillosa evidencia que ciertas partes de las Zonas Internas se encontraban emergidas durante el Burdigaliense inferior y que sufrieron una alteración meteórica intensa en un clima cálido y húmedo. El carácter desordenado de la estructura de la caolinita así como la presencia de esmectitas de neoformación concuerdan con el carácter pelágico de los sedimentos e indican que el depósito tuvo lugar en un medio químicamente básico, según **Cabrerizo et al. (1984)**.

La rápidas variaciones de potencia el color oscuro de los sedimentos así como sus características sedimentológicas sugieren que el depósito se produjo en cuecas relativamente pequeñas mal aireadas, aisladas unas de otras y tectónicamente muy móviles, lo que debió favorecer el depósito en masa de sedimentos, principalmente por procesos de flujo de cantos probablemente cohesivos (**Rodríguez-Fernández, 1982**) pero también por desplomes submarinos y corrientes de turbidez. En su conjunto presentan características de depósitos proximales, pero dada la poca manifiesta ordenación en ciclos parece poco probable que estos depósitos se originaran en abanicos submarinos bien organizados. Algunos ciclos positivos existentes en la parte alta de las brechas podrían sugerir, no obstante, procesos de relleno de canal.

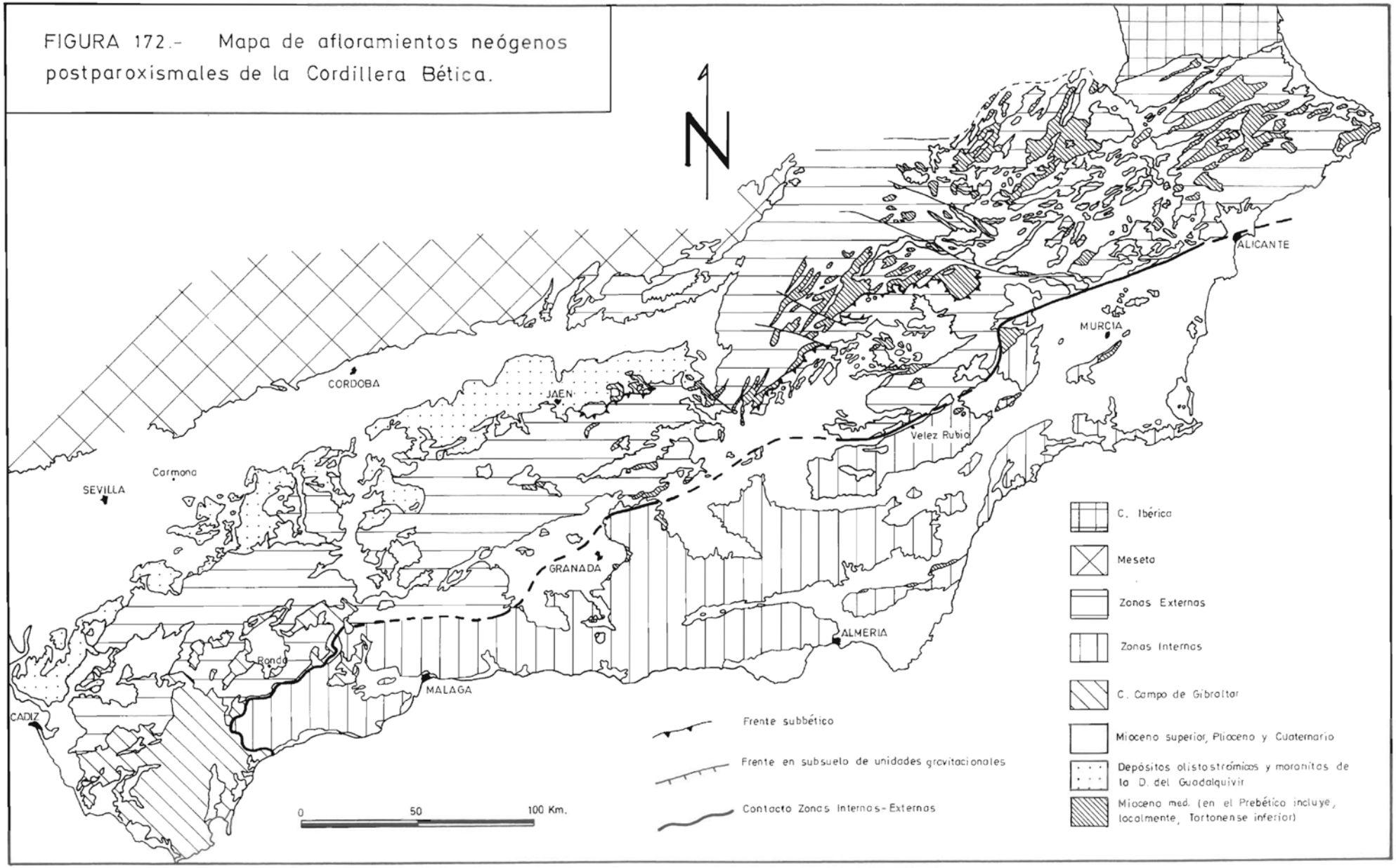
La evolución estratigráfica general de las secuencias estratigráficas y la desaparición hacia arriba de los niveles groseros sugiere una disminución de la actividad tectónica sinsedimentaria. La aparición de las tobas y silexitas se pudo relacionar con un volcanismo contemporáneo de caracter ácido de acuerdo con **Chauve et al. (1973)** que según las dataciones radiométricas de **Bellon et al. (1983)** habría ocurrido entre 19 y 22 millones de años, lo cual concuerda con los datos bioestratigráficos (**Ryan et al., 1974**). Aunque la presencia de productos de origen volcánico ha sido puesta en entredicha por **Galán et al. (1984)** y la mineralogía de las tobas podría explicarse por causas exclusivamente sedimentarias según estos autores, resulta difícil explicar la localización temporal de estas rocas particulares así como su gran repartición areal en las cordilleras alpinas del Mediterráneo occidental (**Rivière et al., 1977; Wezel, 1977**), si no se admite, en alguna medida, el aporte vulcanosedimentario cuya existencia se puede explicar habida cuenta del contexto tectónico regional durante el Mioceno inferior.

3.- EL MIOCENO MEDIO, S.L.: LOS MATERIALES DEL BURDIGALIENSE SUPERIOR AL TORTONENSE BASAL.

3.1.- Introducción.

El reconocimiento de la historia geológica posterior al Burdigaliense inferior y, por tanto, de los sedimentos depositados durante el Mioceno medio s.l., esto es, entre la parte alta del Mioceno inferior y la baja del Mioceno superior, es fundamental para comprender la magnitud e inportancia de las deformaciones orogénicas a lo largo del contacto entre las Zonas Internas y las Externas, para fijar el cese definitivo de la actividad tectónica a lo largo de este accidente fundamental y, por consiguiente, para establecer la reconstrucción y evolución paleogeográfica preorogénica de las unidades implicadas en el mismo. Téngase en cuenta que el retrocabalgamiento del Complejo del Campo de Gibraltar sobre las Zonas Internas y las últimas etapas de la estructuración de los sectores internos de las Zonas Externas ocurrieron precisamente durante este intervalo de tiempo.

FIGURA 172.- Mapa de afloramientos neógenos postparoxismales de la Cordillera Bética.



La "muerte tectónica" del contacto entre las Zonas Internas y las Externas a la escala de la totalidad de la Cordillera se había producido ya, con certeza, en el Tortonense "inferior no basal", como se concluye de la observación de los depósitos de esta edad reposando en neta discordancia sobre las distintas unidades implicadas en dicho contacto y no perturbados por deformaciones más tardías. Esta discordancia se deduce al estudiar los rellenos sedimentarios de las grandes depresiones postorogénicas del sector central y oriental de la Cordillera y se observa, en condiciones de exposición magníficas, en el Chorro. Sin embargo, los depósitos posteriores al Burdigaliense inferior y anteriores al Tortonense inferior no basal no existen en los sectores adyacentes al contacto entre las Zonas Internas y Externas, ni tampoco más internos, de la Cordillera Bética occidental. Más al E aparecen escasamente representados, implicados en este contacto, o bien en sus proximidades. He realizado observaciones personales en la región al N de Sierra Arana, el Corredor de Vélez Rubio y la región de Sierra Espuña así como en el Mioceno de los Pájaros (Alcalá de los Gazules; **Chauve 1968**), y he podido visitar otros afloramientos de materiales del Mioceno medio s.l., tanto sobre las Zonas Internas como sobre las Zonas Externas, en compañía de J. Rodríguez-Fernández y J.J. Hermes, en regiones estudiadas por ambos autores. La comparación de las características reconocibles en los diferentes afloramientos visitados y en los descritos en la bibliografía (véase, en particular, **Völk y Rondeel, 1964; Rondeel, 1967 Montenat, 1975, 1977; Ott d'Estevou, 1980**) ayuda a comprender la evolución tectónica a ambos lados del límite entre Zonas Internas y Externas, y conduce a conclusiones estratigráficas y paleogeográficas interesantes.

Existen netas diferencias en la litología, facies y, por tanto en los ambientes sedimentarios y la paleogeografía, en los terrenos del Mioceno medio s.l. situados a uno y otro lado del contacto entre Zonas Internas y Externas, aunque en todos los casos reposan en neta discordancia sobre los materiales más antiguos, ya que son posteriores al "paroxismo burdigaliense" (**Hermes, 1985**). No obstante, tanto unos como otros aparecen implicados y deformados, localmente con gran intensidad, a lo largo de accidentes importantes. Los situados sobre las Zonas Externas están constituídos predominantemente por sedimentos pelágicos margosos y algo silíceos y también calcareníticos, que se debieron depositar en el llamado "Estrecho Norbético" (**Colom, 1952**). Los situados sobre las Zonas Internas suelen estar esencialmente constituídos por sedimentos terrígenos y una parte de ellos se depositaron en ambientes continentales. Estos datos sugieren que la región del contacto entre las Zonas Internas y las Externas constituyó una barrera paleogeográfica importante durante el Mioceno medio s.l. No obstante, las diferencias entre los terrenos situados a uno y otro lado del mismo se atenúan en la región al O y NO de Sierra Espuña, donde los materiales del Mioceno medio presentan características externas, por lo que me referiré a ellos en el apartado dedicado a las Zonas Externas.

3.2.- El Mioceno medio s.l. sobre las Zonas Internas.

Ya he comentado más arriba que los depósitos de edad comprendida entre el Burdigaliense superior y el Tortonense basal, ambos inclusive, faltan por completo en las Zonas Internas de la Cordillera Bética occidental. Los primeros depósitos de dicha edad que se reconocen más al E aparecen en el sector central y luego en regiones más orientales (Fig. 172). En la figura 173 he propuesto una correlación entre los materiales reconocidos por diversos autores en diferentes puntos sobre la base de algunas observaciones propias rápidas y del análisis crítico de la bibliografía disponible. Esta correlación no es fácil de establecer, dado que los afloramientos suelen ser pequeños y fragmentarios, que suelen estar intensamente tectonizados, que las facies varían considerablemente de unos puntos a otros y, sobre todo, que las dataciones disponibles son muy escasas y se basan en distintas escalas bioestratigráficas. A pesar del carácter provisional e hipotético de la correlación propuesta, puede concluirse razonablemente que en las Zonas Internas se pueden distinguir, al menos, dos grandes ciclos sedimentarios durante el Mioceno medio s.l., que están separados entre sí por una superficie de discordancia de envergadura regional. El ciclo inferior está mal representado, con bastante probabilidad es complejo en el detalle y está constituido por sedimentos de características pelágicas, sobre todo margosos, pero a veces areniscosos, conglomeráticos o incluso calcareníticos. El ciclo superior está mejor representado a la escala regional, ya que es más potente y está formado esencialmente por sedimentos terrígenos depositados en una variada gama de ambientes sedimentarios, que oscilaron entre los continentales o costeros y los marinos más o menos abiertos a las influencias pelágicas.

3.2.1.- El ciclo inferior.

El ciclo sedimentario más antiguo del Mioceno medio s.l. de las Zonas Internas está formado por sedimentos de edades comprendidas entre el Burdigaliense superior y el Serravalliense no superior. Estos materiales afloran en contados puntos y bastante tectonizados, lo que hace muy difícil establecer las relaciones estratigráficas con los otros materiales miocénicos, y la conexión entre los distintos afloramientos que ha de basarse sobre todo en la edad. Los términos más antiguos de este ciclo afloran en el Corredor de Vélez Rubio en la región de Aguilas y en la región de Níjar y Carboneras. Los de la región de Vélez Rubio se corresponden con la Formación Espejos, sensu **Soediono (1971) y Hermes (1963, 1984)**, no sensu **Geel (1973)**, ya que los terrenos que esta autora agrupó bajo esta denominación pertenecen al Grupo Viñuela (cf. 2.4.).

La Formación Espejos está constituída principalmente por brechas y conglomerados alimentados de cantos alpujárrides y maláguides a los que se asocian areniscas en parte turbidíticas de

composición equivalente, y lutitas calcáreas verdosas. Los materiales coetáneos de la región de Aguilas (**Montenat, 1975**) reposan sobre el sustrato bético mediante un contacto discordante jalonado por una brecha heterométrica de cantos principalmente dolomíticos con intercalaciones areniscosas rojizas y conglomeráticas, progresivamente más frecuentes hacia arriba, y han suministrado microfaunas con **Praeorbulina y Globigerinoides bisphaericus**, que se pueden asignar a la parte alta de la zona N8 de Blow, esto es el Langhense inferior. A estos niveles (**Montenat, 1975**) se asocian localmente olistolitos de materiales triásicos de procedencia subbética y otros tal vez procedentes del Complejo del Campo de Gibraltar. Microfaunas equivalente (N8 superior ha recogido también Montenat (1975) de unas margas limosas grises y verdosas con intercalaciones de arenas pardas, de origen turbidítico, a las que se asocian niveles de tobas y brechas volcánicas, en la Serrata de Níjar y en los alrededores de Carboneras.

En otros puntos, las asociaciones de foraminíferos planctónicos indican edades más recientes, ya que se caracterizan por la coexistencia de **Orbulina y Praeorbulina**, asociación que solo perduró durante la parte alta del Langhense y la base del Serravallense y que se corresponde aproximadamente con las zonas N9 y N10 de Blow. Así en el Barranco de Zaza (Valle de Lecrín) unas margas y margocalizas pelágicas de colores claros, ligeras y algo silíceas, han suministrado a **Estévez et al. (1985b)** esta misma asociación, junto con **G. praemenardii**, que sería característica de un Serravallense muy bajo, de acuerdo con la discusión bioestratigráfica incluída en **Estévez et al. (1984)**. Una asociación equivalente es la que se reconoce en los limos y margas de la ladrillería de Lanjarón (**Rodríguez-Fernández, 1982**) y también en las margas y areniscas margosas con pasadas conglomeráticas existentes al S de Murcia, que han sido incluidas en la Formación Garres por **Montenat (1975, 1977) y Núñez et al. (1976)**.

En todos los casos hasta ahora citados estos sedimentos se depositaron en medios marinos netamente pelágicos, probablemente a una cierta profundidad y a los que llegaban aportes terrígenos mediante flujos gravitacionales, sobre todo de turbidez. Estos flujos gravitacionales de sedimentos fueron, en general, poco importantes durante el Langhense y Serravallense más bajo, pero durante el Burdigaliense superior alcanzaron localmente (Formación Espejos) un desarrollo notable, lo que sugiere además que la inestabilidad tectónica contemporánea debió ser mayor que en tiempos posteriores. Pero también existen otros sedimentos que, por su posición estratigráfica, pueden ser correlacionados con los más arriba citados y que, sin embargo, presentan características que sugieren que su depósito tuvo lugar en ambientes marinos más someros. Tal es el caso, como ha sugerido **Rodríguez-Fernández (1982)**, de los conglomerados y areniscas con bancos de ostreas, calcarenitas, margas grises y pardas y arrecifes coralinos del Valle de Lecrín, que **González-Donoso (1977-78)** incluyó en su "Tramo de Muchas", o de los conglomerados y areniscas rojas coronados por calizas de Lithotam nium de las depresiones de Vera y Sorbas, que

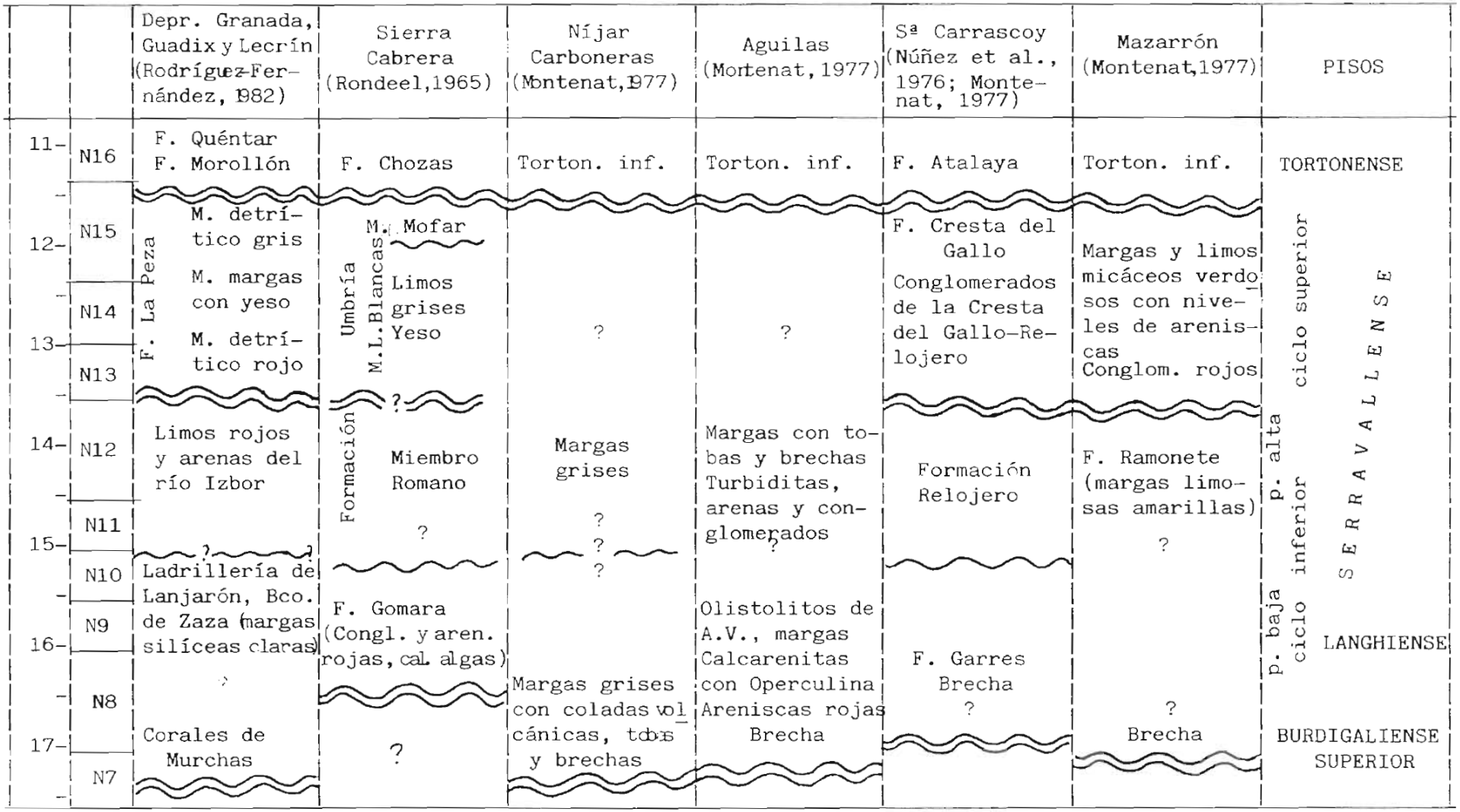


Figura 173. El Mioceno medio s. l. sobre las Zonas Internas.

Völk y Rondeel (1964) y Rondeel (1965) incluyeron en la Formación Gomara.

Algunos de los materiales más arriba citados aparecen separados de otros que se le superponen estratigráficamente, y que también pertenecen a este ciclo inferior, mediante una discordancia cuya importancia regional resulta difícil evaluar. En otros casos estos otros materiales aparecen completamente desligados de los anteriores, en general pinzados en accidentes tectónicos y su edad más reciente se pone de manifiesto mediante datación paleontológica. Así la Formación Gomara soporta, en discordancia, al Miembro Romano de la Formación Umbría (**Volk y Rondeel, 1964**) formado por una reducida secuencia de conglomerados y areniscas conglomeráticas con pasadas lutíticas, que contienen foraminíferos planctónicos (**Rondeel, 1965**) que se pueden atribuir al intervalo N10-N13, de Blow. También mediante una discordancia reposa, sobre las margas con areniscas y conglomerados de la región de Aguilas (Castillo de Terreros), una sucesión de areniscas, conglomerados y lutitas turbidíticas que contienen foraminíferos planctónicos del Serravallense, a la que se asocian localmente coladas volcánicas que, de acuerdo con las dataciones de **Bellon et al. (1983)**, fueron emitidas hace unos 14 m.a. lo que, según las tablas de **Ryan et al. (1974) y Vass y Bagdasarjan (1978)**, equivale aproximadamente a la zona N12 de Blow, aunque según **Harland et al. (1982)** esta edad se correspondería con la zona N9. Normalmente, sin embargo, los sedimentos cuya edad está comprendida entre las zonas N10 y N13 de Blow (= zona de Mayeri en **Montenat, 1977**, aproximadamente), son de características parecidas a los del barranco de Zaza y equivalentes: se trata de margas limosas grises o amarillentas, con intercalaciones turbidíticas finas. **Nuñez et al. (1976) y Montenat (1975, 1977)** las han reconocido en la Formación Relojero, al S de Murcia, y este último autor también ha citado su presencia en la Rambla del Ramonete, cerca de Mazarrón, en la región de Cartagena y en las regiones de Níjar y Carboneras, siempre muy deformadas e implicadas en accidentes tectónicos compresivos (**Bousquet et al., 1976**). Pudiera ser que los limos y arenas rojas del río Izbor, datados por **González-Donoso (1977-78)** como del intervalo N11-N13, fueran equivalentes de los sedimentos más arriba citados.

En resumen, los sedimentos del ciclo inferior del Mioceno medio s.l. sobre las Zonas Internas se depositaron en condiciones francamente pelágicas en su mayor parte, probablemente en cuencas de dimensiones reducidas y tal vez tectónicamente móviles durante ciertas etapas, lo que pudo concionar el acúmulo local de turbiditas y mas tarde provocó el plegamiento de las secuencias previamente depositadas. Es bastante probable que estas cuencas se comunicaran con otras de mayores dimensiones y probablemente más profundas situadas sobre las Zonas Externas parcialmente tectonizadas, que formarían parte del Estrecho Norbético, como se deduce de la presencia, en el frente de las Zonas Internas al O y NO de Sierra Espuña, de sucesiones de características externas que describiré más adelante.

3.2.2.- El ciclo superior.

La existencia de una discordancia a la base estratigráfica de los materiales miocénicos incluídos en el ciclo superior se deduce fácilmente dado que estos terrenos son expansivos con respecto a los materiales infrayacentes y se sitúan a menudo directamente sobre el sustrato bético. No es frecuente, sin embargo, el que se observen las relaciones estratigráficas originales entre las formaciones del ciclo inferior y las del superior ya que en la mayor parte de los afloramientos tanto unas como otras suelen estar muy tectonizadas.

Los materiales incluídos en este ciclo superior se corresponden estrictamente con la Formación La Peza, definida por **Rodríguez-Fernández (1982)** y reconocida por este autor en las depresiones de Granada y Guadix, corredor de las Alpujarras y el Valle de los Guájares. Por sus características litológicas y posición estratigráfica pienso que se pueden asignar a este ciclo superior y, por tanto, correlacionar con la Formación La Peza, los siguientes materiales:

- Los incluídos por **Völk y Rondeel (1964) y Rondeel (1965)** en la Formación Umbría, en especial el Miembro Lomas Blancas de estos autores que aflora en las depresiones de Vera y Sorbas.

- Los conglomerados de la Cresta del Gallo o del Relojero de **Montenat (1975, 1977) y Nuñez et al. (1976)**, así como la parte baja y más areniscosa de la Formación Atalaya del primer autor denominada por los segundos Formación de la Cresta del Gallo. Todos éstos materiales afloran al S de Murcia.

- Los materiales "helvecienses" aflorantes entre Lorca y la Sierra de la Tercia y en diversos puntos a la periferia de esta Sierra, así como entre Lorca y Fuensanta, al SE del Pantano de Fuentes, que fueron cartografiados por **Kampschuur et al. (1974) y Baena et al (1977).**

- Los conglomerados y areniscas micáceas rojos y las margas micáceas descritas por **Montenat (1975)** en la región de Mazarrón, al S de la Sierra de las Moreras.

En todos los casos estas formaciones suelen ser bastante potentes, del orden de varios centenares de metros, y están constituidas por rocas detríticas derivadas esencialmente de la erosión de los terrenos metamórficos alpujárrides y, en particular, de las filitas de la Formación Tonosa, lo que les confiere un color gris característico, aunque a menudo adquieren tonalidades rojizas por rubefacción sinsedimentaria, especialmente en los niveles estratigráficos inferiores (miembro detrítico rojo de la Formación La Peza, conglomerados de la Cresta del Gallo y equivalentes de la región de Lorca-Sierra de la Tercia y de Mazarrón). También es característica la presencia de yeso, sobre todo en forma de segregaciones diagenéticas fibrosas en fracturas asociadas a los niveles de grano más fino de la

mitad inferior de la secuencia (miembro de margas con yeso de la Formación La Peza, parte baja del Miembro Lomas Blancas y de la Formación Cresta del Gallo) pero también como estratos bien diferenciados, a veces asociados a calizas lacustres con sílex (p.e. en el miembro detrítico gris de la Formación La Peza y también en el paquete de margas areniscas y conglomerados de la región de Lorca-Sierra de la Tercia, etc.). Pero sobre todo las litofacies más frecuentes y mejor representadas, son areniscas, conglomerados y lutitas de colores grises con eventuales pasadas rojizas (miembro detrítico gris de la Formación La Peza, Miembro Lomas Blancas y equivalentes de otras regiones).

Considerados en su conjunto, los materiales de este ciclo superior del Mioceno medio s.l., sufrieron una evolución sedimentaria regresivo-transgresiva, que se desarrolló a lo largo del Serravallense superior y el Tortonense basal. El ciclo comenzó verosímilmente con una regresión brusca, probablemente determinada por causas tectónicas, a consecuencia de lo cual se reactivó la erosión en las Zonas Internas y se inició el depósito de los conglomerados rojos basales en discordancia sobre los materiales previamente depositados, o sobre el sustrato, probablemente en condiciones marinas someras, a juzgar por la fauna bentónica que contienen estos niveles (**Rodríguez-Fernández, 1982**). Muy pocas dataciones han sido realizadas hasta ahora como para conocer con precisión la edad del comienzo de este ciclo, pero por su posición estratigráfica probablemente tuvo lugar durante el Serravallense "medio"; la presencia de fauna planctónica, asignable a la zona N14 de Blow, en la parte baja del Miembro Lomas Blancas (**Rondeel, 1965**) concuerda bastante bien con esta proposición. La restricción posterior de los ambientes sedimentarios permite explicar la llegada de sedimentos terrígenos en parte depositados en ambientes de tipo abanico aluvial (**Rodríguez-Fernández, 1982**) en cuyas áreas más distales se depositaban sedimentos finos asociados a calizas lacustres y yesos. Estas zonas lacustres, más alejadas de los relieves emisores de terrígenos, probablemente se relacionaban lateralmente con las áreas marinas, como lo demuestra la presencia local de foraminíferos en los sedimentos lutíticos de algunas regiones. Finalmente se inició una transgresión que determinó la nueva entrada general de los organismos marinos, primero bentónicos y propios de ambientes neríticos y luego planctónicos, a partir de los cuales es posible establecer que la parte alta del ciclo se depositó durante el Serravalliense más alto y la extrema base del Tortonense, coincidiendo con la zona N15 de Blow.

Rodríguez-Fernández (1982) ha puesto de manifiesto que el límite superior de la Formación La Peza es una superficie discordancia sobre la cual se depositaron sedimentos de edad Tortonense inferior, zona de Acostaensis de **Serrano (1979)**, esto es, de la zona N16 de Blow. Una discordancia de posición equivalente es la reconocida por **Völk y Rondeel (1964) y Rondeel (1965)** entre la Formación Umbría y la Formación Chozas y también por **Kampschuur et al. (1974)** al techo de los materiales asignados a este ciclo superior de la región de la Sierra de la Tercia y del Pantano de Fuentes, bajo unos conglomerados

y calcarenitas bioclásticas atribuídos al Tortonense inferior. En esta última región, sin embargo, los materiales del ciclo superior del Mioceno medio, s.l., localmente parecen concordantes con los terrenos más recientes que se les superponen, según **Kampschuur et al. (1974)**, y algo por el estilo sucede al S de Murcia, donde se puede reconocer un tránsito gradual, sin discontinuidad aparente, entre las areniscas y margas turbidíticas (Formación de la Cresta del Gallo de **Núñez et al., 1976**) cuya edad es Tortonense basal (N15 de Blow) y las margas de la Atalaya (**Montenat, 1977**) cuya edad es Tortonense inferior (zona N16).

3.3.- El Mioceno medio, s.l., de las Zonas Externas.

3.3.1.- Afloramientos. Posición tectónica.

Los materiales de edad comprendida entre el Burdigaliense superior y el Tortonense basal afloran en extensiones notables en las Zonas Externas sobre todo en los sectores más externos, y siempre bajo facies marinas. En la Zona Prebética ocupan grandes extensiones, principalmente bajo facies calizas de plataforma somera, y aparecen separadas del sustrato por una discontinuidad estratigráfica cuya importancia regional puede considerarse más o menos equivalente a la de otras discontinuidades más antiguas de la secuencia prebética; en otras palabras, estos materiales representan la sedimentación normal prebética durante el Mioceno medio, s.l. Por el contrario, en la Zona Subbética aparecen claramente desconectados de las secuencias estratigráficas más antiguas sobre las cuales reposan en neta discordancia ya que éstas fueron afectadas por una intensa fase de deformación durante el Burdigaliense inferior: el paroxismo burdigaliense de **Hermes (1985)**.

En los sectores más internos de las Zonas Externas los materiales del Mioceno medio, s.l., ocupan afloramientos de dimensiones relativamente pequeñas, que aparecen aislados unos de otros y que reposan sobre el sustrato plegado, aunque ellos mismos pueden haber sufrido deformaciones tectónicas localmente intensas. Tal es el caso del Mioceno de los Pájaros (**Chauve, 1968**), de la Formación de Alcalá la Real (**Rodríguez-Fernández, 1982**), de las Formaciones Moreda y Doña Marina (**Comas, 1978**), de la Formación Maíz (**Hermes, 1977b, 1985**) o del Mioceno de la región al NO de Sierra Espuña, que aunque se sitúa sobre materiales pertenecientes a las Zonas Internas, presenta características litoestratigráficas externas, razón por la que no me he referido a él en apartados anteriores. Todos estos materiales han sido considerados por lo general, esencialmente posteriores a las deformaciones tectónicas en la Zona Subbética. Sin embargo, los materiales coetáneos que afloran, extensamente además, en los sectores más externos del Subbético, adyacentes al Prebético y/o a la Depresión del Guadalquivir, se han desplazado conjuntamente con su sustrato subbético previamente deformado, sobre materiales del Mioceno medio s.l., situados en posición más externa e, incluso sobre materiales de la base del Mioceno superior, como han demostrado los estudios petroleros (Perconing,

1960-62; Martínez del Olmo et al., 1984; Portero y Alvaro, 1984) y los estudios geológico-regionales realizados en el frente subbético (Paquet, 1969; Jerez-Mir, 1973; Hoedemaecker, 1973; Sanz de Galdeano, 1973), por lo que tienen que ser considerados anteriores a la tectónica de mantos, al menos en sus últimas etapas. Esto equivale a decir que la posición original del Mioceno medio, s.l., de los sectores internos de las Zonas Externas ha debido variar notablemente con respecto a los sectores más externos a consecuencia de la últimas fases de deformación que han determinado movimientos de gran envergadura de importantes masas de los materiales que hoy constituyen la Cordillera. Estos movimientos pudieron haber afectado con intensidad al límite entre las Zonas Internas y Externas y afectaron, de hecho intensamente, al interior de las Zonas Internas (Sanz de Galdeano et al., 1985).

De los diferentes afloramientos del Mioceno medio, s.l., existentes sobre las Zonas Externas sólo he realizado observaciones y muestreos propios en algunos de los más internos en concreto en algunos de los existentes al N de Sierra Arana, en el Cerro de los Pájaros, al N de Alcalá de los Gazules (Cádiz) y también, en este caso sobre las Zonas Internas, al NO de Sierra Espuña. He tenido la oportunidad de reconocer rápidamente otros afloramientos (moronitas de las provincias de Cádiz y Sevilla), algunos de ellos en compañía de J. Rodríguez-Fernández (la Formación Alcalá la Real de este autor) de J.J. Hermes (la Formación Maíz y de Hermes, 1977a, aflorante al N de Vélez Blanco y la Formación Trieta de Hoedamaecker, 1973 , de la región de Moratalla), y de A. Estévez (Mioceno medio del Castillo de Alicante), que junto con los datos de la bibliografía (Jerez, 1973, 1979, y Montenat, 1975, 1977) me han ayudado a adquirir una visión de conjunto de la estratigrafía de estos materiales.

3.3.2.- Los sectores internos de las Zonas Externas.

3.3.2.1.- El Mioceno de Los Pájaros.

El Cerro de los Pájaros, situado al N de Alcalá de los Gazules, en la provincia de Cádiz, es el afloramiento más interno de materiales del Mioceno medio, s.l., de acuerdo con las atribuciones de edad propuestas por Chauve (1968), existente en la Cordillera Bética occidental. El mencionado autor, además de establecer su edad "Helveciense", puso de manifiesto sus características litológicas y estructuras principales.

Este afloramiento está constituido por areniscas calcáreas bioclásticas que contienen abundante cuarzo redondeado de procedencia numídica, que es evidentemente el producto de la erosión de las Areniscas del Aljibe que afloran extensamente en los alrededores. El material bioclástico está formado principalmente por algas rojas y briozoos, a los que se añaden, en cantidades menos importantes, otros

organismos neríticos como moluscos, foraminíferos bentónicos, etc. En el paisaje se ordenan en gruesos paquetes de diferente granulometría, contenido margoso y terrígeno, y espesor de estratos. Los paquetes más gruesos son más calcáreos y de tamaño de grano grueso (calcirrudita, a calcarenita gruesa), no presentan intercalaciones margosas y se ordenan en estratos potentes de estructura internas masiva o, a veces, con estratificación cruzada planar y/o en artesa. Los paquetes de menos espesor pueden estar constituidos por areniscas cuarzosas con matriz margosa o bien por calcarenitas de tamaño de grano menor y con mayor contaminación terrígena, y presentan intercalaciones de margas grises y azuladas bastante arenosas, de las que he podido recoger, en un corte levantado al S del Cerro, una fauna mal conservada de foraminíferos planctónicos, en la que se reconocen las especies que quedan recogidas en la figura 175 . Según **F. Serrano (com. pers., 1986)** la asociación presente en las muestras 1501 a 1503 con **G. menardii, T. siakensis y G. subquadratus** caracteriza el Serravallense "medio"; sin embargo, la muestra 1504, más baja en el corte levantado, contiene una microfauna mejor conservada con **T. acostaensis, G. merotumida** y formas próximas a **G. extremus y G. nepenthes**, lo que indica una edad Tortonense inferior no basal (N16). Parece claro, pues, que al menos una parte importante de la microfauna de la muestras anteriores está resedimentada (de hecho existe fauna abundante cretácica y paleógena), y que las calcarenitas del Cerro de los Pájaros pertenecen ya a la base del Mioceno superior.

El contacto inferior del Mioceno de los Pájaros con su sustrato, que está formado por Arcillas Variegadas pertenecientes al Complejo del Campo de Gibraltar ("unidad de Paterna" de **Chauve, 1968**) y por materiales triásicos subbéticos (Fig. 174), no es claramente visible sobre el terreno, a causa de los derrubios, y de los cultivos. **Chauve (1968)** lo interpretó como una superficie tectónica que determinaría el cepillamiento basal de esta formación miocénica, que se encuentra plegada formando una estructura sinclinal; este cepillamiento efectivamente se intuye al observar desde lejos estos materiales. Así pues, el Mioceno de los Pájaros, según las interpretaciones del mencionado autor sería una formación molásica "helveciense", depositada antes del final de los desplazamientos gravitacionales de las unidades alóctonas hacia la Depresión del Guadalquivir, a comienzos del Mioceno superior, lo cual habría determinado el cepillamiento tectónico de su base estratigráfica. Sin embargo, yo no excluiría tajantemente la posibilidad de que el aparente cepillamiento basal de las calcarenitas fuese de origen estratigráfico y estuviera determinado por un depósito no horizontal que hubiera condicionado al solapamiento y progradación sobre el fondo de la cuenca (downlap) de los cuerpos sedimentarios calcareníticos y cuarzosos, de forma anaáloga a lo que se observa en muchos perfiles sísmicos de reflexión **(Mitchum et al., 1977)**. Esta interpretación no se contradice con los rasgos generales del ambiente sedimentario que se deduce de la observación de las rocas, ya que éste debió ser la zona distal de una plataforma carbonatada en rampa, con fuerte influencia terrígena marginal procedente de las zonas emergidas adyacentes cuyas características serían análogas a las de los modelos deducidos por **Rodríguez-Fernández (1982, 1984)** para las calcarenitas equivalentes del Mioceno superior de otras regiones de la Cordillera.

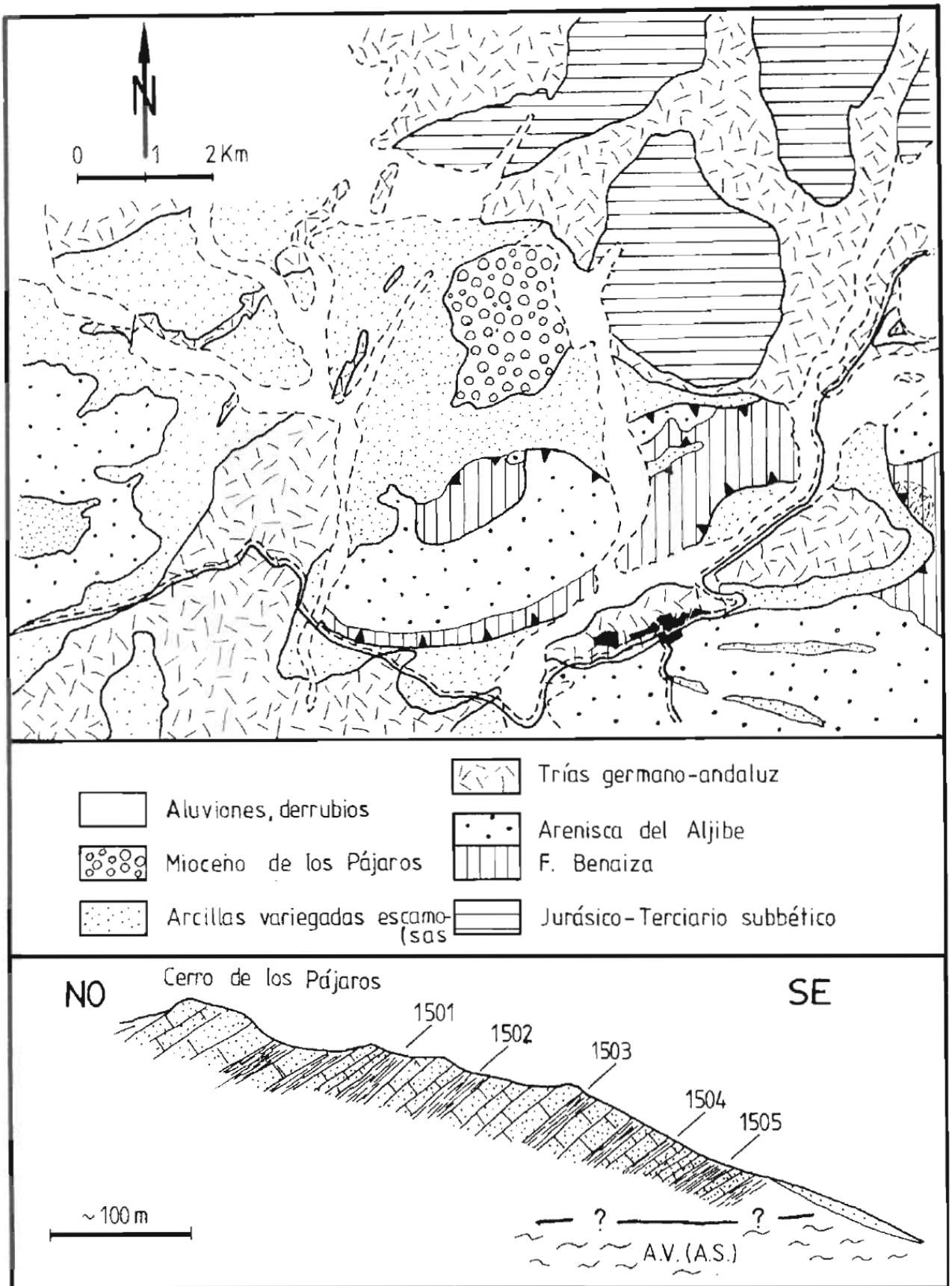
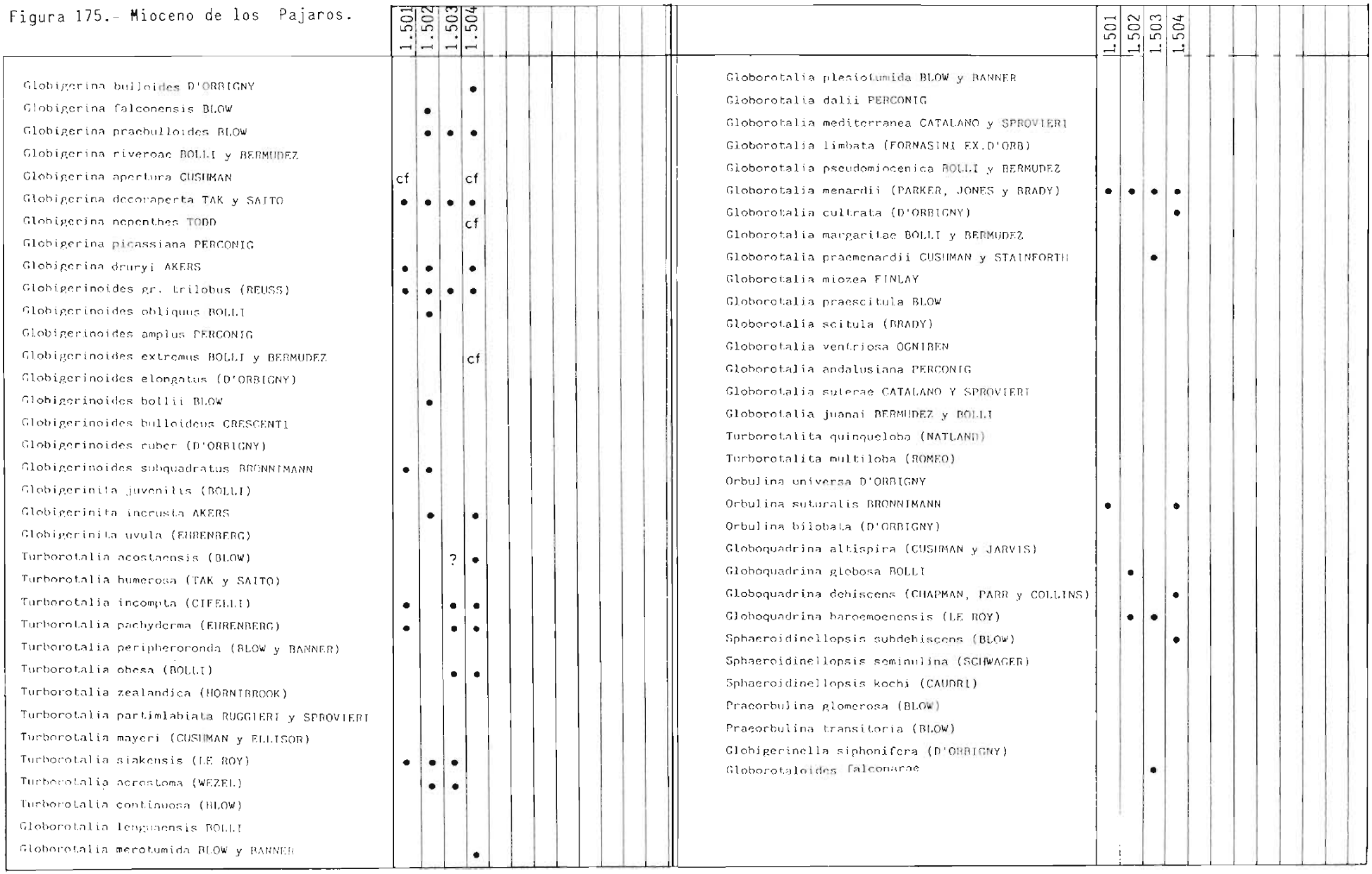


FIGURA 174.- Mapa geológico del Mioceno de los Pájaros y corte con la situación de las muestras de la Fig. 175.

Figura 175.- Mioceno de los Pajaros.



Chauve (1968) correlacionó el Mioceno de los Pájaros con el Mioceno de Beni-Issef, descrito por **Durand-Delga y Lespinasse** (1965) en el Rif. La atribución de estos materiales al Burdigaliense superior y Langhense sobre la base de una abundante fauna de foraminíferos planctónicos así como de cocolitos, y su litología margoso-conglomerática puestas de manifiesto por estudios recientes (**Didon y Feinberg, 1979**) permite poner en duda la mencionada correlación. El Mioceno de los Pájaros, sin embargo, probablemente es coetáneo con las formaciones de la Depresión del Guadalquivir que aparecen recubiertas por los olistostromas y unidades alóctonas del frente subbético (**Martínez del Olmo et al., 1984**).

3.3.2.2.- La región al N de Sierra Arana.

Al N de Sierra Arana (Fig. 176), a pocos kilómetros del frente de las Zonas Internas, los materiales del Mioceno medio, s.l., afloran en una cierta extensión. Forman parte de la Formación Moreda, descrita por **Comas (1978)**, así como de una serie de pequeñas depresiones constituyendo la informalmente definida Formación Rozuela, que fué dada a conocer en un trabajo prededente (**Estévez et al., 1984**).

La Formación Moreda reposa en neta discordancia sobre materiales subbéticos del Burdigaliense inferior (Formación Bogarre del Grupo Píñar) y otros más antiguos (**Comas, 1978**), está suavemente plegada y está constituida por materiales de edad Burdigaliense medio-superior a Langhense superior, según las dataciones de **Molina (1979)**. Por el contrario, no se reconoce con seguridad el sustrato estratigráfico de la Formación Rozuela, que aparece cabalgada por las dolomías del frente de Sierra Arana (Fig. 176) y cuya edad es Serravallense y Tortonense basal (**Estévez et al., 1984**).

La secuencia estratigráfica de la Formación Moreda presenta características litológicas equivalentes a la Formación Maíz, descrita por **Hermes (1977b)** al N de Vélez Blanco y cuya edad es similar. Ambas presentan una evolución sedimentaria transgresivo-regresiva que se desarrolló respectivamente, durante el Burdigaliense "medio" y "superior" (zonas de Stainforthi y Sicanus, de **Molina, 1979**, equivalentes aproximadamente a las zonas N7 y N8, parte baja, de **Blow, 1969**), el Langhense inferior (zona de **Glomerosa curva** = N8, parte alta) y el Langhense superior (aparición de **Orbulina** = N9), evolución que se deduce de la observación y datación de los tres tramos que las constituyen:

- El tramo inferior está constituido por margas y margocalizas limosas de colores blanquecinos y amarillentos, con abundantes foraminíferos planctónicos y espículas de espongiarios, que recuerdan a las moronitas de zonas más externas, y que intercalan paquetes de conglomerados y desplomes sinsedimentarios en sus niveles estratigráficos más bajos, producto de la erosión del sustrato subbético. Estos conglomerados evidencian la transgresión sobre el sustrato tectonizado y su

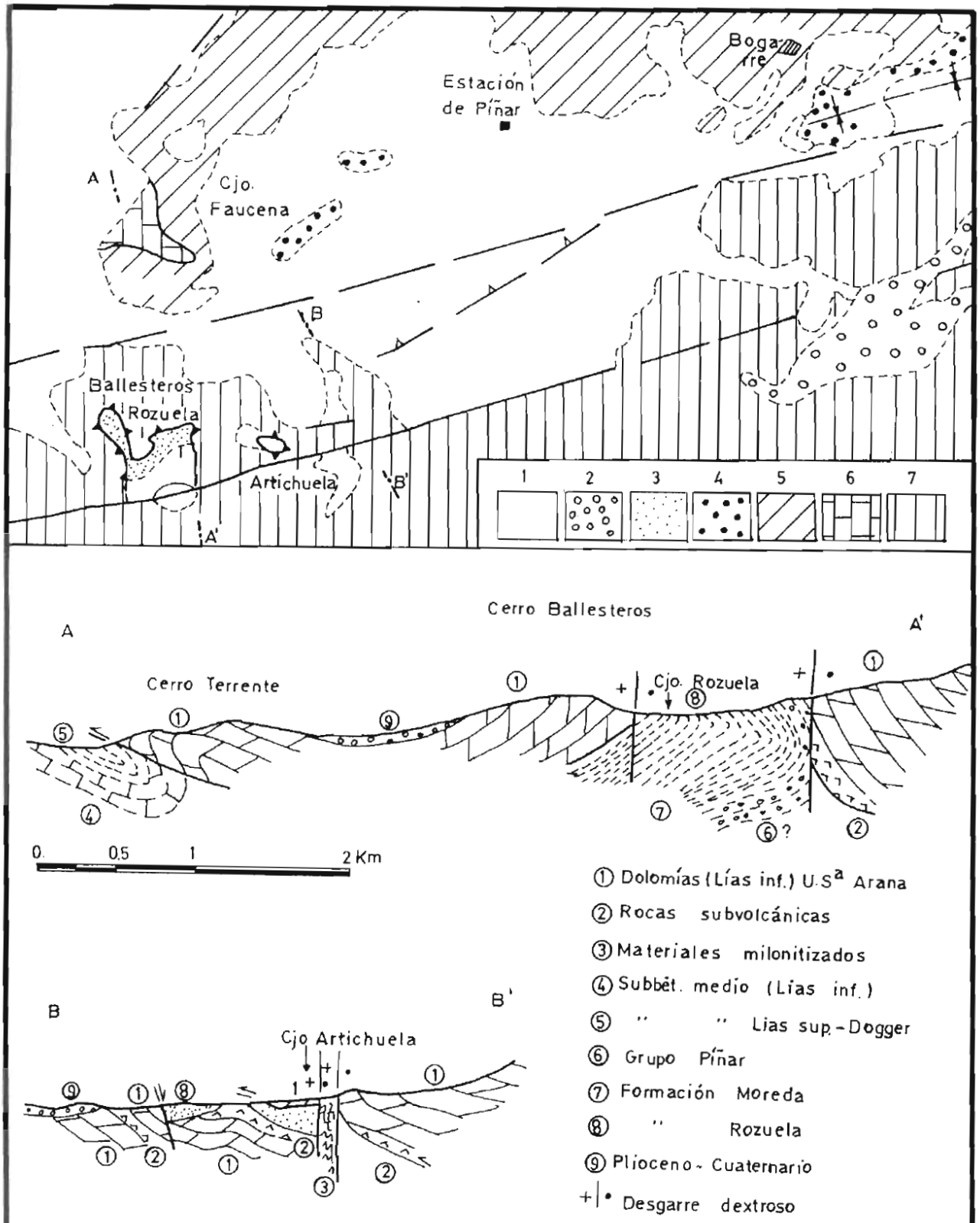


Fig. 176.- Las formaciones miocenas al N de Sª Arana. Leyenda del mapa: 1: Plioceno-Cuaternario, 2: Mioceno superior; 3: F. Rozuela (Serravallense-Tortonense basal); 4: F. Moreda (Burdigaliense-Langhiense); 5: Gr. Piñar (Oligoceno-Burdigaliense inf.); 6: Jurásico del Subbético medio; 7: U. de Sª Arana.

desaparición progresiva sugiere una disminución de la inestabilidad tectónica sinsedimentaria después de la fase tectónica del final del Burdigaliense inferior.

- El tramo intermedio, es el más potente, y está constituido por calcarenitas bioclásticas con intercalaciones margosas delgadas, que contienen abundante material terrígeno metamórfico de procedencia esencialmente alpujárride. Como ya señaló **Comas (1978)**, estas rocas están principalmente constituidas por material bioclástico de procedencia nerítica (algas rojas, briozoos, etc.) y no presentan abundantes estructuras sedimentarias primarias aunque puedan contener niveles gradados depositados por corrientes de turbidez, ciclos estrato y granodecrecientes y, estratificaciones cruzadas. En mi opinión son rocas depositadas en una rampa carbonatada, con influencia terrígena marginal, de características análogas a las de los modelos descritos por **Rodríguez-Fernández (1982, 1984)**. Un estudio sedimentológico detallado de estas rocas podría de manifiesto, con bastante probabilidad, diversos subamientes sedimentarios. Dentro de las calcarenitas existe una discordancia interna que fue señalada por **Comas (1978)**.

- El tramo superior está de nuevo formado por margas blanquecinas de aspecto moronítico y dentro de él aparecen las primeras orbulinas. Aflora bastante mal debido a recubrimientos y recientes y a la erosión, que impide reconocer si dentro de él están representados niveles estratigráficos postlanghenses. Su depósito se produjo en una zona más abierta y profunda, o en todo caso más apartada de las influencias terrígenas, que las calcarenitas infrayacentes.

A diferencia de lo que sucede en la Formación Moreda, los materiales de la Formación Rozuela son de edad esencialmente Serravallense. Afloran en una serie de pequeñas depresiones, en malas condiciones de exposición, y aparecen tectónicamente cabalgados por las dolomías de la falda septentrional de Sierra Arana en el Cerro Ballesteros y otros relieves adyacentes (Fig. 176). La Formación Rozuela está constituída por margas blanquecinas y amarillentas de apariencia moronítica, que contienen abundantes foraminíferos planctónicos y espículas de esponjas, y a las que se asocian algunas intercalaciones calcareníticas finas y conglomeráticas de cantos calcáreos subbéticos y terrígenos metamórficos derivados de las Zonas Internas. Al SE del Cortijo de la Rozuela unas calcarenitas y microconglomerados de características muy parecidas a las del tramo intermedio de la Formación Moreda alcanzan un desarrollo importante y reposan geométricamente sobre las margas, pero afloran muy aradas y en pésimas condiciones de exposición. Los reconocimientos efectuados sugieren que la relación entre las mencionadas calcarenitas y las margas de la Formación Rozuela son estratigráficas, y de los datos bioestratigráficos presentados por **Estévez et al. (1984)** se deduce que la edad de las primeras es más antigua que la de las segundas, por lo que la serie estratigráfica estaría invertida. En efecto, una muestra recogida al N del Cortijo de la Rozuela (VG312482; Fig. 176) ha suministrado una microfauna del Tortoniense "basal" (N15), con:

Globigerina venezuelana HEDBERG
Globigerina praebulloides BLOW,s.l.
Globigerina nepenthes TODD
Globigerina bulbosa LE ROY
Globigerina falconensis BLOW
Globigerinita incrusta AKERS
Orbulina universa d'ORBIGNY
Orbulina suturalis BRONNIMANN
Globigerinoides trilobus (REUSS), s.l.
Globigerinoides sp.cf. G. bollii BLOW
Globoquadrina baroemoenensis (LE ROY)
Globoquadrina larmeui AKERS
Globoquadrina dehiscens (CHAPMAN, PARR y COLLINS)
Globoquadrina globosa BOLLI
Globorotalia miozea FINLAY
Globorotalia praemenardii CUSHMAN y STAINFORTH
Globorotalia menardii (PARKER, JONES y BRADY, ex d'ORBIGNY)
Intermedios entre G. praemenardii y G. menardii
Turborotalia pachyderma (EHRENBERG)
Globigerinella siphonifera (d'ORBIGNY).

Otra muestra recogida al S del mencionado cortijo, situada topográficamente más alta que la anterior y bajo unos niveles calcareníticos de tipo Moreda, subhorizontales o ligeramente buzantes al SE (VG212482: Figura 176), ha suministrado una asociación de planctónicos cuya atribución a una biozona concreta resulta más dificil de efectuar pero que, en todo caso, resulta ser más antigua que la anterior (Estévez et al., 1984) y que está formada por las siguientes especies:

Globigerina praebulloides BLOW s.l.
Globigerina pseudociperoensis BLOW
Globigerina druryi AKERS
Globigerina sp. cf. G. falconensis BLOW
Globorotalia sp. (ver discusión en (Estévez et al., 1984)
Globorotalia miozea FINLAY
Globorotalia scitula (BRADY)
Turborotalia obesa (BOLLI)
Turborotalia mayeri (CUSHMAN Y ELLISOR)
Turborotalia siakensis (LE ROY)
Turborotalia peripheroronda BLOW y BANNER
Turborotalia gr. zealandica (HORNIBROOK)

Si las observaciones realizadas son correctas, la Formación Rozuela podría representar la continuación estratigráfica del tramo superior margoso de la Formación Moreda, que habría sido preservado de la erosión a consecuencia de la inversión de la serie y del cabalgamiento posterior de la unidad de Sierra Arana. En todo caso, hay que recordar que los afloramientos del Cortijo de la Rozuela y alrededores son los más internos que se reconocen en las Zonas externas Béticas, de

materiales marinos de edad Serravalliense y Tortonense basal. Sus características litológicas y su contenido microfósil evidencian que su depósito se produjo en condiciones pelágicas, probablemente en una cuenca de profundidades moderadas y a la que no llegaban aportes detríticos en cantidades importantes, al menos en los niveles más recientes de la sucesión.

3.3.2.3.- La región al NO de Sierra Espuña.

Una parte importante de la depresión conocida como "Zona Límite" de río Pliego después de los trabajos de **Paquet (1966, 1969)** está ocupada por materiales de edad Mioceno medio, s.l. Los afloramientos a los que me refiero ocupan la esquina NO de dicha zona, y forman una especie de triángulo que está limitado por el N por el accidente de Crevillente **(Foucault, 1974)** y cuyos vértices se situarían aproximadamente en Mula, Bullas y un punto situado al NO de la Loma Palomeque (Fig. 171). Estos materiales fueron cartografiados por **Paquet (1969)** y, más recientemente por **Velando y Paquet (1974) y Paquet et al. (1974)**, y han sido considerados posteriores a la tectónica de mantos en general y a la estructuración del límite, entre las Zonas Internas y Externas, en partícular (véase al respecto el mapa confeccionado por López-Garrido y Vera, que está incluído en **Azéma et al., 1979)**. Sin embargo esta conclusión puede ser cuestionada con una cierta base dado que la estratigrafía de **Paquet (1969)** parece inexacta en algunos puntos importantes, como ha sido señalado por **Montenat (1975)** y que la posición tectónica de los materiales en cuestión y sus relaciones con los terrenos adyacentes no han sido suficientemente bien establecidos en mi opinión. Las observaciones que he realizado en esta región y que expondré a continuación son aún bastante incompletas, por lo que se requieren estudios posteriores más detallados que contribuirán sin duda muy notablemente al esclarecimiento de su geología y a su encuadre dentro del contexto geológico regional. (1*)

La formación del Mioceno medio s.l., más extensamente representada al NO de Sierra Espuña ,está constituída por una potente sucesión predominantemente margosa de colores blanquecinos o amarillentos en superficie, grises o grises verdosos en corte fresco, que contiene niveles delgados de turbiditas terrígenas y en la que se intercalan dos gruesas barras calcareníticas formadas por materiales bioclásticos de procedencia nerítica y por abundantes terrígenos metamórficos producto de la erosión de las Zonas Internas. Las margas contienen una fauna abundante de foraminíferos planctónicos y espículas y son bastante silíceas sobre todo hacia la base, donde pueden intercalar paquetes de silexitas e incluso nódulos de sílex bien diferenciados. Estas rocas muestran, por tanto, las facies de las moronitas o albarizas. La sucesión presenta un aspecto de conjunto que recuerda más al Mioceno medio, s.l., de las Zonas Externas, en particular a la Formación Moreda y afines, que a los materiales coetáneos de las Zonas Internas, que suelen estar muy mal representados. No obstante, a diferencia de la Formación Moreda, en este caso la sucesión es más margosa y menos calcarenítica y los detritos derivan claramente de las Zonas Internas en su totalidad.

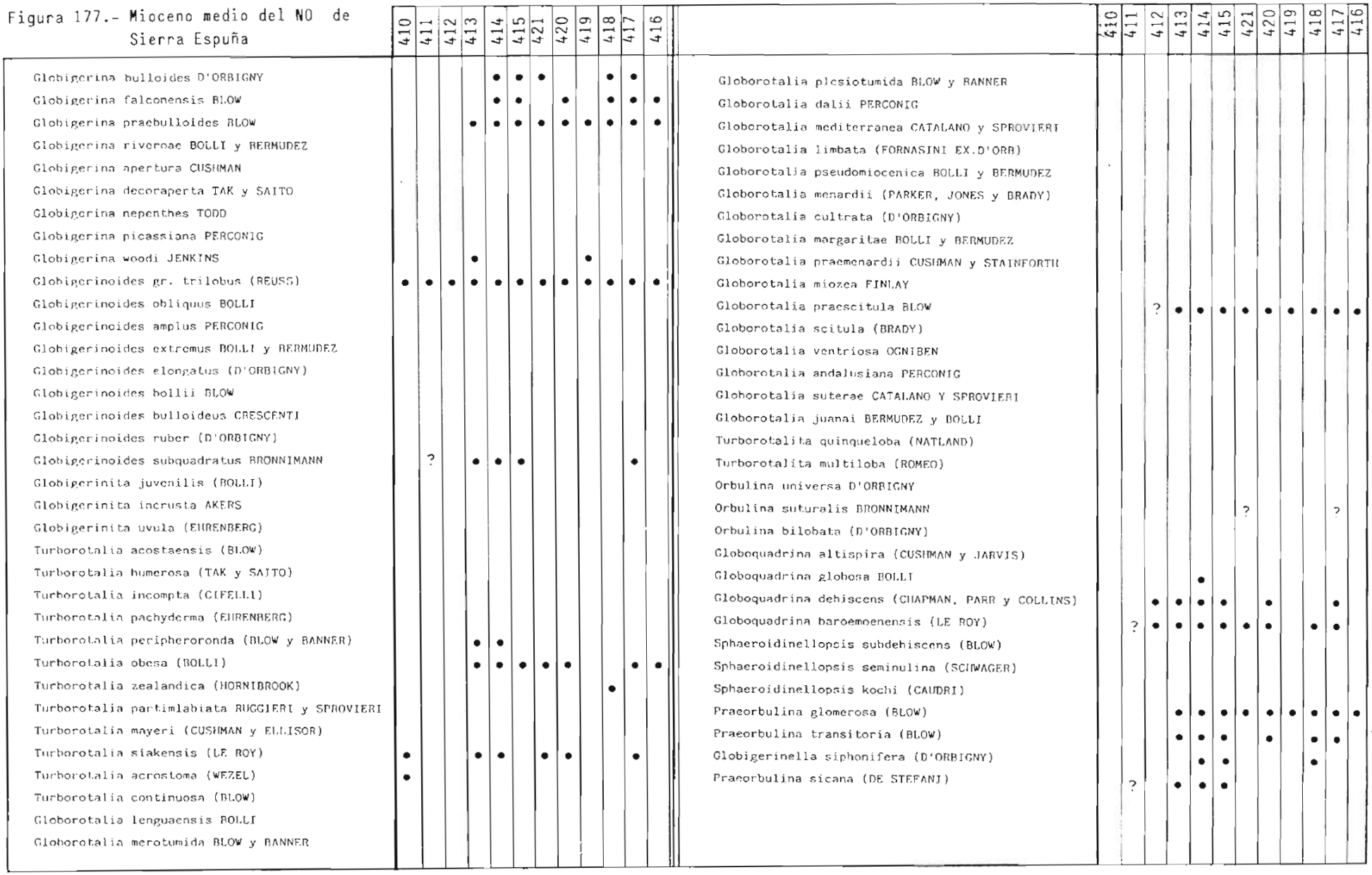
(*1) Nota del Autor (2022). Véase, en particular, la tesis doctoral de M. Martín-Martín(1996):http://hdl.handle.net/10481/54260

Esta formación reposa en discordancia cartográfica sobre la formación roja del Grupo Ciudad Granada, de la región de río Pliego, discordancia que se confirma también mediante el estudio de la microfauna de los cortes levantados (Figura 171), que pone de manifiesto la ausencia, en los materiales del Grupo Ciudad Granada, de los niveles del Aquitaniense superior y también porque no aparecen los niveles del Burdigaliense inferior, pertenecientes al Grupo Viñuela, que están bien representados más al S en la región del Cortijo de la Almoloya. Así pues, estos materiales del Mioceno medio s.l., de la región al NO de Sierra Espuña reposan estratigráficamente sobre terrenos pertenecientes a las Zonas Internas. Para **Paquet (1969)**, sin embargo, estos materiales también reposarían en discordancia sobre terrenos subbéticos, en concreto sobre las calizas oligocénicas de la unidad de la Sierra de la Peña Rubia y sobre las calizas detríticas "aquitanienses" de esta misma unidad, discordancia que sería bien visible en un corte a lo largo del barranco del Manzano, al NE de la Sierra de Ponce.

No me ha sido posible visitar el mencionado corte, pero es necesario recordar que **Montenat (1975)** ha puesto en duda la edad aquitaniense de las calizas detríticas y que las relaciones del conjunto formado con dichas rocas y por las calizas detríticas y que las relacionadas del conjunto formado por dichas rocas y por las calizas oligocénicas con los materiales infrayacentes son tectónicas según la cartografía del propio **Paquet (1969)**. Puedo asegurar, en todo caso, que al S del Barranco de la Zarzadilla el contacto entre los materiales miocénicos y los subbéticos es claramente tectónico y se efectúa mediante una superificie subvertical con características de falla de desgarre sinistrosa que hacia el S pasa a convertirse en un cabalgamiento cada vez mejor diferenciado, que acaba por determinar la neta superposición de las Zonas Externas sobre las formaciones miocénicas de las Zonas Internas, como se reconoce sn el corte del Cortijo de la Almoloya (véase también, **Hermes, 1978a, 1984; y De Smet, 1984b)**. Igualmente son tectónicas las relaciones a lo largo del límite septentrionales los afloramientos miocénicos, límite que coincide con la prolongación oriental del conocido accidente de Crevillente, **(Paquet, 1974; Foucault, 1974)**.

De las muestras recogidas en los cortes levantados (Fig. 171) ha sido posible extraer una fauna abundante y relactivamente bien conservada de foraminíferos planctónicos, entre los cuales se han reconocido las asociaciones que se muestran en la Fig. 177 . De acuerdo con estas asociaciones, la base estratigráfica del Mioceno medio, s.l., de la región al NE de Sierra Espuña pertenece al Burdigaliense superior, zona de Sicanus **(Molina, 1979)**, esto es, a la parte baja de la zona N8 de Blow. Al igual que sucedía en la Formación Moreda los niveles relacionados la primera barrada calcarenitas ya pertenecen al Langhiense inferior, zona de **Glomerosa** curva, **(Molina, 1979)**, esto es, a la parte alta de la zona N8 de Blow. En niveles más altos, a la base de la segunda barra calcarenítica , unos centenares de metros al N del

Figura 177.- Mioceno medio del NO de Sierra Espuña



Barranco de la Zarzadilla han aparecido algunos orbuliniformes cuyo deficiente estado de conservación impide determinar si pertenecen a **P. glomerosa** o a **Orbulina suturalis**, por lo que no se puede excluir taxativamente la presencia del Langhiense superior. Según **Montenat (1975)**, estos materiales suministran asociaciones del Serravalliense, que no han sido claramente identificados en mis muestras, tal vez por no haber muestreado los niveles estratigráficos más altos.

El interés de la revisión detallada de las formaciones miocénicas del NO de Sierra Espuña es muy grande, ya que en esta región se tiene uno de los registros sedimentarios más potentes y completos del Mioceno inferior y medio de la Cordillera Bética, con grandes posibilidades bioestratigráficas, y en una posición clave para comprender la evolución tectónica del límite entre las Zonas Internas y Externas.

3.3.3.- Los sectores externos de las Zonas Externas.

En los sectores externos de las Zonas Externas no he realizado estudios de los terrenos del Mioceno medio, s.l., pero he tenido la oportunidad de visitar varios afloramientos de moronitas en las provincias de Cadiz y Sevilla, y también, en compañía de J.J. Hermes y J. Rodríguez Fernández, el Mioceno medio de la región al N de Caravaca. Asímismo, A. Estévez me ha mostrado algunos cortes en Alicante. Sobre la base de estos breves reconocimientos y, sobre todo de los datos de autores precedentes (en especial **Chauve, 1968; Viguier, 1974; L. Jerez, 1979; Hoedemaecker, 1973 y Montenat, 1975, 1977**), me ha parecido interesante resumir brevemente las características del Mioceno medio de los sectores más externos de las Zonas Externas, a fin de completar la visión de la estratigrafía de la Cordillera Bética durante este intervalo de tiempo sintectónico, a cuya evolución paleogeográfica me referiré a continuación.

En la Zona Prebética, durante el intervalo de tiempo comprendido entre el Burdigaliense superior y el Tortonense basal se depositaron esencialmente calizas masivas y calcarenitas bioclásticas, constituidas por organismos neríticos (sobre todo algas rojas y briozoos) y depositadas en parte en ambientes de tipo arrecifal. Hacia los sectores internos aparecen episodios margosos con facies de moronitas, denominadas "tap" en la región de Alicante, cada vez más importantes, sobre todo durante el intervalo Burdigaliense "superior" a Serravallense "medio", que revelan el paso gradual a una zona más profunda con características de surco subsidente. Dentro de las secuencias prebéticas occidentales, **Jerez (1973, 1979)** ha puesto de manifiesto una discordancia interna intraserravalliense que, habida cuenta de las dataciones de este autor, se situó entre las zonas de Fohsi-fohsi y de Ruber de la biozonación de Bolli, esto es, aproximadamente hacia la zona N12 de Blow. Una discordancia equivalente ha sido reconocida por **Montenat (1977)** en el Prebético oriental, entre una sucesión margoso calcarenítica de edad esencialmente Langhense y Serravallense inferior

y una sucesión calcárea (calizas de Vinalopó) atribuida al Serravalliense superior.

En los sectores de la cuenca que se correspondieron con el dominio de las Unidades Intermedias y los sectores prebéticos más internos predominó una sedimentación margosa, con contados episodios calcareníticos: es el dominio de las facies de las moronitas albarizas o "tap", esto es, de rocas margosas o margocalizas blancas o amarillentas, poco pesadas y constituidas predominantemente por microorganismos planctónicos, tanto calcáreos (foraminíferos y cocolitos) como silíceos (espículas, radiolarios y diatomeas). En estos sectores la sedimentación del Mioceno medio, s.l., fue anterior a la deformación de la cuenca, mientras que en regiones algo más internas, la cuenca subbética había sido ya profundamente afectada por la fase de plegamiento intraburdigaliense: así, en los sectores más externos de la Cordillera Bética occidental las moronitas se depositaron sobre un sutrato tectonizado extensamente constituido por materiales triásicos de facies germano-andaluza (**Chauve, 1968; Viguier, 1974**), aunque las relaciones estratigráficas son siempre difíciles de reconocer debido a la litología margosa y a las perturbaciones tectónicas posteriores.

La inestabilidad tectónica sinsedimentaria en estos sectores fue especialmente manifiesta, como lo demuestra la presencia, e incluso la abundancia, de sedimentos gravitacionales, sobre todo olistostromas. Es interesante reconocer que, en la región de Moratalla, **Hoedemaecker (1978)** ha demostrado que el máximo de vertidas olistostrómicas a la cuenca se inició después de la zona N11 de Blow, coincidiendo aproximadamente con la formación de la discordancia que se reconoce en sectores prebéticos algo más externos, lo que sugiere una aceleración importante de la actividad tectónica durante esta edad. Las vertidas olistostrómicas acabaron por colmatar las cuencas al final del Serravallense y culminaron, en los sectores orientales con el cabalgamiento del frente subbético (**Hoedemaecker, 1973; Jerez, 1977; Hermes, 1977a, 1985**) y, en los sectores occidentales, con la individualización de la antefosa del Guadalquivir y el deslizamiento masivo hacia ella de las unidades externas (**Perconig, 1960-62; Chauve, 1968; Martínez del Olmo et al., 1984**) a comienzos del Mioceno superior.

3.4.- Los grandes rasgos paleogeográficos de la Cordillera Bética durante el Mioceno medio s.l.

De acuerdo con los datos que he ido exponiendo más arriba, en el intervalo de tiempo comprendido entre el Burdigaliense "superior" y el Tortonense "basal" se pueden diferenciar tres grandes dominios paleogeográficos: una zona de plataforma, relativamente estable, en posición externa; una cuenca profunda cuyo sustrato era en parte muy móvil, sobre todo en sus porciones internas; y, por último, el mas interno de estos dominios estaba formado por una serie de relieves separados por cuencas estrechas, delimitadas por accidentes tectónicamente muy activos.

La zona de plataforma era una región relativamente estable que coincidía con la Zona Prebética. En ella se depositaron sedimentos carbonatados de facies someras, a menudo de carácter arrecifal o pararrecifal, con pocos siliciclásticos y solo en cantidades menores aportes calcáreos producto de la erosión del sustrato prebético, salvo en determinados niveles estratigráficos (discordancia intraserravallense, p.e.).

La cuenca era una región longitudinalmente continua, que se ubicaba sobre los sectores más internos y aún no tectonizados del Prebético y las Unidades Intermedias, y sobre el Subbético, intensamente deformado durante la fase intraburdigaliense. Esta cuenca fué denominada por **Colom (1952)** el "Estrecho Norbético y era el asiento de una sedimentación margosa característica: la de las moronitas. En el Estrecho Norbético se pueden diferenciar dos subdominios diferentes. El más externo era el más continuo y subsidente y su sustrato se debía encontrar aún poco deformado; en él se depositaron, junto con las moronitas, avalanchas olistostrómicas y otros depósitos gravitacionales procedentes tanto de la plataforma prebética como, sobre todo, del frente de las unidades alóctonas subbéticas, en curso de deslizamiento submarino, acabaría por ser colmatado por dichos depósitos y, finalmente, ampliamente cabalgado por las unidades alóctonas subbéticas. Hacia los sectores más internos, la morfología del fondo de la cuenca se iba haciendo cada vez más irregular, dado que ésta había sido afectada por la fase tectónica burdigaliense y sería además tectonicamente móvil. Los sectores más internos del Estrecho Norbético estarían representados por una serie de cuencas menores, situadas entre altos formados por terrenos subbéticos plegados y delimitadas por fracturas, en las que a la sedimentación margosa autóctona se añadían sedimentos gravitacionales producto de la erosión de los relieves adyacentes y también facies calcareníticas depositadas en ambientes relativamente someros.

Raramente las moronitas aparecen bien representadas sobre las Zonas Internas. La región al NO de Sierra Espuña es, sin embargo, la excepción a esta regla ya que en ella estas facies afloran extensamente, lo que demuestra, por otra parte, la conexión paleogeográfica del Estrecho Norbético con los dominios sedimentarios ubicados sobre las Zonas Internas. Estas, probablemente estuvieron constituida por una serie de altos emergidos, entre los cuales se individualizan cuencas estrechas y subsidentes delimitadas por accidentes tectónicos, en las que se depositaron, en primer lugar, sedimentos marinos pelágicos y, más tarde, sedimentos principalmente terrígenos y en parte continentales.

Estudios recientes demuestran que muchas de estas cuencas menores formadas sobre un sustrato plegado, tanto en las Zonas Internas **(Sanz de Galdeano et al., 1985)** como en las Zonas Externas **(Hermes, 1985)** deben ser consideradas "cuencas de desgarre" (pull-apart basin: **Crowell, 1974 a,b; Mitchell y Reading, 1978; Ballance y Reading, 1980)**. De hecho, muchas de ellas están delimitadas por accidentes

transcurrentes de gran envergadura que han determinado tanto su individualización inicial como el ambiente tectónico reinante durante su relleno sedimentario y, finalmente, su plegamiento posterior.

4.- LAS FORMACIONES DEL MIOCENO SUPERIOR Y MAS RECIENTES.

Los terrenos posteriores al Tortonense "basal" son claramente posteriores a la estructuración definitiva del contacto entre las Zonas Internas y Externas, salvo en el extremo E de la Cordillera Bética oriental, donde este contacto ha sido reaprovechado por accidentes neotectónicos (**Bousquet et al., 1976**) algunos de los cuales son todavía activos. A la escala de la Cordillera fue en el Tortonense inferior cuando se individualizaron las grandes depresiones postorogénicas que se instalan sobre este contacto gracias a una tectónica de fallas con movimientos predominantemente verticales, aunque los movimientos transcurrentes continuaron con intensidad en algunas regiones (**Sanz de Galdeano et al., 1985**). Por esta razón, una vez constatado el carácter postectónico de los terrenos Tortonenses y más recientes no he realizado en ellos observaciones detalladas dado que su estudio de salía de los objetivos de este trabajo y que aquél ha sido recientemente realizado por **Rodríguez-Fernández (1982)**. Así pues, me limitaré a describir someramente sus características generales en el área cartografiada y prestaré una mayor atención al afloramiento de El Chorro, por sus excelentes posibilidades sedimentológicas. He agrupado a estas formaciones postectónicas en dos conjuntos de edad Mioceno superior y Plioceno-Cuaternario. A cada una de ellas me referiré a continuación.

4.1.- Mioceno superior.

El carácter netamente postectónico de las formaciones del Tortonense inferior sobre el contacto entre las Zonas Internas y Externas puede reconocerse claramente en las Depresiones de Granada y de Guadix-Baza. En la Depresión de Granada, en los alrededores de Alhama los conglomerados y calcarenitas del Tortonense inferior (no basal) cubren un paleorrelieve formado por las sucesiones estratigráficas de las unidades tectónicas intensamente deformadas que forman parte de dicho contacto (Rondaides de los Baños de Alhama), las cuales, además, aparecen en posición subvertical. Estos afloramientos tortonenses forman parte de cuencas sedimentarias más amplias cuyos rasgos paleogeográficos generales han sido establecidos por **Rodríguez-Fernández (1982)**.

La edad Tortonense inferior (N16 de Blow) del Mioceno transgresivo de la Depresión de Granada, del cual forman parte los materiales que fosilizan afloramientos rondaides de los Baños de Alhama, ha sido establecida mediante fósiles por **González-Donoso (1977-78)**. Por su parte, **Serrano (1979)** señaló las dificultades para

la datación del Mioceno de El Chorro y otros adyacentes a la región cartografiada (Hacho de Alora p.e.), aunque su edad Tortonense está fuera de dudas; no obstante, las características estratigráfico-sedimentológicas de al menos gran parte de los materiales miocénicos de El Chorro, se explican mejor teniendo en cuenta la situación paleogeográfica reinante durante el Tortonense inferior establecida por **Rodríguez-Fernández (1982).**

La discordancia reconocible en el afloramiento de El Chorro (Lám. 48) es una de las más espectaculares y mejor visibles de toda la Cordillera Bética. Los materiales miocénicos están formados por conglomerados y areniscas con contenido bioclástico muy variable dependiendo de los niveles, algunos de los cuales son lumaquélicos, que proceden de todas las formaciones y unidades tectónicas de las inmediaciones. Aparecen subhorizontales fosilizando un escarpado paleorrelieve, visible gracias a la erosión actual cuya paleotopografía se deduce al realizar un mapa de contornos e isopacas de la superficie basal del Mioceno (Fig. 178). Este paleorrelieve está labrado sobre diferentes unidades tectónicas cuya estratificación o esquistosidad, así como los contactos entre ellas, aparecen en posición subvertical. En él se puede distinguir una profunda depresión central, labrada por la erosión en los materiales blandos situados en el mismo contacto entre las Zonas Internas y las externas que pertenecen esencialmente al Complejo del Campo de Gibraltar. La depresión, cuyo carácter de fosa tectónica está avalado por la existencia de fallas normales de pequeñas dimensiones en el sustrato, así como en sus bordes, está limitada al NE por un escarpado relieve calcáreo excavado sobre el Penibético, y al S y SO por otro formado esencialmente por metapelitas alpujárrides. Los bordes de ambos relieves aparecen jalonados por grandes cantos y bloques que llegan a alcanzar dimensiones métricas y decamétricas.

Los conglomerados del Chorro forman estratos potentes, con bases claramente canalizadas y se ordenan formando ciclos bien visibles en el paisaje. Contienen abundantes estratificaciones cruzadas sobre todo en artesa, producto de la migración de grandes dunas arenosas y conglomeráticas (megarriples) preferentemente hacia el N y NO, según una estimación visual sobre el terreno aunque parece existir una apreciable dispersión en las paleocorrientes. Buenos ejemplos de estas estructuras se reconocen, entre otros muchos puntos, en los alrededores de la presa del Salto de la Encantada. También aparecen otras estructuras, como pliegues sinsedimentarios, debidos a deslizamientos submarinos, que ponen de manifiesto la existencia de pendientes tectónicamente activas durante el depósito; buenos ejemplos de estas estructuras he observado en la carretera del Pantano del Guadalteba a Gobantes. (Lám. 48, Foto 4)

Los fósiles que estas rocas contienen en abundancia (lamelibranquios, briozoos, algas rojas, etc.), ponen de manifiesto que su depósito se produjo en ambiente marino somero. Las estructuras

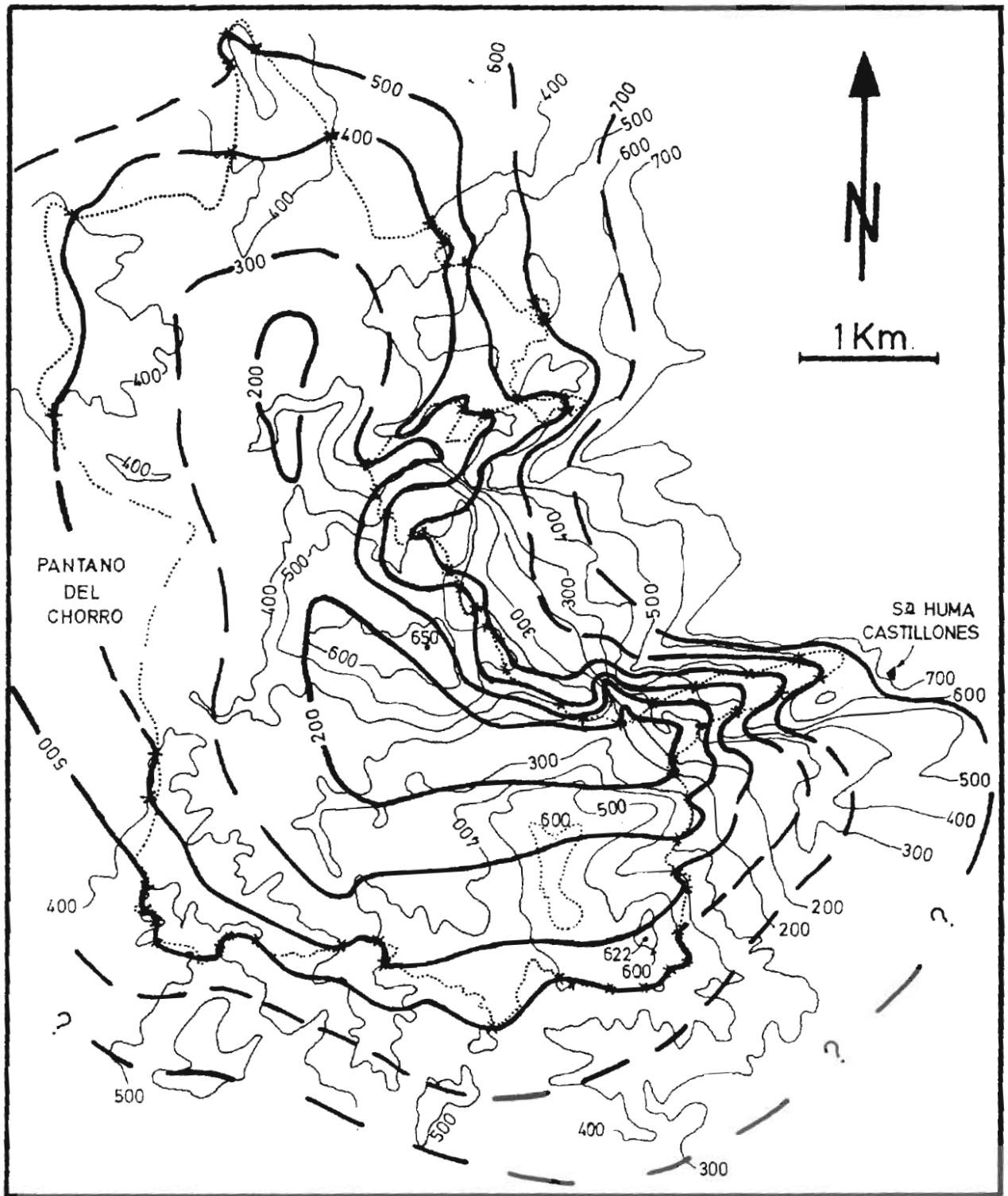


Figura 178. El paleorrelieve Tortonense de el Chorro: mapa de contornos de la base del Mioceno superior.

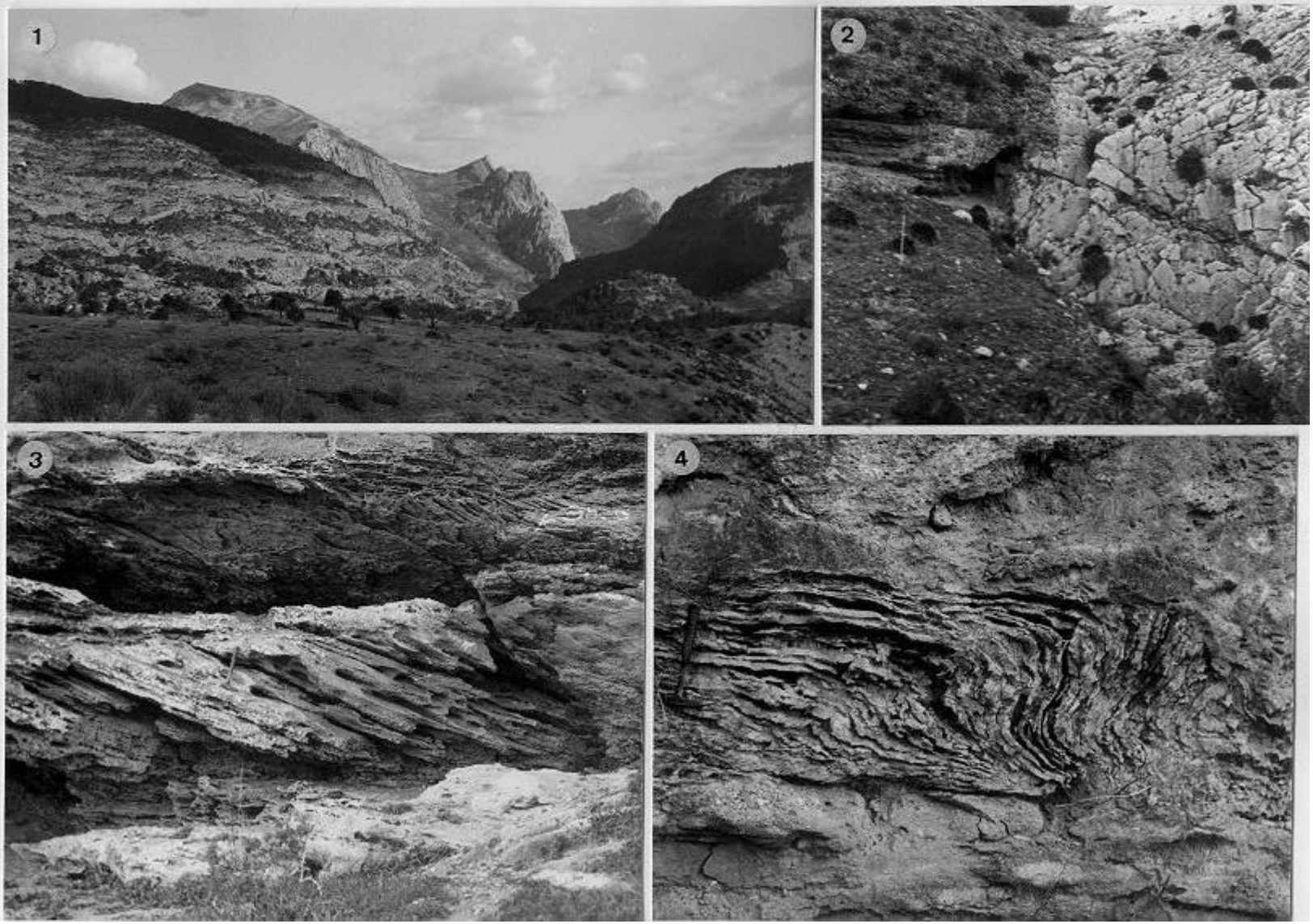
LAMINA 48

Foto 1.- Panorámica del contacto entre las Zonas Internas y las Externas en el Chorro. Por delante el Mioceno del Chorro. Obsérvese la estructura de la Sierra Huma (a la izquierda), la escama vertical de Castillones, la depresión ocupada por la F. Numidoide del Campo de Gibraltar y los crestones calcáreos del Veredón, la cobertera del Maláguide. En el Mioceno se aprecian las morfologías canalizadas de la base de los paquetes areniscosos y conglomeráticos.

Foto 2.- El paleoacantilado tortonense del Chorro: los conglomerados del Mioceno chocan contra las calizas verticales de la Formación Torcal.

Foto 3.- Estratificaciones cruzadas en las calcarenitas bioclásticas de la Presa del Salto de la Encantada. Obsérvese la bioturbación que afecta a algunas de las láminas cruzadas y al techo de los paquetes de láminas.

Foto 4.- Desplome sinsedimentario a favor de la pendiente de las láminas. El sentido del deslizamiento es desde el relieve hacia el interior de la cuenca. Carretera del pantano del Guadalteba a Gobantes.


1
2
3
4

sedimentarias y la litología grosera y heterométrica ponen de manifiesto una intensa acción de corrientes de gran energía que retrabajaban el fondo marino, cuya morfología debía estar en constante cambio debido a la migración de los cuerpos arenosos y conglomeráticos. La paleotopografía evidencia que el depósito se produjo en un brazo de mar subsidente con características de fosa tectónica limitado por relieves en curso de levantamiento que debían estar tallados por profundos barrancos labrados en pendientes pronunciadas, a través de los cuales llegaban grandes cantidades de sedimentos a la cuenca, cuyos bordes serían en muchos puntos, grandes acantilados. Estos aportes detríticos eran, más tarde intensamente retrabajados, clasificados y redistribuídos en la cuenca, por corrientes marinas tractivas de elevada energía que, asímismo, determinaban la destrucción de las conchas de los organismos neríticos y su mezcla con los sedimentos. La acción de estas corrientes, que probablemente estuvieron relacionadas con mareas vivas y con tormentas, no debió ser continua y permanente; en las épocas de calma el fondo marino debió ser rápidamente colonizado por los organismos epibentónicos, cuyos restos contribuyeron en cantidades notables a formar los sedimentos. El contexto sedimentario y geológico favorece un modelo deposicional en rampa, en un ambiente tectónico inestable; ambas hipótesis están avaladas, además, por la presencia de desplomes sinsedimentarios. La migración de los cuerpos sedimentarios se produjo, al parecer, sobre todo hacia el O y NO, al igual que sucede en otros puntos de la Cordillera Bética durante la misma edad, dado que el mar abierto, con influencias claramente atlánticas, se ubicaba en la Depresión del Guadalquivir.

El esbozo paleogeográfico más arriba presentado se puede resumir como sigue: el Mioceno de El Chorro se depositó en un mar epicontinental estrecho, limitado por relieves tectónicamente activos que se abría hacia el N y NO a zonas más profundas y que era temporalmente batido por intensas corrientes, mientras que en épocas de calma era el asiento de una variada gama de organismos bentónicos. Estas características se ajustan a los rasgos paleogeográficos generales establecidos por **Rodríguez-Fernández (1982)** para la Cordillera Bética, durante el Tortonense inferior.

4.2.- El Plioceno y el Cuaternario.

Los depósitos del Plioceno aparecen en dos regiones dentro del área cartografiada: al N del Torcal de Antequera y entre Alozaina y Casarabonela.

El Plioceno de la región al N del Torcal (Fig. 25) está formado por conglomerados gruesos de cantos bien rodados esencialmente calcáreos, entre los que abundan los de calizas con Microcodium. Estos conglomerados reposan en discordancia sobre el Trías de Antequera, sobre el Complejo del Campo de Gibraltar y sobre las calcarenitas,

margas y conglomerados del Tortonense superior de los alrededores de Antequera, y chocan mediante una falla con las calizas del Torcal. Son depósitos continentales que no han suministrado restos fósiles, por lo que su atribución al Plioceno y tal vez al Mioceno final (?) se basa en comparaciones puramente litológicas y en su posición estratigráfica (cf. Rodríguez-Fernández, 1982).

El Plioceno de la región entre Alozaina y Casarabonela (Fig. 170) se depositó en ambiente marino y presenta características análogas a las de los sedimentos que afloran ampliamente en la Hoya de Málaga, de los cuales representa la prolongación accidental, y también a las de los que afloran a lo largo de la Costa del Sol. Están constituidos por conglomerados, calcarenitas y margas discordantes sobre el sustrato, formado por materiales maláguides y del Complejo de Campo de Gibraltar. Se depositaron en un medio marino progresivamente más abierto al alejarse de los actuales relieves. Cerca de éstos predominan los conglomerados, que probablemente se depositaron en medios litorales o sublitorales. La edad de estos depósitos se ha establecido, mediante foraminíferos planctónicos, como Plioceno inferior (González-Donoso, com. pers., 1984). La presencia de estos materiales marinos a cotas superiores a 500 m. pone de manifiesto el importante levantamiento sufrido por la región en tiempos postpliocenos.

Entre los depósitos actuales y subactuales he diferenciado: aluviones, coluviones y derrubios; costras carbonatadas, travertinos y brechas cementadas; y, por último, deslizamientos de ladera. Los aluviones aparecen en los lechos de los cursos de agua. Dado el relieve pronunciado de la región cartografiada su extensión es muy limitada en los cauces de arroyos y barrancos y carecen de importancia cartográfica. Los coluviones y derrubios, por el contrario, afloran en mayores extensiones, al pie de los relieves más importantes. Se pueden distinguir unos derrubios más antiguos semiconsolidados y con una matriz rojiza, cuyos rasgos recuerdan a los de algunas brechas periglaciares, y unos derrubios sueltos - canchales - actuales. Además, algunos coluviones aparecen cementados y asociados a travertinos y costras calcáreas. Destacan los afloramientos de Jorox, los existentes al N de Alozaina y en Casarabonela, los situados al S de la Sierra de Alcaparaín y, sobre todo, los situados a la periferie del Torcal de Antequera, en especial al S del mismo, que afloran en grandes extensiones. La cementación de las brechas y el depósito de costras calcáreas de travertinos estuvo sin duda relacionado con antiguas surgencias de aguas calcáreas, a favor de las fallas y otros accidentes que delimitan a todos los relieves calcáreos a cuya falda se sitúan estos sedimentos.

Por lo que se refiere a los deslizamientos, se localizan prácticamente siempre sobre terrenos pertenecientes al Complejo del Campo de Gibraltar en particular las A.V. Los mas importantes son los que se reconocen al S de los Navazos, y del Torcal de Antequera, y entre este último relieve y las Sierras del Valle de Abdalajís.

C A P I T U L O 8:

TECTONICA

CAPITULO 8. TECTONICA

INDICE

1. INTRODUCCION. RELACIONES TECTONICAS GENERALES..... 841

2. ZONAS EXTERNAS..... 843
   2.1. Estructura interna del Penibético..... 843
      2.1.1. Rasgos generales de la estructura..... 843
      2.1.2. Descripción de las principales estructuras..... 843
         2.1.2.1. La Serranía de Ronda..... 845
         2.1.2.2. Las Sierras del Valle de Abdalajís y del Torcal..... 847
      2.1.3. Los accidentes transcurrentes y la tectónica de bloques..... 850
   2.2. El límite Penibético-Subbético medio y la estructura de las regiones subbéticas..... 855
      2.2.1. La región entre Sierra Tejeda y Almargen: significado tectónico del Trías de Antequera y de la región de la Alta Cadena..... 855
      2.2.2. El Corredor del Boyar y la región de Cañete la Real..... 858
      2.2.3. Sobre la estructura de las regiones subbéticas occidentales..... 859

3. ZONAS INTERNAS..... 861
   3.1. La estructura de la unidad de las Nieves..... 861
      3.1.1. Rasgos generales..... 861
      3.1.2. El sinclinal de la Torrecilla y las estructuras cizallantes asociadas en la Sierra de las Nieves.... 862
         3.1.2.1. El sinclinal de la Torrecilla en la Sierra de Tolox..... 862
         3.1.2.2. La estructura de la región del Picacho..... 865
         3.1.2.3. El sinclinal de la Torrecilla entre el Cerro Alcojona y los Cascajares..... 871
      3.1.3. La región entre Yunquera y Puerto Martínez..... 872
         3.1.3.1. Sobre la prolongación nororiental del sinclinal de la Torrecilla: aspectos generales..... 872
         3.1.3.2. Las laderas meridional y oriental de la Sierra Prieta..... 874
         3.1.3.3. El sinclinal tumbado de la Sierra Prieta... 877
         3.1.3.4. La Sierra Bonela..... 878
      3.1.4. La estructura de la unidad de las Nieves en la Sierra de Alcaparaín..... 880
         3.1.4.1. La terminación nororiental del sinclinal de la Torrecilla..... 880
         3.1.4.2. La escama superior dolomítica de la Sierra Alcaparaín..... 881

3.1.5. Otras estructuras de plegamiento..... 882
3.1.6. Accidentes transcurrentes y tectónica de bloques.... 883
3.2. La estructura de los Alpujárrides y Maláguides..... 886
3.2.1. Algunos aspectos de la estructura de los Alpujárrides occidentales..... 886
3.2.1.1. La estructura interna de la unidad de Yunquera..... 886
3.2.1.2. Sobre la estructura interna de la unidad de Blanca..... 889
3.2.1.3. La superficie de cabalgamiento de la unidad de los Reales..... 892
3.2.1.4. Las relaciones tectónicas entre las unidades de Blanca, Yunquera y los Reales..... 895
3.2.2. El corrimiento epiglíptico de los Alpujárrides sobre los Rondaides y su relación con el depósito de la Brecha de la Nava..... 897
3.2.3. Sobre la subdivisión tectónica de los Alpujárrides, las deformaciones sinmetamórficas y el sentido de los corrimientos..... 899
3.2.3.1. Estado de la cuestión..... 899
3.2.3.2. Los tres grandes mantos alpujárrides..... 903
3.2.3.3. Sobre la etapa inicial de apilamiento de los mantos y las deformaciones sinmetamórficas..... 905
3.2.3.4. Argumentos a favor de un desplazamiento hacia el NO de los mantos..... 907
3.2.4. Las unidades maláguides del frente de las Zonas Internas..... 912
3.2.5. Los accidentes posteriores a la tectónica de mantos en la Zona Bética occidental..... 915

4. EL CONTACTO ENTRE LAS ZONAS INTERNAS Y LAS EXTERNAS..... 918
4.1. Rasgos generales de su estructura..... 919
4.1.1. La Serranía de Ronda..... 920
4.1.2. El Corredor de Colmenar y la región de Alhama..... 922
4.1.3. Sierra Arana..... 923
4.1.4. El Corredor de Vélez Rubio-Sierra Espuña..... 923
4.2. Funcionamiento transcurrente del contacto entre las Zonas Internas y las Externas..... 924

5. LA CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES Y LOS GRANDES RASGOS DE LA EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA SINOROGENICA..... 926
5.1. Las grandes etapas de la evolución orogenica..... 926
5.2. La etapa orogénica paroxismal: la sucesión cronológica de los acontecimientos endógenos alpinos de la Cordillera Bética occidental..... 929
5.2.1. Edad de la primera fase de metamorfismo..... 930
5.2.2. Edad de la segunda fase de metamorfismo..... 931
5.2.3. Manifestaciones superficiales de la tectónica preparoxismal..... 931

5.3. La etapa paroxismal..... 932
5.3.1. El paroxismo aquitaniense o finiaquitaniense: la estructuración de las Zonas Internas..... 933
5.3.2. El paroxismo burdigaliense: la colisión de las Zonas Internas con las Externas..... 934
5.4. La etapa postparoxismal..... 936
5.4.1. Fases tectónicas y unidades tectosedimentarias.....
5.4.2. Significado paleogeográfico y paleotectónico del contacto entre las Zonas Internas y las Externas durante la etapa postparoxismal..... 938

CAPITULO 8. TECTONICA.

1.- INTRODUCCION. RELACIONES TECTONICAS GENERALES.

A lo largo de los capítulos anteriores he ido haciendo referencia reiterada a diversos aspectos de la estructura de las unidades estudiadas, bien porque ello era necesario para proceder a la descripción estratigráfica sintética de algunos elementos (véase, p.e., las unidades tipo Argüelles, Cap. 5, ap. 2.2; o la región de la Alta Cadena, Cap.3, ap.3.7.2., etc.) o bien porque era imprescindible para proponer un modelo de reconstrucción y evolución paleogeográfica dentro de alguno de los conjuntos tectono-paleogeográficos considerados (véase en concreto, los capítulos 4 y 5). Ello ha sido posible porque el conocimiento de los grandes rasgos de la estructura de los diferentes conjuntos tectónicos de la Cordillera Bética occidental esta suficientemente avanzado gracias a los trabajos de autores precedentes. En este capítulo me referiré a diversos aspectos de la estructura cuyo conocimiento es necesario para establecer etapas de la estructuración del contacto entre las Zonas Internas y Externas, hilo conductor de este trabajo, para aclarar las relaciones paleogeográficas existentes entre los grandes conjuntos tectónicos implicados en el mismo y para tener una idea mínimamente aproximada de la posición original de cada uno de ellos antes de las grandes perturbaciones orogénicas.

En la figura 11 están representadas las diferentes unidades tectónicas que aparecen en la Cordillera Bética occidental y a las que me he ido refiriendo en los capítulos anteriores. Los terrenos del Mioceno superior y más recientes son netamente postorogénicos, es decir, posteriores a las grandes pulsaciones tectónicas que han determinado movimientos importantes de masas de materiales, y comportado notables perturbaciones paleogeográficas a la escala de la Cordillera, si bien éstos han sido afectados por deformaciones localmente intensas en régimen tanto distensivo como compresivo, como han puesto de manifiesto diversos estudios neotectónicos (**Estévez y Sanz de Galdeano, 1980,1983, 1984; Estévez et al., 1976**). En discordancia por debajo de los terrenos del Mioceno superior aparecen los siguientes grandes conjuntos tectónicos que se corresponden con otras tantas entidades paleogeográficas preexistentes: el Subbético s.l. el Penibético, el Complejo del Campo de Gibraltar, los Rondaides, los Alpujárrides y los Maláguides, y también un sin número de pequeñas escamas tectónicas procedentes de cualquiera de los anteriores conjuntos, o bien de atribución problemática, que aparecen implicadas en el contacto entre las Zonas Internas y Externas.

El Subbético s.l. ocupa la posición más externa y presenta una estructura interna muy desorganizada en la que destaca la independencia tectónica de los terrenos triásicos y de los postriásicos. Por el contrario el Penibético posee una estructura interna bien organizada que más adelante describiré y puede considerarse como una ventana tectónica, dado que aflora sistemáticamente bajo terrenos alóctonos pertenecientes al Complejo del Campo de Gibraltar.

La estructuración del contacto Penibético-Subbético s. l. es claramente posterior a la superposición sobre el primero de los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar, como lo demuestra la implicación sistemática de estos últimos en dicho contacto. Por lo general los terrenos subbéticos retrocabalgan aunque en una magnitud limitada, sobre el conjunto Penibético + Complejo del Campo de Gibraltar, salvo en el Corredor del Boyar, donde el Penibético y el Subbético aparecen "enfrentados" existiendo entre ambos una zona intensísima deformación cuyo carácter de accidente transcurrente fue puesto de manifiesto por **Bourgois (1978)**.

Por lo que se refiere al Complejo del Campo de Gibraltar, ya señalé en el apartado 1.1. del capítulo 4 las diferentes posiciones tectónicas en las que aparece en la Cordillera Bética occidental, por lo que no insistiré sobre ello. Recordaré tan solo que, al igual que sucede en todas las cordilleras alpinas del Mediterráneo occidental, estos materiales aparecen fuertemente implicados y deformados en el contacto entre las Zonas Internas y Externas.

La estructura en grandes mantos de corrimiento, de las Zonas Internas es también conocida desde hace tiempo. En la Cordillera Bética occidental se reconocen básicamente cuatro grandes mantos que se agrupan en tres complejos tectónicos y paleogeográficos que, de abajo a arriba, son: los Rondaides, los Alpujárrides y los Maláguides. Los cuatro grandes mantos se corresponden con la unidad de las Nieves (Rondaides), el conjunto de las unidades de Yunquera y Blanca (Alpujárride inferior), la unidad de los Reales y elementos menores afines (Alpujárride superior) y los terrenos maláguides. Cada uno de estos grandes mantos presenta numerosas complicaciones locales, debido a la individualización de diversos elementos tectónicos menores, sea durante las diversas etapas de individualización y tralación de los mantos o sea a consecuencia de movimientos tectónicos posteriores.

Las complicaciones tectónicas se hacen especialmente manifiestas a lo largo del contacto entre las Zonas Internas y Externas, donde se constata una intensa fragmentación de todos los grandes conjuntos tectónicos implicados en el mismo que, a menudo, aparecen representados como escamas de reducidas dimensiones. Destacan, por su buena representación e importancia regional, las escamas de procedencia tectono-paleogeográfica rondaide, así como los materiales arcillosos del Complejo del Campo de Gibraltar, pero también se constata la presencia de elementos de procedencia maláguide y, en menor proporción, alpujárride.

Estos rasgos generales ponen de manifiesto, por una parte, que la estructuración de la Cordillera Bética occidental en general ha sido extremadamente compleja y claramente polifásica; por otra parte, justifican plenamente el que el contacto entre las Zonas Internas y Externas sea considerado como un accidente tectónico y, sobre todo, paleogeográfico, de importancia mayor, a diferencia de lo expresado recientemente por algún autor **(Megías, 1982b)**.

2.- ZONAS EXTERNAS.

2.1.- Estructura interna del Penibético.

2.1.1.- Rasgos generales de la estructura.

Gracias a la existencia de cartografías a escala 1:50.000 de todos los afloramientos del Penibético se puede afirmar que su estructura interna está bien conocida. Desde los trabajos, de Blumenthal (1930, 1933a, 1934a,b, etc.), más tarde completados por alemanes (Kockel, 1963; Dürr, 1967; Hoppe, 1968, 1972) franceses (Peyre, 1974; Bourgois, 1978) y españoles (Cruz-Sanjulián, 1974a; este trabajo), se sabe que el Penibético está afectado por un plegamiento concéntrico de estilo jurásico y por una densa red de fracturas.

Todos los autores han destacado el distinto comportamiento tectónico, determinado por las diferencias litológicas, entre los materiales calcáreos esencialmente jurásicos del Grupo Líbar y los margocalizos y margosos esencialmente cretácicos del Grupo Espartina. Los primeros determinan los grandes rasgos de la estructura: están notablemente fracturados y afectados por grandes pliegues cartográficos, relativamente suaves y a menudo en cofre, con bóvedas anticlinales subhorizontales que favorecen la aparición de relieves en mesa y de formas kársticas superficiales de tipo Torcal, mientras que, en los flancos de las estructuras más apretadas, la estratificación es subvertical y suele estar afectada por fallas inversas de gran ángulo y pequeño salto. Por el contrario, los materiales del Grupo Espartina aparecen intensamente replegados, de forma más o menos disarmónica, en el núcleo de los grandes sinclinales cartográficos, y pueden aparecer despegados de su sustrato estratigráfico mostrando una estructura completamente independiente de la de los materiales jurásicos (cf.p.e., Bourgois, 1978).

También se han puesto de manifiesto varios accidentes cabalgantes, que determinan superposiciones de magnitud relativamente limitada, pero que pueden alcanzar envergaduras kilométricas en algunas transversales. De igual forma, todos los autores han destacado la importancia de las fallas normales y de desgarre. A la tectónica de desgarre, o transcurrente, por su importancia en el Penibético, le dedicaré un apartado especial (cf. 2.1.3.).

2.1.2.- Descripción de las principales estructuras.

Las principales estructuras cartográficas del Penibético quedan recogidas en el esquema geológico de la figura 179 . El estudio de la deformación asociada a estas estructuras se puede apreciar en los cortes geológicos representados en las figuras 21 ; 180 . Lo que viene a continuación no es más que un comentario a las mencionadas figuras.

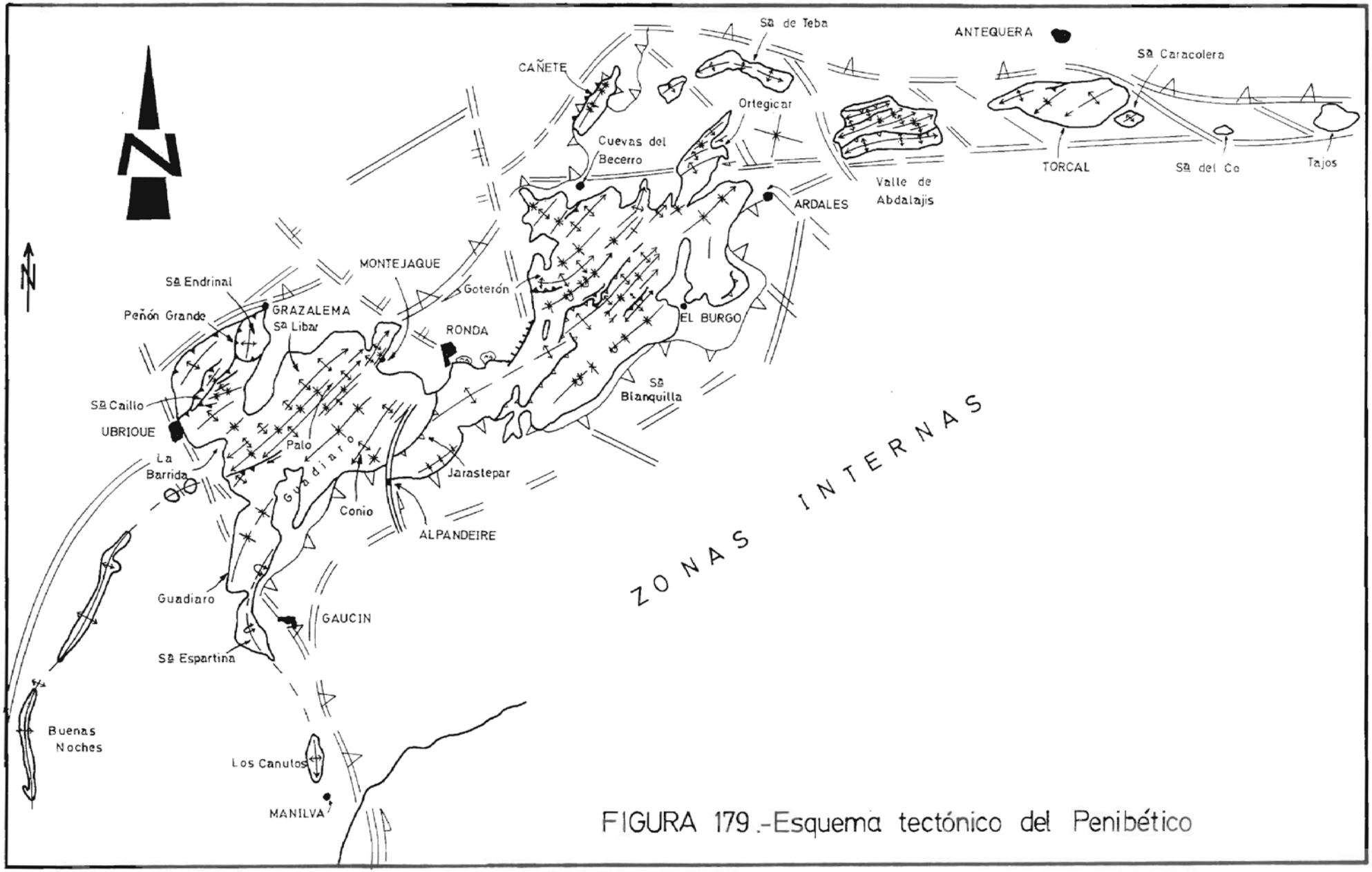


FIGURA 179.-Esquema tectónico del Penibético

En razón de su aislamiento cartográfico, me referiré en primer lugar a las estructuras reconocibles en la Serranía de Ronda. Después me referiré a las de los afloramientos más orientales del Torcal de Antequera y las Sierras del Valle de Abdalajís.

2.1.2.1.- La Serranía de Ronda.

Aunque las estructuras del Penibético de la Serrania de Ronda aparecen transversalmente interrumpidas por las formaciones postectónicas de la depresión miocénica de Ronda, una observación de los esquemas geológicos regionales (Fig. 13) permite constatar que, en esta extensa región, el Penibético aparece afectado por seis grandes alineaciones estructurales de dirección N40E ocupadas alternativamente por materiales del Grupo Líbar (y subordinadamente, salvo en las más internas, del Grupo Hidalga) y del Grupo Espartina. Las primeras coinciden con las alineaciones de los relieves principales, y pueden ser consideradas como anticlinorios; las segundas coinciden con las grandes áreas deprimidas entre los mencionados relieves y pueden ser consideradas como sinclinorios. Cada una de estas grandes estructuras está constituída por una sucesión más o menos apretada de anticlinales y sinclinales a los que se asocian algunos cabalgamientos y fallas de importancia variable según las transversales.

El anticlinorio más externo coincide con los relieves comprendidos entre Ubrique y Grazalema. Su estructura interna es complicada, en parte porque se desconocía hasta ahora la importancia de los paleorrelieves kársticos intracretácicos. Esencialmente presenta una estructura en fallas inversas y pliegues falla que individualizan la **escama del Peñón Grande-Salto del Cabrero** y la separan de las escamas que constituyen las Sierras del Caillo y del Endrinal, cuya estructura interna es anticlinal. Estos dos últimos relieves aparecen separados de la Sierra de Ubrique, que asímismo presenta una estructura anticlinal, por un estrecho sinclinal, en parte complicado por fallas inversas y de desgarre detrorsas de poco salto, por cuyo núcleo discurre La Manga de Villaluenga. En el gran **anticlinorio de Ubrique-Grazalema**, se reconocen las series más externas del Penibético, las cuales no aparecen representadas en regiones más orientales a no ser, tal vez, en los afloramientos de la ventana tectónica de Cañete la Real. Estos últimos presentan una estructura interna en sinclinal tumbado hacia el SE, (**Blumenthal, 1934; Kockel, 1963; Hoppe, 1972**) y aparecen cabalgados por la unidad de la Sierra de Cañete (**Hoppe, 1972**), con cuyo retrocabalgamiento cabe relacionar la inversión de las series penibéticas de la ventana de Cañete, como ya propuso **Kockel (1963)**, siguiendo a **Blumenthal (1934b)** (véase Fig. 69).

El **Sinclinorio de la Barrida** separa el anticlinorio de Ubrique-Grazalema del anticlinorio sobre el que se sitúan las Sierras de la región de Montejaque, Benaoján y Cortes de la Frontera. Esta última gran estructura se continúa al E del Mioceno superior de la depresión de Ronda, por las Sierras del Goterón y de los Merinos y sus

últimos vestigios aparecen en la Sierra de Ortegícar-Matagayar. La denominaré **anticlinorio de Líbar-Goterón**. Entre Cortes de la Frontera y Ronda aparece constituido por dos grandes anticlinales, de más de 15 km de corrida, que coinciden con las Sierras de Líbar y del Palo y que están separados por un sinclinal intermedio, igualmente largo, cuyos dos bordes aparecen localmente complicados por fallas inversas de poco salto y sobre el cual se asientan los Llanos de Líbar. Al S del Anticlinal del Palo, aparecen otros dos pliegues de menores dimensiones: el sinclinal de Benaoján y el anticlinal de la Cueva de la Pileta, cuyos bordes están, asímismo bastante complicados por fallas. Al NE de Ronda el anticlinorio de Líbar-Goterón está constituído por una sucesión de tres grandes anticlinales que coinciden respectivamente con el cerro de las Palomas, la Sierra del Colorado (cuyo borde N es una falla inversa de gran ángulo y la Sierra de los Merinos, que están separados unos de otros por estrechos sinclinales ocupados por rocas del Grupo Espartina. Estos pliegues muestran un hundimiento axial hacia el NE, que determina cierres periclinales, algo complicados por fallas normales. El borde meridional de la Sierra de los Merinos en la región del Goterón aparece afectado por un retrocabalgamiento cuya envergadura e importancia regional ha sido, en mi opinión, algo sobreestimada por **Bourgois (1978)**.

El **Sinclinorio del Guadiaro** separa el anticlinorio de Líbar-Goterón del **anticlinorio del Jarastepar-Sierra Blanquilla**, dentro del cual aparecen dos importantes superficies de cabalgamiento, **El cabalgamiento del Jarastepar** y el **cabalgamiento de Sierra Blanquilla**, que han determinado superposiciones de orden kilométrico. En el valle del río Guadiaro el plegamiento ha sido relativamente abierto, como lo demuestra la gran anchura de los afloramientos cretácicos y tan solo aparece interrumpido por los asomos anticlinales, también poco apretados, del Conio y las Utreras.

Al E de Ronda la estructura está mucho más apretada, como se constata en la región del Puerto del Viento, donde los dos flancos del sinclinorio aparecen invertidos y/o afectados por fallas inversas, aunque también se reconocen asomos anticlinales, en este caso muy fallados, como los del Cortijo del Boquerón.

La estructura interna del anticlinorio del Jarastepar-Sierra Blanquilla es compleja, entre otras razones porque los accidentes cabalgantes que lo atraviesan son algo oblicuos a los grandes pliegues cartográficos. El núcleo del anticlinorio está ocupado por los materiales triásicos penibéticos del SE de Ronda, que presentan una suave estructura anticlinal que se aprieta notablemente tanto hacia el E (anticlinal de Lifa) como hacia el O (anticlinal del arroyo de las Culebras), donde aparece cortado por los accidentes cabalgantes (fallas inversas de gran salto de Sierra Blanquilla y del Jarastepar, respectivamente. **Bourgois (1978)** utilizó estos accidentes para delimitar varias "unidades" dentro del Penibético.

Sin embargo aunque el salto de los accidentes es de una cierta envergadura, su importancia es limitada a la escala regio-

nal, ya que se constata su amortiguamiento progresivo hasta desaparecer, sin que rompan la unidad interna del Penibético, salvo con carácter local. Además, en mi opinión, **Bourgois (1978)** atribuyó una importancia exagerada a la magnitud de las superposiciones. En particular discrepo de la diferenciación de la "unidad del Arroyo de las Culebras" del mencionado autor, que aparecería supuestamente en ventana tectónica bajo su "unidad de Líbar-Goterón"; no me parece factible admitir el que los materiales cabalgantes del Jarastepar se continúen al otro lado del accidente transcurrente dextrorso de Alpandeire, definido por **Didon (1973)**, que presenta también un importante salto vertical con componente normal. Por el contrario, pienso, de acuerdo con el mapa y cortes de **Dürr (1967)**, que el cabalgamiento del Jarastepar, aunque importante (Fig. 21) es de una magnitud limitada, que apenas debe sobrepasar unos 2 km como máximo, según los datos cartográficos y estratigráficos regionales; de acuerdo con esta interpretación, los materiales jurásicos y cretácicos que afloran al O de la carretera de Ronda a Alpandeire deben ser considerados como la sucesión estratigráfica normal de los materiales triásicos-jurásicos del curso alto del arroyo de las Culebras, que han sido bajados por falla normal.

Una superposición de mayor envergadura (Fig.16 y 21), que alcanza los 4 kilómetros como máximo, es la determinada por el accidente de Sierra Blanquilla. La traza cartográfica de este accidente es más compleja que la del anterior. Al O coincide con la base de las Capas Rojas de la región al N de la Sierra del Oreganal, que se superponen directamente sobre los materiales triásicos del Grupo Hidalga, mientras que entre el Tajo de Pompeya y el Cortijo de Lifa coincide con una superficie subvertical inyectada de materiales del Keuper (Capas de Lifa) que divide en dos partes a los materiales jurásicos de Sierra Hidalga. A falta de un estudio estructural detallado resulta difícil interpretar esta superficie como una falla normal y/o de desgarre posterior al cabalgamiento o bien como la zona de raíz del mismo, aunque es probable que ambas hipótesis sean compatibles. Por el contrario, al N de Sierra Hidalga, el gran isleo del Cortijo de los Ballesteros reposa mediante un contacto subhorizontal sobre los materiales cabalgados, al igual que puede reconocerse al N y NO de Sierra Blanquilla, tanto a lo largo del contacto cabalgante frontal como en algunas pequeñas ventanas tectónicas, como la de los cortijos de Botina y Nilope, al S del km 14 de la carretera de Ronda a Coín. Hacia el NE, en el sector de la Mesa Juan se constata igualmente de forma clara la superposición subhorizontal que, no obstante, pierde rápidamente importancia hasta desaparecer en la región de Los Romerales, dentro de materiales del Grupo Espartina.

2.1.2.2.- Las Sierras del Valle de Abdalajís y del Torcal.

El aislamiento cartográfico de los afloramientos penibéticos existentes al E de la Serranía de Ronda no permite observar la continuidad de las grandes estructuras más arriba descritas. Describiré rápidamente, a continuación las grandes estructuras que se reconocen en las Sierras del Valle de Abdalajís y del Torcal.

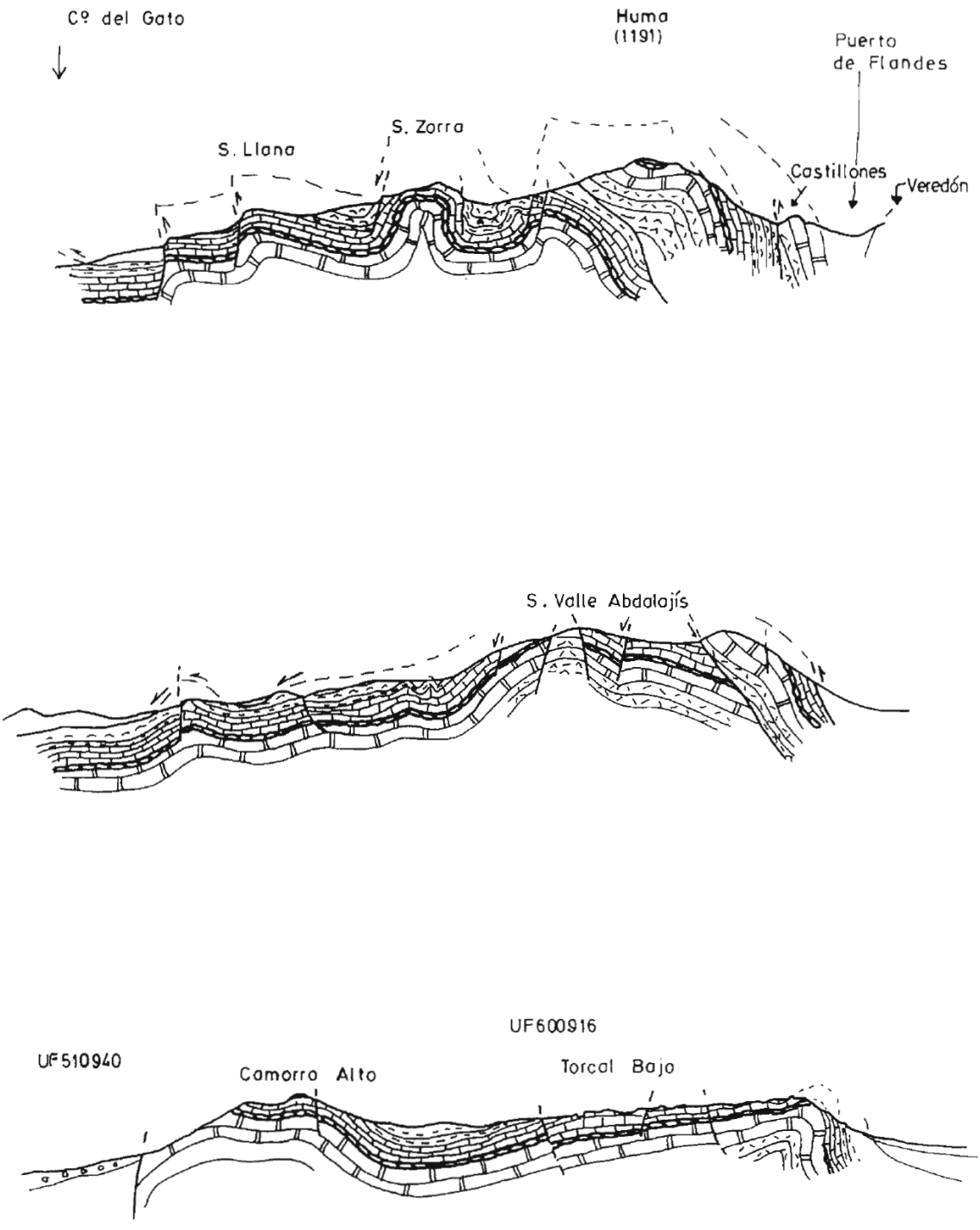


FIGURA 180. Cortes geológicos a través de las Sierras del Valle de Abdalajís y del Torcal (misma leyenda que la figura 21)

En el macizo formado por las Sierras del Valle de Abdalajís (Fig. 17) se reconoce una estructura interna más apretada en general, que en la Serranía de Ronda (Fig. 179). Los pliegues están estrechamente ligados a fallas inversas vergentes al N, de gran angulo o fallas subverticales de poco salto. La más importante de estas fallas y la que determina una superposición mayor, no superior a 1 km, en todo caso, individualiza una escama de la que forma parte la alineación más interna de relieves del macizo, en particular la Sierra Huma. Esta escama presenta una estructura de pliegue anticlinal en rodilla cuya parte alta describe un suave sinclinal, bien visible en el paisaje y que solo se ha preservado de la erosión en La Mesa de Sierra Huma (Fig. 180), mientras en la mayor parte de los puntos (El Chorro, Valle de Abdalagís) solo aparece el flanco subvertical. Observaciones microtectónicas locales (estrías, diaclasas) sugieren que esta escama ha tenido movimientos con una componente lateral dextrorsa apreciable, aunque no me es posible asegurar si el movimiento transcurrente fue sincrónico con el cabalgamiento o si fué posterior. Localmente, además, se constata un rejuego posterior como falla normal.

Al N de la falla inversa de Sierra Huma se observa una sucesión de sinclinales y anticlinales apretados, con flancos subverticales y laminados por fallas subverticales en cuyos planos se aprecian localmente, estrías subhorizontales, aunque presentan un salto principalmente apreciable en la vertical. Los ejes de estos pliegues tienden a hundirse y a dispersarse hacia el E (Fig. 179), donde se observan algunos cierres periclinales muy complicados por fallas.

La estructura de anticlinal en cofre del Torcal de Antequera (Fig. 180) es conocida desde antiguo. La posición subhorizontal de las capas y sus características litológicas así como una densa red de fracturas que se organiza en dos sistemas conjugados de dirección media N60E y N120E respectivamente, son los factores tectónicos que han determinado la formación de este relieve kárstico tan espectacular. Sin embargo, si además del Torcal en sentido estricto, se tienen encuenta los restantes afloramientos penibéticos adyacentes y contiguos al Torcal, como son las Sierras Pelada, Chimenea y Caracolera, la estructura de la región se complica (Fig. 180).

La Sierra Chimenea constituye una porción de un pliegue anticlinal, de dirección N60E cuyo flanco meridional buza hacia el SE y se continúa por un sinclinal de dirección equivalente (N40-60E) e inclinación axial hacia el SO, ocupado por sedimentos cretácicos (el sinclinal de los Navazos), al SE del cual se inician los relieves kársticos típicos del Torcal, labrados sobre todo en la bóveda subhorizontal de un nuevo anticlinal. Todas estas estructuras están cortadas por una falla de desgarre con importante salto vertical, que delimita por el N a los afloramientos penibéticos de la región y asociada a la cual se produce una verticalización muy marcada de los estratos al N del Torcal. Paralela a esta falla, en el Puerto de la Escaleruela (Caregüela), se reconoce una falla inversa de gran ángulo y salto vertical que pinza incluso a los materiales cretácicos (Fig.180).

En el límite meridional del Torcal se observa de nuevo una brusca verticalización de las capas e incluso inversión local de las mismas, también asociada a fallas subverticales con una componente inversa de vergencia al S, normal o de desgarre según los puntos. La depresión situada entre la Sierra Caracolea y el Torcal, ocupada en su mayor parte por terrenos pertenecientes al Complejo del Campo de Gibraltar, también presenta características de un sinclinal, complicado por fallas, cuya dirección (N40-60E) sería equivalente a la de otras estructuras más arriba descritas. En resumen, la dirección de alargamiento (E-O) del Torcal, no coincide con la dirección de las estructuras reconocible dentro del macizo, y ha sido determinada por una tectónica de fractura posterior.

2.1.3.- Los accidentes transcurrentes y la tectónica de bloques.

Una parte importante del Penibético no aflora en superficie, por hallarse cubierta bajo terrenos alóctonos pertenecientes al Complejo del Campo de Gibraltar. Su presencia en el subsuelo, sin embargo, está asegurada por la existencia de algunas ventanas tectónicas a favor de estructuras antiformes, como la de Los Canutos o la de la alineación del Peñón del Berrueco-Cerro de la Fantasía-Buenas Noches, y también ha sido confirmada mediante sondeos petrolíferos (Cerro Gordo: **Perconig, 1960-62**). Si teniendo en cuenta estos datos, se examina la distribución de los afloramientos del Penibético en superficie y se considera la estructura interna del mismo y de los terrenos alóctonos que se le superponen, así como la posición de determinados accidentes de importancia regional, se puede estimar razonablemente la posición de los límites del Penibético en profundidad, que se representan en la figura 179 . En esta figura se reconocen claramente varios hechos: a) la anchura del Penibético es tanto mayor cuanto más hacia el O; b) se observa una progresiva reorientación de las estructuras que, de situarse según la dirección N-S al N del Campo de Gibraltar, van rotando gradualmente hacia el E al desplazarse hacia los sectores más orientales; c) los límites externo e interno del Penibético tienden a coalescer al E del Puerto de las Pedrizas; y, por último, d) si se tiene en cuenta la forma de los afloramientos, la disposición cartográfica de las estructuras y de los terrenos suprapenibéticos, y las alineaciones que se observan en imágenes de satélite se deduce la existencia de una serie de accidentes transversos a las estructuras del Penibético, que determinan dentro del mismo una serie de bloques que se representan esquemáticamente en la figura 181 . Estos bloques se corresponden esencialmente con:

- Los terrenos penibéticos cubiertos bajo los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar al S de una línea que pasa por Ubrique y Gaucín.
- Los afloramientos de la Serranía de Ronda occidental.
- Los de la Serranía de Ronda oriental.
- La Sierra de Teba y los terrenos cubiertos por el Complejo del Campo de Gibraltar situados entre dicha Sierra y Ardales.

- Las Sierras del Valle de Abdalajís.
- El Torcal de Antequera y sus aledaños.
- La Sierra de Co.
- La región de Los Tajos (del Rey, de Sabar, etc.).

El examen y la comparación de las figuras 179 y 181 permite constatar que el tamaño de estos bloques penibéticos disminuye progresivamente hacia el E, al tiempo que se acentúa la complejidad de su estructura interna. Los cuatro bloques más orientales presentan, además, una neta forma romboidal en planta, siendo sus bordes aproximadamente paralelos a los dos sistemas conjugados de fracturas que se reconocen claramente, tanto sobre el terreno como en foto aérea y de satélite, en los materiales subhorizontales del Torcal (N40-60E y N100-120E).

Los accidentes que delimitan los bloques, determinan claramente la torsión de las estructuras de plegamiento penibéticas y la distribución de los afloramientos actuales de los terrenos en posición suprapenibética, sean alóctonos o postectónicos del Mioceno superior. También se puede constatar claramente que estos accidentes transversales afectan a los terrenos situados tanto al exterior como al interior del Penibético, determinando la distribución de sus estructuras y unidades internas. Por otra parte, su relación con los grandes sistemas de accidentes y fracturas de la Cordillera Bética, puestos de manifiesto por **Sanz de Galdeano (1983)**, resulta evidente.

Uno de estos accidentes transversos a las estructuras penibéticas debe determinar la desaparición del Penibético en profundidad al aproximarse al Estrecho de Gibraltar, dado que este importante dominio tectonopaleogeográfico no aparece representado ni siquiera en profundidad ni en el Campo de Gibraltar ni en el N de Africa, lo que ha sido confirmado mediante sondeos petrolíferos (Puerto de Ojén 1: 1750 m. Tarifa 2: 1171 m; Tarifa 1: 3023 m). Los datos de geología de superficie permiten pensar que este importante accidente regional debe discurrir aproximadamente a lo largo de una línea de dirección aproximada N120-130E que pasa al N de La Línea de la Concepción, más o menos a la altura de San Roque. Este accidente profundo ha determinado la dislocación de la estructura y el arrastre hacia el NO de una porción importante del Manto Numídico o del Aljibe, según puso de manifiesto **Didon (1966)**, lo que sugiere que debe haber funcionado como una falla transcurrente dextrorsa después de la superposición tectónica sobre el Penibético del Complejo del Campo de Gibraltar.

El accidente que delimita el **Bloque penibético del Campo de Gibraltar** del **Bloque de la Serranía de Ronda occidental** coincide con una línea de dirección N140-150E que pasa aproximadamente por Ubrique y Gaucín y que se prolonga más allá de ambas localidades. Este accidente tiene una importante componente normal ya que ha determinado el hundimiento del bloque meridional del Penibético y la posición actual del límite de los grandes afloramientos del Complejo del Campo de Gibraltar, pero también muestra una componente transcurren-

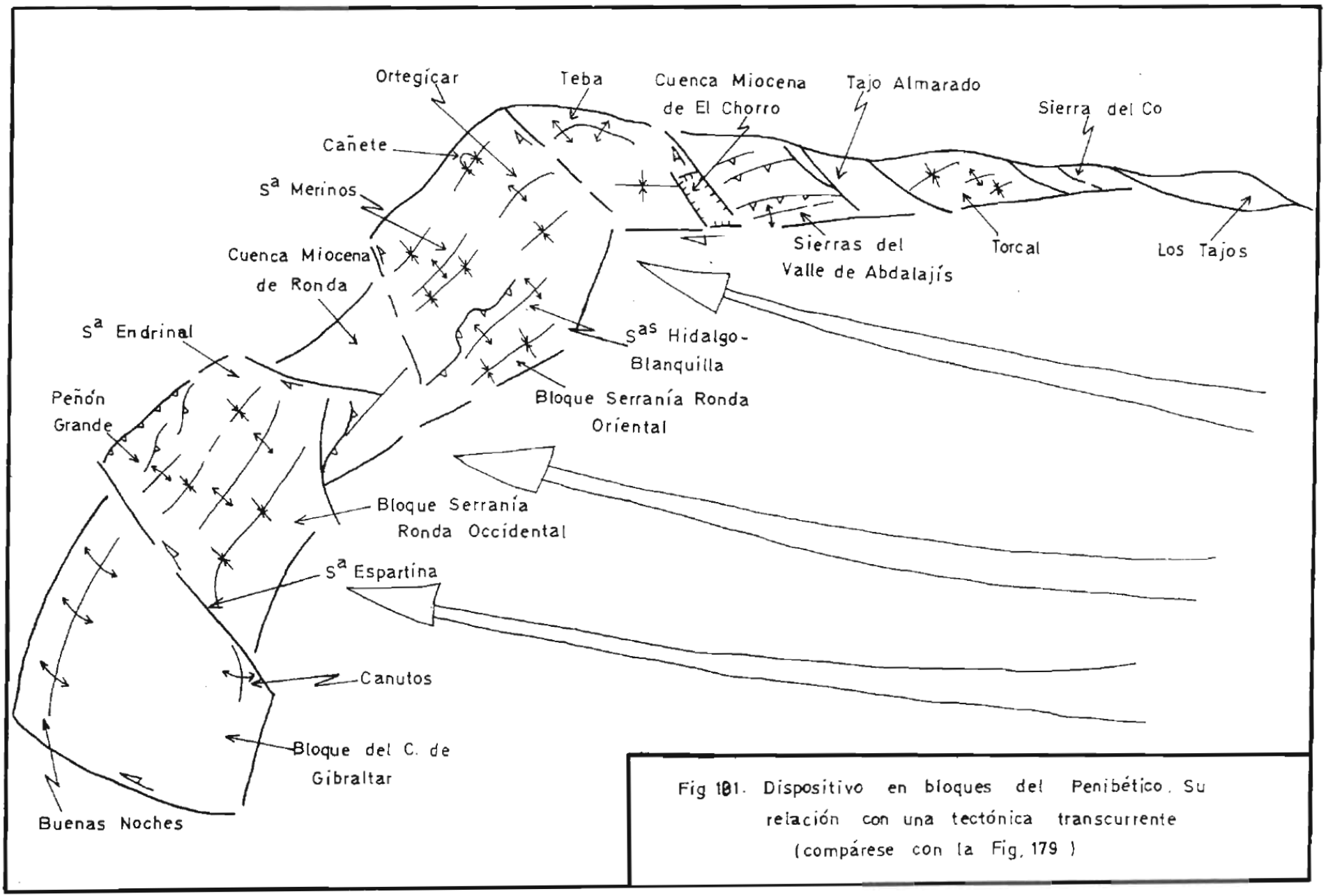


Fig 181. Dispositivo en bloques del Penibético. Su relación con una tectónica transcurrente (compárese con la Fig. 179)

te sinistrosa, según se deduce del arrastre sufrido por las estructuras que muestran las Capas Rojas de la Sierra Espartina, al O de Gaucín.

Otro accidente, algo oblicuo al anterior (N120-130E), es el que ha condicionado el límite occidental de Mioceno superior de la Cuenca de Ronda y el brusco levantamiento de los relieves penibéticos al O de esta población. Este accidente, que debe pasar por Ronda, probablemente está relacionado de alguna manera con las complicaciones que muestra el cabalgamiento de Sierra Blanquilla entre las Sierras Hidalga y del Oreganal, así como con la aparición de los diapiros (?) de materiales triásicos de facies germano andaluza del río Grande y alrededores (cf. Cap. 2, ap. 3.2.1.). Su prolongación por el accidente de las Turquillas, que se reconoce dentro de la unidad de las Nieves **(Martín-Algarra, 1980a)** parece clara y probablemente funcionó como un accidente transcurrente dextrorso antes del Mioceno superior. Dentro del Bloque de la Serranía de Ronda occidental se reconoce otro accidente dextrorso importante y oblicuo al anterior, el accidente de Alpandeire, **(Didon, 1973)** que delimita un bloque menor que comprende la Sierra del Jarastepar y los afloramientos del Grupo Hidalga existentes al S de Ronda.

El límite oriental de la Cuenca de Ronda probablemente también estuvo determinado por un accidente tectónico, en este caso poco evidente sobre el terreno. A su funcionamiento habría que achacar el hundimiento de la unidad de Algeciras con respecto a su sustrato Penibético al E de Ronda, y tal vez el retraso del contacto Penibético-Subbético medio hacia el SE, según se deduce de la aparición de materiales triásicos de facies germano-andaluza en el núcleo del antiforme miocénico, de dirección N40E, de la Sierra de Salinas, **(Rodríguez-Fernández, 1982)**.

Mucha mayor importancia debió tener el accidente que delimita por el NE al **Bloque de la Serranía de Ronda oriental** que, probablemente en asociación con la prolongación hacia el O del accidente del límite zonas Internas-Externas de la región de El Chorro, ha determinado una neta torsión de las estructuras a uno y otro lado del mismo, torsión que ya llamó la atención de **Cruz-Sanjulián (1974a)**. Este accidente, que pasa aproximadamente por Ardales, ha provocado el hundimiento de las regiones situadas al NE del mismo y la nueva aparición de extensos afloramientos del Complejo del Campo de Gibraltar al SE de Teba, así como la formación del corredor de Ardales-Carratraca, a través del cual tienden a conectar con los afloramientos del mismo complejo de la región de Alora-Alozaina. Este accidente es el primero de un sistema de dirección aproximada NO-SE que ha determinado el avance hacia el NO de todo el gran Bloque de la Serranía de Ronda, la preservación de la dirección N40E de sus estructuras internas y el retraso relativo y la torsión en sentido horario de los terrenos penibéticos situados más al E. Su naturaleza de falla transcurrente dextrorsa resulta evidente.

Todos los bloques penibéticos existentes al E del gran accidente de Ardales aparecen, en la figura181 , como bloques menores

dentro de una zona de estiramiento. Sus límites internos son de importancia menor en comparación con los dos grandes accidentes que los delimitan tanto por el N como por el S, que tienden a coalescer hacia el E, un poco mas allá del afloramiento de los Tajos, en las proximidades de Zafarraya. No obstante a favor de estos accidentes internos han debido tener lugar movimientos incluso de mayor envergadura que la de los otros accidentes transversos a las estructuras penibéticas, más arriba descritos. Así, el accidente de El Chorro ha debido determinar la manifiesta torsión del eje anticlinal de la Sierra de Teba-Peñarrubia y el retraso relativo del macizo formado por las Sierras del Valle de Abdalajís. En este contexto tectónico, la cuenca miocénica de El Chorro (cf. Cap.7, ap.4.1.) aparece como un espectacular ejemplo, a pequeña escala, de cuenca de desgarre (pull-apart basin: **Crowell, 1974a,b; Ballance y Reading, 1980; Mitchell y Reading, 1978**) y se explica así el enorme espesor de sedimentos que se acumuló en ella, a consecuencia del notable levantamiento y hundimiento simultáneo de zonas adyacentes a uno y otro lado del accidente principal (Fig. 181). El funcionamiento posterior, en régimen de falla normal de estos accidentes ha determinado el levantamiento de algunos bloques, que coinciden con los afloramientos visibles de materiales Penibéticos, y el hundimiento de los bloques intermedios, que, en superficie, aparecen ocupados por afloramientos de materiales del Complejo del Campo de Gibraltar.

En definitiva, el dispositivo tectónico en bloques que afecta al penibético, al cual los autores precedentes no han prestado una suficiente atención, evidencia de una forma clara e inequivoca, que el Penibético en particular y la Cordillera Bética occidental en general han sido afectados por una importantísima tectónica en régimen transcurrente dextrorso, cuya relación con el desplazamiento hacia el O y SO de las Zonas Internas resulta especialmente manifiesta.

Del análisis retrotectónico de las estructuras se puede concluir que el Penibético y, por consiguiente, los terrenos subbéticos adyacentes (cf. Cap.3, ap. 4.1.1.) han debido sufrir rotaciones importantes en sentido horario en sus directrices tectónicas y paleogeográficas, tanto más cuanto más hacia el E_γ y que probablemente estas directrices antes de las grandes perturbaciones orogénicas estaban comprendidas entre NE-SO y N-S. También se puede estimar la **magnitud mínima** de los deslizamientos diferenciales de unas partes del Penibético con respecto a otras, habida cuenta de la presencia de cuerpos romboidales retrasados a favor de los principales accidentes transcurrentes; así, entre los Tajos y la región de Los Canutos se puede estimar que ha habido un desplazamiento relativo del orden de unos 100 km, (Fig. 181). Como cabe pensar, a la luz de la geología regional y del contexto geotectónico del Mediterráneo occidental, el desplazamiento total del Penibético con respecto a su patria paleogeográfica original ha debido ser mucho mayor.

La tectónica transcurrente fue posterior a una tectónica previa, que determinó la superposición del Complejo del Campo de

Gibraltar sobre el Penibético en tiempos burdigalienses. Tal vez representa su continuación natural. Una tectónica transcurrente equivalente, que afecta al sector oriental de la Cordillera ha sido descrita por **Hermes (1985)** como "tectónica post-paroxismal". Habida cuenta de la extraordinaria magnitud de las deformaciones, esencialmente postburdigalienses y ante-tortonenses, en régimen transcurrente, debo mostrar aquí una cierta reticencia al uso del término "postparoxismal", ya que durante su desarrollo la Cordillera debía estar más bien en pleno paroxismo. Sin embargo, ciertamente, fue durante el Burdigaliense cuando se modificó bruscamente la paleogeografía de los diversos dominios y subdominios paleogeográficos de la Zona Subbética hasta entonces existentes, como es el caso del Penibético por lo que este término será mantenido.

La desaparición del Penibético a uno y otro lado de los grandes accidentes que lo delimitan, sugiere que éstos han debido aprovechar accidentes tectónicos preexistentes, relacionados con toda probabilidad con su individualización como dominio paleogeográfico distinto de otros dominios adyacentes.

2.2.- El límite Penibético-Subbético medio y la estructura de las regiones subbéticas.

2.2.1.- La región entre Sierra Tejeda y Almargen: significado tectónico del Trías de Antequera y de la región de la Alta Cadena.

A la luz de los datos proporcionados por la estructura general del Penibético, resulta más fácil comprender la naturaleza y significado del límite Penibético-Subbético medio, así como la propia estructura interna de las regiones subbéticas occidentales.

El contacto entre el Penibético y el Subbético medio siempre aparece jalonado por materiales pertenecientes al Complejo del Campo de Gibraltar. En la mayor parte de los puntos se constata que estos últimos aparecen pinzados bajo los materiales subbéticos, que retrocabalgan al conjunto previamente estructurado del Penibético y el Complejo del Campo de Gibraltar. Sin embargo, estos cabalgamientos son siempre de una limitada envergadura y en muchos puntos aparecen como superficies muy inclinadas, incluso subverticales. Estas observaciones son válidas, en particular, para el sector comprendido entre Almargen y Antequera, donde los terrenos subbéticos están exclusivamente representados por materiales triásicos, el conocido Trías de Antequera, cuyo significado tectónico fue objeto de una famosa polémica entre **Staub (1926, 1934)** y **Blumenthal (1927, 1928a, 1931)** y que aún resta por aclarar. Hay que hacer notar, sin embargo, que en los alrededores del Torcal son los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar los que se superponen localmente al Trías, y no al revés.

El Trías de Antequera forma una alineación estructural de dirección N90-100E entre Almargen y Antequera. Al E de esta última

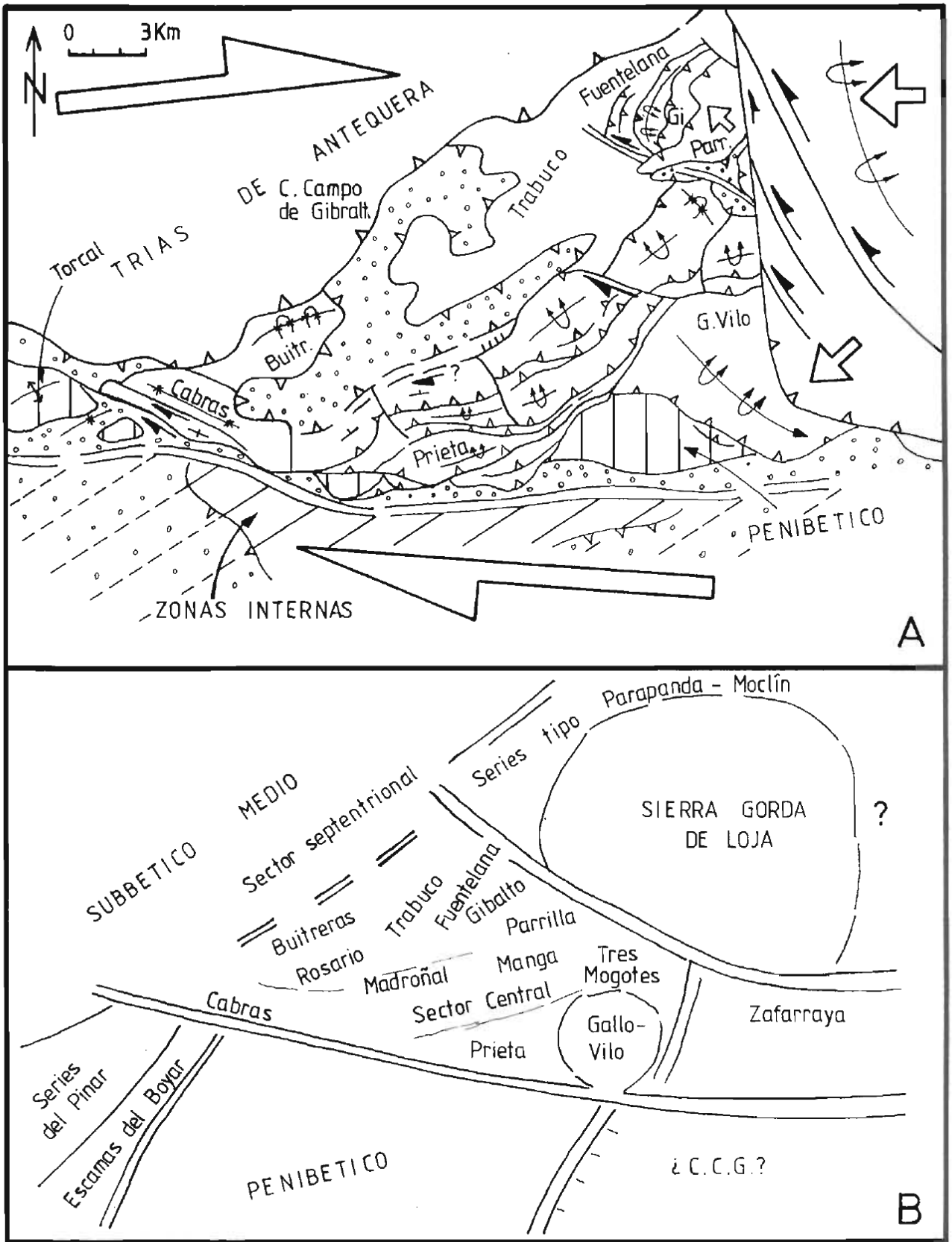


FIGURA 182.- Esquema tectónico de la Alta Cadena (A) y situación paleogeográfica hipotética preexistente (B).

localidad cambia de orientación hacia N40-60E, mientras que es relevado en la anterior dirección por los elementos estructurales de la Alta Cadena-Boquete de Zafarraya que se prolongan, en posición suprapenibética mediante un contacto muy inclinado hacia el N, hasta las inmediaciones de Sierra Tejeda, donde se produce incluso su coalescencia con el contacto entre las Zonas Internas y las Externas.

En la figura 182 se representa esquemáticamente la estructura de la región de la Alta cadena y sectores adyacentes. Como puede verse, la asociación de estructuras de plegamiento y cabalgamiento con vergencia opuesta y fallas de desgarre reconocible en ella, refuerzan las interpretaciones tectónicas realizadas en el apartado precedente sobre la base del análisis de la estructura interna del Penibético: la alineación de materiales subbéticos coindicente con el límite septentrional del Penibético desde Sierra Tejeda hasta Almargen, debe ser considerada como una zona de fallamiento transcurrente dextrorso mayor (**Wilcox et al., 1973**). Esta interpretación proporciona un contexto geológico adecuado para explicar la existencia del metamorfismo de alta presión y baja temperatura que afecta a las ofitas que aparecen englobadas en el Trías de la región de Antequera (**Puga et al., 1983**) y la presencia de bloques exóticos metamórficos (**Peyre, 1960-62, 1974; Delgado, 1970**) dentro del mismo.

Pero es necesario tener en cuenta otros elementos para explicar la estructura de la Alta Cadena según se representa en la figura 182 además del propio límite con el Penibético; en particular es necesario valorar la importancia de las deformaciones relacionadas con el emplazamiento del macizo de la Sierra Gorda de Loja, formado por las unidades tectónicas de Sierra Gorda y Zafarraya. La observación de la mencionada figura evidencia, en todo caso, que uno se encuentra ante una región afectada por una tectónica compresiva de caracter polifásico e importancia extraordinaria, que se halla delimitada por dos grandes accidentes de dirección aproximada N90-100E y N40-60E que se unen a la altura de Antequera y por otros de dirección N140-170E, que la separan del gran macizo calcáreo rígido que aparece al E. Habida cuenta de los notables cambios estratigráficos que se producen en las unidades tectónicas existentes uno y otro lado de los accidentes mencionados, cabe pensar que la tectónica transcurrente ha reaprovechado accidentes preexistentes que pudieron haber condicionado los importantes cambios estratigráficos y paleogeográficos existentes entre los dominios que actualmente aparecen enfrentados. A juzgar por la edad aquitano-burdigaliense de los materiales más modernos implicados en las deformaciones tectónicas y por la presencia de terrenos del Mioceno superior discordantes sobre las estructuras (región de Alfarnate) estas deformaciones en régimen transcurrente también debieron acaecer, al igual que he indicado para el Penibético, entre el Burdigaliense "superior" y el Tortonense "basal". No hay que olvidar, no obstante, que esta región, sobre todo al NO de Sierra Gorda ha sido objeto de intensas deformaciones neotectónicas (**Delgado et al. 1984**).

De acuerdo con este contexto geológico, la estructura de la Alta Cadena se puede explicar admitiendo, en primer lugar, que las unidades tectónicas ocuparon una posición paleogeográfica intermedia entre el Penibético y el Subbético de Sierra Gorda. Después de la superposición tectónica del Complejo del Campo de Gibraltar se debió producir una estructuración en pliegues y fallas inversas de vergencia S o SO, que tal vez estuvo ya relacionada con los movimientos del accidente del límite Penibético-Subbético aunque también esta estructuración pudo haber sido algo anterior. Más tarde, aunque todo el proceso pudo haber sido relativamente continuo en el tiempo, los accidentes que delimitaban al macizo de Sierra Gorda por el O comenzaron a funcionar en régimen sinistrorso a consecuencia de su desplazamiento hacia el O o NO. Ello determinó: la torsión hacia el N de las estructuras previamente formadas y la formación del arco tectónico que describe en planta la Alta Cadena; la individualización por fallamiento del macizo de la Sierra del Gibalto y su estructuración en escamas de vergencia N; la expulsión parcial y el plegamiento del Gallo-Vilo en anticlinal vergente hacia el SO; el cabalgamiento de la unidad de Zafarraya, que ocupaba una posición periférica dentro del macizo, sobre las unidades adyacentes situadas al SO; y, por último, la formación de grandes pliegues y fallas inversas dentro de la propia unidad de Sierra Gorda, de eje N-S y vergencia hacia el O, que llegan incluso a invertir por completo la secuencia estratigráfica de esta unidad (Vera, 1969). Probablemente en relación con el emplazamiento del macizo de Sierra Gorda tuvieron lugar rotaciones importantes del mismo, lo cual encaja con lo que sugieren algunos datos paleomagnéticos (Ogg et al., 1984; Oloriz, com. pers., 1984). El contexto geológico regional sugiere que, al menos durante las últimas fases de la estructuración del macizo, las rotaciones del mismo debieron ser en sentido horario y pudieron superar con creces una treintena de grados.

2.2.2.- El Corredor del Boyar y la región de Cañete la Real.

Al O de Almargen la orientación del límite entre el Penibético y el Subbético medio se hace coincidente aproximadamente, con la dirección de las estructuras intrapenibéticas. Dicho límite se puede observar claramente en el Corredor del Boyar, donde ambos conjuntos tectónicos aparecen enfrentados por medio de una zona de estructura interna extremadamente compleja cuya relación con un gran accidente transcurrente dextrorso ha sido ya demostrada por Bourgois (1978). La edad Mioceno medio, s.l., del funcionamiento de este accidente, ha sido también admitida por este autor. Al SO del Corredor del Boyar el contacto Penibético-Subbético medio deja de ser visible ya que se halla cubierto por materiales del Complejo del Campo de Gibraltar pertenecientes al Manto Numídico o del Aljibe. Sin embargo, a juzgar por la estructura interna de esta última unidad, es probable que se sitúe pocos kilometros al exterior de la alineación de afloramientos penibéticos del Cerro de la Fantasía-Buenas Noches, coincidiendo aproximadamente con el límite entre las zonas II y III de Didon (1966).

Al E de Grazalema tampoco es visible el contacto entre el Penibético y el Subbético medio debido también a su recubrimiento tectónico por el Complejo del Campo de Gibraltar y, más al E, por la presencia de los depósitos de la cuenca de Ronda. En la región de Cañete la Real de nuevo se observa este contacto, gracias a la existencia de una ventana tectónica que permite reconocer la superposición de la unidad de la Sierra de Cañete sobre los materiales penibéticos y del Complejo del Campo de Gibraltar, en particular, A.V. En ésta región aparece ampliamente representada, también, una formación olistostrómica de edad burdigaliense, la Formación del Guadalteba de **Cruz-Sanjulian (1974a)**, equivalente de la Formación de Arcillas con Bloques de **Bourgois (1973, 1978)**. Estas formaciones están formadas por conglomerados, esencialmente calcáreos, producto de la erosión de los relieves jurásicos subbéticos, sobre los cuales incluso aparecen en franca discordancia, que transicionan lateralmente, por medio de intercalaciones lenticulares, con A.V. (A.S.) del Complejo del Campo de Gibraltar que aparecen en posición suprapenibética. Ya expuse en el apartado 6.5.5. del Capítulo 4 de este trabajo, mi interpretación sobre el significado de estas formaciones burdigalienses: son depósitos de origen gravitacional que deben ser considerados como un producto del desmantelamiento del frente de algunas unidades subbéticas a consecuencia de su retrocabalgamiento, en ambiente submarino y hacia el SE, sobre el conjunto previamente estructurado del Penibético bajo el Complejo del Campo de Gibraltar, una vez que este último había sido expulsado de su patria original y cabalgado sobre los conjuntos tectónicos más externos.

2.2.3.- Sobre la estructura de las regiones subbéticas occidentales.

Sin lugar a dudas los rasgos más característicos de la estructura de las regiones subbéticas de la Cordillera Bética Occidental son: por una parte, la acusada independencia tectónica existente entre los materiales del Triásico, Jurásico-Cretácico inferior y Cretácico superior-Terciario, que, de hecho, constituyen unidades tectónicas locales e independientes; por otra, la ausencia de directrices estructurales definidas. Estos rasgos de la estructura, ya señalados por **Blumenthal (1934a)** han sido objeto de interpretaciones diferentes dependiendo de los autores (véase, al respecto: **Mauthe, 1970, 1971; Chauve, 1968; Cruz-Sanjulián, 1974a,b, 1976a,b; Bourgois, 1978**).

No hay que considerar, sin embargo, que la estructura interna de las regiones subbéticas sea un completo caos. De hecho, localmente, se puede constatar una cierta lógica estructural, como por ejemplo en la región de la Alta Cadena, a la que ya me he referido. Otra región que muestra una ordenación estructural apreciable es la situada el N del Corredor del Boyar, estudiada por **Hoppe (1968)** y **Bourgois (1978)**. Al igual que en la Alta Cadena, llama la atención, en esta última región, el predominio de las estructuras de plegamiento y cabalgamiento de vergencia al S, que han determinado el cabalgamiento

del Subbético de las Sierras del Pinar, Labradillo y Margarita sobre el de la Sierra del Pinar, entre otros rasgos. Estructuras de vergencia S también se reconocen en otros elementos subbéticospróximos, aunque aislados por la erosión, como son la Silla y el Lagarín. Sin embargo, este marcado predominio de las estructuras de vergencia S es un rasgo tectónico general de los sectores internos de las regiones subbéticas, como han señalado **F. Jerez-Mir (1979, 1980), L. Jerez-Mir (1984), Megías et al. (1981), De Smet (1984a,b) y Hermes (1985)**, entre otros autores. El significado de estas estructuras es objeto de controversia y aún no se ha propuesto una explicación aceptable a la escala regional: para unos es consecuencia de una subducción hacia el N **(Megías, 1982b)**; para otros estaría relacionada con un fallamiento transcurrente dextrorso **(Hermes, 1978a,b; 1985; F. Jerez-Mir, 1979, 1980; L. Jerez-Mir, 1984; De Smet 1984a,b.)**. En todo caso y en contra de lo que ha sido admitido hasta ahora (véase p.e. **García-Dueñas, 1967a, 1969a, 1970**, entre otros), esta estructuración debió ser relativamente precoz ya que determinó el retrocabalgamiento de ciertos elementos subbéticos sobre los sectores externos del Penibético durante el Mioceno inferior, como lo demuestra la presencia de las formaciones olistostrómicas del Guadalteba y del Malaver.

Otro de los rasgos más importantes de la estructura del Subbético de la Cordillera Bética occidental es su marcada alóctonía sobre los sedimentos pelágicos del Mioceno medio y de la base del Mioceno superior de la Depresión del Guadalquivir, como han puesto de manifiesto los sondeos petrolíferos. Los materiales subbéticos, junto con otros elementos tectónicos sobre todo pertenecientes al Complejo del Campo de Gibraltar, han sido prácticamente desintegrados y se han desplazado en masa, por deslizamiento gravitacional, a los sectores internos de la Depresión del Guadalquivir **(Perconig, 1960-62; Martínez del Olmo et al., 1984)** cuyas características de antefosa resultan manifiestas **(Portero y Alvaro, 1984)**. El emplazamiento masivo de tal cantidad de materiales en el Mioceno del Guadalquivir implica su expulsión de los sectores más internos, lo que difícilmente se puede explicar si no se admite la acción de una tectónica compresiva profunda simultánea en el Subbético. Esta tectónica debió estar relacionada, al menos en parte, si es que no en lo esencial, con el funcionamiento de los grandes accidentes transcurrentes más arriba descritos. De hecho, la distribución de los afloramientos subbéticos sugiere la prolongación de muchos de tales accidentes: así, los afloramientos con estructura organizada de la región al N del Corredor del Boyar, están delimitados cartográficamente por los mismos accidentes transversos que individualizan el Bloque penibético de la Serranía de Ronda occidental. (Fig. 181).

En conclusión, la tectónica transcurrente debió determinar la fragmentación, rotación y estiramiento de las unidades subbéticas, al ser éstas expulsadas hacia los sectores externos del Arco de Gibraltar. Estas unidades habían sido previamente afectadas por una o varias etapas tectónicas, que determinaron una estructuración organiza-

da en pliegues, fallas y cabalgamientos, parte de los cuales mostraban una vergencia hacia el exterior de la Cordillera, probablemente al SE o al S. Ello creó el contexto geológico apropiado para que, al mismo tiempo, y sobre todo algo después, tuviera lugar un deslizamiento masivo de los fragmentos previamente individualizados por la tectónica, hacia la antefosa originada por la compresion que afectó a los niveles estructurales profundos, esto es, hacia la Depresión del Guadalquivir. Merece ser destacado el papel de lubricante que debieron ejercer los materiales arcillosos triásicos y las A.V. (A.S.) del Complejo del Campo de Gibraltar, tanto a lo largo de los accidentes transcurrentes, como a la base de las masas que se deslizaron, en ambiente submarino, por procesos puramente gravitacionales.

3.- ZONAS INTERNAS.

3.1.- La estructura de la unidad de las Nieves.

3.1.1.- Rasgos generales.

Los rasgos tectónicos principales de la unidad de las Nieves, la más extensa, importante y característica de las unidades rondaides, se pueden reducir a tres:

- En primer lugar, la unidad constituye un manto de corrimiento, que reposa sobre el Penibético mediante una lámina de materiales del Complejo del Campo de Gibraltar, esencialmente pertenecientes a la Formación Numidoide, o bien sobre una serie de escama tectónicas menores (Almola, Sierra del Oreganal, Cabrilla, etc.) y que soporta a una pila de unidades alpujárrides y maláguides. Dado que el contacto frontal de la unidad de las Nieves coindice con el límite entre las Zonas Internas y las Externas en una amplia región, me referiré a él en un apartado posterior.

- En segundo lugar, el borde interno de la unidad, que aparece sistemáticamente recristalizado y metamorfizado, está afectado por un gran pliegue sinclinal tumbado, de dirección axial N40-60E, vergente al NO y que, localmente, se complica y se resuelve en una serie de escamas tectónicas. Es el **sinclinal de la Torrecilla**, cuya formación fue sincrónica con el depósito de la Brecha de la Nava, según se argumentó en un apartado anterior (Cap. 5, ap.4.2.8.4.).

- En tercer lugar, la unidad aparece subdividida en cinco grandes bloques delimitados por una serie de accidentes transversos a sus estructuras internas, cuya dirección es N130E y que, al menos en una etapa inicial de su formación, han debido funcionar en régimen transcurrente, si bien más tarde han rejugado como fallas normales.

Además de estas estructuras fundamentales, hay que mencionar la existencia de otras estructuras cartográficas de menor

importancia regional, en particular algunos pliegues, en parte previos al depósito de la Brecha de la Nava, que han sido apretados por una tectónica posterior, amén de un gran número de fallas y pliegues menores.

3.1.2.- El sinclinal de la Torrecilla y las estructuras cizallantes asociadas en la Sierra de las Nieves.

El sinclinal de la Torrecilla es la estructura interna más importante de la unidad de las Nieves. Reconocida inicialmente por **Dürr (1967)**, su prolongación hacia el NE fué establecida por **Bourgois (1978)**. Esta estructura aparece magnificamente expuesta en los alrededores de la Torrecilla (Fig. 113) gracias a una profunda erosión y a la escasez de vegetación, que facilitan su reconocimiento, incluso desde lejos. En esta región se puede constatar y seguir sobre el terreno, la transformación progresiva de las rocas a causa del metamorfismo; mientras que en el flanco normal de la estructura las rocas aparecen poco o nada metamorfizadas, en el flanco inverso se encuentran afectadas por una recristalización metamórfica cada vez mas intensa hacia los niveles estratigráficos más profundos aunque en posición geométrica superior (cf. Cap. 5. ap.4.2.7.).

3.1.2.1.- El sinclinal de la Torrecilla en la Sierra de Tolox.

El sinclinal de la Torrecilla no es, evidentemente según se constata en la región tipo (Sierra de Tolox) un pliegue concentrico, como se aprecia claramente tanto sobre el terreno como en los cortes geológicos (Fig. 186). En el núcleo del pliegue se observa una enorme acumulación y engrosamiento de las formaciones más modernas y litológicamente menos competentes de la unidad debido a su mayor contenido margoso y estratificación más fina; esto ocurre, en particular, con las Calizas con Sílex liásicas. Este engrosamiento está asociado a un intensísimo replegamiento sinmetamórfico que ha determinado un patente aplastamiento de las rocas y la aparición de una esquistosidad de flujo paralela al plano axial del pliegue y de dirección N40-60E, que está especialmente bien definida por los nódulos de sílex estirados, laminados y transformados en cuarzo. Tanto las estructuras menores como el estilo general de la deformación asociada al sinclinal de la Torrecilla ponen de manifiesto un comportamiento eminentemente plástico de las rocas, lo que ha debido favorecer un flujo diferencial de los diferentes niveles estratigráficos, dependiendo de su competencia y resistencia frente a los esfuerzos tectónicos.

Resulta difícil explicar el gran engrosamiento de las calizas con sílex por un simple replegamiento más o menos acusado de

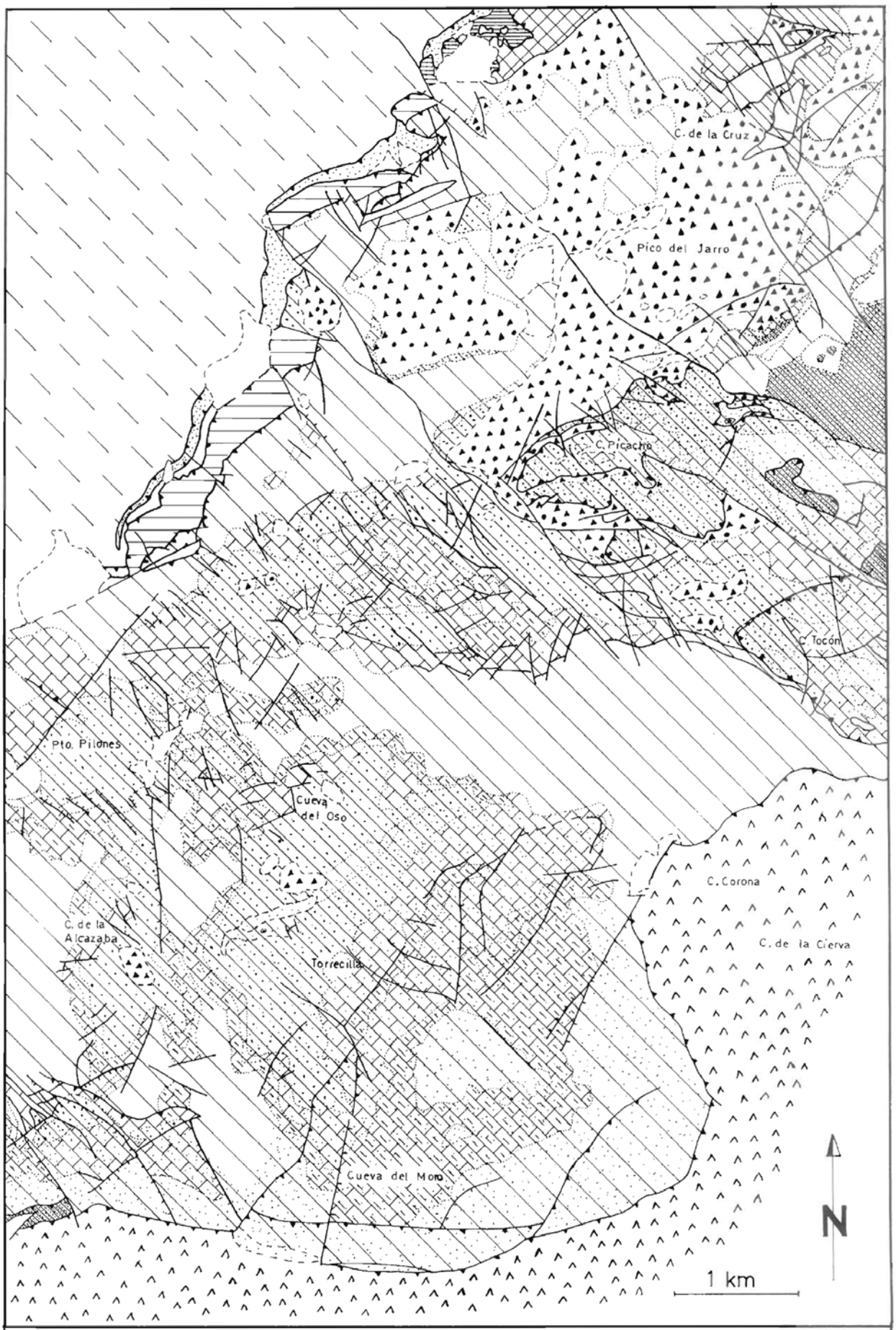


FIG 183.- Mapa geológico de la Unidad de las Nieves en la transversal de la Torrecilla.

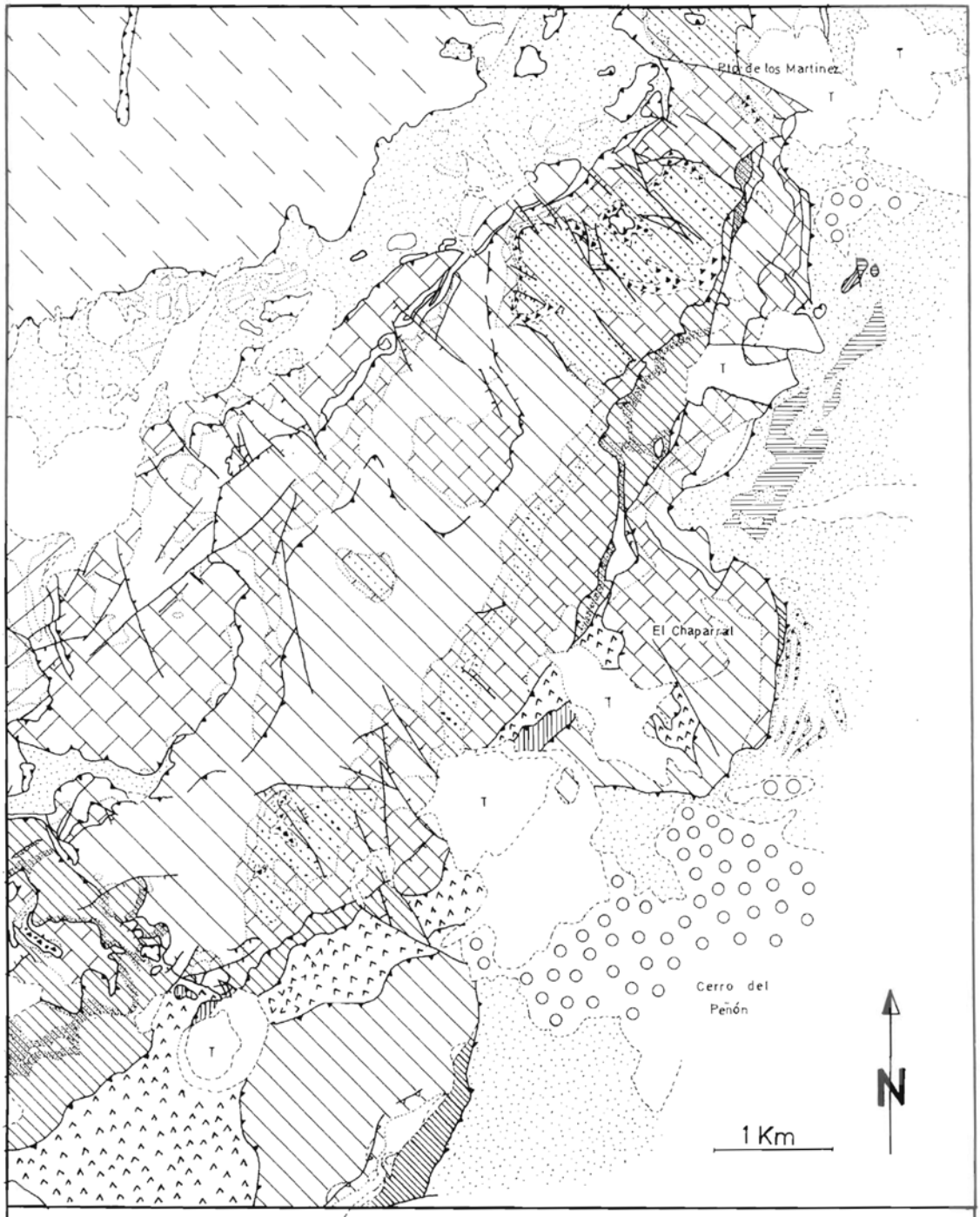


Fig 184.- Mapa geológico de la región entre Yunquera y Pto. Martínez

Tr Aluviones, derrubios, travertinos

Penibético (Capas Rojas)

U. del Campo de Gibraltar

Plioceno marino

ALPUJARRIDES

U. Yunquera

F. Carratraca, int. metapelíticas

U. Reales

Peridotitas, metapelitas

F. Yunquera

RONDAIDES

U. Cabrilla

U. Pereila

U. Nieves

Brecha de la Nava

Calizas con sílex

F. tipo Kössen (margocalizas-margas)

Dolomía Principal

U. Enamorados

MALAGUIDE

Capas rojas

Neocomiense blanco

C. Alabeadas

F. Morales y F. Almojía

Grupo Viñuela

Maláguide indiferenciado

estas rocas en el núcleo de la estructura. Si se examinan los cortes geológicos, más bien se ve uno obligado a admitir una acumulación precoz de las Calizas con Sílex, antes de la definitiva colocación del flanco inverso de la estructura en su posición actual, por deslizamiento diferencial de las capas superiores del paquete o, en otras palabras por despegue de las mismas.

Parecen haber sido tres los factores condicionantes del despegue y la acumulación preferente de las calizas con sílex en el núcleo del sinclinal:

- Un apretamiento en el arco externo del pliegue, puede haber determinado el estrujamiento y la expulsión final de los niveles originalmente situados en el núcleo de la estructura.

- Un empuje a consecuencia de la superposición de una lámina cabalgante proveniente de sectores más internos ha podido provocar la acumulación frontal de las calizas con sílex antes de la definitiva inversión del flanco interno del sinclinal.

- Por último, el propio levantamiento de los materiales a consecuencia del plegamiento pudo favorecer un deslizamiento gravitacional de los niveles estratigráficos más altos hacia los sectores externos, lo que, asímismo, también provocaría una acumulación frontal de las Calizas con Sílex.

Como iremos viendo a lo largo de éste y otros apartados, los datos de campo y el análisis regional de las estructuras sugieren que los tres procesos han debido representar un cierto papel en la formación del sinclinal de la Torrecilla y que incluso han podido actuar de forma sucesiva en el tiempo. Así el primero de los fenómenos se constata claramente sobre el terreno al NE de la Torrecilla y esta ilustrado por el corte B de la figura 186 : una banda laminada de calizas con sílex practicamente no metamorfizadas y subhorizontales define el núcleo del pliegue y aparece entre calizas grises de la parte alta de la Formación tipo Kössen del flanco normal y los marmoles calizos medianamente cristalinos, estratigráficamente equivalentes, que constituyen el flanco inverso de la estructura en este sector.

3.1.2.2.- La estructura de la región del Picacho.

El estrujamiento que acabo de describir más arriba, al NE de la Torrecilla, es la primera manifestación del cizallamiento que, más al NE, afecta al sinclinal de la Torrecilla, según se reconoce en el Cerro del Picacho, los Cerros del Tocón y Juan Salazar, y sus alrededores, cuya cartografía reproduzco en las Figs. 142 y 183. En esta región, la unidad de las Nieves aparece afectada por una serie de fallas normales que van hundiendo los bloques situados al NE, lo que permite observar la estructura a distintos niveles de erosión, e

incluso reconocer algunos isleos de los elementos tectónicos que se superponen a la unidad de las Nieves, pertenecientes a la unidad de Yunquera en particular.

En los alrededores del Picacho se observa un apilamiento de tres láminas tectónicas constituídas por materiales pertenecientes a la unidad de las Nieves. La más baja está integrada por las formaciones sedimentarias en serie normal, sobre los cuales reposa, en discordancia cartografica, la Brecha de la Nava. Las dos superiores están constituidas por materiales epimetamórficos, y estan separadas por una estrecha banda de Brecha de la Nava, que en muchos puntos aparece intensamente deformada. La lámina intermedia está exclusivamente formada por marmoles calizos con nódulos de cuarzo y calcoesquistos derivados del metamorfismo de la Formación de calizas con Sílex, aunque en algunos puntos, bajo la tira de Brecha de la Nava, son especialmente predominantes los calcoesquistos, tal vez derivados del metamorfismo de niveles estratigráficamente equivalentes a la Secuencia Condensada postliásica; ello sugiere que la serie estratigráfica de esta lámina intermedia se encuentra en posición normal y que la tira de Brecha de la Nava constituye su término estratigráfico superior. Por el contrario, la serie estratigráfica de la lámina superior se encuentra claramente invertida dado que, sobre las Calizas con Sílex liásicas epimetamorfizadas, aparecen unos marmoles calizos masivos derivados del metamorfismo de las calizas del miembro superior de la Formación retiense de tipo Kössen, que constituyen el vértice Picacho. El contacto tectónico entre las láminas intermedia y superior queda así, claramente puesto de manifiesto.

Las dos láminas superiores del Picacho aparecen completamente aisladas por la erosión de los materiales adyacentes y flotan sobre la Brecha de la Nava que corona estratigráficamente a la lámina inferior. Deben ser consideradas por tanto, como isleos tectónicos. Sin embargo, habida cuenta del contexto geológico regional, la lámina superior debe ser correlacionada con el flanco inverso del sinclinal de la Torrecilla, mientras que la lámina intermedia puede ser considerada como una complicación del núcleo de la estructura, con forma de pez y con estructura interna anticlinal, que ha sido expulsada hacia el NO a consecuencia del apretamiento sufrido por el pliegue en esta región durante la superposición de otras unidades tectónicas más internas (corte C fig 186).

Al SE del Picacho, al otro lado del arroyo de los Zarzalones (Fig. 183) en el Cerro de Juan Salazar, se observa una secuencia epimetamórfica invertida que se puede correlacionar geométricamente con la lámina superior del Picacho. Dicha secuencia reposa mediante un contacto de indudable naturaleza tectónica sobre la serie no metamórfica basal, a la que lamina. Al N del Cerro las Calizas con Sílex epimetamórficas reposan directamente sobre las Calizas con Sílex no metamórficas sin que la Brecha de la Nava aparezca pinzada en ningún punto, aunque el afloramiento de estas rocas situado inmediata-

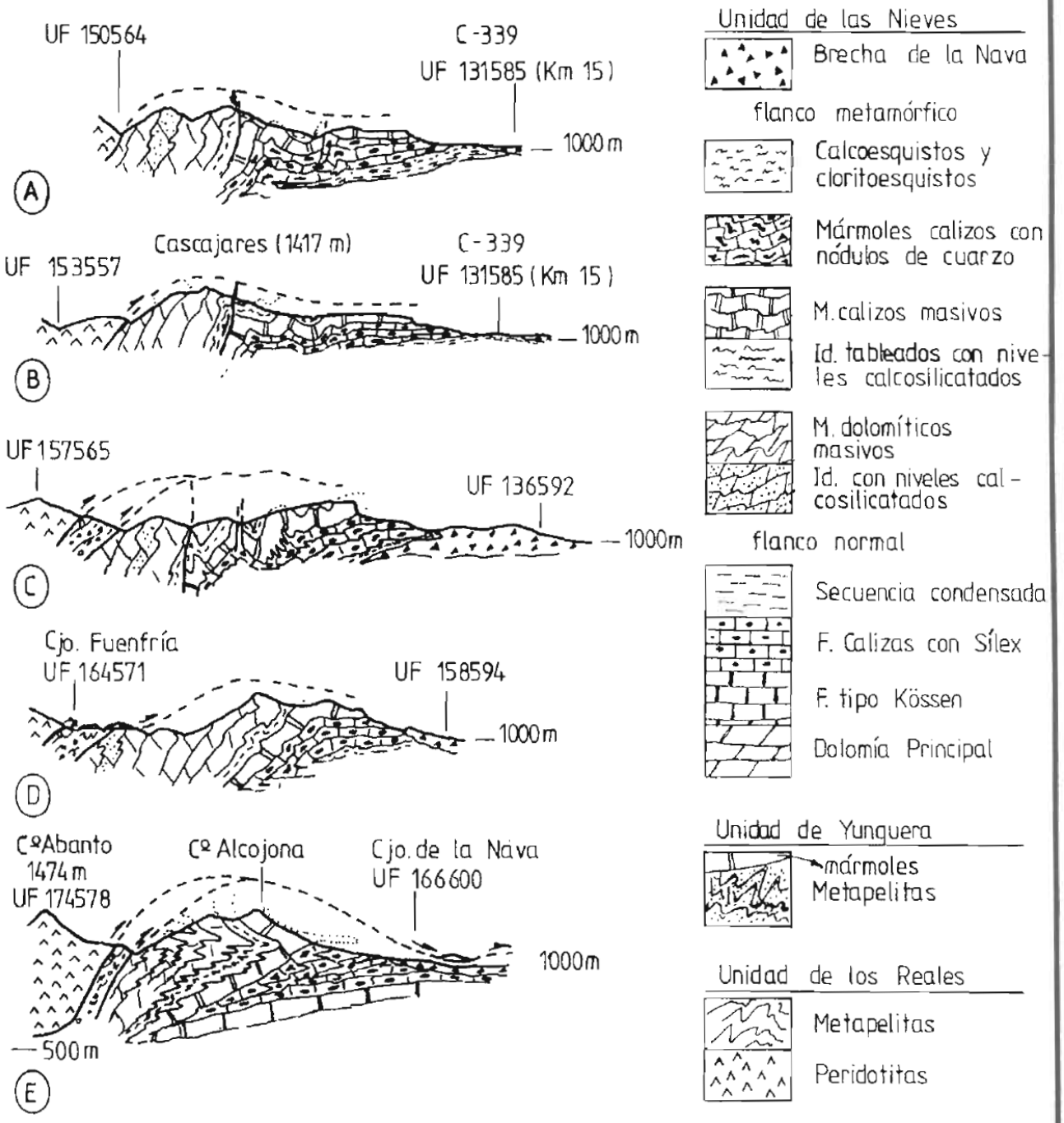


FIGURA 185.-Cortes seriados del sinclinal de la Torrecilla (flanco inverso) entre Igualeja y el río Verde.

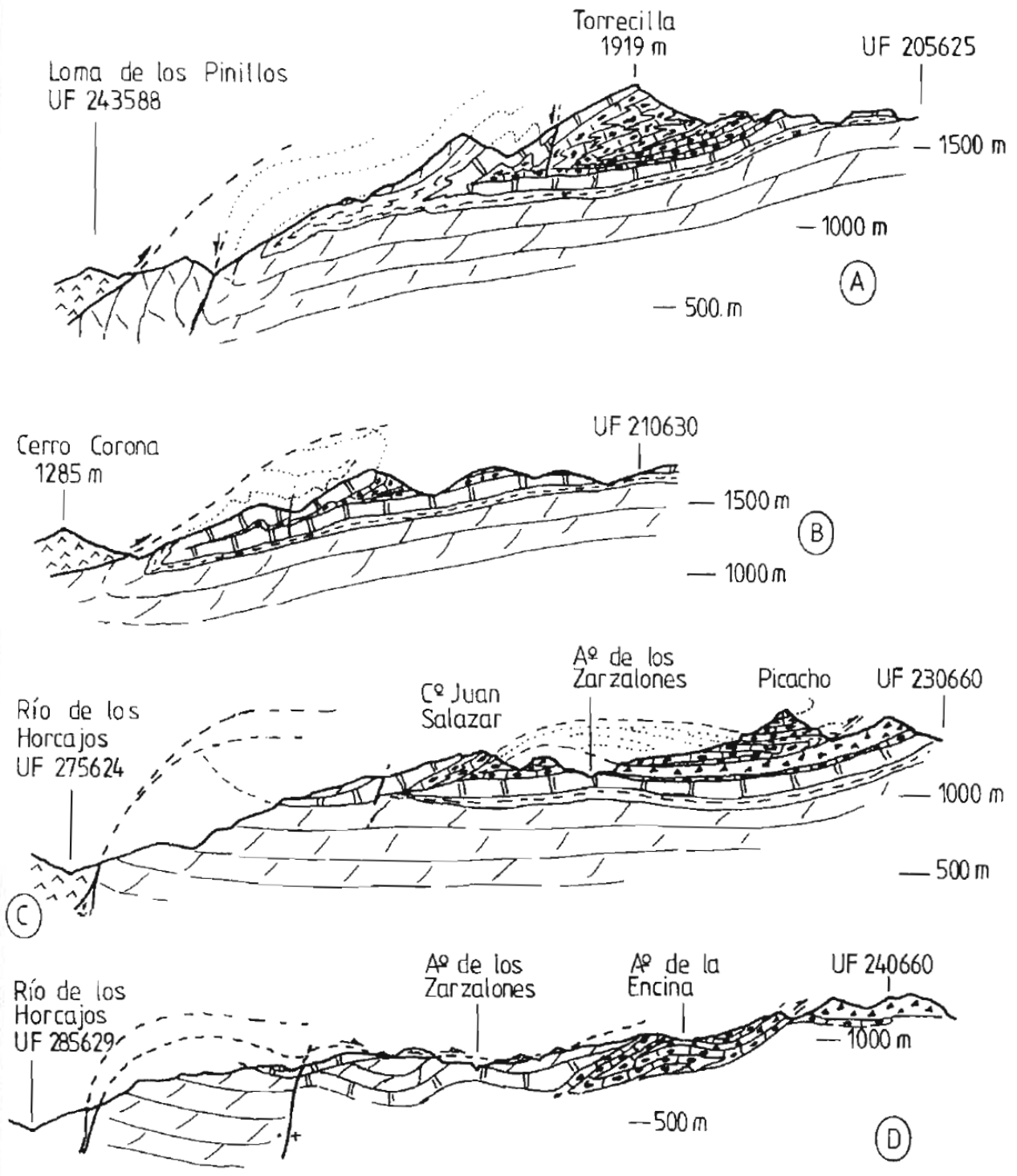


FIGURA 186.-Cortes seriados del sinclinal de la Torrecilla al SO de Yunquera (misma leyenda que la F.185).

mente al NO muestra, en su contacto basal meridional, evidentes señas de tectonización y despegue de su sustrato estratigráfico. Dentro del paquete de Calizas con Sílex epimetamorfizadas también aparece una estrecha tira de Brecha de la Nava, en este caso muy tectonizada y recristalizada, que se puede correlacionar con la banda de estas mismas rocas que, en el Picacho, se sitúa entre las láminas intermedia y superior. Hacia el S, las Calizas con Sílex epimetamórficas se ponen en contacto directo con las calizas retienses de la serie normal y, finalmente, se constata la laminación de ambas formaciones y la superposición de las calizas retienses epimetamorfizadas del flanco inverso, que soportan algunas plastas de mármoles dolomíticos de grano fino (Dolomía Principal metamorfizada), directamente sobre las dolomías norienses de la serie normal.

Queda claro, por tanto, que en la región del Picacho y alrededores, los dos flancos del sinclinal de la Torrecilla muestran una apreciable autonomía tectónica. No obstante, esta independencia estructural solo se reconoce entre los niveles más altos de la serie estratigráfica. Por desgracia, no es posible observar cómo evoluciona la estructura dentro de los niveles estratigráficos más bajos, debido a la erosión, a la superposición de otras unidades tectónicas y, por último, a la actuación de accidentes posteriores a la superposición de los mantos. Sin embargo, cualquier reconstrucción geométrica que se efectúe de la estructura, obliga a reducir progresivamente la amplitud del desplazamiento de la seuencia invertida con respecto a la normal al desplazarse hacia los niveles estratigráficos más bajos, lo que equivale a afirmar que el despegue entre ambos flancos del sinclinal, aunque importante, es de bastante limitada magnitud.

Todas las observaciones hasta ahora realizadas se han referido a la estructura interna del más alto de los diversos bloques limitados por fallas normales reconocibles en la región del Picacho. Pero también es posible realizar observaciones en los bloques situados más al NE, lo que permite hacerse una idea de la evolución lateral y vertical de la estructura en esta región. La erosión a lo largo del curso alto del arroyo del Puerto Saucillo, justo al N del Picacho, permite observar cómo sobre la Brecha de la Nava de la serie normal y tectónicamente más baja, se superponen las dos láminas superiores. Estas dos láminas están separadas entre sí,(Figs.142,183) y por una tira de Brecha de la Nava que, en esta región, aparece asociada a unas dolomías bastante recristalizadas y de aspecto un tanto parecido a las dolomías triásicas pero que aparecen en varios puntos en relación estratigráfica con las Calizas con Sílex epimetamorfizadas(UF236653 ; UF238654; UF246660; UF250657); **Dürr (1967)** sostuvo en su cartografía que estas rocas corresponden a la Brecha de la Nava dolomitizada; yo no excluiría la posibilidad de que fueran un producto de la transformación de la Brecha de la Nava a causa de las recristalizaciones metamórficas. Más al S, en el curso alto del arroyo de la Encina,

aflora de nuevo la lámina intermedia bajo la superior, y, al seguir el curso del arroyo, se observa el acuñamiento de la tira intermedia de Brecha de la Nava, que termina por desaparecer (UF254657) entre las Calizas con Sílex epimetamórficas, con lo cual ya no resulta posible establecer límite preciso entre las dos láminas.

La inversión de la serie estratigráfica metamórfica de la lámina superior se confirma claramente entre los arroyos de la Encina y de los Zarzalones, ya que sobre la Formación de Calizas con Sílex reposan los mármoles calizos y calcoesquistos de la Formación tipo Kössen y, finalmente, los mármoles dolomíticos derivados del metamorfismo de la Dolomía Principal (Fig. 183). La serie estratigráfica invertida aparece subhorizontal a la escala regional y según se deduce de la cartografía (Figs. 142 y 183), aunque en el detalle los buzamientos son muy variables debido al intenso replegamiento. No obstante, mientras que los mármoles dolomíticos tienden a permanecer subhorizontales a ambos lados del arroyo de los Zarzalones, los niveles estratigráficos más altos muestran una inclinación hacia el SE, cada vez más patente al desplazarse hacia el NO, que pone de manifiesto la tendencia a las Calizas con Sílex a recuperarse de la inversión, como ilustra la traza cartográfica del contacto entre esta formación y la Formación tipo Kössen en el curso bajo del arroyo de la Encina.

Inmediatamente por encima de los mármoles dolomíticos del flanco inverso, aparecen una serie de isleos tectónicos de micasquistos y gneises pertenecientes a la base estratigráfica de la unidad de Yunquera, que se superponen a la unidad de las Nieves mediante un contacto subhorizontal. Más al SE, entre el curso bajo del arroyo de los Zarzalones y el Puerto Janón los mármoles dolomíticos norienses afloran en una gran extensión bajo los isleos metapelíticos, en franca inversión y despegados de su sustrato, sin que se llegue a constatar una recuperación de la estructura, dado que el borde interno de la unidad de las Nieves aparece truncado por un accidente bastante inclinado hacia el SE, que ha funcionado en parte como una falla de desgarre sinistrorsa, y sobre todo como una falla normal, que ha provocado el hundimiento de las unidades tectónicas cabalgantes alpujárrides y maláguides. Este último accidente, aunque es claramente posterior a la tectónica de mantos, parece haber reaprovechado en parte las superficies de cabalgamiento preexistentes, las cuales, a juzgar por la estructura general de la región, debían determinar la desaparición de la unidad de las Nieves en profundidad. Así pues, varios argumentos sugieren que el desplazamiento de las series metamórficas invertidas y despegadas de los sectores internos de la unidad de las Nieves es relativamente limitado y que dichas series guardan una relación geométrica y genética con el sinclinal tumbado de la Torrecilla. Por consiguiente los materiales metamórficos de la región del Picacho, aunque están un tanto individualizados por la tectónica, se

encuentran muy próximos a su zona de raíz y no deben ser considerados como elementos tectónicos independientes de la unidad de las Nieves.

3.1.2.3.- El sinclinal de la Torrecilla entre el Cerro Alcojona y Los Cascajares.

Al SO de la Torrecilla el flanco inverso del sinclinal tumbado aparece ampliamente representado entre el arroyo de los Pilones e Igualeja, pero es sobre todo entre el Cerro Alcojona y Los Cascajares donde aparecen los mejores afloramientos (Fig. 113). La correspondencia de la secuencia invertida de rocas metamórficas carbonatadas que se reconocen en esta región con el flanco inverso del sinclinal de la Torrecilla es indudable a la luz del contexto geológico regional, aún a pesar de que un importante accidente que pasa por el barranco Blanco interrumpe la continuidad formal de la estructura, y de que se observa al O del mismo una apreciable rotación del eje del pliegue, que pasa a orientarse según N60E.

Dado que la erosión no ha profundizado lo suficiente como para que se observen, en una misma transversal, los dos flancos del pliegue, salvo en la ladera oriental del Cerro Alcojona, las rocas estratigráficamente más profundas y más metamórficas del flanco inverso aparecen ampliamente representadas, a diferencia de lo que sucede más al NE, lo que hace de esta región el área más idónea para estudiar el metamorfismo que afecta a la unidad de las Nieves. También gracias a ello es posible observar cómo en los niveles estratigráficos más bajos, la serie se verticaliza y tiende a recuperar su posición normal mientras que los niveles estratigráficos superiores permanecen aún completamente invertidos. Esta tendencia a la recuperación de la polaridad estratigráfica normal dentro de la serie metamórfica es especialmente patente en los alrededores de Los Cascajares y sobre todo en el Cerro Alcojona, donde una considerable porción de la secuencia metamórfica aparece buzando al N, en posición estratigráfica normal (Fig. 185).

El reconocimiento de la estructura de detalle de este sector es posible gracias a la existencia de diversas intercalaciones de mármoles impuros a distintas alturas estratigráficas, cuya distinción cartográfica es relativamente fácil de realizar. La más importante de todas ellas es la que se corresponde con el miembro inferior, de alternancias calizo-margosas, de la Formatión tipo Kössen, que ha sido transformado a una alternancia de marmoles calizos tableados y calcoesquistos, pero también aparecen otras en posición estratigráfica más baja, dentro del conjunto dolomítico inferior. Estas últimas intercalaciones calcosilicatadas son lateralmente discontinuas y, puesto que desaparecen dentro de los mármoles dolomíticos, deben corresponder a antiguas intercalaciones margosas y margocalizas en la secuencia sedimentaria. Alcanzan un especial desarrollo en los alrededores del

vértice Cascajares, en una zona algo complicada por fallas, que hacen que el espesor aparente del paquete dolomítico sea un poco inferior al real, aún cuando la estratificación está subvertical o ligeramente buzante al S, según se representa en los cortes de la figura 185 .

El papel tectónico de las intercalaciones calcosilicatadas, en especial de la situada a la base de la Formación tipo Kössen, ha sido de gran importancia en esta región, dado que han permitido el despegue de la parte superior de la serie, cuya estructura resulta ser bastante autónoma de la del potente paquete dolomítico inferior, como puede observarse claramente entre el arroyo de la Fuenfría y la carretera de Ronda a San Pedro de Alcántara (Fig. 113). Este despegue parece relacionado con la superposición de unidades tectónicas superiores, que ha debido determinar la truncación de los niveles dolomíticos y la horizontalización, por arrastre, del resto de la serie. No hay que excluir del todo, no obstante, que el despegue se hubiera iniciado durante la propia formación del pliegue, tal vez en relación con movimientos de tipo gravitatorio, a juzgar por el estilo de la deformación. No se olvide que una parte importante, si es que no la totalidad de estos materiales, ocuparon una zona topográficamente elevada que constituía el área fuente de la Brecha de la Nava, lo que también podría explicar en parte la truncación, en este caso por erosión, de los niveles estratigráficos más bajos de la unidad y el hecho de que nunca aparezcan fragmentos procedentes de los sectores internos de la unidad de las Nieves en los elementos tectónicos frontales de las unidades más internas.

Hay que mencionar, por último, que en esta región se reconoce una etapa de plegamiento posterior a la inversión del flanco del sinclinal, que determina la formación de pliegues cartográficos bastante apretados y de plano axial subvertical, que se reconocen bastante bien dentro de la Formación tipo Kössen, al N y NE de Los Cascajares y también al E y SE de la Torrecilla. Esta misma fase también determina la aparición de numerosos pliegues menores de charnela aguda (chevron y bandas de kink) y a ella se debe la aparición de las Calizas con Sílex bajo los mármoles calizos de la Formación tipo Kössen en un pequeño barranco al NE de Los Cascajares (UF148565).

3.1.3.- La región entre Yunquera y Puerto Martínez.

3.1.3.1.- Sobre la prolongación nororiental del sinclinal de la Torrecilla: aspectos generales.

En los alrededores de Yunquera la unidad de las Nieves no aflora, ya que se encuentra tectónicamente recubierta por la unidad Alpujárride de Yunquera. Una ventana tectónica (Fig. 142) producida por la erosión del arroyo del Sauce y sus tributarios pone de manifiesto su presencia en profundidad, así como la prolongación de la

estructura de la Torrecilla hacia el NE, ya que en dicha ventana aparece expuesta una serie normal constituida por la Formación de tipo Kössen, las calizas con Sílex y la Brecha de la Nava, sobre la cual reposa una serie invertida, formada por los mismos términos pero epimetamorfizados.

Pero es más al NE, a partir del arroyo de las Siete Fuentes, cuando la prolongación del sinclinal de la Torrecilla se vuelve a reconocer ampliamente y en buenas condiciones de exposición, en las laderas surorientales y meridionales de la Sierra Prieta (Fig. 184), en la Sierra de Bonela y el borde S de la Sierra de Alcaparaín (Fig. 143). En toda esta región, la cartografía permite reconocer que, aunque la estructura general consiste en un gran sinclinal, dentro de él se pueden identificar otras estructuras de plegamiento de menor importancia regional, gracias, sobre todo a la presencia de lentejones de Brecha de la Nava en los núcleos de los sinclinales. Por otra parte, la intensidad de la recristalización metamórfica es apreciablemente menor que la que se observa en las Sierras de Tolox y de las Nieves, y sobre todo en la región de los Cascajares y el Cerro Alcojona, pero se constatan también apreciables variaciones en la cristalinidad de las rocas y en la intensidad del replegamiento, al desplazarse en sentido lateral. También hay que señalar que en posición más externa, al NO de la Sierra Prieta y afectando solamente a la secuencia sedimentaria de la unidad, aparece una nueva estructura sinclinal, algo laminada y de estilo equivalente al del sinclinal de la Torrecilla, que fue reconocida por **Bourgois (1978)**.

Las formaciones implicadas en el sinclinal de la Torrecilla entre Yunquera y la Sierra de Alcaparaín muestran una incipiente independencia tectónica de su sustrato, que se manifiesta mediante despegues que se reconocen, en unos casos, dentro del flanco inverso de la estructura (en particular, en el borde S de la Sierra de Alcaparaín o en ciertos puntos de la Sierra Bonela y, en otros, dentro del propio flanco normal, como sucede en la ladera SE de Sierra Prieta. Sin embargo, un examen atento de los contactos y de la evolución lateral de la estructura según se ilustra en las figuras 187 y 188 , permite asegurar que, al igual que sucedía en la región del Picacho, la independencia tectónica de estas porciones de la unidad de las Nieves es bastante limitada y que un mismo contacto pasa de estar tectonizado a convertirse en normal. Todo ello, entre otros argumentos, que fueron ya presentados en el apartado 4.2.2. del capítulo 5 de este trabajo, me ha llevado a rechazar la inclusión de todos estos afloramientos en una "unidad de Bonela-Capellán", según ha propuesto **Bourgois (1978)**, y a mantener la interpretación de que todos ellos deben ser considerados como partes de una única entidad tectónica, la unidad de las Nieves, en la cual la cristalinidad metamórfica y la intensidad de las deformaciones internas varían en sentido lateral, lo que se manifiesta mediante cambios apreciables en el grado de apretamiento y estilo de sus estructuras.

3.1.3.2.- Las laderas meridional y oriental de la Sierra Prieta.

El sinclinal de la Torrecilla se reconoce claramente en los afloramientos existentes al NE de Jorox (Fig. 187 , corte A): la secuencia normal, completa y levemente recristalizada de la unidad de las Nieves, buzante unos 50° SE, acaba con unos lentejones discontinuos de Brecha de la Nava que aparecen pinzados en las Calizas con Sílex liásicas y cuya presencia permite reconocer el núcleo del pliegue. Al mismo tiempo se constata un ligero aumento de la cristalinidad y del grado de deformación en el otro flanco del pliegue, cuya inversión queda demostrada por la aparición de las calizas del Retiense sobre las Calizas con Sílex liásicas.

Al E de la Cañada de las Siete Fuentes no se reconocen sobre el terreno fenómenos claros de despegue entre las dolomías norienses y el resto de la secuencia de la unidad, pero más al E sí que se constata este fenómeno, y con bastante claridad en algunos puntos, gracias a la oblicuidad que muestran los estratos dolomíticos con respecto al contacto basal de los materiales retienses, como puede deducirse en la ladera SE de la Sierra Prieta teniendo en cuenta la disposición de los buzamientos sobre el mapa (Fig. 184) y, sobre todo, como puede observarse en el afloramiento existente en la misma cima de la mencionada Sierra y se ilustra en el corte B de la figura 187 .

Entre el arroyo del Lugar y Casarabonela, la cartografía (Fig. 184) pone de manifiesto claramente la estructura sinclinal, en cuyo núcleo aparecen pinzados algunos pequeños lentejones de Brecha de la Nava. En la Formación de tipo Kössen del flanco inverso aparecen intercalaciones lenticulares muy estrechas y alargadas de Calizas con Sílex, cuya presencia parece deberse a pequeños repliegues muy apretados, de morfología practicamente intrafolial, o tal vez podrían ser niveles estratigráficos con esta litología, pero de edad retiense. La inversión de la serie queda, finalmente, demostrada por la aparición de las dolomías epimetamorfizadas triásicas en contacto estratigráfico con las formaciones geométricamente infrayacentes.

Las relaciones entre los afloramientos en serie normal situados, respectivamente, en la cima y la ladera SE de Sierra Prieta, se efectúan mediante un pliegue anticlinal en rodilla, ligeramente vergente al SE. La vergencia de esta estructura se puede reconocer muy bien a lo largo de una vereda que discurre a media ladera de la Sierra, en la zona donde atraviesa a un barranco afluente del arroyo de Piña (UF336707), donde se observa cómo la serie se verticaliza e incluso llega a invertirse ligeramente y a estar afectada por una pequeña falla inversa, que desaparece en sentido lateral muy rapidamente. En esta región puede observarse también cómo el despegue existente a la base de la secuencia retiense, patente en la cima de Sierra Prieta, no es tan claramente visible en la ladera SE de la misma; aunque tal vez dicho despegue todavía puede existir dentro del propio paquete dolomítico, estos hechos sugieren que debe perder

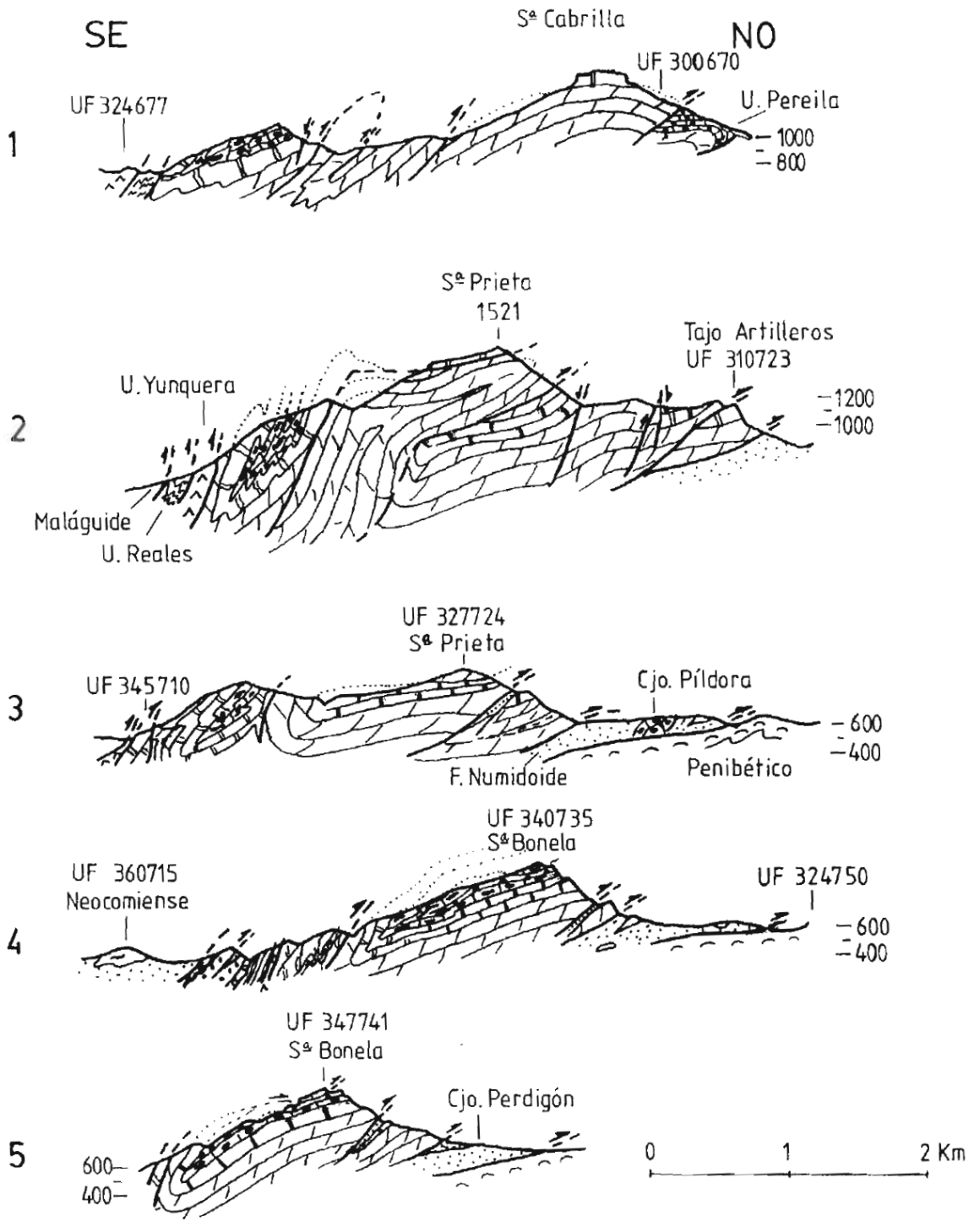


Fig. 187.- Cortes seriados de las Sierras Prieta y Bonela.

(Misma leyenda que las Figs. 185 y 190)

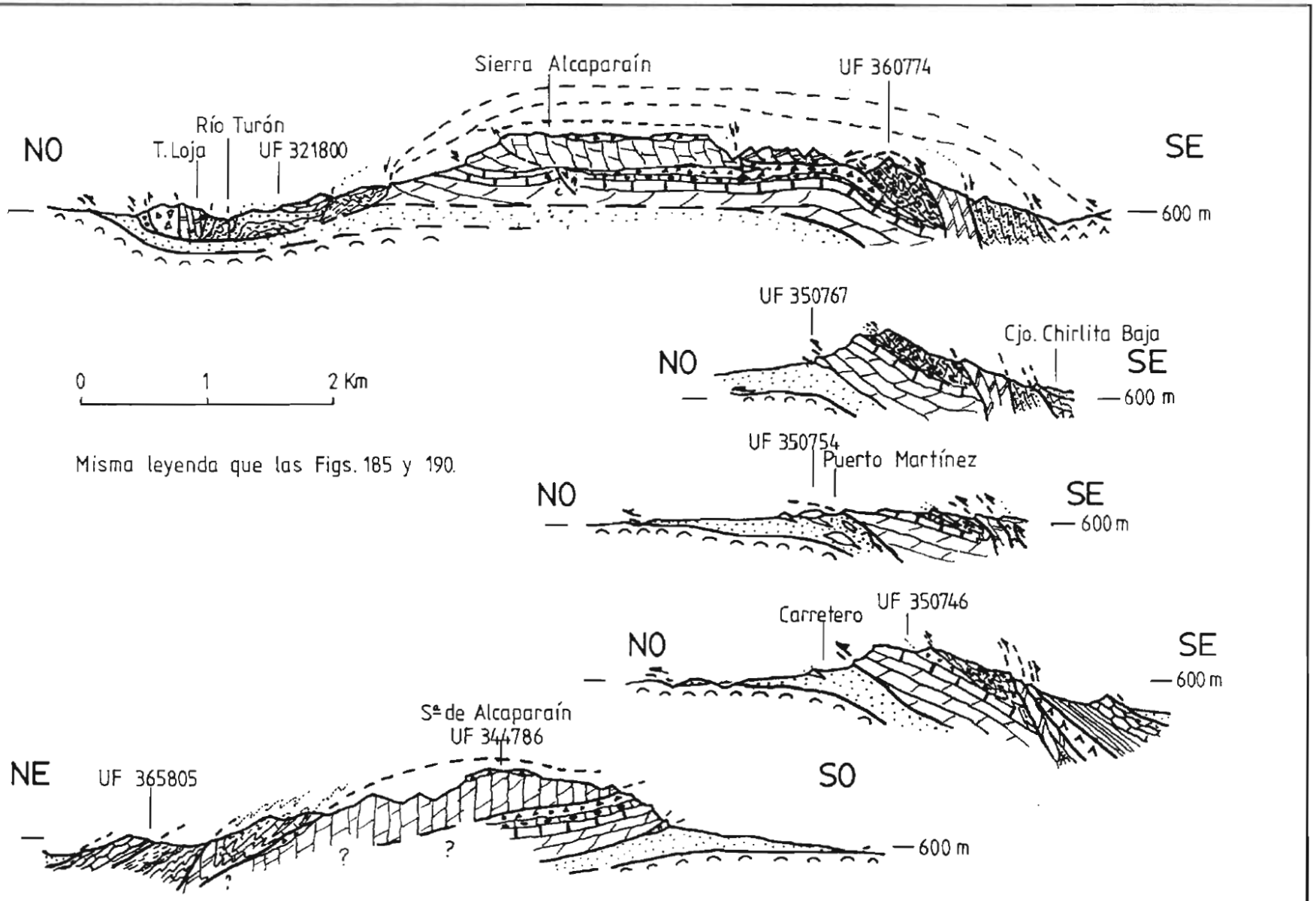


Fig.188.-Cortes seriados de Puerto Martínez y la Sierra de Alcaparaín.

rápidamente importancia al deplazarse hacia los sectores internos de la unidad, según se ilustre en el corte B de la figura 187

3.1.3.3.- El sinclinal tumbado de la Sierra Prieta.

Kockel (1963) cartografió al O y NO de Sierra Prieta una banda alargada de calizas oscuras tableadas y en bancos, que también aparecen expuestas en una gran depresión entre la Sierra Prieta y las estribaciones de la Sierra Bonela, y denominó a estos materiales "Serie de Mogajores". Estos materiales aparecen claramente intercalados entre dos paquetes de dolomías triásicas y, por su posición estratigráfica les atribuyó una edad Ladiniense-Carniense, aunque ésta no fue confirmada paleontológicamente en ningún caso. Más tarde **Bourgois (1978)** ha indicado que las rocas incluídas en la "Serie de Mogajores" deben ser atribuidas al Retiense y que su intercalación entre las dolomías triásicas (Dolomía Principal, de edad Noriense, en este trabajo), se debe a que ocupan el núcleo de una estructura sinclinal de dirección N40E, tumbada y vergente al NO, de estilo algo distinto al del sinclinal de la Torrecilla dado que las formaciones más modernas implicadas su núcleo no aparecen engrosadas, sino, por el contrario, estrujadas. Por otra, parte este sinclinal de la Sierra Prieta, cuya charnela es visible dentro de los materiales retienses al E de la Cañada de las Siete Fuentes, no afecta a las rocas metamorfizadas, las cuales aparecen algo más al SE, implicadas en una estructura análoga, pero distinta, como acabo de describir en el apartado anterior. Este sinclinal de la Sierra Prieta es, por tanto, una estructura equivalente al sinclinal de la Torrecilla y contigua a éste, pero que aparece en posición más externa. Su presencia testimonia el notable acortamiento que ha sufrido la unidad de las Nieves en este sector.

El estudio sobre el terreno permite constatar que el sinclinal de Sierra Prieta es un pliegue prácticamente isoclinal cosa que la cartografía refleja claramente. Los materiales retienses subhorizontales que afloran bajo las dolomías norienses al E de la Sierra Prieta ponen de manifiesto que el flanco inverso de este pliegue sobrepasa con creces el kilómetro. Se trata por tanto de una estructura muy apretada y de gran importancia regional, cuyas relaciones tectónicas con las estructuras adyacentes resulta necesario aclarar. Puesto que son dos estructuras sinclinales las que aparecen una al lado de la otra, debe existir un anticlinal intermedio que, a causa de la profunda erosión actual, solo afectaría a las dolomías. Sin embargo, tras un reconocimiento atento de la región y teniendo en cuenta la disposición de los buzamientos de las distintas formaciones en cada punto, lo cual no siempre es factible debido a las condiciones de exposición, sobre el terreno no se obervan indicios claros de una recuperación anticlinal entre los dos mencionados sinclinales. Por otra parte, el examen de los contactos entre las dolomías y las calizas pone de manifiesto que ambas formaciones son concordantes y

que el contacto visible entre ambas formaciones coincide, salvo muy localmente, con el contacto estratigráfico original. En definitiva, uno se ve obligado a admitir que existe un cizallamiento dentro de la Dolomía Principal que ha debido determinar un cambio brusco en los buzamientos y también laminación tectónica del núcleo del anticlinal, si es que este pliegue llegó en algún momento a existir, al menos dentro de las dolomías, habida cuenta de la naturaleza de estas rocas y del estilo de la estructura, según se ilustra en los cortes de la figura 187 . La posición a proximada de esta cizalla interna de las dolomías la he situado en el mapa (Fig. 184), siguiendo zonas donde se observa, sobre el terreno, una apreciable trituración tectónica y que suelen coincidir, además, con la desaparición brusca de estratos (también visible en foto aérea), con cambios importantes en las direcciones y buzamientos, o con áreas de mala exposición.

La reconstrucción de la estructura completa a partir de los cortes geológicos y la anulación de la deformación al hacer una restauración palinspástica (Fig. 193) ponen de manifiesto que, aunque el acortamiento ha sido de hecho bastante importante, el deslizamiento a favor del plano de cizalla ha debido ser de escasa magnitud, que la geometría de la estructura probablemente se recuperaba y que el accidente desaparecía al desplazarse hacia niveles estratigráficos más modernos.

No es posible observar la continuidad lateral del sinclinal de Sierra Prieta al NE de este relieve, ya que es truncado por el contacto frontal de la unidad de las Nieves. Hacia el SO, también deja de ser visible, causa de la erosión, aunque la cizalla podría continuar en el seno de las dolomías y atravesar la Cañada de las Siete Fuentes hasta unirse también con el frente de la unidad a la altura de Los Labrados. Es posible sin embargo, que el afloramiento de materiales retienses muy tectonizados que aparece al S de Los Labrados, represente la prolongación de la banda que define, más al E, el núcleo del sinclinal.

3.1.3.4.- La Sierra Bonela.

En la Sierra Bonela, la estructura de la unidad de las Nieves es equivalente a la que se reconoce en las laderas meridionales de la Sierra Prieta, pero no se observa una clara continuidad lateral entre las estructuras, cuyas trazas cartográficas casi se estrangulan a la altura de Casarabonela. De las formaciones que definen el pliegue mas al SO, tan solo la Formación tipo Kössen se continúa sin interrupción. Si se examina atentemante el mapa geológico (Figura 184), los sinclinales de la ladera suroriental de la Sierra Prieta y de la Sierra Bonela más que continuarse lateralmente parecen relevarse. Si ello es cierto, dentro de la Formación tipo Kössen en los alrededores del curso alto del arroyo situado al SO de Casarabonela debería reconocerse una apretadísima estructura anticlinal que, en todo caso,

ha pasado desapercibida. Pero también es posible que el pliegue hubiese sido desplazado hacia el N por una falla que se observa al NE de la cabecera del arroyo más arriba mencionado, cuya importancia, sobre el terreno, parece ser muy limitada. En cualquier caso, la estructura sinclinal de la Sierra Bonela representa la prolongación del gran pliegue tumbado de la Torrecilla, a la luz de la geología regional.

En el sector más occidental de la Sierra Bonela se puede observar claramente cómo el incipiente despegue que se observa más al SO entre la Dolomía Principal y la Formación tipo Kössen del flanco normal del pliegue, deja de existir (Fig. 187 , corte D). Al mismo tiempo se constata una apreciable disminución de la cristalinidad metamórfica del flanco normal, así como la casi completa desaparición de las Calizas con Sílex de este mismo flanco, que quedan reducidas a una banda muy estrecha bajo la Brecha de la Nava. Por el contrario, las Calizas con Sílex epimetamórficas del flanco inverso afloran en notable extensión y con un mayor espesor, por lo que uno se ve obligado a admitir la existencia de un despegue entre el flanco normal y el inverso de la estructura cuya importancia aumenta al desplazarse hacia el NE. En todo caso, la estructura es equivalente a la que se reconoce en el Picacho (cf. 3.1.2.2.) aunque la magnitud del despegue en principio sería menor.

Según **Bourgois (1978)** la Brecha de la Nava fosilizaría los dos flancos del sinclinal tumbado de Sierra Prieta, cuya prolongación oriental alcanzaría los sectores occidentales de la Sierra Bonela en los alrededores del puerto situado al SSE del Cortijo de la Ventilla (UF336731). Las observaciones que he realizado, plasmadas en mi cartografía (Fig. 184) y mis cortes (Fig. 187) no conducen a esta misma conclusión. Más bien indican que la serie estratigráfica normal que se observa en este sector pertenece a la recuperación del flanco inverso del sinclinal de la Sierra Prieta. La serie invertida aparece algo más al SO y la prolongación oriental de la traza cartográfica del núcleo muere justamente al N del mencionado puerto. Dado que en esta zona las rocas muestran un notable grado de tectonización, ha sido precisamente a través de ella por donde he situado la zona de cizalla que, según he concluído más arriba (cf.3.1.2.3.3.), se localiza en la recuperación anticlinal de la estructura. Así pues, el sinclinal de la Sierra Prieta no estaría representado en este sector. Por otra parte, la Brecha de la Nava que se observa en este área, aunque es ligeramente discordante sobre su sustrato, cosa normal según se constata en muchos puntos, se encuentra claramente pinzada en el núcleo del sinclinal, cuyo flanco inverso aparece algo despegado en este sector.

El despegue entre los dos flancos de la estructura se confirma al NNO de Casarabonela, donde se observa cómo el contacto que pinza a la Brecha de la Nava bajo el flanco inverso, corta al contacto estratigráfico que separa las Calizas con Sílex de la Formación tipo

Kössen, ambas epimetamorfizadas. En este mismo sector central de la Sierra Bonela, que está limitado por fallas de dirección aproximada NO-SE, se observa que las Calizas con Sílex del flanco normal afloran de nuevo con un importante espesor algo epimetamorfizadas, y que su adelgazamiento hacia el N en la cartografía se debe a la erosión previa al depósito de la Brecha de la Nava (corte E , Fig. 187). Justo en la cima de la Sierra (UF347741) se observa una plasta aislada de Brecha de la Nava, en clara discordancia sobre las calizas con Sílex en serie normal, que soporta a su vez a unos mármoles dolomíticos de atribución incierta mediante un contacto cuya posición exacta resulta difícil de situar sobre el terreno debido a la erosión y karstificación que afecta a ambos tipos de rocas.

En la terminación septentrional de la Sierra Bonela, en las proximidades del Puerto Martínez, en un bloque delimitado por fallas de dirección NO-SE se observa de nuevo la estructura completa. El flanco normal presenta la serie prácticamente continua desde las dolomías hasta la Brecha de la Nava, la cual aparece claramente pinzada, como un lentejón dentro de las Calizas con Sílex. A lo largo de la carretera de Puerto Martínez se atraviesa el contacto entre los materiales retienses y los liásicos en los dos flancos de la estructura, se constata la ligera diferencia de metamorfismo entre las rocas de uno y otro y se observa el cabalgamiento de los micasquistos y gneises de la unidad de Yunquera, sobre las rocas de la unidad de las Nieves. (Fig. 188).

3.1.4.- La estructura de la unidad de las Nieves en la Sierra de Alcaparaín.

3.1.4.1.- La terminación nororiental del sinclinal de la Torrecilla.

El accidente que separa la Sierra de Alcaparaín del resto de la unidad de las Nieves, que pasa a poca distancia al N de Puerto Martínez, ha determinado un apreciable desplazamiento lateral de las estructuras. Por otra parte, la unidad de las Nieves presenta en esta sierra una estructura interna un tanto particular, compleja y algo distinta de la que se observa en las regiones ya estudiadas. Sin embargo, en la terminación suroriental de la Sierra, entre el Tajo del Grajo, el arroyo del Moro y Puerto Martínez, la estructura es de características equivalentes a la que se reconoce, en otros puntos, en los sectores internos de la unidad y representa la terminación nororiental del sinclinal de la Torrecilla y de las estructuras de cizallamiento a él asociadas.

Al NNO de Puerto Martínez (Fig. 143, 187) se puede observar cómo el flanco normal y no metamórfico de la estructura, dibuja en cartografía una serie de bandas de dirección N-S. En este sector del flanco normal se observa la desaparición local de la Formación de tipo Kössen por dolomitización y el extremo adelgazamiento

que muestra la Formación de Calizas con Sílex. La Brecha de la Nava, una vez más, se dispone como una intercalación lenticular y lateralmente discontinua, entre las calizas con Sílex del flanco normal y los términos equivalentes epimetamorfizados del otro flanco del pliegue, cuya inversión queda fuera de duda, habida cuenta de la presencia, en posición geométrica superior, de algunos restos no eliminados por la erosión de las formaciones estratigráficamente infrayacentes (Fig. 188). También en esta región se constata un notabilísimo incremento en el espesor de las calizas con Sílex epimetamórficas, rasgo típico del sinclinal de la Torrecilla. Si se tiene en cuenta el contexto geológico local, al igual que se ha interpretado en otros puntos más al SO, cabe pensar que, en esta región, el flanco inverso muestra una cierta independencia tectónica, en cualquier caso de limitada magnitud.

3.1.4.2.- La escama superior dolomítica de la Sierra de Alcaparaín.

A diferencia de lo que se observa en su ladera meridional, en la parte más elevada y central de la Sierra de Alcaparaín la estructura interna difiere de lo que se observa en otras regiones. La masa central de la sierra está constituida por un extenso afloramiento de Dolomía Principal, en posición subvertical, que soporta, en neta discordancia una plancha de Brecha de la Nava. La estructura interna de estas dolomías no está del todo clara, pero es posible que constituyan un apretado anticlinal de dirección próxima a E-O, dado que los buzamientos tienden a suavizarse hacia el N y también, aunque de forma menos clara, hacia el S en los bordes de la Sierra, según se indica en la cartografía (Fig. 143). Este macizo dolomítico central aparece aislado del resto de la serie por recubrimientos de otras unidades tectónicas, en particular por la unidad de Yunquera, de cuya formación de mármoles dolomíticos (Formación Carratraca) resulta ser localmente (al N del Tajo del Grajo) difícil de separar, pero al O y SO de la Sierra reposa tectónicamente sobre los términos más recientes mediante un cabalgamiento buzante al E que se puede seguir lateralmente varios kilómetros. Por el N, las dolomías cabalgantes pinzan claramente a la Formación tipo Kössen (para **Kockel**, 1963; la "serie de Mogajores"), mientras que hacia el S pinzan a la Brecha de la Nava, que reposa en discordancia sobre la anterior.

Más al SE la brecha desaparece bajo la superficie de cabalgamiento, y las dolomías reposan directamente sobre las Calizas con Sílex. Finalmente, la superficie de cabalgamiento acaba por ser fosilizada por la Brecha de la Nava que, en lo alto de la Sierra, reposa sobre las dolomías en posición subvertical.

Bourgois (1978) ha interpretado la estructura de la Sierra de Alcaparaín como resultado del cizallamiento, acompañado de laminación del flanco inverso, de un sinclinal tumbado que considera lateralmente relacionado con el sinclinal descrito al NO de Sierra Prieta. No tengo argumentos decisivos contra esta interpretación pero, a juzgar por los buzamientos de las capas visibles en el campo, me

parece muy difícil conectar geométricamente la estructura de las dolomías de la parte alta de la sierra con la de las series más completas que se observan en su ladera occidental y que parecen representar, efectivamente, la prolongación del flanco normal del sinclinal que se observa al N de Puerto Martínez. En todo caso, cualquier interpretación bien fundamentada de la estructura debe tener en cuenta los siguientes hechos: en primer lugar el cabalgamiento se efectuó mediante un plano cuya dirección es oblicua a la de las principales estructuras (aproximadamente NO-SE) y que buza al NE, lo que parece sugerir que el cabalgamiento se efectuó hacia el SO, si bien no hay que olvidar que las estructuras han podido sufrir localmente rotaciones importantes; en segundo lugar, el cabalgamiento tuvo lugar durante el depósito de la Brecha de la Nava, cuya edad terciaria posteocena ha podido ser demostrada en este sector (cf. Cap. 5, ap. 4.2.6.3.2. y 4.2.8.3.), dado que la cabalga y aparece a la vez fosilizado por ella; en tercer lugar, en mi opinión la cristalinidad de las dolomías aumenta ligeramente al desplazarse hacia el E, lo que, como ya he comentado, dificulta sensiblemente su distinción de los mármoles dolomíticos de la unidad de Yunquera, que afloran desde el Tajo del Grajo hasta los Arenales, en el curso alto del arroyo de Los Pinos. Dos criterios he utilizado para establecer el límite: la presencia local de la Brecha de la Nava bajo los mármoles dolomíticos (O del Tajo del Grajo) y el cambio en la dirección de la estratificación de las dolomías recristalizadas (E-O aproximadamente) con respecto a la de los mármoles dolomíticos (cercano a N-S en los afloramientos más septentrionales.).

Habida cuenta de estos datos me parece que la estructura actualmente visible en la Sierra de Alcaparaín no puede correlacionarse de una forma simple con ninguna otra estructura regional reconocible en la unidad de las Nieves. Tal vez el cabalgamiento de la ladera O de la Sierra estuvo predeterminado por la existencia de un accidente más antiguo o tal vez guarde relación con algún accidente transcurrente, como los que serán tratados en el apartado 3.1.6. En este sentido es interesante mencionar que esta estructura plantea problemas de interpretación equivalentes a los que plantea la estructura de la unidad de las Nieves en el Pico del Jarro y alrededores.

3.1.5. Otras estructuras de plegamiento.

Más arriba he descrito las principales estructuras que afectan a la unidad de las Nieves, sobre todo en su borde interno. En posición más externa (Fig. 189) aparecen otras estructuras de plegamiento de menor importancia regional. Unas son sólo suaves flexuras, como por ejemplo la que ha determinado la preservación de la erosión de los isleos del Picacho. Otras son más apretadas y ponen de manifiesto el carácter discordante de la Brecha de la Nava. Algunos de estos pliegues son muy continuos, a pesar de su relativa suavidad, a lo largo de buena parte de la unidad. Yo destacaría el sinclinal cuyo nú-

cleo está ocupado por el afloramiento de Brecha de la Nava a lo largo del cual discurre la carreterra de Cartajima, cuya prolongación hacia el E se encuentra en arroyo del Taramar, al S del Tajo de Pompeya; también el sinclinal de los Llanos de las Navas cuyo flanco N aún se reconoce al SO de Cartajima. Ambos sinclinales están separados por un anticlinal intermedio cuyo borde S está fallado, que se formó antes del final del depósito de la Brecha de la Nava, dado que ésta reposa en discordancia sobre el núcleo, que está ocupado por la Dolomia Principal. Otro pliegue que también muestra una disposición similar de la Brecha de la Nava (discordante en el núcleo y cada vez menos discordante en los flancos) se reconoce en la Cruz de la Fuensanta, al N de Igualeja; este anticlinal está cortado, por el O, por una falla normal de dirección N-S que hunde a los micasquistos alpujárrides de la unidad de los Reales, y por el E, por una falla normal de dirección N30E. Pliegues equivalentes previos o sincrónicos con el depósito de la Brecha de la Nava también se reconocen más al NE. Así al E del Pico del Jarro la Brecha de la Nava fosiliza una suave flexura sinclinal, mientras que la Cañada de la Cuesta de los Hornillos exhuma una suave bóveda anticlinal.

En lo alto de la Sierra de las Nieves también se constata un plegamiento muy suave, visible en las Calizas con Sílex y la Formación tipo Kössen, pero apenas reconocible en la Dolomía Principal, que constituyen en esencia un paquete buzante hacia el SE. Se trata de una alineación de pliegues de dirección N40E y N130E aproximadamente, que interfieren entre sí dando lugar a un dispositivo muy suave en "caja de huevos", que es el responsable de la peculiar distribución cartográfica que muestran los afloramientos de materiales postnorienses.

3.1.6.- Accidentes transcurrente y tectónica de bloques,

Más arriba he mencionado (cf. 3.1.1.) que la unidad de las Nieves aparece subdividida por accidentes de dirección aproximada NO-SE, oblicuos a sus estructuras internas que individualizan una serie de bloques (Fig. 189). Estos accidentes son posteriores a la tectónica de mantos dado que no sólo afectan a la unidad de las Nieves sino también a las unidades que se le superponen y en parte han debido funcionar en régimen transcurrente aunque en la actualidad aparecen sistemáticamente como fallas normales. Los accidentes más importantes son, de O a E; el de las Turquillas, que individualiza la porción occidental de la unidad; los que discurren entre el Peñón de Ronda y el arroyo de los Horcajos, que separan los bloques del Picacho y sectores adyacentes del resto de la unidad de las Nieves; el que discurre desde Jorox hasta las proximidades del Cerro del Peral que delimita por el SO al bloque de las Sierras Prieta y Bonela; y, por último, el que pasa al NE de Puerto Martínez e individualiza la Sierra de Alcaparaín.

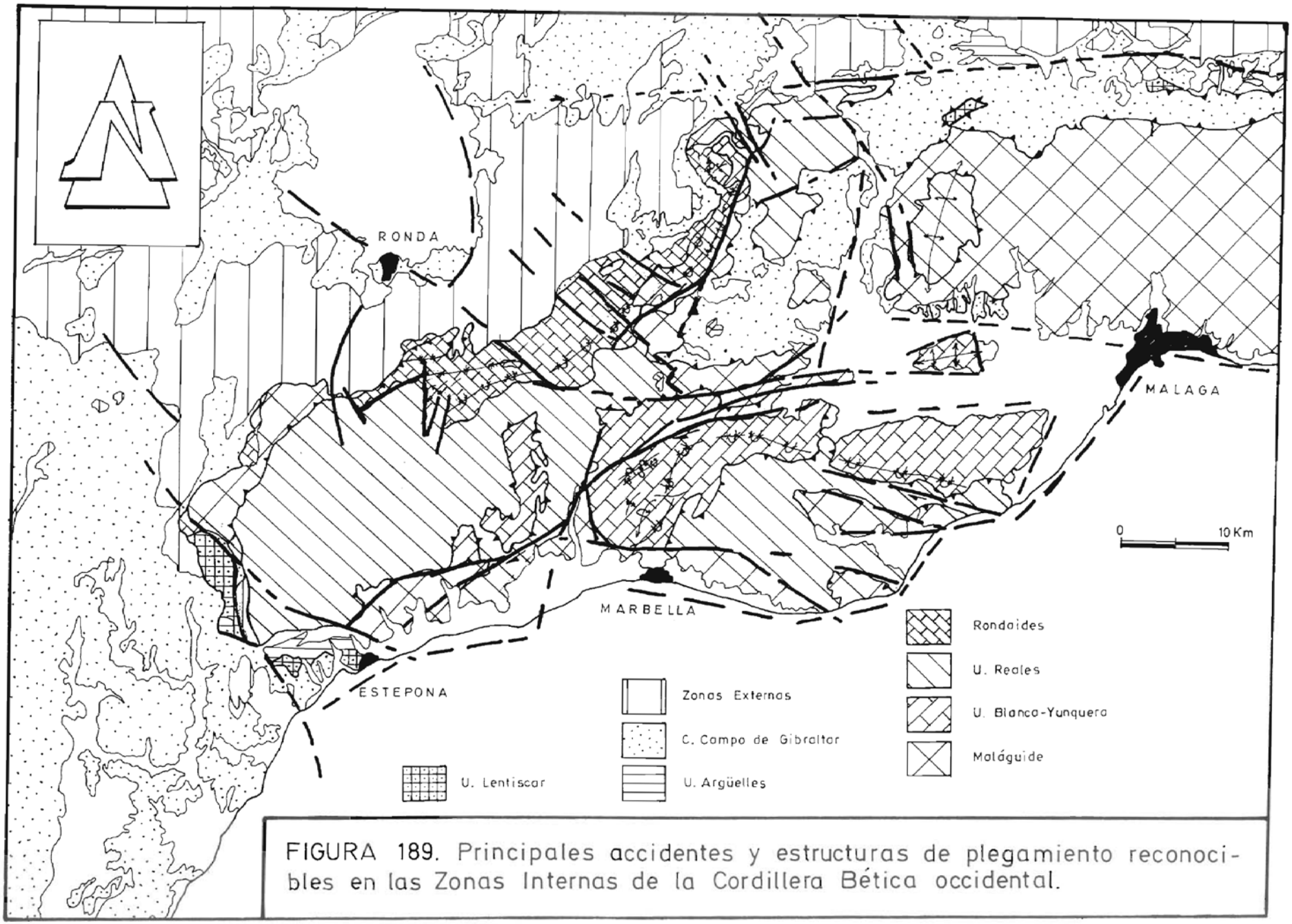


FIGURA 189. Principales accidentes y estructuras de plegamiento reconocibles en las Zonas Internas de la Cordillera Bética occidental.

El funcionamiento de estos accidentes en régimen transcurrente ha sido distinto, según los casos. Predominan los dextrorsos como el de las Turquillas o el de Jorox, también las fallas que se reconocen en los alrededores de Alpandeire, en la terminación occidental de la unidad. Estos accidentes han facilitado el encajamiento hacia el O y NO de las Zonas Internas y probablemente estuvieron determinados por un régimen de esfuerzos predominantemente orientado de N a S o, más bien, de NNO a SSE. Es probable que algunas fallas importantes cuya dirección oscila entre N-S y N30E correspondan a los conjugados sinistrorsos de estos accidentes; por ejemplo, la falla que coincide con el contacto entre las unidades de las Nieves y de los Reales, entre Igualeja y Parauta, o la que delimita por el O a la ventana del Cortijo de los Manaderos; o también la que pasa por las proximidades de Los Cascajares, que gira hacia el NE y pasa a convertirse en una falla inversa que ha rejugado más tarde como normal.

Los accidentes que discurren entre el Peñón de Ronda y el arroyo de los Horcajos y el de Puerto Martínez, por el contrario, han funcionado como accidentes sinistrorsos y han permitido el encajamiento hacia el NO de la Sierra de Alcaparaín y de la pila de unidades tectónicas que se localiza entre las Sierras Prieta y Cabrilla y la Sierra de las Nieves. A estos accidentes sinistrorsos se asocian otros, conjugados y dextrorsos, de dirección N40E como el situado al S del Convento de las Nieves o el que pasa por el Puerto Janón, así como cabalgamientos importantes de vergencia O a SO como el que delimita a la escama superior de la Sierra de Alcaparaín o el que se reconoce en los alrededores del Pico del Jarro, al SE del Peñón de Ronda. Su relación con esfuerzos compresivos de dirección aproximada E-O y vergencia hacia el O parece, pues, clara. Es probable que este segundo sistema de accidentes funcionara ya antes o durante el depósito de la Brecha de la Nava y que se hubiera formado antes que el primero que he descrito, que está relacionado con esfuerzos dirigidos hacia el NNO. Ello explicaría la disposición discordante de la Brecha sobre el cabalgamiento de la escama superior de la Sierra de Alcaparaín y su disposición cartográfica al SE del arroyo de la Cuesta de los Hornillos. Sin embargo es seguro que ambos sistemas han funcionado con posterioridad a la tectónica de mantos, de forma más o menos simultánea o alternante. La relación de estos accidentes con los descritos en el Penibético parece clara y en no pocos casos representan la continuación de alguno de ellos. Su presencia pone de manifiesto que también las Zonas Internas sufrieron, en sus partes frontales,, una tectónica transcurrente bastante importante, posterior al menos al Aquitaniense, cuya relación con el encajamiento del "Bloque de Alborán" resulta evidente y cuyo conocimiento es imprescindible para establecer la evolución tectónica del contacto entre las Zonas Internas y las Externas.

3.2.- La estructura de los Alpujárrides y Maláguides.

3.2.1.- Algunos aspectos de la estructura de los Alpujárrides occidentales.

3.2.1.1.- Estructura interna de la unidad de Yunquera.

Los grandes rasgos de la estructura interna de la unidad de Yunquera se pueden establecer sobre la base del mapa geológico (Figs. 142 y 143). Sin embargo, la estructura de detalle, en especial dentro de la Formación Capellán, es muy difícil de reconocer debido a su intensísimo replegamiento sin y tardimetamórfico que está relacionado en parte con la formación de las dos esquistosidades que se reconocen en todas las rocas de la unidad. Por su propia naturaleza, los mármoles calizos y calcoesquistos con intercalaciones metapelíticas y cuarcíticas de la Formación Capellán se prestan más que otros conjuntos litológicos a ser afectados por deformaciones de tipo plástico, que dan lugar a pliegues plegados de escalas que varían desde la microscópica hasta la hectométrica; estos últimos tienen su expresión cartográfica a escala 1:50.000 pero su geometría resulta extraordinariamente difícil de establecer sobre el terreno, sin hacer un estudio muy detallado, acompañado de un gran número de medidas de micro y mesoestructuras e incluso de un estudio de la petrofábrica en el laboratorio, que no ha sido realizado. Así pues, me limitaré a describir las grandes características de la estructura interna de la unidad de Yunquera según se deduce del levantamiento del mapa y cortes geológicos.

En la región al O y NO de Yunquera, la unidad presenta una estructura monoclinal alargada según NE-SO y buzante al N, de ahí que hacia el S aparezcan los niveles estratigráficos más profundos. Los buzamientos muestran una tendencia a verticalizarse dentro de la Formación Carratraca, tendencia que desaparece rápidamente en los niveles bajos de la Formación Capellán. Dentro de ésta última, en la alineación existente entre el arroyo del Cañuelo y el Puerto de la Abeja, los buzamientos tienden a definir una suave estructura sinclinal, sobre todo hacia el O, y a menudo las superficies de referencia aparecen subhorizontales. Estas características de la estructura permite explicar la aparición de los niveles superiores de la Formación Capellán más al N, en la región de la Breñuela, donde las capas se orientan según N-S y buzan, en general suavemente, hacia el E.

Al E y NE de Yunquera la Formación Carratraca presenta buzamientos más variables, que tienden a definir una estructura anticlinal cuyo flanco meridional aparece cabalgado por las peridotitas de la unidad de los Reales. Los mármoles dolomíticos presentan, además, abundantes intercalaciones metapelíticas que, aunque en parte pueden ser de origen estratigráfico, también en parte han resultado un intensísimo replegamiento sinmetamórfico cuyas directrices, sobre el terreno, son difíciles de aclarar sin haber realizado un estudio estructural detallado. Al NE de Jorox, a lo largo de la estrecha banda cartográfica de mármoles con intercalaciones metapelíticas que se

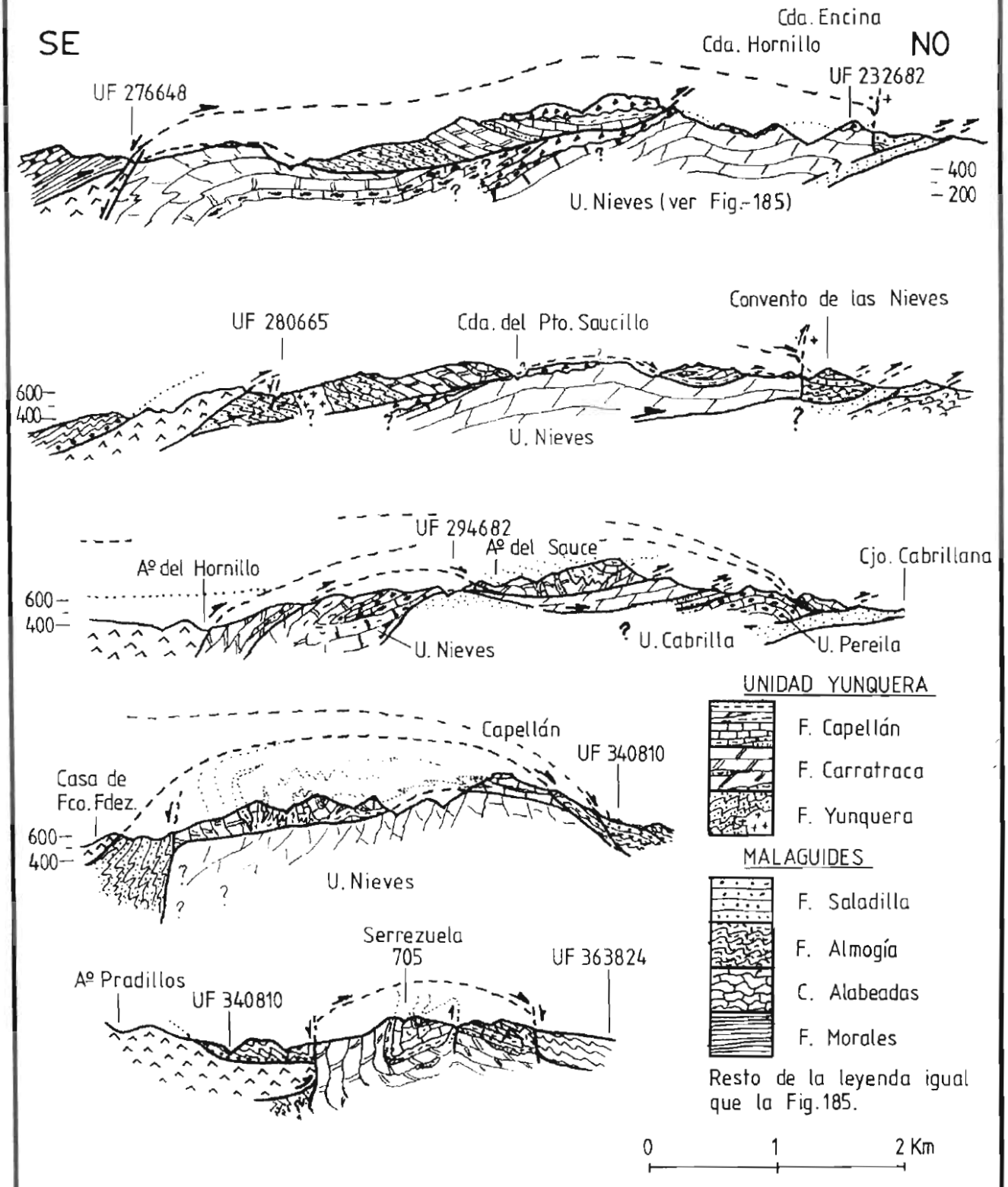


Fig. 190.- Cortes geológicos de la Unidad de Yunquera.

continúa hasta Casarabonela y más al NE, los buzamientos se mantienen hacia el SE, y muestran una progresiva tendencia a la verticazación.

En la Sierra de Alcaparaín y la Serrezuela de Carratraca la estructura es bastante distinta de la que se reconoce en la región de Yunquera, y las capas tienden a disponerse próximas a la vertical y con direcciones más norteadas (N-S a N30E) en las Formación de Yunquera y Carratraca, mientras que son mucho más variables en la Formación Capellán. Los mármoles dolomíticos (Formación Carratraca) de la Serrezuela, subverticales a muy inclinados hacia el ESE, se hunden bajo las metapelitas de la unidad de los Reales y se prolongan hacia el SO, por la banda de mármoles dolomíticos que se extiende desde Los Arenales hasta el Tajo del Grajo. Tanto esta franja de mármoles en su porción septentrional, como la franja que se sitúa al SE, al borde de la Sierra de Alcaparaín se hunden bajo las metapelítas de la Formación Yunquera que con direcciones y buzamientos equivalentes, de subverticales a dirigidos hacia el E y SE, afloran extensamente a la falda suroriental de la Sierra, y que aparecen cabalgadas por las peridotitas; aunque no hay, en esta región, continuidad formal entre la Formación Carratraca y la Formación Yunquera debido a que ambas están separadas por una importante falla, también subvertical, la estructura, la sucesión litológica y la variación en el grado de metamorfismo que afecta a las rocas ponen de manifiesto una clara tendencia a la inversión.

Mucho más difícil resulta conocer si la Formación Capellán aparece en posición estratigráfica normal o invertida. En la porción central de la Serrezuela las capas tienden a definir una estructura sinclinal de dirección axial próxima al N-S, que está limitada por el O por una falla que determina el cabalgamiento de un afloramiento de micasquistos intercalados entre mármoles calizos, que considero pertenecientes al miembro inferior de la Formación Capellán, sobre un conjunto de mármoles calizos y dolomíticos situados al O, pertenecientes al miembro medio; esto sugiere que, en este área, la serie estratigráfica estaría globalmente normal, lo que concuerda con la litoestratigrafía y la evolución del grado metamórfico. La presencia de la falla más arriba mencionada, explicaría también la aparición a lo largo del arroyo de la Escalera de unos micasquistos con intercalaciones tableadas de mármoles calizos, cuya separación de los micasquistos de la unidad de los Reales no resulta nada fácil de establecer. Por otra parte, entre los arroyos de la Zahurda y de la Escalera, el borde N del afloramiento de la Serrezuela choca con las metapelitas (Formación Puerto de los Guardas) de la unidad de Los Reales mediante un contacto, probablemente de falla, difícil de situar con precisión pero que en todo caso debe ser próximo a la vertical, dado que en algunos puntos parece determinar el levantamiento y superposición de la unidad de Yunquera sobre la de los Reales. Finalmente en la porción occidental del afloramiento de la Serrezuela, entre los Cortijos de Cucarra y de San José, la estructura interna de la Formación Capellán resulta ser muy distinta de los de los afloramientos situados más al E, ya que se observa una apretadísima estructura sinforme, con vergen-

cia aparente al SO y con núcleo de mármoles dolomíticos tableados, asociado a la cual aparece un sinnúmero de pliegues menores sinesquistosos y una linearidad de intersección, subparalela al eje del pliegue, de dirección NO-SE y buzante hacia el SE; en mi opinión este pliegue no guarda relación con la estructura general del afloramiento y más bien debe relacionarse con las deformaciones sinmetamórficas.

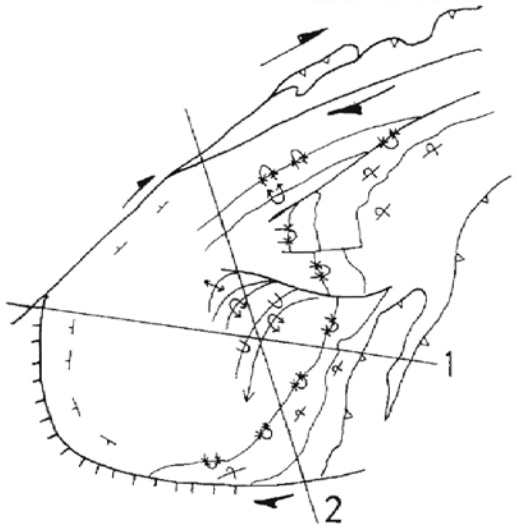
Entre los Arenales y el Capellán, la estructura definida por los materiales de la Formación Capellán resulta también muy difícil de aclarar. En el mismo cerro del Capellán uno tiene la impresión de que la serie está invertida (cf. también, **Bourgois, 1978**) ya que unas filitas grises azuladas con niveles de cuarcitas, aparentemente poco metamorficas, aparecen en posición inferior, directamente en contacto con la superficie de corrimiento y bajo unos mármoles calizos que soportan a su vez unos mármoles dolomíticos que parecen más metamórficos. Esta impresión se mantiene en el afloramiento de Las Lomas Herriza y de Subiris, donde es factible diferenciar, en cartografía, varios niveles litológicos intercalados que, evidentemente, resultan de un intensísimo replegamiento. Al SE de la Loma de Subiris, sin embargo, los distintos niveles de la Formación Capellán, que más al N buzan al NE, se disponen según una dirección N10-20E y con buzamientos muy inclinados tanto hacia el NNO como hacia el SSE a la vez que se ponen en contacto estratigráfico con los mármoles subverticales de la Formación Carratraca; por tanto, en este sector, al igual que sucede en la Serrezuela, con la cual se alinean perfectamente, la serie estratigráfica se encuentra próxima a una charnela de un pliegue. Sin embargo no es posible observar el pliegue, entre otras razones porque las capas aparecen truncadas por la superficie de corrimiento inferior.

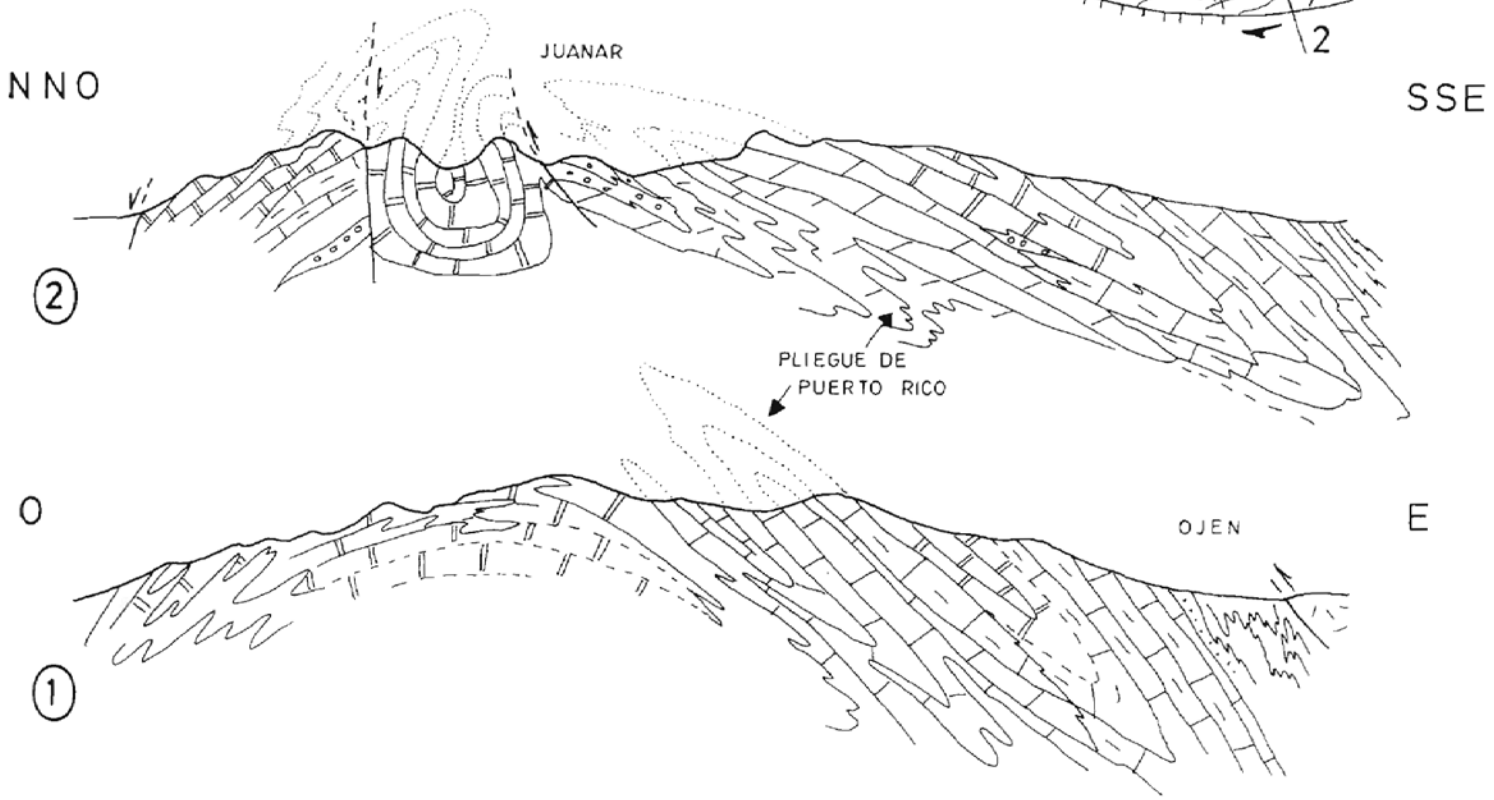
En definitiva, la estructura de unidad de Yunquera en la Serrezuela de Carratraca y en la Sierra de Alcaparaín parece corresponder a un núcleo sinclinal vergente al NO y ONO, delimitado por dos cizallas: la superficie de cizalla superior está relacionada con el emplazamiento de la unidad de Los Reales y ha provocado la laminación del flanco inverso de la estructura en los niveles estratigráficos más bajos y su preservación en los más altos; la superficie de cizalla inferior que ha determinado la superposición de la unidad de Yunquera sobre la de las Nieves y, asímismo, ha laminado la mayor parte del flanco normal de la estructura, salvo en la zona donde las capas se tienden a verticalizar (Fig. 190).

3.2.1.2.- Sobre la estructura interna de la unidad de Blanca

La estructura interna de la unidad de Blanca es extraordinariamente compleja, debido a que ha sufrido un intensísimo replegamiento sinmetamórfico en condiciones de alto grado. Ello ha determinado la trasposición y obliteración total de la estratificación original en las series metapelíticas y un flujo plástico generalizado en las series marmóreas que muestran una deformación interna de tipo fluidal.

FIGURA 191. Cortes geológicos a través de Sierra Blanca. Reinterpretados de Mollat (1968).





La imposibilidad de distinguir un número suficiente de superficies de referencia cartográficas hace vano cualquier intento de reconstrución de la estructura interna de los grandes afloramientos metapelíticos del río Guadaiza y de los Montes del Albornoque, al menos por el momento. En los mármoles, por el contrario, dado que abundan las superficies de referencia visibles, tanto sobre el terreno como en foto aérea, es posible identificar algunas estructuras de notable importancia regional. Sin embargo, ni la cartografía de la estructura de los mármoles ni su interpretación resultan nada fáciles de realizar; la gran complejidad interna de las estructuras, determinada por la evidente superposición de fases de deformación, el metamorfismo, que ha provocado transformaciones importantes en las rocas que no tienen por qué estas relacionadas con la estratigrafía original, y también el abrupto relieve de las Sierras Blanca y de Mijas impiden realizar recorridos completos y dificultan la observación sobre el terreno y, por tanto el levantamiento correcto y detallado del mapa geológico. Por tanto, aún esta por realizar una cartografía detallada de las formaciones carbonatadas que permita reconocer de forma adecuada la estructura interna de los macizos de Blanca y de Mijas. A pesar de todo es posible identificar algunas estructuras de importancia regional gracias a los mapas geológicos levantados por **Mollat (1968), Salobreña (1977), Piles et al. (1978a,b)** y **Obata y Lundeen (1979)**, de entre las cuales destaca, por su gran continuidad lateral, el sinclinal tumbado que ha determinado la inversión de la secuencia estratigráfica en los bordes orientales y meridionales de las mencionadas Sierras. El eje de este sinclinal muestra torsiones importantes en su dirección: mientras que en la Sierra de Mijas se dispone según N100E, al desplazarse hacia el O va girando progresivamente en sentido antihorario, de manera que al S de Monda su dirección se aproxima a N60E, hasta que en los alrededores de Ojén se orienta según N10-30E; por último, a partir de la Mina del Peñoncillo y hacia el O, la estructura sufre una nueva torsión en su dirección axial que se orienta próxima al E-O. también se observan torsiones importantes en otras estructuras del núcleo de la Sierra Blanca, en concreto, en el pliegue de Puerto Rico de **Mollat (1968)** y las estructuras asociadas, todas ellas de morfología isoclinal y con una marcada vergencia hacia el O o NO (Fig. 191) cuyas direcciones axiales, que se orientan preferentemente según N-S, rotan hacia el E al desplazarse hacia el N y tienden a definir un arco cada vez más abierto hacia el NO.

En opinión de **Tubía (1985a)**, la torsión del sinclinal del borde interno de las Sierras Blanca y de Mijas se prolongaría a la periferia occidental de este macizo, rotando completamente a su alrededor, y se prolongaría por la Sierra Canucha hasta las proximidades de Monda, donde se estrellaría con el gran accidente posterior a la tectónica de mantos que pasa por la mencionada localidad (la falla del Albornoque de este autor). Ciertamente la Sierra Canucha muestra una estructura sinforme tumbada y de vergencia aparente al S, lo que, en principio, no sólo no se contradice con la torsión admitida por Tubía,

sino que concuerda bastante bien con ella. Sin embargo, esta estructura, en mi opinión, no se continúa con el sinclinal tumbado del borde interno de la unidad, por varias razones. En primer lugar resulta muy difícil aceptar a priori, la hipótesis admitida por **Tubía (1985a)** según la cual la torsión del eje sinclinal se habría debido a un arrastre determinado por el movimiento transcurrente dextrorso de la falla del Albornoque; en segundo lugar, aunque el borde occidental de la Sierra Blanca muestra una intensísima deformación interna, no hay evidencias claras de que presente una estructura sinclinal, ni tampoco de que la serie estratigráfica este invertida en está sector; por último, de acuerdo con la disposición cartográfica (Fig. 147) de los términos diferenciados sobre el mapa por **Mollat (1968)**, los materiales del flanco inverso de la estructura no pasan mucho más allá del arroyo de las Piedras, al SO de Sierra Blanca, ya que son truncados por un importante accidente de dirección E-O, que delimita a esta Sierra por su borde meridional. El pliegue de la Sierra Canucha, por tanto, debe ser considerado como una estructura independiente que, en mi opinión no es un sinclinal vergente al SE, sino más bien a un anticlinal vergente al NO, (corte, Fig. 191), que habría sido basculado hacia el NO a consecuencia del abombamiento posterior que ha afectado al conjunto del macizo de Sierra Blanca. Esta interpretación, cuyo carácter muy hipotético, tanto o más que la de **Tubía (1985)**, quiero expresamente subrayar, permite explicar mejor la presencia de mármoles calizos impuros con bandas calcosilicatadas, nódulos de sílex e intercalaciones metapelíticas delgadas en el núcleo de la estructura que, de acuerdo con lo que se observa en otras regiones del Alpujárride (Sierra Tejeda, p.e.), debieron ocupar una posición estratigráfica infrayacente a la de los mármoles calizos **(Delgado et al., 1981)**.

Según **Mollat (1968)** la totalidad de los mármoles de la Sierra Blanca se encontrarían invertidos y se hundirían bajo las metapelitas de la región de los Montes del Albornoque. Sin embargo, presencia del gneis de Istán sugiere, además de la existencia de peridotitas a la base de la unidad de Blanca, el que la serie estratigráfica en esta región se encuentra globalmente en posición estratigráfica normal. Esta conclusión concuerda con lo que se observa en la región de Benahavís, donde los mármoles y las cuarcitas ocupan la posición geométrica superior, y también con lo que se deduce del análisis estratigráfico y tectónico de las Sierras Blanca y de Mijas. Así pues, la inversión de la secuencia estratigráfica de la unidad de Blanca parece limitada al borde interno de la unidad, lo que en principio parece estar relacionado con el cabalgamiento de las peridotitas de la unidad de los Reales.

3.2.1.3.- La superficie de cabalgamiento de la unidad de Los Reales.

La superposición tectónica de las peridotitas y las rocas que constituyen su envoltura cristalina sobre las metapelitas y mármoles de las unidades de Blanca, Yunquera y Nieves puede considerarse, a la luz de los conocimientos actuales, como un hecho bien

establecido a la escala regional, si bien la interpretación de ciertos sectores, como por ejemplo el del arroyo de la Cala, al N de estepona, puede prestarse a una cierta discusión. Por tanto, los afloramientos del río Guadaiza, del Albornoque y de las Sierras de Blanca, Mijas y Cártama deben considerarse como ventanas tectónicas, de acuerdo con **Mollat (1968), Lundeen (1978)** y **Navarro-Vilá y Tubía (1983).**

La morfología de la superficie de corrimiento se puede deducir de su traza cartográfica. En conjunto es una superficie bastante tendida, inclinada hacia el S o SE, que muestra irregularidades apreciables debidas, en parte, a un plegamiento posterior, en parte a la actuación de accidentes post-manto y, en parte a torsiones y alabeamientos originales relacionados con la aparición y desaparición de ciertas unidades tectónicas en profundidad.

La superficie de corrimiento de la base de la unidad de los Reales coincide de forma casi sistemática con el contacto inferior de las peridotitas. No obstante, en los sectores frontales corta netamente a la envoltura metapelítica (Formación Puerto de los Guardas), como puede constatarse claramente entre Igualeja, Parauta y Cartajima, si bien en este sector el contacto original está retocado por fallas posteriores. En estos sectores frontales, la presencia de isleos sobre la unidad de las Nieves permite constatar que la superficie de cabalgamiento fue bastante tendida o subhorizontal, aunque en la Sierra de Alcaparaín muestra un abombamiento importante junto con las unidades tectónicas infra y suprayacentes. Sin embargo, coincidiendo con la aparición de las peridotitas, en los sectores internos de la unidad de las Nieves, la superficie sufre una notable inflexión hacia el SE que, entre Yunquera y Carratraca, además aparece acentuada por fallamiento normal posterior. Esta "rampa" está relacionada con la desaparición de la unidad de las Nieves en profundidad dado que ésta no aparece representada en las ventanas tectónicas existentes inmediatamente al S; a lo largo de ella se produce la laminación y el enraizamiento de la unidad de Yunquera, que formalmente aparece desconectada de los sectores más externos (Albornoque, río Guadaiza) de la unidad de Blanca.

Al SE de la Torrecilla la superficie de corrimiento tiende a recuperar la horizontalidad a una altura del orden de 400 m, a juzgar por la presencia de pequeñas ventanas y por la traza cartográfica del contacto basal de las peridotitas; asímismo, esta traza en la región del Albornoque, a pesar de las complicaciones locales debidas a fallamiento posterior, confirma la horizontalidad de la superficie de cabalgamiento. Más al O, en el curso alto del río Guadaiza se constata un abombamiento de eje N-S e inclinación axial al S (**Lundeen, 1978**) pero la superficie mantiene su tendencia a hundirse hacia los sectores meridionales. Un accidente tectónico de dirección N60E y gran importancia regional, la falla del Albornoque (cf.3.2.5;Fig.189) determina un brusco levantamiento de la superficie de corrimiento coincidiendo con los macizos carbonatados de Blanca y Mijas. A juzgar por la estructura en domo que muestran dichas Sierras, la superficie basal de la unidad

de los Reales ha sufrido un nuevo e importante abombamiento, ya que pasa bruscamente desde unos 200-300 m, que es la altura a la que se encuentran en la región de Benahavís y del Albornoque, hasta al menos unos 1300 m, a juzgar por la altura de los relieves de Sierra Blanca, lo que ha determinado la erosión total de la unidad de los Reales en este sector y la aparición de su sustrato tectónico. En la Sierra Alpujata se vuelve a observar la superficie de cabalgamiento con una inclinación bastante uniforme hacia el SE, hasta el mar, aunque también muestra algunos suaves alabeamientos debidos a un plegamiento posterior de dirección axial aproximada N-S **(Tubía, 1985a)**.

En los sectores frontales de las Zonas Internas el cabalgamiento de la unidad de los Reales fue postmetamórfico o, al menos, tardimetamórfico. Al desplazarse hacia sectores más internos, las rocas situadas bajo la superficie de cabalgamiento muestran progresivamente los efectos de una cada vez más intensa recristalización metamórfica cuya relación con las peridotitas adyacentes es evidente; tal es el caso de metamorfismo que afecta al borde interno de la unidad de las Nieves. Sin embargo, la serpentinización que afecta a las peridotitas a lo largo del contacto de cabalgamiento sobre la unidad de las Nieves **(Aguilar et al., 1973)** sugiere que los movimientos últimos ocurrieron a más bajas temperaturas que las del metamorfismo que afecta a las rocas cabalgadas en ciertos sectores (alrededores de los Cascajares y de la carretera de Ronda a San Pedro de Alcántara, en particular). Esta interpretación se confirma al examinar los contactos en la región del Cerro Corona y del SE de la Torrecilla, donde las peridotitas, cabalgan mediante una banda de serpentinitas, a unos mármoles calizos y dolomíticos relativamente poco recristalizados. Por tanto la superposición de la unidad de los Reales sobre la de las Nieves fue esencialmente postmetamórfica al igual que sucede en la mayor parte de los Alpujárrides más orientales, si bien el contexto geológico local y regional sugiere que hubo sólo un breve lapso de tiempo entre las últimas recristalizaciones metamórficas y las grandes superposiciones tectónicas.

Hacia los sectores más internos la situación se complica. En la ventana del Guadaiza **(Lundeen, 1978)** y al E de Ojén en particular **(Tubía, 1985a,b)**, hay evidencias suficientes para concluir que la base de las peridotitas cabalgantes se encontraba lo suficientemente caliente como para permitir la migmatización de la parte superior de los terrenos cabalgados, lo que ocurrió a temperaturas del orden de 750ºC y a presiones relativamente bajas, de unos 2kb (cf. Cap. 6, ap.2.2.3.). Así pues, el cabalgamiento de la unidad de los Reales comenzó durante las últimas fases del metamorfismo alpino (post-S2), lo que provocó una intensa deformación plástica a alta temperatura a ambos lados de la superficie de cabalgamiento. En la ventana del Guadaiza, sin embargo, el aspecto bréchico de las rocas migmatizadas sugiere que las rocas cabalagadas sufrieron una tectonización sinmetamórfica de alto grado en condiciones mecánicas predominantemente dúctiles, pero con episodios de relativa fragilidad (cf. cap. 6, ap.-2.2.2.2.2.). En la base cabalgante de las peridotitas de la Sierra

Alpujata, Tubía (1985b) ha reconocido una zona de serpentinitas foliadas que evidencian la actividad de procesos tectónicos más tardíos, a temperaturas mucho más bajas, que pudieran tal vez estar relacionados con los movimientos postmetamórficos que se reconocen en zonas más frontales.

3.2.1.4.- Las relaciones tectónicas entre las unidades de Blanca, Yunquera y Los Reales.

Las unidades de Blanca y Yunquera ocupan una posición tectónica equivalente con respecto a la unidad de los Reales, dado que aparecen claramente cabalgadas bajo ella. Además, como ya he señalado más arriba (cf. Cap. 6, ap.2.5.4.), las unidades de Yunquera y Blanca presentan bastantes afinidades litoestratigráficas, debido sobre todo a la presencia de potentes formaciones carbonatadas. Todo ello les confiere un "aire de familia" que induce a reagruparlas en una única entidad tectónica de envergadura mayor. Este agrupamiento, que a mi parecer resulta razonable de acuerdo con otros datos geológico-regionales como más adelante plantearé, no significa que cada una de estas unidades pierda su individualidad. Por el contrario, la independencia tectónica entre las unidades de Blanca y Yunquera resulta clara, lo que obliga a plantearse la cuestión de sus relaciones antes de su respectiva individualización.

Las diferencias tectónicas entre las unidades de Blanca y Yunquera derivan básicamente de su posición regional: mientras que la primera sólo aparece en ventanas tectónicas en sectores bastante internos de las Zonas Internas y su sustrato es desconocido, la segunda cabalga claramente a la unidad de las Nieves en los sectores frontales de las Zonas Internas y sus materiales llegan a reposar directamente incluso sobre las Zonas Externas. Además, la unidad de Yunquera aparece intensamente laminada, formando una serie de virutas lateralmente discontinuas, a lo largo del contacto entre las unidades de las Nieves y de Los Reales, lo que, por sí sólo, pone de manifiesto su aislamiento tectónico con respecto a los materiales de la unidad de Blanca que afloran en las ventanas tectónicas situadas inmediatamente al SE de la unidad de las Nieves. No obstante, en las regiones de Yunquera y de Carratraca, la unidad de Yunquera se enraiza claramente bajo las peridotitas de la unidad de los Reales, lo que en principio parece apoyar la hipótesis de su continuidad formal con los terrenos de la unidad de Blanca ocultos bajo las peridotitas.

La posición relativa actual de la unidad de Yunquera con respecto a la de Blanca, así como su diferente desarrollo y extensión regional sugieren, en principio, que la primera puede ser considerada como un elemento tectónico menor de la segunda, ubicado en una región externa e individualizado a consecuencia del cabalgamiento de la unidad de los Reales. De acuerdo con esta interpretación, la

ausencia de las formaciones carbonatadas en los sectores más externos de la unidad de Blanca (ventanas del Guadaiza, región del Albornoque) podría explicarse admitiendo que aquéllas habrían sido expulsadas hacia regiones más externas y que hoy día formarían parte de la unidad de Yunquera. Sin embargo, también caben otras explicaciones, como por ejemplo, que la unidad de Yunquera represente la continuación del borde interno de la unidad de Blanca, que habría sido individualizada como una gran escama ("horse" sensu **Boyer y Elliott, 1982**) a consecuencia de la inversión de los sectores internos de ésta en relación con el cabalgamiento de la unidad de Los Reales; la ausencia de formaciones carbonatadas en los sectores externos de la unidad de Blanca podría explicarse asímismo por despegue, admitiéndo que dichas formaciones se encontrarían recubiertas por otras unidades tectónicas o bien que podrían corresponderse con ciertas unidades rondaides, en particular con la unidad de las Nieves. De acuerdo con esta segunda hipótesis, la unidad de Yunquera sería un elemento relacionado tectónicamente más bien con el frente de la unidad de los Reales que con la unidad de Blanca, dado que la habría cabalgado e incluso rebasado ampliamente, pero que estaría, desde un punto de vista estratigráfico y paleogeográfico, relacionado antes de los corrimientos con los sectores internos de la unidad de Blanca, lo que explicaría las semejanzas litoestratigráficas y metamórficas que presenta con aquélla. También permite explicar esta hipótesis el hecho de que el metamorfismo que ha afectado a la unidad de Blanca haya sido de mayor intensidad que el de la unidad de Yunquera así como el que las rocas de esta última muestren evidencias de blastomilonitización e intensa deformación (cf. Cap. 6, ap. 2.1.3.1.3. y 2.1.4): la unidad de Yunquera se situaría en la zona de intensa deformación ubicada en el frente de cabalgamiento de la unidad de los Reales, mientras que la unidad de Blanca se ubicaría a mayor profundidad, bajo las peridotitas aún calientes y, por tanto, habría sido afectada por temperaturas y presiones más elevadas. Otros datos apuntan a favor de esta segunda hipótesis, como son, por ejemplo, el aspecto parecido de ciertos términos de la Formación Yunquera (unidad de Yunquera) y de la Formación Puerto de los Guardas (unidad de los Reales), así como el menor espesor de las formaciones carbonatadas y la mayor abundancia de intercalaciones metapelíticas en la unidad de Yunquera con respecto a la de Blanca, al igual que sucede en la secuencia permotriásica de la unidad de los Reales en la región de Casares: así algunos niveles de mármoles calizos visibles a lo largo de la carretera de Casares (cf. Cap. 6, ap. 2.4.3.) recuerdan a ciertas litofacies de la Formación Capellán de la unidad de Yunquera. Por último, la estructura de la unidad de Yunquera en la región al SE de la Sierra de Alcaparaín y en la Serrezuela de Carratraca, parece indicar el enraizamiento y la conexión estratigráfica de los niveles más profundos de la unidad de Yunquera (Formación Yunquera) con la envoltura metapelítica de las peridotitas de la Sierra de las Aguas (Formación Puerto de los Guardas).

3.2.2. El corrimiento epiglíptico de los Alpujárrides sobre los Rondaides y su relación con el depósito de la Brecha de la Nava.

La superposición tectónica de los Alpujárrides sobre los Rondaides es claramente visible en muchos puntos gracias a la existencia de diversos isleos y ventanas. Dicha superposición se efectúa mediante superficies bastante tendidas, en muchos casos subhorizontales, que muestran una brusca y clara inflexión hacia el SE en los sectores más internos, donde las unidades alpujárrides se enraizan, al menos aparentemente. Las superficies, que son dos (la de la base de la unidad de Yunquera y la de la base de la unidad de los Reales), han determinado un neto cepillamiento basal en la unidad suprayacente y una truncación somital en la infrayacente, sobre todo en sus sectores más internos. Esta truncación somital ha debido estar relacionada, al menos en parte, con una erosión previa a la traslación de la unidad suprayacente lo que equivale a afirmar que la superposición de los Alpujárrides sobre los Rondaides fue de carácter epiglíptico (**Blumenthal, 1935b**).

El carácter epiglíptico de la superposición tectónica de los Alpujárrides sobre los Rondaides resulta bastante claro al examinar las relaciones geométricas, sobre el terreno y sobre el mapa y cortes geológicos, entre la superficie de cabalgamiento de la unidad de Yunquera, la estructura interna de la unidad de las Nieves y la Brecha de la Nava. Conviene recordar aquí que la Brecha de la Nava es indudablemente una roca sedimentaria y que bajo ningún concepto puede ser considerada de origen tectónico, tentación hacia la que, sin duda, algún lector se habrá sentido inclinado al igual que a mí mismo me ha sucedido en algún momento. Aunque, de hecho, la Brecha de la Nava está localmente muy tectonizada, aunque a veces puede ser muy difícil o imposible de distinguir de las dolomías u otras rocas carbonatadas tectonizadas y/o alteradas (v.g., carniolas) y aunque algunos de los afloramientos que he incluído en esta formación puedan ser tal vez más acertadamente interpretados como brechas tectónicas, la observación de las características litológicas, las texturas, las estructuras sedimentarias, los contactos y la disposición geológica regional ponen de manifiesto el origen sedimentario de estas rocas. Como ya se argumentó más arriba (cf. Cap. 5, ap. 4.2.8.) esta formación se depositó en ambiente subaéreo, y se originó, básicamente, por acumulación de derrubios carbonatados, con aportes subordinados de terrígenos metamórficos, al pie de relieves tectónicamente activos y relativamente escarpados, si bien no tuvieron por qué estar muy elevados con respecto al nivel del mar. Dichos relieves, que preferentemente se debieron situar hacia los sectores internos de la unidad de las Nieves, debieron originarse durante las etapas iniciales de la formación del sinclinal de la Torrecilla y las estructuras a él asociadas y fueron profundamente modificados durante las etapas subsecuentes de la evolución tectónica de la región, que determinaron la inversión del flanco interno del sinclinal de la Torrecilla, su cizallamiento y la superposición de las unidades tectónicas más internas, fenómenos que también ocurrieron durante el depósito de la Brecha de la Nava (**Martín-Algarra y Estévez,**

1984) y que, finalmente, determinaron su desaparición (Fig. 115).

La sincronía del depósito de la Brecha de la Nava y, por consiguiente, de la existencia de relieves, con la formación de las estructuras del borde interno de la unidad de las Nieves y con la superposición de la unidad de Yunquera se deduce de la posición tectónica de la brecha con respecto a esta última unidad. Así, la brecha aparece cabalgada, por las diversas formaciones que integran la unidad de Yunquera, en numerosos puntos al NE de la Sierra de las Nieves (NO de la Breñuela, en el curso medio del arroyo de Puerto Saucillo) y, sobre todo, en la Sierra de Alcaparaín (alrededores del Tajo del Grajo, Capellán) o bien esta posición tectónica se deduce del cabalgamiento de la unidad de Yunquera sobre el flanco inverso, en posición subhorizontal y cizallado, del sinclinal de la Torrecilla, en franca superposición, a su vez, sobre la Brecha de la Nava, como se reconoce en los alrededores del Picacho. Todo ello evidencia que la brecha se estaba depositando antes de la formación de estas estructuras. Pero la Brecha de la Nava también aparece en franca discordancia sobre la unidad de Yunquera; incluso fosiliza el cabalgamiento de esta última sobre la unidad de las Nieves, y llega a coalescer lateralmente con otros afloramientos de las mismas rocas que aparecen en posición tectónica inferior. La unidad de Yunquera, pues, viene a estar como parcialmente englobada en la brecha. Esta situación se puede reconocer en la región comprendida entre el Picacho y el Arca: en el curso alto del arroyo del Cañuelo (entre UF240658 y UF255666) la brecha, relativamente poco meteorizada y fácilmente identificable, se superpone, en franca discordancia, a los niveles de transición entre las formaciones Carratraca y Capellán, mientras que en los alrededores del Arca y en la Breñuela reposa sobre el miembro superior de la F. Capellán o incluso directamente sobre la Dolomía Principal y/o la Formación tipo Kössen de la unidad de las Nieves. De acuerdo con esto, la Brecha de la Nava también se ha depositado después de la superposición de la unidad de Yunquera, incluso después de una etapa de erosión posterior a este cabalgamiento, lo que ha determinado la formación de una serie de "paleoventanas tectónicas" según se deduce al observar la cartografía de los alrededores del Arca (véase también la Fig. 115), donde las brechas previa y posterior al cabalgamiento coalescen sin que sea posible establecer un límite entre ellas debido a su total identidad. Ello, asímismo, permite excluir la hipótesis de la existencia de dos brechas diferentes, una cabalgante que pertenecería a la unidad de Yunquera ("brecha del Jarro") y otra cabalgada que pertenecería a la de las Nieves, hipótesis que propusimos A. Estévez y yo mismo, en **Del Olmo et al. (en prensa)**, a título provisional.

El análisis geológico regional conduce a la conclusión de que la Brecha de la Nava fue anterior al final de la estructuración en mantos de las Zonas Internas, en concreto, a la superposición del manto alpujárride superior (unidad de los Reales básicamente, y "unidad" del Saucillo...) y de los Maláguides sobre los Rondaides. Esta superposición debió sobrepasar, como mínimo, los 8 km en sentido NO-SE durante estas últimas etapas del desplazamiento de los mantos post-Bre-

cha de la Nava, según se deduce de la posición de los elementos frontales alpujárrides y maláguides con respecto a los Rondaides al N de la Sierra de Alcaparaín, en la región del Convento de las Nieves y al S de la Almola y de la Sierra del Oreganal. Esta conclusión está avalada por la presencia de isleos de micasquistos alpujárrides sobre los afloramientos de brecha que se encuentran discordantes sobre la unidad de Yunquera, como los que se reconocen al O y NO del Puerto de la Abeja (UF274684; UF276685).

La superposición del manto alpujárride superior debió estar también precedida de una etapa de erosión que probablemente provocó una karstificación importante en la Brecha de la Nava. Ello explicaría la preservación de algunos isleos de micasquistos en zonas topográficamente muy deprimidas dentro de la brecha, como el isleo del Cortijo de la Nava (UF171603), el pequeño afloramiento existente al E del Cortijo de las Carboneras (UF138601), el isleo del Cortijo de la Ventilla, en el km 11 de la Carretera de Ronda a San Pedro de Alcántara, o los isleos reconocibles al SE de la Almola (UF090604, UF097608).

Todo estos hechos evidencian, pues, que el corrimiento de los Alpujárrides sobre los Rondaides se efectuó sobre un relieve preexistente y que fue, por tanto, un corrimiento epiglíptico.

3.2.3. Sobre la subdivisión tectónica de los Alpujárrides, las deformaciones sinmetamórficas y el sentido de los corrimientos.

3.2.3.1. Estado de la cuestión.

Aunque los trabajos realizados a lo largo de los últimos años en los terrenos alpujárrides han sido muy numerosos y variopintos, subsisten graves problemas sin resolver, o acerca de los cuales no existe un criterio unánime, como son, en particular, los grandes rasgos de la estructura alpujárride, el número e importancia regional de los mantos o la dirección y sentido de los corrimientos. Así, no hay acuerdo acerca de la subdivisión tectónica de los Alpujárrides, lo que ha dado lugar a una prolija nomenclatura local (cf. **Aldaya et al. 1979/82**) que origina una notable confusión y dificulta ostensiblemente la correlación. Por lo que se refiere al movimiento de los mantos, a menudo se sostiene la hipótesis de que ha habido dos etapas de apilamiento, la primera de las cuales habría sido coetánea con el desarrollo del metamorfismo alpino (**Kampschuur y Rondeel, 1975**) mientras que la segunda habría sido posterior (**Egeler y Simon, 1969**). Tan sólo se puede demostrar con certeza el movimiento postmetamórfico de los mantos, mientras que los argumentos a favor de un primer apilamiento apenas si tiene otro carácter que el de conjeturas, aunque esta hipótesis está ganando adeptos sobre la base de estudios microestructurales recientes realizados tanto en tectonitas metamórficas alpujárrides (**Tubía y Cuevas, 1984, 1985, 1986; Tubía, 1985a,b; Cuevas et al. 1986; Campos et al., 1984, etc.**) como nevado-filábrides (Gonzá-

lez-Lodeiro et al., 1984; Platt y Behrmann, 1986, etc.). Por lo que se refiere al sentido del movimiento de los mantos béticos, la situación es aún más confusa, ya que existen opiniones para todos los gustos. La opinión clásica, que es al mismo tiempo la más generalizada y más razonable a mi parecer, es la que sostiene que los desplazamientos se han producido hacia el N o NO (Brouwer, 1926; Van Bemmelen, 1927; Blumenthal, 1927, 1928a, 1930, 1933, 1949; Fallot, 1948; Egeler, 1963, 1974; Egeler y Simon, 1969; Aldaya, 1969a,b,c; Aldaya et al., 1979-82; Fontboté, 1970; Orozco, 1972; Gallegos, 1975; Egeler y Fontboté, 1976; Navarro-Vilá, 1977; Delgado, 1978; Estévez et al., 1985a, etc.). Otros autores sostienen que los desplazamientos se han producido hacia el S o SE, sea para la totalidad o para una parte de los mantos béticos (Durand- Delga, 1963, 1966; Mac-Gillavry, 1964; Fernex, 1968; Paquet, 1969; Boulin, 1970; Jacquin, 1970; Bouillin, 1982, etc.), o bien hacia el SO (Kampschuur, 1972) o incluso hacia el NE (Tubía, 1985a,b; Tubía y Cuevas, 1984, 1985, 1986; Cuevas et al., 1986; Platt y Behrmann, 1986, etc.) aunque en este último caso algunos autores (Cuevas et al., 1986) se refieren sólo a la etapa inicial de apilamiento.

Estos graves problemas se deben, a mi parecer, a la concurrencia de varios factores:

- En primer lugar, la complejidad local de la estructura interna de los terrenos alpujárrides es muy notable, en buena parte debido a los efectos del metamorfismo alpino, cuyo conocimiento es indispensable para una correcta comprensión de la estructura.

- Por otra parte, no se han tenido en cuenta, salvo muy raramente (Estévez et al., 1985a) los efectos de las deformaciones posteriores a la tectónica de mantos, relacionadas con el funcionamiento de accidentes transcurrentes, que interrumpen o perturban la continuidad lateral de las estructuras y unidades dificultando así su correlación.

- Una cuestión fundamental es que el énfasis de los estudios realizados en los Alpujárrides ha sido sobre todo petrológico y estructural, mientras que los estudios estratigráficos han sido bastante relegados, salvo excepciones. Ello se explica fácilmente, habida cuenta de las dificultades que plantea la escasez de fósiles, su pobre grado de preservación, la relativa monotonía de las facies y la importancia las transformaciones metamórficas sufridas por las secuencias sedimentarias, sobre todo en ciertos sectores. Sin embargo, el estudio estratigráfico e incluso paleogeográfico de los terrenos del Trías, es absolutamente necesario para el esclarecimiento de la estructura de los Alpujárrides. A este respecto, conviene recordar las palabras de Trümpy (1970, p. 295) a propósito de la importancia de la estratigrafía para la correcta definición de la estructura de los Alpes.

"Una parte considerable del progreso alcanzado acerca de la estructura se debe al descubrimiento de fósiles en las formaciones menos prometedoras".

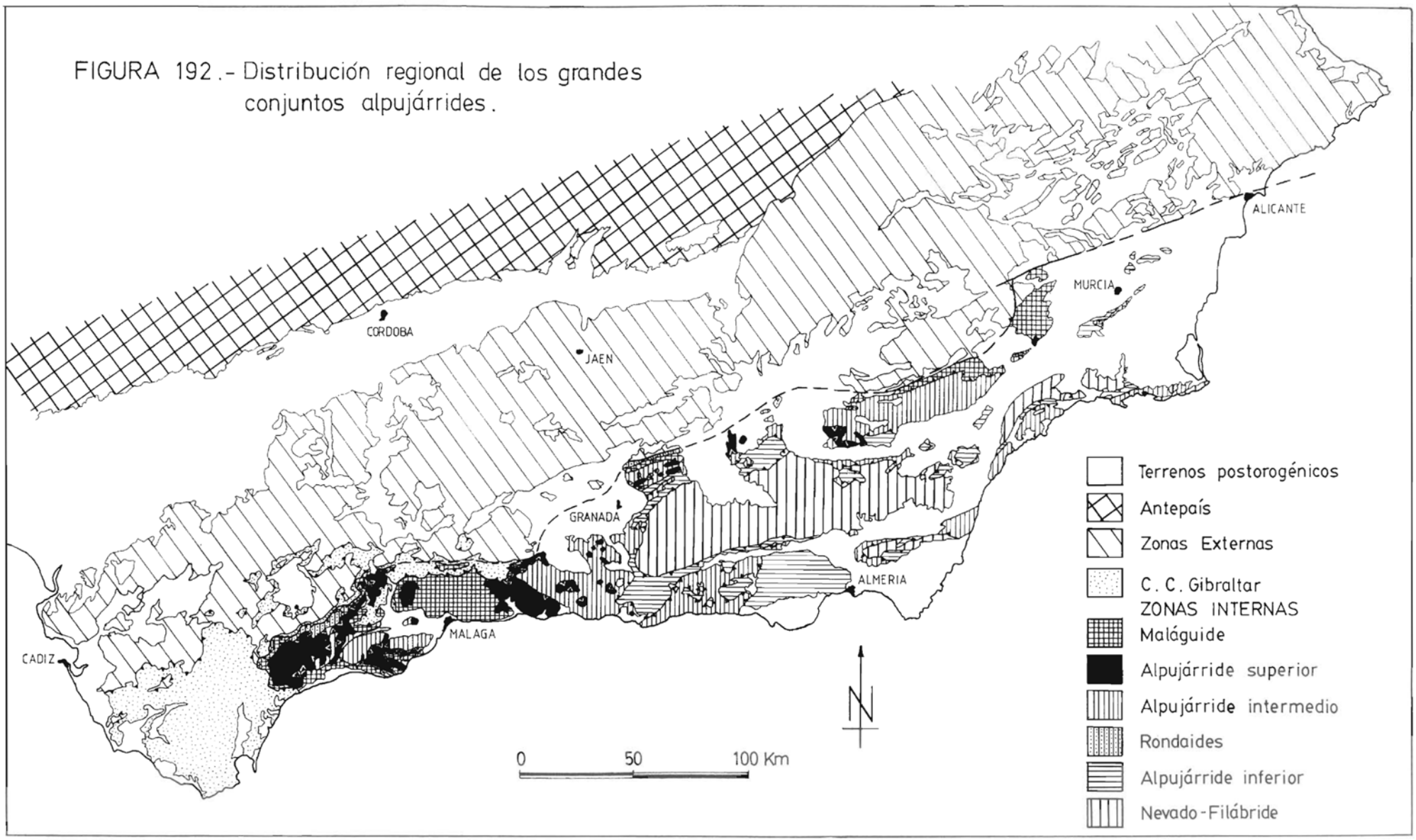
"Un mal fósil es mejor que una buena hipótesis de trabajo".

"Algunos entusiastas geólogos estructurales afirmarían que son capaces de resolver la estructura y la historia estructural de una cadena de montañas sin un solo fósil. En los Alpes... si no conociéramos las relaciones de edad entre varias formaciones... es bastante probable que algunos planos de cabalgamiento mayores no habrían sido detectados".

- Otro factor de discrepancia y sobre todo de desconcierto deriva, a mi parecer, del hecho de que estamos asistiendo, sobre todo en los tiempos más recientes, a una peligrosa y errónea tendencia a la identificación entre superficie de cizalla (dúctil o frágil) y superficie de corrimiento, ya que no siempre las deformaciones asociadas a zonas de cizalla se deben al emplazamiento de mantos de corrimiento. Llegados a este punto, conviene recordar que "un manto de corrimiento es un gran volumen de rocas de morfología laminar y de dimensiones kilométricas que se ha desplazado sobre las formaciones situadas por delante y por debajo una considerable distancia (convencionalmente superior a 4 km), mediante una superficie de cabalgamiento predominantemente horizontal que determina una amplia superposición" (**Chalinor, 1978; Bates y Jackson, 1980**). Por tanto, la correcta definición de un manto de corrimiento requiere el reconocimiento de una superficie que determina una amplia superposición, y su colocación sobre un mapa geológico. No es este el caso de muchos supuestos mantos de corrimiento alpujárrides, desde luego. En este mismo sentido, me parece que los estudios microestructurales no pueden cubrir por completo las lagunas derivadas de la falta de un conocimiento adecuado de las grandes estructuras cartográficas, al menos cuando éstas se pueden establecer al levantar el mapa geológico; pueden completar, matizar o modificar parcialmente las conclusiones derivadas del análisis geológico regional, pero bajo ningún concepto reemplazarlo totalmente.

- Finalmente no hay que olvidar que las superficies que determinan grandes superposiciones alóctonas de materiales raramente aparecen aisladas. Muy al contrario, suelen estar asociadas a todo un cortejo de cabalgamientos menores que individualizan masas cabalgantes de dimensiones más reducidas dentro del volumen alóctono principal y que pueden complicar notablemente su estructura interna dando lugar a sistemas de imbricaciones o a estructuras en dúplex (**Boyer y Elliott, 1982**). A mi parecer sólo estos cuerpos alóctonos mayores deben ser designados como mantos de corrimiento, ya que además de presentar una extensión regional y un volumen importante, suelen poseer características estratigráficas propias, dado que normalmente derivan de la fragmentación de porciones extensas de la primitiva cuenca deposicional, así como características paleogeográficas definidas. Los elementos tectónicos menores deberían ser designados no como mantos, sino como escamas, unidades o digitaciones, dependiendo de su tamaño, extensión e importancia regional, como, por ejemplo, han propuesto **Estévez et al. (1985a)**.

FIGURA 192.- Distribución regional de los grandes conjuntos alpujárrides.



3.2.3.2. Los tres grandes conjuntos alpujárrides.

Aún a pesar de que no hay un acuerdo general acerca del número, la importancia y la extensión regional de los diferentes mantos, y de que las discusiones al respecto se iniciaron ya durante los trabajos de los primeros aloctonistas (véase al respecto, **Fallot, 1948**), a mi parecer es posible distinguir tres grandes conjuntos de unidades alóctonas, de validez regional, dentro de los Alpujárrides, sobre la base de sus características estratigráficas, de la intensidad del metamorfismo alpino que afecta a sus materiales y, por supuesto, de su posición tectónica relativa (**Martín Algarra, 1980a**). Considero que solamente cada una de estas tres láminas deben ser designadas como mantos, si bien todas ellas aparecen subdivididas internamente en otros elementos alóctonos menores. Esta triple subdivisión se fundamenta no sólo en una revisión de la bibliografía disponible (**Martín Algarra, 1980a**) sino también en un trabajo realizado en colaboración con otros geólogos en distintos sectores de los Alpujárrides, parte del cual ha sido objeto de publicación (**Delgado et al., 1981; Flügel et al., 1984; Estévez et al., 1985a, Sanz de Galdeano, en prensa a y b**). Estas tres grandes láminas aparecen representadas en la mayor parte de los distintos sectores de las Zonas Internas, si bien la que ocupa la posición superior aparece mejor representada en la mitad occidental, mientras que la que ocupa la posición inferior está mejor representada en el sector central y el oriental (Fig. 192). Las denominaré, de abajo arriba, Conjunto Alpujárride inferior, intermedio y superior.

El Conjunto Alpujárride Inferior es a menudo conocido en el sector central como Manto de Lújar aunque este término ha sufrido diversas vicisitudes (**Estévez et al., 1985a**). Este conjunto se caracteriza, desde un punto de vista tectónico, por su posición baja, a menudo en contacto directo con el Complejo Nevado-Filábride; también por haber sido relativamente poco afectado por un metamorfismo alpino de grado bajo; y desde un punto de vista estratigráfico porque en él las formaciones de micasquistos faltan por completo o están muy mal representadas, porque la formación de filitas (=Formación Tonosa) alcanza un desarrollo localmente importante y, sobre todo, porque fundamentalmente está constituído por materiales carbonatados que pertenecen en su mayor parte al Trías medio, si bien también aparece representado localmente el Trías superior (**Delgado et al., 1981**). A menudo los elementos incluídos en este conjunto inferior contienen mineralizaciones estratoligadas de Pb, Zn, y F, más raramente de Hg, Ba y Mo, (**Delgado et al., 1971; Jacquin, 1970; Ovejero et al., 1975; Arana, 1973; Arana y Martín, 1975, 1976; Martín y Arana, 1976; Fontboté-Rubió, 1981; Fontboté et al., 1983; Torres-Ruiz et al, 1985**; etc.), que a veces son de interés económico. Con frecuencia aparece subdivido en dos digitaciones que presentan ligeras diferencias en el grado de metamorfismo, en su serie estratigráfica y en las mineralizaciones que contienen; al S de Sierra Nevada, se observa el enraizamiento de la digitación superior, al tiempo que la inferior muestra una estructura en dúplex (**Estévez et al., 1985a**).

Los elementos atribuídos al "Complejo Almágride" (**Simon y Visscher, 1983**), antes denominado de "Ballabona Cucharón" (**Egeler y Simon, 1969**) pueden ser asignados, a mi parecer, al Conjunto Alpujárride Inferior, si bien es necesario señalar que presentan ciertas peculiaridades estratigráficas (**Kozur et al., 1985**) que sugieren que proceden de una región de características paleogeográficas ligeramente diferentes a las de otros elementos que actualmente afloran en regiones más occidentales y meridionales (**Simon et al., 1976**), aunque en posición tectónica similar. En el sector occidental de la Cordillera el Conjunto Alpujárride Inferior no aflora; tal vez incluso no está representado en profundidad.

El Conjunto Alpujárride Intermedio es el que presenta las características más típicas y el mejor desarrollo regional. Constituye la lámina intermedia de la pila alpujárride, y posee una serie estratigráfica bastante completa, en la que alcanzan notables espesores las formaciones carbonatadas. Al N y E de Sierra Nevada las formaciones metapelíticas aparecen mal representadas, debido probablemente a su laminación tectónica; al S de Sierra Nevada, por el contrario, éstas afloran extensamente, mientras que las formaciones carbonatadas no existen apenas, ya que han sido a menudo eliminadas por la erosión. La intensidad del metamorfismo que afecta a la serie estratigráfica de este conjunto ha sido mayor que la del que afecta al Alpujárride Inferior, y alcanza el grado alto en los niveles estratigráficos más profundos. Por esta razón, las formaciones carbonatadas aparecen marmorizadas en la mayor parte de los puntos y sólo en los niveles estratigráficos más altos es posible reconocer restos mal preservados de los fósiles y de las facies sedimentarias. En este sentido, hay que destacar la gran potencia y desarrollo regional que muestran los materiales del Trías superior, que son mayoritariamente dolomíticos, y en los cuales se reconocen interesantes asociaciones de facies de plataforma carbonatada somera, incluso de carácter arrecifal (**Martín y Delgado, 1980; Flügel et al., 1984; Braga y Martín, 1985a,b**).

Por su posición tectónica y características litoestratigráficas, las unidades de Yunquera y Blanca del O de la Cordillera deben ser asignadas al Manto Alpujárride Intermedio cuya estructura interna también aparece complicada por duplicaciones y escamaciones de orden menor. Cabe destacar, además, que los materiales del Trías superior de este manto son de características equivalentes a las de los Rondaides, por lo que a veces resulta difícil su separación de ciertos elementos de afinidades rondaides (como es el caso de la unidad de la Mora en particular) y que también en ciertos sectores soporta, en discordancia, una brecha calcárea que recuerda a la Brecha de la Nava (**Delgado et al., 1981**). Estas razones me llevan a pensar que debe existir una relación paleogeográfica y tectónica bastante estrecha entre algunos elementos del Conjunto Alpujárride Intermedio y algunas unidades del conjunto Rondaide. Más adelante (cf. Cap. 9, ap. 3.4.) discutiré con más detalle los pros y los contras de esta hipótesis.

El Conjunto Alpujárride Superior se diferencia netamen-

te de los dos anteriores, dado que su característica estratigráfica principal es que está mayoritariamente constituído por las formaciones metapelíticas más profundas, afectadas por un metamorfismo muy intenso, que ha determinado incluso la fusión parcial de los niveles estratigráficos más profundos. En el sector occidental este conjunto está representado por la unidad de los Reales y por los elementos tectónicos menores con ella relacionados. En este conjunto la formación de filitas y cuarcitas permotriásicas (=Formación Tonosa) y la sucesión carbonatada triásica solamente se encuentran representadas en los sectores más frontales; en los restantes puntos estos materiales no existen, lo que dificulta la separación entre Alpujárrides y Maláguides. En el sector central y oriental este manto ha sido casi completamente erosionado; su existencia se reconoce gracias a la presencia local de pequeños isleos de micasquistos oscuros sobre las formaciones triásicas de los mantos más bajos.

3.2.3.3. Sobre la etapa inicial de apilamiento de los mantos y las deformaciones sinmetamórficas.

La estructuración de los mantos alpujárrides fue esencialmente posterior al metamorfismo alpino (**Egeler y Simon, 1969; Egeler, 1974; Egeler y Fontboté, 1976**) al igual que la de los restantes mantos béticos. Sin embargo, los terrenos alpujárrides fueron sometidos a deformaciones de gran intensidad, previas al apilamiento actualmente visible de los mantos, que fueron coetáneas con el metamorfismo alpino.

Los estudios microtectónicos realizados principalmente sobre las formaciones metapelíticas, tanto alpujárrides como nevadofilábrides (**Kampschuur, 1972, 1975; Kampschuur et al., 1973; Kampschuur y Rondeel, 1975,** etc.) han demostrado que los esfuerzos responsables de la formación de las microestructuras sinmetamórficas se orientaron según una dirección NE-SO, hecho que contrasta netamente con lo que sugiere el alargamiento general de la Cordillera y la disposición de las grandes estructuras cartográficas. Estudios recientes (**Tubía, 1984, 1985a,b; Tubía y Cuevas, 1984, 1985, 1986; Cuevas y Tubía, 1984; Cuevas et al., 1986; Platt y Behrmam, 1986**) indican además que los esfuerzos se dirigieron hacia el NE o ENE. Algunos autores de los más arriba mencionados, sostienen que estos esfuerzos dirigidos hacia el NE estuvieron relacionados con un apilamiento inicial de los mantos, a favor de superficies de cizalla dúctil.

En el sector occidental de la Cordillera en particular, **Tubía (1984, 1985a,b) y Cuevas y Tubía (1984, 1985, 1986)** han propuesto que el emplazamiento de la unidad de los Reales se efectuó hacia el ENE a favor de una zona de cizalla dúctil que se localizaría a la base de las peridotitas de la Sierra Alpujata. Otro contacto que también muestra características propias de una zona de cizalla dúctil es el que separa las peridotitas de las metapelitas de la propia unidad de los Reales (cf. **Reuber et al., 1982**) que, según los datos disponibles (**Tubía y Balanyà, com. pers. 1984, 1985**) indican asímismo

un desplazamiento hacia el NE o ENE de la lámina superior con respecto a la inferior. En otros sectores de los Alpujárrides existen también evidencias de la presencia de deformaciones importantes, básicamente sinmetamórficas y dirigidas hacia el ENE, pero éstas resultan ser previas a la individualización de los mantos de corrimiento actualmente visibles (**Estévez et al., 1985a**).

Por lo que se refiere a los Alpujárrides occidentales, en mi opinión las estructuras y microestructuras dirigidas hacia el E y NE no deben ser relacionadas propiamente con la tectónica de mantos, la cual se dirigió hacia el NO, como más adelante intentaré demostrar (cf. 3.2.3.4.). Las deformaciones internas de las peridotitas y la formación de zonas de cizalla dúctil en los contactos con las metapelitas encajantes de los macizos ultrabásicos deben relacionarse más bien con el funcionamiento de accidentes transcurrentes o transformantes sinistrorsos de orientación próxima a E-O, aproximadamente subverticales, y cuya formación fue anterior a la tectónica de mantos propiamente dicha. Estos accidentes debieron coincidir con zonas de debilidad cortical, tal vez de significado paleogeográfico, que facilitaron y favorecieron la inyección forzada de la lámina peridotítica y su ascenso hasta niveles bastante someros de la corteza, como sugieren los datos derivados del metamorfismo alpino (cf. Cap. 6, ap. 2.6.2.). Esta interpretación se ajusta a los modelos generales de emplazamiento propuestos por **Darot (1973, 1974)** y **Tubía (1985a,b)** sobre la base del análisis estructural de las peridotitas y las tectonitas metamórficas a ellas asociadas, y no se contradice con la individualización previa de los macizos ultramáficos por diapirismo del manto, de acuerdo con las conclusiones obtenidas por **Obata (1977)**, ya que dicho diapirismo había sido anterior. En mi opinión los movimientos plurikilométricos de materiales a favor de estos accidentes acaecieron predominantemente en sentido vertical y lateral, pero no provocaron superposiciones tectónicas importantes que puedan llegar a ser denominadas mantos de corrimiento, a diferencia de la opinión expresada por **Tubía (1984)**. Las grandes superposiciones tectónicas debieron ocurrir más tarde, durante el final del metamorfismo alpino e inmediatamente después de éste, pero las superficies de corrimiento pudieron reaprovechar algunas de las superficies de cizalla subverticales originadas previamente. Tal es el caso, en mi opinión, de la zona de cizalla dúctil de la Sierra Alpujata, dado que cerca de esta región se localiza una anomalía gravimétrica positiva muy importante (**Bonini et al., 1973**) que pone de manifiesto que la superficie basal de las peridotitas de la mencionada sierra se verticaliza rápidamente al SE de ella, permitiendo así el enraizamiento de las rocas ultrabásicas en las proximidades de la Costa del Sol. En otras palabras, la anomalía gravimétrica positiva, que se continúa en el mar más o menos paralela a la costa tanto hacia el E como hacia el O, coincidiría con la zona de raíz del Conjunto Alpujárride Superior (unidad de los Reales), y con el accidente transcurrente más arriba mencionado, responsable de los cizallamientos dúctiles y las deformaciones sinmetamórficas dirigidas al NE.

La proximidad de la Sierra Alpujata a la zona de raíz

de las peridotitas explicaría la preservación de las estructuras originadas por cizallamiento dúctil en régimen transcurrente sinistrorso, aunque la superficie subvertical original había sido inclinada hacia el NO, favoreciendo así la amplia superposición de las peridotitas, ya incorporadas a la base de un gran manto de corrimiento, sobre las unidades más externas.

El corrimiento hacia el NO de la unidad de los Reales se debió efectuar cuando las peridotitas estaban aún calientes, como lo demuestra la migmatización que afecta a los niveles inmediatamente situados bajo la lámina peridotítica en las ventanas del Guadaiza y del Albornoque, o el metamorfismo que afecta a los sectores internos de la unidad de las Nieves, lo que sin duda debió favorecer los procesos de deformación en condiciones predominantemente dúctiles. Sin embargo, la brechificación que afecta a los niveles migmatizados en la región del Hoyo del Bote pone de manifiesto la eventual deformación en condiciones de relativa fragilidad, lo que pudiera explicarse teniendo en cuenta que el corrimiento de las peridotitas probablemente se efectuó a mucha menor profundidad que las deformaciones asociadas al movimiento de los accidentes sinistrorsos coincidentes con su zona de raíz, y que debió estar relacionada con una descompresión importante de las zonas más profundas.

En definitiva, los esfuerzos dirigidos hacia el ENE o NE no debieron ser los responsables de la estructuración en mantos, si bien dieron lugar a deformaciones sinmetamórficas muy importantes. A lo sumo pudieron condicionar la futura individualización de los mantos, pero no hay evidencias claras de índole geológico-regional de que hubieran determinado superposiciones tectónicas importantes. Así pues, la existencia de un apilamiento precoz y sinmetamórfico de los mantos alpujárrides, aunque sugestiva, me parece que áun entra dentro del terreno de la hipótesis.

3.2.3.4. Argumentos a favor de un desplazamiento hacia el NO de los mantos.

La estructura en mantos actualmente visible en la mayor parte de las Zonas Internas fue claramente posterior al metamorfismo alpino. Pruebas evidentes de ello son el hecho de que los terrenos alpujárrides que ocupan actualmente la posición tectónica superior son los más metamórficos y el que existan bruscos saltos en el grado de metamorfismo al pasar de unas unidades tectónicas a otras.

En el sector occidental de la Cordillera, y en particular en el área que he cartografiado, existen asociaciones de estructuras cartográficas que ponen de manifiesto un desplazamiento hacia el NO de las unidades alóctonas. Así, la unidad de las Nieves en la transversal de Sierra Prieta (Fig. 193) presenta una estructura interna en escamas, que pueden ser considerada como un dúplex buzante

hacia el interior de la Cordillera ("hinterland dipping duplex": **Boyer y Elliott, 1982**) cuya geometría pone de manifiesto un sentido hacia el NO de los cabalgamientos. En este caso, aunque la relación genética de esta estructura con el emplazamiento de los mantos me parece probable podría pensarse que la imbricación ocurrió en una etapa posterior: no hay que olvidar que la superficie de cabalgamiento inferior ("sole or floor thrust") ha rejugado más tarde a consecuencia del movimiento en bloque de las Zonas Internas sobre las Externas, mientras que la superficie de cabalgamiento superior ("roof thrust") que coincidiría con la base de los Alpujárrides, no es actualmente visible a causa de la erosión.

Mucho más clara resulta la relación de las estructuras del borde interno de la unidad de las Nieves con la tectónica de mantos, en concreto, el sinclinal de la Torrecilla y las estructuras derivadas de su cizallamiento. Por sus buenas condiciones de exposición y características tectónicas locales me centraré en la región del Picacho, pero las conclusiones que se obtienen del análisis tectónico de esta región son equivalentes a las obtenidas en otros puntos. La estructura de esta región que está esquematemáticamente representada en la figura 19 4 , se puede considerar como un dúplex que constituye una pila antiforme ("antiformal stack": **Boyer y Elliott, 1982**). Este dúplex consta de tres imbricaciones o peces ("horses"), que de abajo arriba aumentan sus dimensiones su grosor y la amplitud de su cabalgamiento. Su autóctono relativo está constituido por la masa principal y en serie normal de la unidad de las Nieves, a su vez, aparece cabalgado por el conjunto tectónico formado por la unidad de los Reales y el Maláguide. Los dos peces inferiores proceden del cizallamiento del flanco inverso del sinclinal de la Torrecilla; el pez superior se corresponde con la unidad de Yunquera, cuya morfología lenticular resulta clara al efectuar su cartografía, y cuya estructura interna se alarga según una dirección promedio NE-SO definiendo un núcleo sinclinal vergente al NO y laminado por las dos superficies tectónicas que delimitan el pez (cf. 3.2.1.1.). Las relaciones geométricas (Fig. 194) entre las diferentes estructuras sugieren que la pila antiforme del Picacho así como el sinclinal de la Torrecilla, son el resultado de un único proceso: la superposición, desde el SE hacia el NO, de la unidad de los Reales sobre la unidad de las Nieves.

Llama la atención la semejanza de estilo y dimensiones que presenta la pila antiforme del Picacho con la pila de Dundonnell, que está asociada al cabalgamiento del Moine, en los Caledónides Escoceses, según la ilustra la figura 23 del trabajo de **Boyer y Elliot (1982)**. Existen, no obstante algunas diferencias geométricas y genéticas entre ambas estructuras: mientras que en el ejemplo escocés todas las escamas aparecen en serie normal y su formación tuvo lugar después de la superposición tectónica de la lámina superior y bajo ella, en el caso del Picacho una de las escamas aparece invertida y la superposición tectónica de la lámina superior fue posterior al apilamiento de las escamas según se deduce de la posición de la Brecha de la Nava,

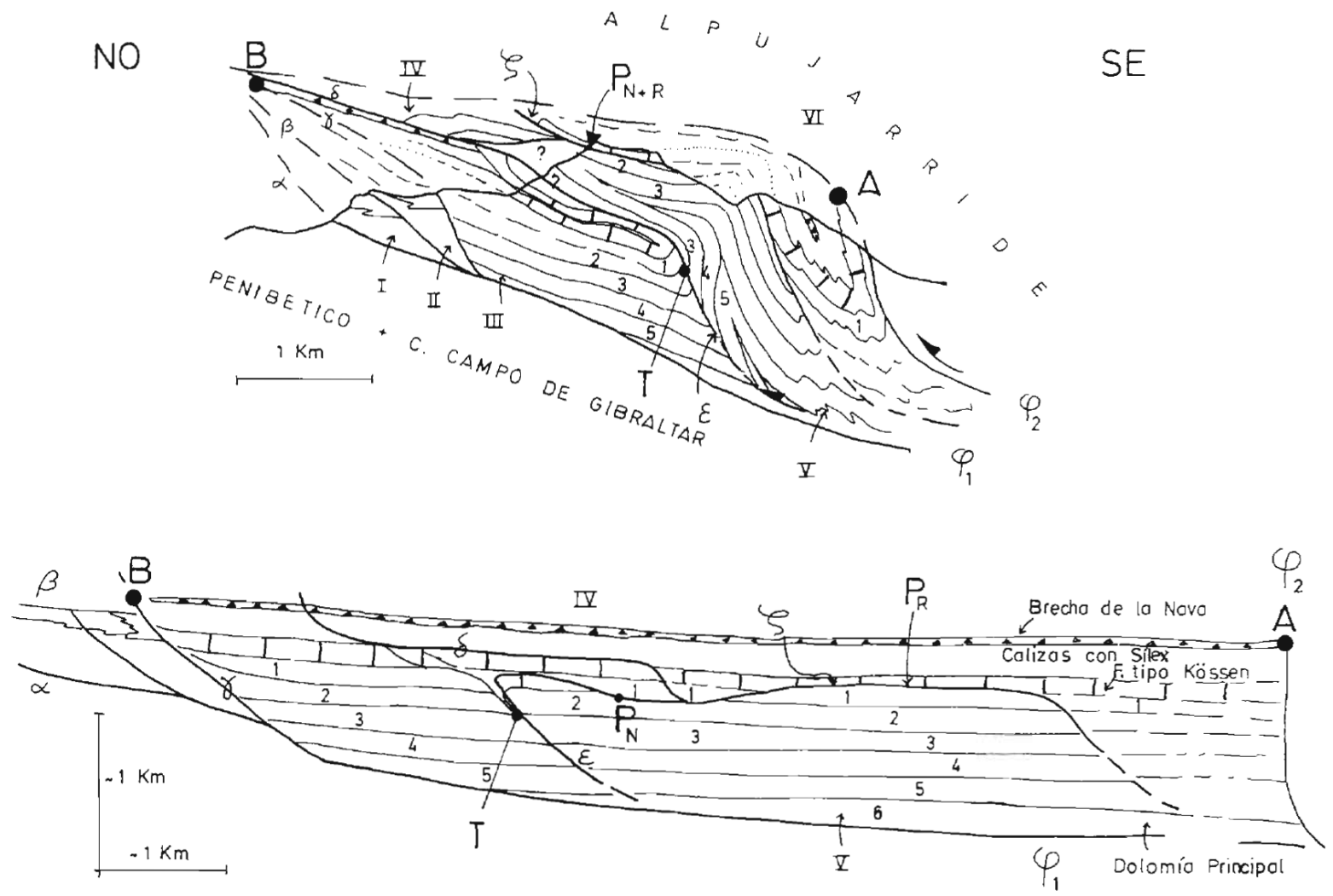


FIGURA 193 : ESTRUCTURA DE LA UNIDAD DE LAS NIEVES EN LA TRANVERSAL DE SIERRA PRIETA. ESTIMACION APROXIMADA DEL ACORTAMIENTO SUFRIDO A CONSECUENCIA DE LA TECTONICA HACIA EL NO.

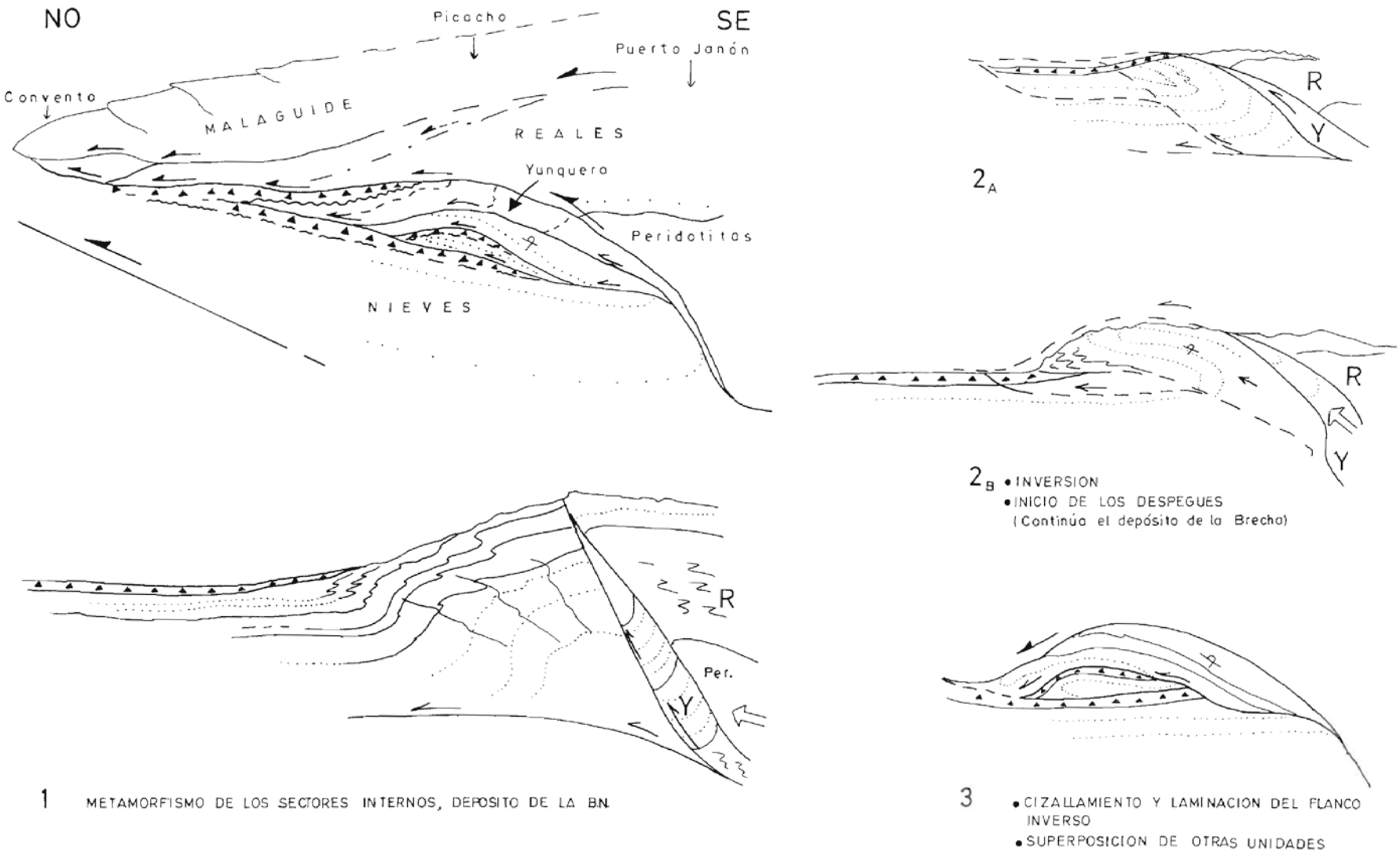


FIGURA 194. Esquema de la estructura de la unidad de las Nieves en la región del Picacho y etapas de su formación.

que se alimentó básicamente de los relieves originados a consecuencia del inicio de la estructuración de la propia pila (Fig. 115).

Pero no sólo son las estructuras relacionadas con los Rondaides las que evidencian el movimiento hacia el NO de los mantos. La propia morfología de la superficie de cabalgamiento de la unidad de Los Reales, la presencia de una rampa de orientación NE-SO al borde interno de la unidad de las Nieves, las estructuras del borde interno de la Sierra Blanca y la posición subparalela a la costa mediterránea de la anomalía gravimétrica coincidente con la zona de raíz de las peridotitas y, por tanto de la unidad de los Reales, son datos que concuerdan con un desplazamiento hacia el NO de las unidades alóctonas. La vergencia hacia el NO de las estructuras de la mitad oriental de Sierra Blanca es especialmente manifiesta, así como la del pliegue de la Sierra Canucha de acuerdo con la interpretación que he propuesto más arriba (cf. 3.2.1.2.). La rotación hacia el E de las estructuras del borde interno de la unidad de Blanca al desplazarse hacia las Sierra de Mijas se explican fácilmente si se tienen en cuenta los arrastres provocados por accidentes posteriores a la tectónica de mantos (cf. 3.2.5.). **Tubía (1985a)** ha expresado justamente una opinión contraria, según la cual la dirección original habría sido N100E y la rotación hacia el O y SO habría sido consecuencia del arrastre a favor de accidentes transcurrentes, pero la magnitud del movimiento requerido por la orientación actual de las estructuras es tan considerable y la torsión provocada por el arrastre tan sinuosa, que esta hipótesis a mi parecer resulta poco verosímil a la luz del contexto geológico regional.

La posición de las zonas de raíz de los distintos mantos también concuerda con un desplazamiento hacia el NO, dado que en los casos en que la existencia de dichas zonas ha sido puesta de manifiesto, se reconocen sistemáticamente en el lado más interno y se constata la desaparición de las unidades hacia el SE, bajo otros elementos alóctonos superiores. Tal es el caso de la unidad de los Reales, al que ya me he referido. Asímismo, las dificultades que plantea la separación entre Alpujárrides y Maláguides en los sectores más internos de la Zona Bética occidental y la constatación de que la superficie que los separa determina la aparición de niveles estratigráficos cada vez más profundos del Maláguide al desplazarse hacia el SE, aproximadamente coincidiendo con la zona de raiz de los macizos peridotitícos, concuerdan con la hipótesis del enraizamiento del Maláguide en zonas próximas a la costa, probablemente ya bajo el mar, y con su desplazamiento hacia el NO.

A una conclusión equivalente conduce también el análisis de la estructura del Manto Alpujárride inferior en la región de la Sierra de Lújar, donde junto con estructuras de plegamiento y cizallamiento dirigidas hacia el NO y relacionadas con la inversión de la serie estratigráfica y la formación de un dúplex, se observa el enraizamiento de las unidades hacia el SE, y la aparición de los elementos cabalgantes más internos **(Estévez et al., 1985a)**.

3.2.4.- Las unidades maláguides del frente de las Zonas Internas.

La estructura interna del Maláguide es de gran complejidad debido a dos factores esencialmente: la superposición de fases de deformación y la independencia tectónica existente entre el zócalo y la cobertera. De hecho, los materiales postriásicos, cuando están representados, constituyen unidades tectónicas independientes de su sustrato paleozoico, del cual se encuentran despegados a favor de la Formación Saladilla, como puede constatarse, por ejemplo, en Sierra Espuña (Paquet, 1969; Mäkel, 1985) o en los alrededores de Málaga (Azéma, 1961). La complejidad tectónica alcanza un grado máximo en las proximidades del contacto entre las Zonas Internas y las Externas, ya que los terrenos de la cobertera aparecen completamente desenraizados de su sustrato estratigráfico y fragmentados en un gran número de elementos tectónicos (escamas), lateralmente discontinuos, de reducidas dimensiones y con características estratigráficas ligeramente distintas en cada caso, lo que dificulta considerablemente no sólo su correlación sino incluso su misma atribución a la cobertera maláguide, la cual ha de basarse en criterios geológicos regionales (cf. Cap. 5, ap. 1.3. y 4.1., Cap. 6, ap. 3.4.1.). Dado que el comportamiento tectónico de estos elementos de la cobertera maláguide ("Penibético interno" o "Dorsal Interna" según ciertas nomenclaturas; cf. Cap. 3., ap. 1.2.) no ha diferido del de otros elementos formados por materiales postriásicos de distintas procedencias paleogeográficas (básicamente rondaides) ubicados a lo largo del mencionado contacto (Sierra Arana, Hauz, etc.), la formación de la estructura de estas regiones requiere una explicación especial que expondré en un apartado posterior (cf. Cap. 9, ap. 3.5.).

Pero las deformaciones tectónicas a lo largo del contacto entre las Zonas Internas y Externas también han afectado notablemente a los terrenos paleozoicos y permotriásicos, hasta el punto que han determinado la individualización de diversas unidades tectónicas independientes. Fueron Roep y Mac-Gillavry (1962) los primeros en percatarse de la existencia de varias de estas unidades maláguides en la región de Vélez Rubio. Más tarde, Mac Gillavry et al. (1963), Mac-Gillavry (1964), Fernex (1964a,b), Paquet (1969), Navarro-Vilá (1977) y Mäkel (1985), entre otros autores, han señalado su existencia en otros sectores.

En la región que he cartografiado también se reconoce localmente un dispositivo tectónico similar a los descritos más al E, en particular en los alrededores de Ardales. En general los elementos tectónicos diferenciables deben ser considerados como escamas, dado que suelen ser bastante estrechos y están separados por contactos subverticales o ligeramente buzantes al N, y que determinan superposiciones tectónicas de reducida amplitud. Su número y correlación son cuestiones aún por resolver dado que los elementos identificados son muy discontinuos lateralmente, y en casi todos los casos han resultado de la superposición de cabalgamientos de diferentes generaciones y vergencias.

No obstante, de acuerdo con el análisis efectuado por **Geel (1973)** en el sector de Vélez Rubio, con las observaciones que yo mismo he realizado, sobre todo en el área cartografiada pero también en otros puntos, y con la síntesis efectuada por **Mäkel (1985)** parece que básicamente se pueden distinguir tres unidades tectónicas malágui-des separadas por contactos relativamente tendidos que han determinado superposiciones de una cierta magnitud. La localización de estas unidades parece limitada esencialmente al contacto entre las Zonas Internas y las Externas; en los sectores más internos de la Cordillera Bética occidental, como los alrededores de Málaga o los afloramientos de la región entre Marbella y Fuengirola, el Maláguide está constituído por una única unidad que parece corresponderse con la que ocupa una posición tectónica intermedia en las regiones frontales. Las tres unidades mencionadas presentan características litoestratigráficas algo diferentes. La más baja se caracteriza además por presentar un grado bastante apreciable de recristalización metamórfica, la denominaré, por ello, Unidad Maláguide Epimetamórfica. La intermedia, que es la más extensa e importante regionalmente, se caracteriza sobre todo porque presenta un potente paquete de Calizas Alabeadas, formación que o bien falta o está muy mal representada en la superior, que es la que guarda una relación estratigráfica más estrecha con las formaciones postriásicas.

La **Unidad Maláguide Epimetamórfica** fue denominada por **Roep y Mac-Gillavry (1962)**, en el sector de Xiquena, unidad de Casolidad. Probablemente es equivalente de la distinguida por **Fernex (1964a,b)**, más al E, como unidad de la Peña Rubia de Lorca que, a su vez **Mäkel (1985)** parece considerar equivalente a las unidades de Santa Yéchar de Sierra Espuña y de Castillejos, en la Sierra de la Tercia. En los alrededores de la Venta del Molinillo, al S de Sierra Arana, he podido reconocer, en compañía de A. Estévez y F. Delgado, vestigios de materiales maláguides epimetamórficos atribuibles a esta unidad. En el oeste de la Cordillera está representada en la región de Casares y en el afloramiento del Convento de las Nieves. Esta unidad está constitui-da por filitas y pizarras grises oscuras, producto del epimetamorfismo de las grauvacas paleozoicas que intercalan niveles conglomeráticos estirados, y por pizarras rojas satinadas que, por sectores, pasan a ser filitas, producto de la ligera recristalización e intensa deforma-ción de la Formación Saladilla. Dentro de ésta, las intercalaciones carbonatadas alcanzan un importante espesor, al menos en el Convento de las Nieves y en la ladera O del arroyo Albarrán (Casares) algo que también **Roep (1972)** ha señalado en la Peña Rubia de Lorca. La posición tectónica inferior de la Unidad Epimetamórfica bajo la **Unidad con Calizas Alabeadas** se constata claramente al SE de Casares (Fig. 154) y en la porción oriental del afloramiento del Convento de las Nieves, (Fig. 142). la superposición del Paleozoico sobre el Permotrías se establece en ambos casos mediante contactos muy tendidos, próximos a la horizontal. Vestigios de esta superposición se reconocen también al SE de Gaucín, donde bajo la Unidad Maláguide con Calizas Alabeadas

aparecen unos retazos de un Permotrías rojo epimetamorfizado, en el contacto con los materiales alpujárrides (Dürr, 1967, Felder, 1978).

La unidad maláguide superior se reconoce, en la región cartografiada, a lo largo de la carretera de Ardales a El Burgo, donde la superposición del Grupo Piar sobre la Formación Saladilla, se puede seguir lateralmente un par de kilómetros, sobre todo al O del arroyo de la Torre. El contacto, en este caso, está bastante inclinado hacia el N, pero su continuidad lateral permite considerarlo de una entidad mayor que otras superficies que también pinzan a la Formación Saladilla bajo el Grupo Piar en los alrededores del río Turón, pero que resultan ser mucho más discontinuas lateralmente. Al E de Ardales también se observa una duplicación en el Maláguide al S de las Lomas del Duende y de la Galeota, en el valle del arroyo de la Zahurda y sus afluentes: un Paleozoico sin Calizas Alabeadas, se superpone al Permotrías que representa la cobertera de un Paleozoico que contiene un gran paquete de estas rocas, que afloran extensamente más al S. La continuidad lateral del contacto es difícil de seguir debido a la existencia de una generación posterior de escamas subverticales que afectan al conjunto y que sin duda han retocado los contactos originales. También se observa una duplicación intramaláguide en la región de El Chorro, al E del Puerto de Flandes, donde un elemento superior sin Calizas Alabeadas descansa sobre otro que, en el flanco meridional del antiforme de mantos, contiene un potente paquete de estas rocas.

La importancia regional y procedencia relativa de estas unidades maláguides está aún por establecer. En todo caso la unidad más ampliamente extendida es la que contiene las Calizas Alabeadas, que tiene un equivalente exacto en la unidad ghomáride rifeña de Akailí (Durand-Delga et al., 1960-62; Kornprobst, 1974). La extensión de la Unidad Maláguide Superior es, en todo caso, más reducida y su equivalencia con las unidades rifeñas de Beni-Hozmar y de la Cudia Tizián se puede proponer razonablemente, al menos a título provisional.

Es posible que la unidad maláguide epimetamórfica esté relacionada con los elementos superiores de las "escamas de Federico" (unidad de Federico s.s.), que se atribuyen a los Sébtides, en todo caso, tanto su posición tectónica como su carácter epimetamórfico concuerdan con hipótesis de su proximidad original al dominio alpujárride. La posición relativa original de las dos unidades superiores resulta en principio difícil de establecer. La ausencia aparente de la Unidad Superior en los sectores internos podría sugerir que originalmente debió ocupar una posición más externa, lo que estaría de acuerdo, por otra parte, con el hecho de que localmente se observa que la cobertera de esta unidad, en el Rif, está formada por las unidades tipo El Babat ("Dorsal Interna" de otros autores) que debieron ocupar una posición paleogeográfica bastante externa y occidental dentro del dominio maláguide según se expuso más arriba (cf. Cap. 6., ap. 3.4.5.1.): esta hipótesis, asímismo, concuerda con la posición

paleogeográfica relativa propuesta por **Bourrouillh y Gorsline (1979)** sobre la base de la estratigrafía y sedimentología de las formaciones paleozoicas. Hay que advertir, no obstante, que de acuerdo con esta posición original la superposición de la Unidad Superior sobre la Unidad con Calizas Alabeadas debería haberse efectuado desde los sectores externos hacia los internos o, tal vez, desde los occidentales hacia los orientales. Dicha superposición debería haber sido, en este caso, de una reducida magnitud, a juzgar por la exclusiva localización de la Unidad Maláguide Superior en los sectores más externos.

3.2.5. Los accidentes posteriores a la tectónica de mantos en la Zona Bética occidental.

Al igual que sucede en las Zonas Externas, en las Zonas Internas también se reconocen los efectos de una intensa fracturación que ha condicionado la distribución actual de los relieves y de las diferentes unidades e incluso la traza actual de la costa. Aunque en la mayor parte de los casos estos accidentes se observan actualmente como fallas normales, es posible reconocer en ellos indicios de un funcionamiento en régimen transcurrente, sea a escala local o regional. Los más importantes quedan recogidos en la figura 189 y, como puede verse, algunos son la prolongación de accidentes que han sido descritos en apartados anteriores (cf. 2.1.3. y 3.1.6.). Por su longitud e importancia destacan tres: el que se dirige de Estepona a Gaucín, el que delimita por el N a los mármoles de Sierra Blanca (Falla del Albornoque de **Tubía, 1985a**) y el que pasa por Casarabonela. Cada uno de ellos pertenece a uno de los tres grandes sistemas de accidentes descritos por **Sanz de Galdeano (1983)**.

El accidente de Casarabonela (N20E) se corresponde fundamentalmente con una falla normal aunque también ha debido funcionar probablemente en régimen transcurrente tanto dextrorso como sinistrorso. Provoca el hundimiento de las unidades situadas al E de las Sierras Prieta y Alcaparaín, la laminación de las unidades alpujárrides y la serpentinización de las peridotitas. Su terminación septentrional delimita por el SE a la Serrezuela de Carratraca y desaparece más al NE, dentro de la unidad de los Reales. En esta región coalesce con la prolongación meridional de los accidentes que delimitan al bloque penibético de la serranía de Ronda oriental por el E (cf. 2.1.3.), los cuales, a su vez, delimitan los afloramientos de la F.Numidoide del Complejo del Campo de Gibraltar de la región de Ardales-Carratraca cuyas características de fosa tectónica son bastante aparentes sobre el terreno. Más al S, en las proximidades de Alozaina, el accidente de Casarabonela gira hacia el SO y se prolonga por el Puerto Janón, donde se junta con los accidentes de dirección NO-SE de la región del Picacho, corta a la unidad de las Nieves y desaparece en el contacto con las peridotitas cabalgantes.

El accidente de Gaucín a Estepona (N130E) es prácticamente la prolongación del que delimita por el SO al bloque penibético de la Serranía de Ronda occidental y, al igual que éste ha tenido un funcionamiento sinistrorso. Al NO de Estepona ha determinado una superposición local de la unidad de los Reales sobre el Málaguide e incluso sobre el Complejo del Campo de Gibraltar, mediante un contacto muy inclinado hacia el NE.

El accidente del Albornoque es, sin duda, el más importante de los accidentes de la Zona Bética occidental. Su salto como falla normal ha sido muy importante, superior a 1000 m y su movimiento transcurrente dextrorso ha debido ser, asímismo, muy importante, probablemente de varios kilómetros, aunque muy difícil de evaluar con rigor. Este accidente, bien visible al N del macizo de Sierra Blanca, probablemente se prolonga hacia el E entre las Sierras de Mijas y Cártama, oculto bajo el Plioceno marino. Su continuación hacia el O se ve interrumpida por las fallas del borde occidental de la Sierra Blanca, pero su prolongación al S de la ventana de Guadaiza parece clara ya que en este sector se reconocen una serie de complicaciones en la estructura, entre las que hay que destacar: en primer lugar, diversas fracturas menores de dirección equivalente a la del accidente mayor (N60E), que determinan el pinzamiento de las formaciones del Grupo Viñuela bajo su sustrato estratigráfico original, alpujárride o maláguide (cf. Fig. 169); en segundo lugar, la existencia de bandas de serpentinitas entre los micasquistos de la formación del Puerto de los Guardas y el Maláguide, o entre aquéllos y las propias peridotitas en tercer lugar, la superposición local de las peridotitas al Maláguide según se observa en la región entre los ríos Guadalmansa y Guadalmina, al S de Benahavís; por último, la rotación de las estructuras del borde meridional de la ventana del Guadaiza **(Tubía, 1985a)** así como, parte de las complicaciones tectónicas que muestra el borde occidental de Sierra Blanca han podido estar relacionadas con el funcionamiento de este accidente. Las imbricaciones entre el Grupo Viñuela, Alpujárrides y Maláguides que se observan entre los ríos Guadaiza y Guadalmansa son un fenómeno a destacar, ya que presentan a menudo vergencias opuestas, incluso alabeamientos locales de la superficie de cabalgamiento, como puede observarse entre el Casarío Capanes y el arroyo de la Leche (Figura 169), y también una anastomosis de cuerpos lenticulares alargados (peces) de diferente procedencia tectónica, fenómenos todos ellos que evidencian movimientos transcurrentes a lo largo de esta zona **(Tchalenko, 1970, Wilcok et al., 1973)**, con características transpresivas **(Harland, 1971; Silvester y Smit, 1976)**. En esta zona, sobre todo al O del río Guadalmina, el accidente muestra una tendencia a bifurcarse en dos líneas: una meridional subvertical, que se dirige hacia Estepona y que determina la aparición de cuerpos lenticulares de serpentinitas, gneises y micasquistos entre las formaciones paleozoicas maláguides y viceversa (cf. mapa de **Buntfuss, 1970**); y otra septentrional, buzante al SE, muy neta, jalonada de forma continua por una banda de serpentinitas, que separa al Maláguide del conjunto formado por los afloramientos de la unidad de Blanca del Monte Mayor y del arroyo de la Cala. Esta última línea presenta un importantísimo salto vertical

en régimen normal que ha hundido el bloque meridional y determinado así la desaparición de la mayor parte de la envoltura metapelítica de las peridotitas de la unidad de los Reales y la aparición de los afloramientos de la unidad de Blanca. Tal vez con su funcionamiento transcurrente previo al fallamiento normal esté relacionada la anómala superposición de los mármoles de la unidad de Blanca sobre las peridotitas, que se observa al N de Estepona entre el arroyo de la Cala y el río del Castor.

Además de los tres accidentes mencionados hay que destacar el papel desempeñado por otros. Por ejemplo, accidentes subparalelos al del Albornoque han determinado la elevación de la alineación de relieves alpujárrides y maláguides de Guaro y la Sierra Gorda. Estos accidentes, hacia el O tienden a coalescer con el accidente de las Turquillas (cf. 3.1.6.), que muestra una inflexión hacia el E al S de la Alcazaba, donde se junta con el contacto de las peridotitas con la unidad de las Nieves. La prolongación hacia el SE del accidente situado al E del Picacho parece haber determinado el hundimiento del Maláguide de la región de Jorox y su puesta en contacto directo con las peridotitas de la unidad de los Reales, por desaparición tectónica de su envoltura metapelítica. Otros accidentes importantes son los de dirección N90-100E que delimitan a la Sierra Blanca por el S y que parecen haber controlado, junto con otros de dirección N20-30E, la traza actual de la costa. La torsión de las estructuras de Sierra Blanca a partir de la mina del Peñoncillo indica que han funcionado previamente como accidentes dextrorsos. Uno de estos accidentes dextrorsos de dirección N100E ha debido ser en mi opinión, el que ha determinado la reorientación, por rotación en sentido horario, del sinclinal del borde interno de la unidad de Blanca, el cual a diferencia de lo que opina **Tubía (1985a)** y a mi parecer, no preserva en este sector su orientación original, que pienso debió estar más — — norteada. Este accidente, que no aparece como una línea neta, ha debido ser el responsable de la gran trituración, en condiciones mecánicas frágiles y acompañada de serpentinización, que muestran las peridotitas del pequeño macizo de Mijas, y también las otras rocas adyacentes.

En definitiva, los grandes accidentes y fracturas que se reconocen en la Zona Bética occidental se agrupan esencialmente en cuatro sistemas, de orientación respectiva NO-SE, N20-30E, N60-70E y N90-100E. Todos ellos presentan direcciones equivalentes a las de otros sistemas de fracturas reconocidos por **Sanz de Galdeano (1983)** y han funcionado, en régimen normal o transcurrente, de modo similar.

4. EL CONTACTO ENTRE LAS ZONAS INTERNAS Y LAS EXTERNAS.

4.1. Rasgos generales de su estructura.

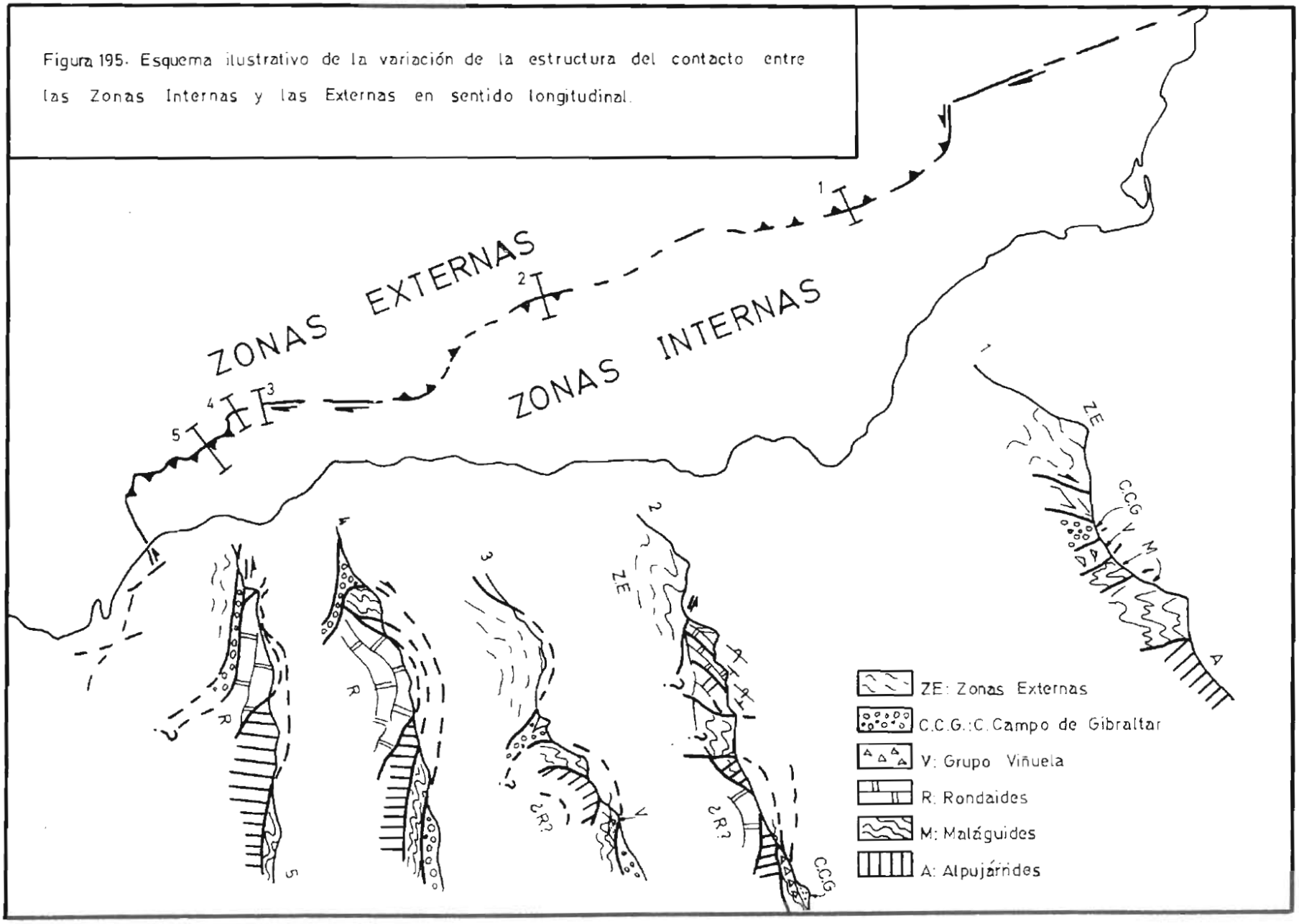
La estructura del contacto entre las Zonas Internas y Externas no es uniforme a lo largo de toda la Cordillera. Por el contrario, sus características varían considerablemente de unos puntos a otros, debido a que es un accidente tectónico que ha funcionado bajo distintos regímenes de esfuerzos y ha afectado a conjuntos tectónicos previamente estructurados. Su carácter polifásico, por tanto, es claro, y en los afloramientos actualmente accesibles pueden aparecer estructuras de diferentes estilos, vergencias y edades. Por otra parte, este accidente, o más bien su precursor, debió ser de una gran importancia paleogeográfica, dado que a ambos lados del mismo se enfrentan actualmente dominios tectono-paleogeográficos de características tan diferentes que podrían ser considerados, de acuerdo con la nomenclatura norteamericana, como distintos **terrenos** (terranes: **Kerr, 1983**). En otras palabras, el movimiento ocurrido a favor de este accidente ha debido ser superior a muchos centenares de kilómetros, lo que justifica plenamente considerarlo como un accidente tectónico y paleogeográfico mayor. Esta opinión contrasta con la expresada por **Megías (1982b)** para quien el accidente del límite entre las Zonas Internas y Externas carece de importancia mayor.

Existen tres posibilidades teóricas de contacto entre las Zonas Internas y las Externas, que se pueden reconocer en distintos puntos de la Cordillera (Fig. 195). La más clásica es la superposición de las Zonas Internas sobre las Externas, característica de la Serranía de Ronda y de la región de Sierra Arana. La segunda modalidad es la superposición de las Zonas Externas sobre las Internas, que se reconoce, sobre todo en el sector oriental y también en los alrededores de Alhama de Granada, al NE de esta última región este dispositivo ha sido reconocido también, en franca discordancia bajo las formaciones neógenas de la depresión de Granada, mediante perfiles sísmicos realizados por Chevron Oil Co. (Rodríguez-Fernández, com. pers.1986). La tercera modalidad es la que se reconoce entre Ardales y la Sierra Tejeda, donde las Zonas Internas y las Externas se enfrentan mediante contactos subverticales. El segmento occidental del contacto (cf. Cap. 5, ap. 1.1.3.) es el único en el que es posible reconocer el paso lateral entre los tres dispositivos tectónicos descritos.

4.1.1. La Serranía de Ronda.

En la Serranía de Ronda (Fig. 196) el cabalgamiento de las Zonas Internas sobre las Externas es un cizallamiento subhorizontal o algo tendido hacia el SE, que ha determinado el cepillamiento basal de una pila de unidades tectónicas, a cuyo frente, además, aparecen pinzadas una serie de escamas. Este cepillamiento se observa muy bien gracias a la existencia de varios isleos y ventanas entre la

Figura 195. Esquema ilustrativo de la variación de la estructura del contacto entre las Zonas Internas y las Externas en sentido longitudinal.



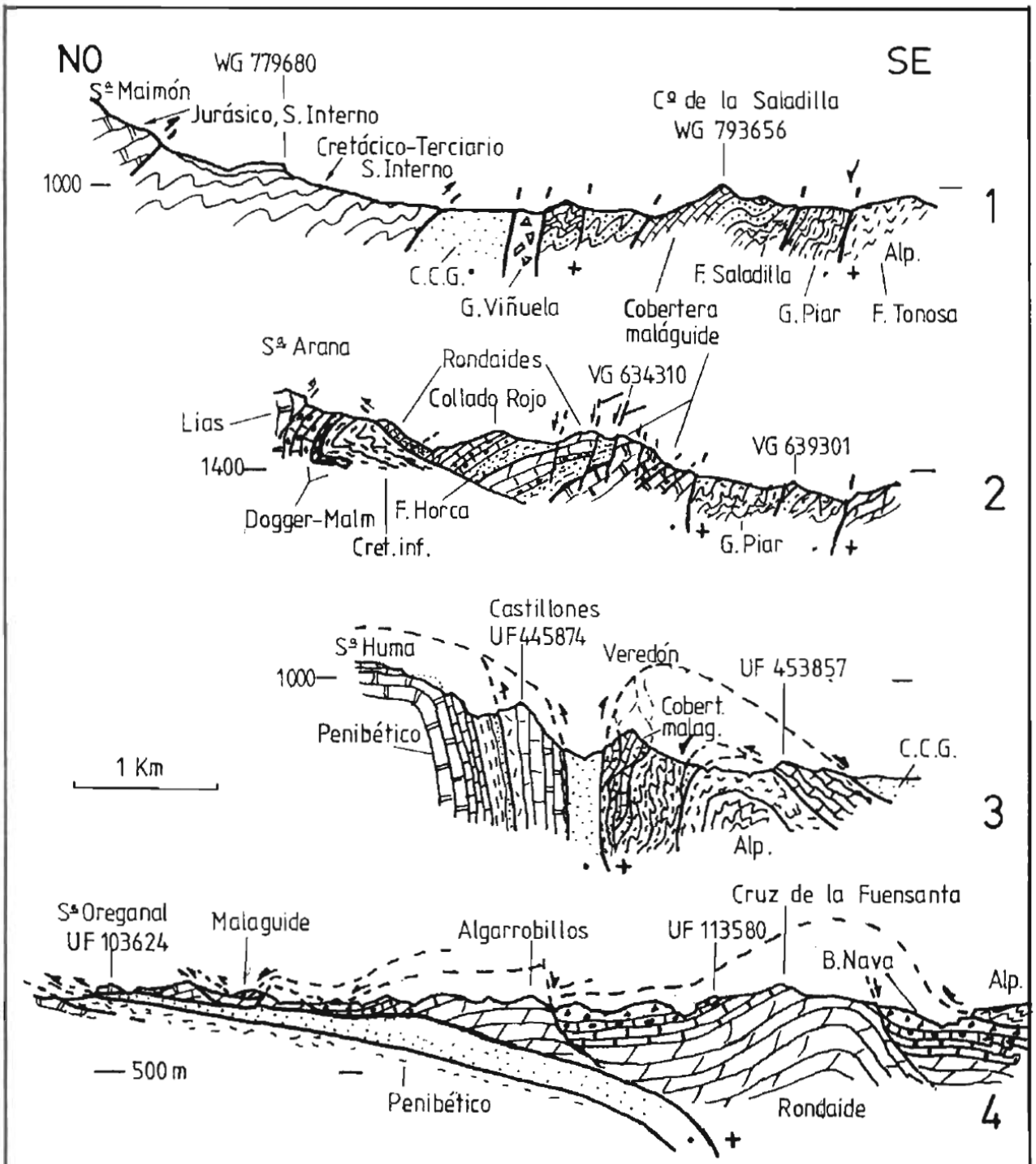


Fig. 196.-Cortes geológicos del contacto entre las Zonas Internas y Externas. 1-Vélez Rubio. 2-Sª Arana. 3-Chorro. 4-SE de Ronda.

Almola y el Tajo de Pompeya, y sobre todo entre El Burgo y Yunquera, región que presenta características propias de algo que podríamos denominar un "canal tectónico". En efecto, en esta región se "canalizan" una serie de unidades tectónicas entre dos de los accidentes transcurrentes descritos más arriba (cf. 3.1.6.) y la superficie de cizalla del frente de las Zonas Internas. Este último, además, lamina considerablemente a la unidad de las Nieves, hasta el punto de que queda reducida en algunos puntos a una serie de virutas. La reducción tectónica por laminación de la unidad de las Nieves se reconoce bastante bien al S de Los Labrados y sobre todo en la ventana del arroyo del Sauce, donde bajo las Calizas con Sílex y la F. tipo Kössen se observa una pequeña ventana ocupada por la F. Numidoide. Este dispositivo tectónico "en canal" se puede explicar si se admite que el cizallamiento del frente de las Zonas Internas ha sido posterior a una actuación de las fracturas de dirección NO-SE en régimen normal, en especial a la de la que pasa por Jorox. Ello habría predeterminado el hundimiento de la pila de unidades reconocible en este área deprimida situada entre las Sierras Prieta y de las Nieves.

Sin embargo la amplitud máxima del recubrimiento reconocible de las Zonas Internas sobre las Externas parece limitada, a juzgar por la posición de isleos y ventanas. La superficie de cabalgamiento sufre una brusca inflexión y tiende a verticalizarse bajo los sectores internos de la unidad de las Nieves (**Martín-Algarra 1980a**). Aún teniendo en cuenta que una parte considerable del frente de las Zonas Internas ha desaparecido por erosión y que una parte importante de los materiales cabalgados no es accesible a la observación, se puede estimar razonablemente que la superposición máxima probable de las Zonas Internas sobre las Externas ha debido ser, en la Serranía de Ronda, del orden de la decena de kilómetros y probablemente no superior a la veintena de kilómetros en los niveles más profundos.

A lo largo de la Serranía de Ronda occidental, sobre todo a partir de Cartajima y hacia el SO, se observa claramente cómo la superficie cabalgante se hace cada vez más inclinada. Esto en parte se debe a la actuación de fallas, pero en parte es un rasgo original. A lo largo del frente de las Zonas Internas aparecen diversas escamas lateralmente discontinuas e internamente muy complejas, como se observa en la Sierra de Algatocín-Benadalid, formada por una pila invertida de escamas, o en la Sierra Crestellina. Estas estructuras aparecen cepilladas por el contacto o bien pinzadas en él mediante contactos subverticales, como sucede en Sierra Crestellina.

También se observa un aumento de la inclinación de la superficie cabalgante hacia los sectores orientales de la Serranía. El contacto entre el frente de las Zonas Internas (formado en este caso por el Maláguide) y el Complejo del Campo de Gibraltar al N de la Sierra de Alcaparaín pasa en superficie, de ser bastante tendido en los alrededores del Pantano de Andrade, a ser subvertical en los alrededores de Ardales y, finalmente, al SE de esta localidad, a determinar la

superposición por retrocabalgamiento del Complejo del Campo de Gibraltar sobre las Zonas Internas. La estructura de esta región pone de manifiesto cómo el 'encapuchonamiento' o la 'intrusión" del frente de las Zonas Internas dentro del Complejo del Campo de Gibraltar ha debido estar relacionada con su expulsión, tanto hacia las Zonas Externas como hacia las Internas, mientras que en el mismo contacto entre ambas, estos materiales han sido intensamente laminados hasta quedar reducidos a una estrecha franja de afloramientos.

4.1.2. El Corredor de Colmenar y la región de Alhama.

La verticalización, enraizamiento y laminación del Complejo del Campo de Gibraltar en el contacto entre las Zonas Internas y Externas así como su expulsión y cabalgamiento sobre ambas se reconocen de forma espectacular en el corte del Chorro (Fig. 196). Más al E el contacto aparece oculto bajo las unidades de la Zona o Corredor de Colmenar pero diversos rasgos de la estructura así como la presencia de afloramientos discontinuos del Paleozoico maláguide permiten situar la zona de enraizamiento del Complejo del Campo de Gibraltar justo al pie meridional de los relieves calcáreos penibéticos (Torcal) y de la Alta Cadena, como ya señaló **Peyre (1974)**. La posición subvertical del contacto entre las Zonas Internas y Externas no sólo se deduce de la verticalización de las estructuras, sino de su coalescencia con el gran accidente transcurrente que separa el Penibético del Subbético de la Alta Cadena, y además es visible sobre el terreno en algunos puntos, como por ejemplo en los alrededores de Villanueva del Cauche, al S del Puerto de las Pedrizas, y sobre todo a lo largo del borde septentrional del Complejo de Majiaza de **Peyre (1974)**, en los cortes del río Guadalmedina y de la Carretera de Granada a Colmenar. El borde septentrional del Complejo de Majiaza, en particular, es un accidente subvertical o muy inclinado hacia el N y las rocas que afloran en el mismo presentan rasgos de "mélange" tectónica **(Hsü, 1974)**: se mezclan de forma caótica grandes bloques de naturaleza diversa, sobre todo de Paleozoico y Permotrías maláguide, pero también de formaciones flyschoides pertenecientes al Complejo del Campo de Gibraltar, brechas y areniscas procedentes tal vez del Grupo Viñuela y, en menor proporción, materiales jurásicos, que aparecen estirados y delimitados por superficies tectónicas; el conjunto de las rocas, además, presenta una esquistosidad muy inclinada hacia el N (unos 70°). Los cortes de la figura 36 de **Peyre (1974)**, ilustran muy bien la estructura visible en los dos puntos mencionados.

A lo largo de todo el sector de Colmenar los relieves ubicados sobre las Zonas Externas son más elevados que los situados sobre las Zonas Internas; esta situación sugiere que el levantamiento por causas tectónicas ha sido más importante precisamente al N del contacto entre las Zonas Internas y Externas y viene a ser el preludio del retrocabalgamiento de las segundas sobre las primeras que se observa entre el Boquete de Zafarraya y Alhama. Al E del Boquete de Zafarraya en particular los terrenos paleozoicos malágüides se hunden

bajo la terminación occidental del Complejo del Campo de Gibraltar de la Zona de Colmenar, que a su vez es cabalgado por los relieves meridionales de la unidad de Zafarraya, hasta que finalmente se pone en contacto directo esta última sobre el Paleozoico. Más al NE, la unidad de Zafarraya cabalga a los materiales alpujárrides quedando pinzados, entre ambos conjuntos tectónicos, retazos de materiales pertenecientes al Grupo Viñuela, que afloran en muy malas condiciones de exposición. Como ya señalé más arriba, el retrocabalgamiento de las Zonas Externas sobre las Internas se reconoce, mediante sísmica de reflexión, bajo las formaciones del Mioceno superior al N de Alhama, cerca del Corte de los Baños; la envergadura mínima de esta superposición, en la vertical de la zona situada entre los ríos Alhama y Cacín se puede estimar en unos dos o tres kilómetros.

4.1.3. Sierra Arana.

En la transversal de Sierra Arana de nuevo las Zonas Internas vuelven a cabalgar sobre las Externas: el conjunto complejo de escamas de Río Blanco-Cañamaya (Rondaides) y del Majalijar-Despeñadero (Maláguide) cabalga a la unidad de Sierra Arana. Sin embargo este cabalgamiento es de poca envergadura y localmente, la propia unidad de Sierra Arana retrocabalga al frente de la zona de escamas (en la región al NE de Prado Negro, p.e.). Al S del frente de cabalgamiento, el contacto sufre una fuerte verticalización que está relacionada en parte con la aparición de fallas de desgarre, que separan la zona de escamas del Maláguide (falla de Almuéjar de **Balanyà, 1982**), que afectan al interior del propio Maláguide y que lo separan del Alpujárride. El sustrato tectónico del Alpujárride es visible en las ventanas de la Mora, pero los materiales de estas últimas, en mi opinión, deben ser considerados de afinidades rondaides y, por tanto, desde un punto de vista tectónico y paleogeográfico, pertenecientes a las Zonas Internas.

El cizallamiento frontal que afecta a las Zonas Internas es posterior a la estructuración en escamas de las unidades del Majalijar-Despeñadero y de Río Blanco-Cañamaya, y es también posterior a la inversión del conjunto de la pila de escamas. Esta estructura, puesta de manifiesto por **Durand-Delga y Foucault (1969)** y, más tarde, precisada por **Balanyà (1982, 1984)**, es de características equivalentes a la que se reconoce en la Sierra de Benadalid.

4.1.4. El Corredor de Vélez Rubio-Sierra Espuña.

Entre Sierra Arana y las Sierras de Orce y de las Estancias el contacto entre las Zonas Internas y las Externas está cubierto por las formaciones neógenas y cuaternarias de la depresión de Guadix-Baza, sin que en ningún punto sea posible su observación. La proximidad de los Alpujárrides de la Sierra de Baza al Subbético situado inmediatamente al N y al O, y la proximidad al accidente del Negratín (Es-

tévez et al., 1976), de Cádiz-Alicante (Sanz de Galdeano, 1983), o de Crevillente (Foucault, 1974) hacen pensar que el contacto, en profundidad, se debe efectuar mediante este accidente subvertical.

En el Corredor de Vélez Rubio y más al E, el contacto entre las Zonas Internas y Externas es visible sólo en una serie de barrancos que han eliminado localmente los recubrimientos continentales pliocuaternarios. En estos barrancos se observa que las unidades subbéticas más internas se superponen sobre los materiales de la "Zona Intermedia" de los geólogos holandeses (esto es la F. Solana, perteneciente al Complejo del Campo de Gibraltar; la F. Fuente, perteneciente al Grupo Viñuela; la F. Espejos; y la F. Ciudad Granada, perteneciente al Maláguide), mediante contactos subverticales o inclinados al N, que determinan un retrocabalgamiento. La magnitud de este retrocabalgamiento es un tema discutido: en opinión de **Hermes (1984)** es de importancia muy limitada; en opinión de **Geel (1973)**, que es recogida por uno de los cortes de **Azéma et al. (1979, Fig. 6)** y por **Baena et al. (1977)**, el retrocabalgamiento de la Sierra de María sobre las Zonas Internas llegaría a ser del orden de la decena de kilómetros, y estaría demostrado por la existencia de la "ventana de María", en la cual afloran materiales pertenecientes a la F. Solana (=Complejo del Campo de Gibraltar). Al E de Vélez Rubio la situación que se observa es equivalente: las Zonas Externas cabalgan sobre las Internas mediante contactos muy inclinados hacia el N o NO, cuando no están ocultos por las formaciones postorogénicas. Este retrocabalgamiento es bien visible al O de Sierra Espuña, donde el Subbético de la Sierra de la Peña Rubia se superpone mediante un contacto bastante tendido, a las formaciones miocenas de los Grupos Viñuela y Ciudad Granada que afloran extensamente en la depresión del río Pliego. Sin embargo, este contacto rápidamente hacia el N se pone vertical y llega a chocar con las formaciones del Mioceno medio que afloran ampliamente al NO de Sierra Espuña. Este contacto subvertical presenta rasgos de accidente transcurrente sinistrorso y acaba por unirse, en las proximidades de Bullas, con el accidente de Crevillente de **Foucault (1974) y Paquet (1969, 1974)**. A partir de Bullas y hacia el E, es precisamente el accidente subvertical de Crevillente el que determina el contacto entre las Zonas Internas y las Externas.

4.2. Funcionamiento transcurrente del contacto entre las Zonas Internas y las Externas.

La deformación acaecida a lo largo del contacto entre las Zonas Internas y las Externas resulta difícilmente explicable si no se admite que ha funcionado como un accidente transcurrente dextrorso. Este funcionamiento, que fue propuesto por **Andrieux et al. (1971)**, sobre la base de argumentos geotectónicos principalmente, ha sido aceptado más tarde por un gran número de autores (**Andrieux y Mattauer, 1973 Durand-Delga, 1973, 1980a; Paquet, 1974; Hermes, 1978a; Durand-Delga y Fontboté, 1980; Leblanc y Olivier, 1984**) quienes, sin embargo, no han expuesto o lo han hecho de forma muy poco explícita los argumentos

geológicos que conducen a esta conclusión. En mi opinión estos argumentos se pueden reducir a tres: a) la variación de las vergencias a uno y otro lado del contacto y su frecuente asociación con accidentes secundarios subverticales; b) la disposición arrosariada de muchas de las unidades, implicadas en dicho contacto, independientemente de su tamaño, procedencia y edad; y c) el carácter de "mélange", tectónica y tectonosedimentaria que presentan las unidades implicadas en este contacto, en especial las pertenecientes al Complejo del Campo de Gibraltar.

En efecto, resulta muy difícil explicar, en un régimen tectónico puramente compresivo, la variación lateral de la inclinación y la vergencia de un accidente tectónico mayor, o bien de las estructuras de menor escala con él relacionadas. Este, sin embargo, es un rasgo típico del contacto entre las Zonas Internas y Externas béticas, como ya ha sido más arriba mencionado. Por otra parte, se puede constatar que, a lo largo del tiempo, se han sucedido las fases con vergencias opuestas en determinadas unidades o grupos de unidades. Así, en las Sierras del Hauz (Rif), Crestellina, Benadalid y Arana, o en el corte de los Baños de Alhama, se reconocen diversas unidades estructuradas en escamas vergentes hacia el exterior de la Cordillera, cuyas series han sido más tarde conjuntamente invertidas e incluso nuevamente imbricadas, pero en este caso hacia el interior de la cadena; en muchas regiones (Sierra Arana, Benadalid) es factible reconocer un cepillamiento basal de las escamas invertidas a consecuencia de un posterior cizallamiento hacia el exterior e incluso, localmente, una nueva imbricación de vergencia opuesta. Estos fenómenos de superposición de vergencias se explican de forma simple en un contexto transcurrente, por ejemplo por alabeamientos en la superficie de deslizamiento original **(Wilcox et al., 1973)**; sin embargo, en un contexto cabalgante resultan mucho más difíciles de explicar **(Boyer y Elliott, 1982)**.

Por lo que se refiere al segundo de los argumentos, es evidente la disposición arrosariada de muchos elementos tectónicos a lo largo del contacto entre las Zonas Internas y Externas. Las descripciones estratigráficas efectuadas en capítulos precedentes han puesto de manifiesto ya cómo a lo largo del contacto se van relevando unidades de características estratigráficas muy distintas que evidencian, a su vez, procedencias tectónicas y paleogeográficas variadas, en particular y por orden progresivamente menos importante, pertenecientes al Complejo del Campo de Gibraltar, los Rondaides, los Maláguides, (cobertera y sustrato premesozoico a menudo independizados tectónicamente), el Penibético, el Subbético medio e interno y, finalmente, el Alpujárride. Sus tamaños y edades son variados: desde métrico a hectométrico en muchos afloramientos de Neocomiense blanco esquirloso por ejemplo, hasta plurikilométrico en muchos afloramientos maláguides o rondaides. Normalmente, además, su estructura interna es compleja: así, por ejemplo, la Almola está afectada por fallas inversas vergentes al O o SO, y la Sierra Cabrilla y el Tajo de los Enamorados, entre otros muchos elementos, aparecen subdivididos en escamas.

Por último, aunque sobre este tema ya traté suficientemente en los apartados 5.2.4. y 5.2.5. del Capítulo 4 de este trabajo, creo conveniente recordar que el Complejo del Campo de Gibraltar presenta rasgos que permiten considerarlo como una "mélange" originada en un nivel estructural superficial y submarino, al igual que ha sido propuesto por otros autores para facies italianas equivalentes (Hsü, 1974; Wezel, 1974).

5. LA CRONOLOGIA DE LAS DEFORMACIONES Y LOS GRANDES RASGOS DE LA EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA SINOROGENICA.

5.1. Las grandes etapas de la evolución orogénica.

La información estratigráfica, tectónica y paleogeográfica que he ido presentando a lo largo de éste y otros capítulos anteriores permite el establecimiento de una cronología de las deformaciones orogénicas que han afectado al segmento occidental de la Cordillera Bética en particular, y a ésta en su totalidad. De esta información resulta claro que la estructuración de la Cordillera Bética acaeció esencialmente durante el Terciario, de modo especial durante el Mioceno. Fue durante el Mioceno inferior cuando tuvieron lugar las deformaciones tectónicas compresivas que determinaron las perturbaciones paleogeográficas mayores, la desaparición de dominios existentes desde el Trías o el Lías y la adquisición de las características principales de la estructura, tanto sobre las Zonas Internas como sobre las Externas. Sin embargo, no hay que desestimar la importancia de las deformaciones y la tectonogénesis preneógenas, que coincidieron con el desarrollo del metamórfismo alpino, si bien sus últimas fases alcanzaron la base del Neógeno. Por otra parte no hay que olvidar que, en la Cordillera Bética, al igual que en toda la región mediterránea occidental, la evolución geológica alpina en general y la tectónica sinorogénica en particular, han estado controlados por la apertura del Atlántico y por los movimientos relativos entre las Placas Europea y Africana y sus dependencias menores (Placa Ibérica, por ejemplo), buena parte de los cuales han sido movimientos de salto de dirección -transcurrentes- de gran envergadura, durante cuyo desarrollo coexistieron y cambiaron en el espacio y el tiempo de forma considerable, las situaciones compresivas y las distensivas.

Para establecer una cronología bien fundada de las deformaciones hay que tener en cuenta numerosos hechos y datos que a menudo, son muy difíciles de correlacionar. Por una parte los derivados del análisis de las series estratigráficas locales y, sobre todo, de las discontinuidades estratigráficas, en particular de las discordancias; por la información que suministran sus características, es de una importancia capital el análisis y correcta comprensión de los depósitos sinorogénicos. Por otro lado hay que considerar las etapas de deformación de las rocas, sea a la escala íntima (deformaciones sinmetamórficas) o bien a escala de las macroestructuras. Por último,

hay que tener en cuenta la importancia relativa de cada acontecimiento de acuerdo con su posición en el espacio y en el tiempo; es decir, la cronología debe ser coherente con la evolución geológica regional y con un contexto geotectónico más amplio cuyo establecimiento entra dentro del campo de la Tectónica de Placas. De acuerdo con todo ello, la evolución orogénica se manifiesta como un proceso relativamente continuo a escala general (**Hermes y Borradaile, 1985**), pero notablemente discontinuo, episódico y un tanto catastrófico a escala regional y local, para cuya descripción y comprensión resulta conveniente y cómoda la distinción de una serie de "fases" o pulsos menores. En mi opinión, en la Cordillera Bética, estas fases de la evolución orogénica (Fig. 197) pueden ser agrupadas en tres grandes etapas, entre las cuales no hay límites estrictamente netos, pues a gran escala se percibe un paso progresivo de unas a otras, pero que muestran diferencias considerables en el estilo e importancia de las perturbaciones que provocan, sean paleogeográficas o tectónicas; las denominaré, de más antigua a más moderna, preparoxismal, paroxismal y postparoxismal.

Durante **la etapa preparoxismal**, que ocurrió esencialmente en tiempos preneógenos y, tal vez en su mayor parte también, posteriores al Cretácico inferior, la expresión superficial de las perturbaciones orogénicas fue relativamente limitada sobre todo en las Zonas Externas. Por el contario, en profundidad, debió crearse el contexto apropiado para el desarrollo de las más espectaculares y tardías perturbaciones, en particular en las Zonas Internas. Durante esta etapa tuvo lugar la mayor parte del metamorfismo alpino o, al menos, sus fases más antiguas y la deformación íntima de las rocas fue de importancia muy considerable. La evolución tectónica es compleja y se establece básicamente a partir del análisis petrológico y estructural. Estudios realizados al respecto (véase, en particular, **Kampschuur y Rondeel, 1975**, para un estudio sintético) han demostrado que, durante esta etapa, la compresión se efectuaba básicamente según una dirección NE-SO y se dirigía sobre todo hacia el NE (**Cuevas et al., 1986**). Numerosos autores parecen de acuerdo en afirmar que durante esta etapa tuvo lugar una primera individualización y apilamiento de mantos de corrimiento, a grandes rasgos hacia el NE, en las Zonas Internas.

Durante **la etapa paroxismal**, que se desarrolló básicamente durante el Mioceno inferior (Aquitaniense y Burdigaliense inferior) tuvieron lugar las principales fases de la estructuración tanto de las Zonas Internas como de las Externas, asociadas a las cuales acaecieron las perturbaciones paleogeográficas más importantes que conllevaron la desaparición de dominios paleogeográficos individualizados desde el Lías o incluso desde el Trías. Esta etapa fue esencialmente postmetamórfica aunque algunas de sus fases coincidieron con los últimos eventos metamórficos alpinos, al menos en el sector occidental de la Cordillera y es la que ha dejado su impronta más profunda en la Cordillera, razón por la cual ha sido la más y mejor reconocida por los geólogos. Durante la etapa paroxismal la compresión, dirigida

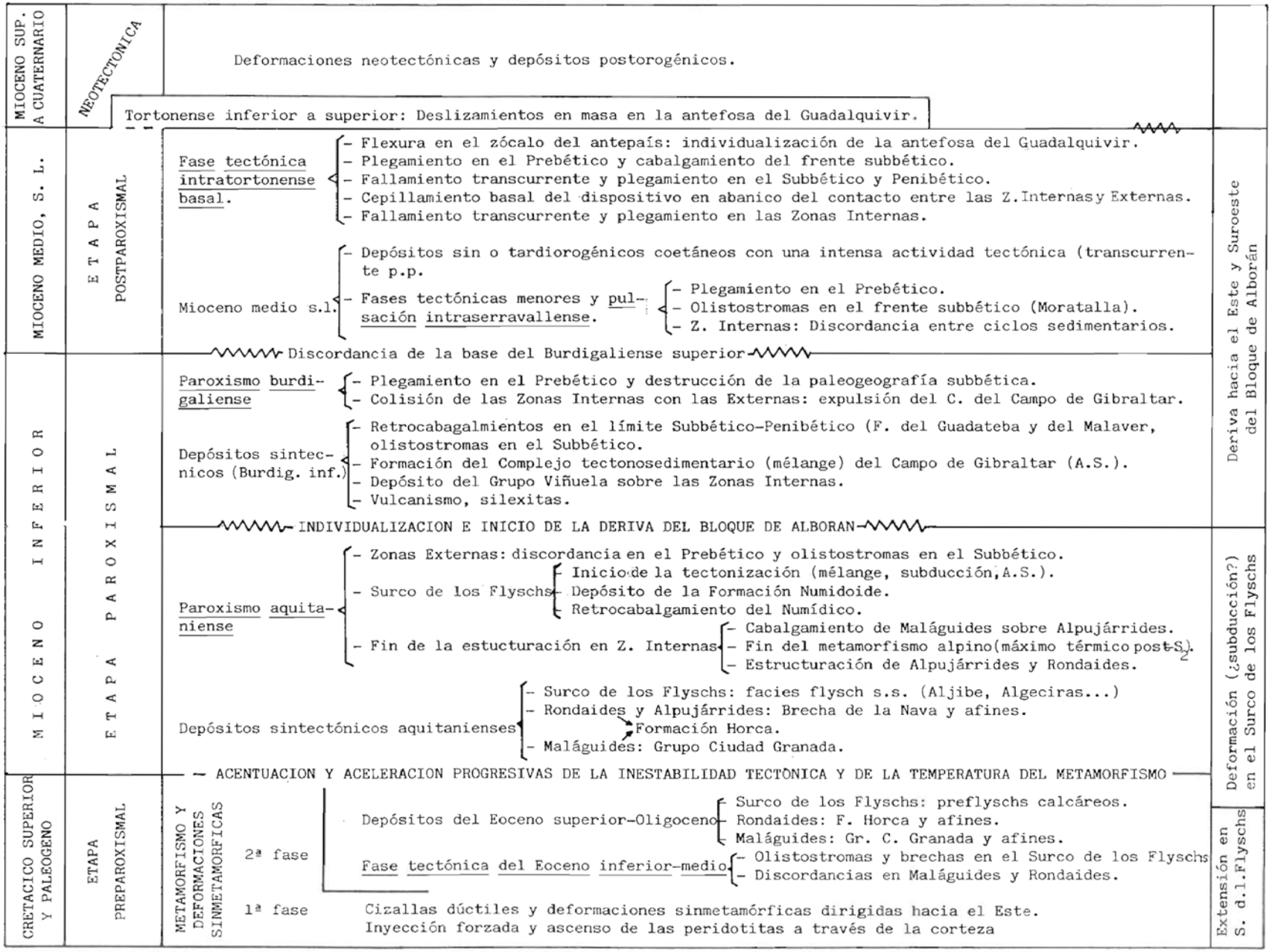


Figura 197. Cuadro-resumen de la cronología de las deformaciones y de la evolución paleogeográfica sinorogénica.

hacia el NO, determinó la terminación de la estructuración en mantos de corrimiento de las Zonas Internas y el inicio del plegamiento de las Zonas Externas. También durante esta etapa se produjo la colisión de las Zonas Internas con las Externas y, por tanto, comenzó la estructuración del contacto entre ambas.

Durante **la etapa postparoxismal** la deformación estuvo relacionada básicamente con el desplazamiento hacia el O y SO del bloque rígido y previamente estructurado de las Zonas Internas y el funcionamiento de importantes accidentes transcurrentes. La deformación se cebó sobre todo en las Zonas Externas, pero también ocurrieron grandes perturbaciones dentro de las Zonas Internas. Durante esta etapa, que se desarrolló sobre todo a lo largo del Mioceno medio y de la base del superior, y cuyas manifestaciones se mantienen aún en la actualidad, tuvo lugar la individualización de la Depresión del Guadalquivir, la antefosa de la Cordillera Bética.

5.2. La etapa orogénica preparoxismal: la sucesión cronológica de los acontecimientos endógenos alpinos de la Cordillera Bética occidental.

La sucesión cronológica relativa de los fenómenos geológicos endógenos que han afectado a los materiales que forman parte de las Zonas Internas de la Cordillera Bética occidental se pueden establecer con un cierto rigor a la luz de los conocimientos actuales. Mucho más difícil resulta, sin embargo, la correlación de esta sucesión cronológica relativa con la escala del tiempo geológico, debido a la propia naturaleza del metamorfismo y procesos tectónicos asociados, a la escasez de dataciones radiométricas y a las dificultades de interpretación que plantean estas mismas dataciones. Dado que asumí una edad triásica para los mármoles de las unidades de Blanca y Yunquera (cf. Cap. 6, ap. 2.5.4.), que el metamorfismo ha afectado a terrenos mesozoicos datados de la unidad de las Nieves (cf. Cap. 5, ap. 4.2.7.), que las dataciones radiométricas disponibles indican en su totalidad edades alpinas y que los primeros sedimentos bien datados con cantos de rocas metamórficas y peridotitas alpujárrides son de edad Burdigaliense inferior, estos acontecimientos endógenos debieron ocurrir entre el Triásico y el Mioceno inferior. Ello no equivale, sin embargo, a negar otros posibles eventos endógenos anteriores como el metamorfismo y magmatismo prealpinos p.e., cuya existencia está demostrada por la aparición de cantos de rocas ígneas y metamórficas en los sedimentos paleozoicos maláguides.

Durante le evolución endogéna alpina de las Zonas Internas occidentales se pueden reconocer tres grupos de fenómenos sucesivos en el tiempo, que ocurrieron a niveles estructurales muy distintos; estos son, respectivamente: a) el diapirismo del manto y la diferenciación ígnea de las peridotitas con respecto a la pirolita adyacente; b) el encajamiento de las peridotitas en la corteza y el metamorfismo a

ellas asociado; y c) la individualización y traslación de las unidades alóctonas internas. El segundo grupo de fenómenos se produjo durante la etapa orogénica preparoxismal. El tercero durante la transición entre la etapa preparoxismal y la paroxismal y coincidiendo con las primeras fases de esta última. El primero y más antiguo, sin embargo, parece haber sido anterior al comienzo de las deformaciones compresivas y, por tanto, de la orogénesis alpina propiamente dicha. En efecto, la diferenciación ígnea de los macizos ultrabásicos debió ocurrir en condiciones extensivas (Cap. 6, ap. 2.6.1.) que favorecieron el diaparismo del manto y la fusión parcial de la pirolita. Los magmas básicos formados pudieron salir al exterior en forma de basaltos picríticos y otras rocas de la serie toleítica (cf. Cap. 6, ap. 2.6.1.). Si se tiene en cuenta la evolución geotectónica mediterránea (**Dewey et al., 1973; Bernouilli y Jenkins, 1974; Biju-Duval et al., 1977; Dercourt et al., 1985, 1986,** etc.), es probable que estos fenómenos endogénos se iniciaran ya en el Trías, pero esencialmente debieron acaecer durante el Jurásico y el Cretácico inferior.

5.2.1. Edad de la primera fase de metamorfismo.

La etapa preparoxismal del período orogénico se debió iniciar con el encajamiento de las peridotitas en la base de la corteza y su ascenso a través de ésta, proceso que, como ya señalé en el apartado 2.6.1. del Capítulo 6, difícilmente pudo tener lugar en condiciones extensivas, habida cuenta de la mayor densidad de las rocas ultrabásicas con respecto a sus encajantes y de las estructuras penetrativas de las peridotitas, que han sido originadas por procesos de deformación plástica a alta temperatura (**Darot, 1973, 1974**). Más bien hay que pensar que se debió a una inyección forzada del material peridotítico, previamente diferenciado a favor de una zona de debilidad cortical, tal vez generada por facturación durante la etapa extensiva precedente. Dado que en las cordilleras alpinas perimediterráneas el cambio de las situación geotectónica extensiva a la compresiva tuvo lugar durante el Cretácico, cabe pensar que fuera a partir de esta época cuando comenzara el encajamiento de las peridotitas en la corteza, y por tanto el metamorfismo alpino asociado. Dos dataciones radiométricas, realizadas por **Loomis (1975)** sobre roca total por el método K-Ar, a partir de rocas con elevado contenido en cordierita, han suministrado edades de 81'2 $\pm$ 1'4 m.a. (muestra de migmatita procedente de la unidad de Blanca, recogida unos 7 km al NNO de Estepona, a lo largo de la pista forestal de Estepona a Jubrique), y de 53'4 $\pm$ 1'5 m.a. (muestra procedente del afloramiento de granolitas existente al SO del Puerto de Robledal, en el área cartografiada), esto es, del Santonense (**Van Hinte, 1978b**) y Paleoceno terminal o Eoceno basal (**Hardenbol y Bergeron, 1978; Odin y Curry, 1981**). Ambas rocas presentan un metamorfismo propio de las facies de las granulitas (**Winkler, 1976**) y la segunda de ellas se originó probablemente durante la caída de presión que acaeció tras el primer evento metamórfico y la formación de la primera esquistosidad (S1), por tanto, a profundidades intermedias en la corteza. Así pués, parece razonable admitir que el

primer evento metamórfico de alta presión, junto con las primeras deformaciones sinesquistosas (S1) tuvieron lugar **entre el Senonense y el Paleoceno**, lo que, por lo demás, no se contradice con los resultados obtenidos en otros sectores de la Cordillera (**Díaz de Federico et al., 1978; Puga, 1977; Puga y Díaz de Federico, 1976**).

5.2.2. Edad de la segunda fase de metamorfismo.

La mayor parte de las dataciones radiométricas disponibles indican, por lo general, edades relativamente jóvenes que se concentran alrededor de valores del orden de 22-23 m.a., lo que equivale aproximadamente al límite entre el Aquitaniense y el Burdigaliense aceptado en este trabajo (**Ryan et al., 1974; Vass y Bagdasarjan, 1978; Salvador, 1985; HaKerland et al., 1982**). Esta edad se ajusta bien a los datos estratigráficos, ya que los primeros sedimentos con seguridad postmetamórficos (Grupo Viñuela: Cap. 7, ap. 2) datan de la base del Burdigaliense inferior. La edad radiométrica de 22-23 m.a. probablemente representa, según **Loomis (1975)** y **Priem et al. (1979)** la terminación del emplazamiento en caliente de los macizos ultrabásicos; en otras palabras, en dicha edad cesaron los fenómenos de migmatización y blastesis estática post-S2. Así pues, si la primera fase de metamorfismo había ya acabado en la base del Eoceno inferior, **la segunda fase de metamorfismo** debió acaecer **entre el Eoceno y el Mioceno inferior (Aquitaniense)**. El fenómeno tectónico más antiguo de esta segunda fase fue la formación de la S2. Más tarde se formó la S3, tal vez coincidiendo ya con la formación de zonas de cizalla dúctil que desarrollaron milonitas y blastomilonitas (**Lundeen, 1978; Tubía, 1984, 1985a,b; Tubía y Cuevas, 1985, 1986; Cuevas et al., 1986**). Si se tiene en cuenta, además, que una parte de los fenómenos de migmatización tuvieron lugar en el contacto de cabalgamiento de la unidad de los Reales sobre la unidad de Blanca (cf. Cap. 6, ap. 2.2.2.2.) ha de concluirse que esta migmatización y el cabalgamiento del manto alpujárride superior sobre el inferior fueron procesos aproximadamente coetáneos que debieron ocurrir esencialmente durante el Mioceno inferior. Dado el carácter principalmente postmetamórfico de los contactos de cabalgamiento intraalpujárrides a la escala de la Cordillera, y el hecho de que los primeros depósitos transgresivos sobre las Zonas Internas sean de edad Burdigaliense basal (subzona de Altiaperturus de **Molina, 1979** = N5 de Blow, post-22'5 m.a. según **Ryan et al., 1974**), hay que concluir que las traslaciones postmetamórficas de los mantos en las Zonas Internas se produjeron durante el Aquitaniense superior y que probablemente fueron muy rápidas; es decir, presentaron un carácter paroxismal por lo cual deben considerarse ya pertenecientes a la segunda gran etapa de la evolución orogénica.

5.2.3. Manifestaciones superficiales de la tectónica preparoxismal.

Paradójicamente, los efectos de las deformaciones acaecidas durante la etapa preparoximal de la evolución orogénica, tan

intensas en los niveles estructurales profundos, apenas si se notaron en los niveles estructurales superficiales. Al menos sus efectos son muy poco espectaculares en comparación con los de las dos etapas subsecuentes.

El cese de la sedimentación durante el Cretácico medio y superior en la mayor parte de los Rondaides (Cap. 5, ap. 6.2.6.) pudo estar relacionado con el comienzo de las deformaciones profundas sinmetamórficas de la primera fase. Existen mayores evidencias de inestabilidad tectónica en los niveles estructurales superficiales coincidiendo con el desarrollo de la segunda fase metamórfica: así los conglomerados y brechas, producto del autodesmantelamiento de la cuenca, son frecuentes en el Eoceno y Oligoceno de los Maláguides (Cap. 6, ap. 3.4.2.3 entre otros), de ciertas unidades del Complejo del Campo de Gibraltar (Cap. 4, ap. 6.4.), de las unidades de tipo Argüelles (Cap. 5, ap. 2.3. y 2.4.) y de ciertas unidades de pertenencia subbética (Cap. 3, ap. 4.2.4.2.). Pero cuando verdaderamente se dejó sentir el comienzo de las inestabilidades tectónicas fue a lo largo del Oligoceno, durante el cual comenzon a depositarse los primeros sedimentos sinorogénicos, que evidencian en levantamiento y el comienzo de la erosión de porciones extensas de las Zonas Internas, como es el caso de la F. Algeciras de la F. Horca. Con el depósito de la Formación Algeciras en el Surco de los Flyschs (Cap. 4, ap. 5.2.3. y 6.5.1.) comenzó la sedimentación de facies flysch s.s.. El depósito de la F. Horca evidencia además una convergencia entre los sectores más externos y occidentales del Maláguide (="Dorsal Interna" de diversos autores) y los sectores internos de los Rondaides, a los que llegaron en abundancia los detritos de procedencia paleozoica y permotriásica.

Como puede verse, en general las manifestaciones superficiales de la actividad tectónica coetánea y profunda son de poca importancia en algunos dominios paleogeográficos y prácticamente nula en la mayoría de ellos. En mi opinión, esto implica que las deformaciones profundas no determinaron importantes superposiciones tectónicas (mantos de corrimiento en el sentido más estricto), en relación con las cuales se habría producido una notable elevación de ciertas regiones, su erosión y, consecuentemente, su redepósito en zonas adyacentes más profundas. No obstante una cierta elevación se produjo sin duda al aumentar con el tiempo de intensidad de las deformaciones, como lo demuestra el incremento de los procesos de erosión y redepósito a lo largo del Terciario en algunos dominios de las Zonas Internas (Maláguide, Rondaides) y en el Surco de los Flyschs.

5.3.- La etapa paroxismal.

Las deformaciones acaecidas durante la etapa paroxismal se concentraron principalmente en dos momentos: durante el Aquitaniense superior y durante el Burdigaliense inferior final. Estos dos paroxismos a los que ya aludí en el apartado 1 del capítulo anterior fueron

ya señalados por **Hermes (1985)** y están asociados al depósito de formaciones sinorogénicas importantes.

5.3.1.- El paroxismo aquitaniense o finiaquitaniense: la estructuración de las Zonas Internas.

Ya mencioné más arriba (5.2.2.) que la etapa paroxismal se inició durante el final de la evolución del metamorfismo alpino, cuyas últimas fases (blastesis estática post-S_2 y migmatización asociada) fueron coetáneas con el cabalgamiento del manto alpujárride superior sobre el inferior. Probablemente también lo fueron con el cabalgamiento del Maláguide sobre el Alpujárride, lo que podría explicar las dificultades que plantea la ubicación precisa del contacto entre ambos conjuntos tectónicos en muchos sectores (cf. Cap. 6, ap. 3.2.1.) y explicaría la continuidad de la zonación metamórfica de acuerdo con lo establecido por **Torres Roldán (1979a,b; 1981a)**. La estructuración de Alpujárrides y Maláguides, por tanto, terminó en el Aquitaniense superior, hace unos 22-23 m.a. y se desarrolló fundamentalmente a lo largo del Aquitaniense. Este evento tectónico será denominado, en este trabajo, **paroxismo aquitaniense** o, más bien **finiaquitaniense.**

A conclusiones equivalentes conduce el análisis de ciertos depósitos sinorogénicos existentes sobre las Zonas Internas (Brecha de la Nava, Grupo Ciudad Granada, Formación Horca) y en el Surco de los Flyschs (Formación Algeciras). El depósito de la Formación Horca, sincrónico con la tectónica preparoxismal, había cesado ya durante el Aquitaniense (cf. Cap. 5, ap. 4.3.3.4.3. y 4.3.3.4.4.), probablemente debido al aumento progresivo de la inestabilidad tectónica que provocó a plegamiento y la escamación de los sectores maláguides más externos y los rondaides más internos en ciertas transversales, al tiempo que, en profundidad, se producían los cabalgamientos tardimetamórficos. El depósito del Grupo Ciudad Granada durante el Aquitaniense en cuencas bien delimitadas tectónicamente y de extensión reducida fue, asímismo, coetáneo con una acusada inestabilidad tectónica (cf. Cap. 6, ap. 3.4.4.4.), dado que el Maláguide estaba en curso de cabalgamiento sobre unidades más externas. Aunque situada en posición tectónica diferente, en los sectores frontales de las Zonas Internas, y depositada en ambientes sedimentarios completamente distintos (continentales cf. Cap. 5, ap. 4.2.8.4 y 6.2.8.), la Brecha de la Nava pone de manifiesto en los Rondaides una evolución tectónica similar que se a la que se deduce del Grupo Ciudad Granada en los Maláguides durante el Aquitaniense, sobre todo superior, como ya señalé en un trabajo anterior **(Martín-Algarra y Estévez, 1984)**. Esta formación es la primera que permite demostrar la emersión de partes extensas de las Zonas Internas durante el Mioceno inferior.

A diferencia de lo que sucedía en las Zonas Internas, en las cuales durante el Aquitaniense se estaba produciendo una verdadera revolución tectónica y paleogeográfica, en las Zonas Externas las manifestaciones de la inestabilidad tectónica son mucho menos

espectaculares, lo que sugiere que estos dos grandes dominios tectónicos debían encontrarse aún relativamente alejados entre sí. No obstante, en ciertos sectores del Subbético (Comas, 1978) se originaron importantes acúmulos olistostrómicos y en el Surco de los Flychs el depósito de las formaciones de facies flysch s.s. alcanzó su máxima importancia durante esta etapa. Esto es particularmente válido para la Formación Algeciras, que se alimentó básicamente de terrígenos de procedencia maláguide, que escapaban mediante corrientes de turbidez de las zonas más someras, en las que se producía el depósito del Grupo Ciudad Granada (cf. Cap. 4, ap. 5.2.2. y 6.5.1.). Además, el paroxismo finiaquitaniense determinó la estructuración de los sectores internos del Surco de los Flyschs y el cese del depósito, en ellos durante el Aquitaniense terminal, probablemente a consecuencia de la aceleración de la actividad tectónica y la destrucción, por imbricación y plegamiento, de los ambientes sedimentarios (cf. Cap. 4, ap. 5.2.3 y 6.5.1.). También debió producir la transformación del frente sedimentario numídico en un frente tectónico retrocabalgante, que constituiría una de las áreas fuente de la Formación Numidoide al tiempo que, más hacia el exterior de este frente, continuaba, por breve tiempo, la sedimentación normal numídica y supranumídica (cf. Cap. 4, ap. 5.2.4 y 6.5.4.).

5.3.2.- El paroxismo burdigaliense: la colisión de las Zonas Internas con las Externas.

Con el depósito de las formaciones del Grupo Viñuela comenzó un nuevo ciclo sedimentario sobre las Zonas Internas ya estructuradas. A partir de este momento, aunque continuó la inestabilidad tectónica, ésta no provocó deformaciones importantes (mantos de corrimiento) dentro de ellas, a diferencia de lo que había sucedido durante el paroxismo aquitaniense. Por el contrario, a la periferia de las Zonas Internas y sobre todo en las Zonas Externas se iniciaron las perturbaciones tectónicas y paleogeográficas mayores.

Durante el Burdigaliense inferior más bajo, en los sectores periféricos de las Zonas Internas se inició la tectonización y el redepósito generalizado de los materiales depositados en el Surco de los Flyschs, en una cuenca en buena parte coincidente con dicho surco, en la cual se depositaban, en los sectores más externos, fragmentos de unidades tectónicas y Arcillas Variegadas y, en los más internos, la Formación Numidoide, junto con fragmentos procedentes del frente de las Zonas Internas (cf. Cap. 4, ap. 5.2.4., 5.2.5. y 6.5.4.).

Fenómenos en parte equivalentes se estaban asímismo, produciendo dentro de la Zona Subbética, acompañados de un plegamiento generalizado. Los sectores subbéticos más internos y, de modo particular, el Penibético fueron ampliamente recubiertos por las formaciones tectonizadas del Surco de los Flyschs que ya habían pasado a constituir un complejo tectosedimentario, el Complejo del Campo de Gibraltar, a finales del Burdigaliense inferior. En otras palabras, estos materiales

habían sido expulsados de su patria deposicional a consecuencia de la colisión de las Zonas Internas con las Externas que provocó una fase tectónica generalizada, la fase intraburdigaliense o paroxismo burdigaliense. Los rasgos de "mélange" (cf. cap. 3, ap. 5.2.5.4. y este capítulo, ap. 4.1.2.) del Complejo del Campo de Gibraltar se explican fácilmente en este contexto tectónico y sedimentario sobre todo cuando éste coincide con la traza de grandes accidentes tectónicos, como sucede a lo largo del Corredor de Colmenar (cf. 4.1.2). La rapidez de las deformaciones tectónicas durante el paroxismo burdigaliense debió ser asombrosa dado que aparte de la formación de una generalizada discordancia en las Zonas Externas, el Complejo del Campo de Gibraltar alcanzaba ya durante el mismo Burdigaliense inferior las regiones subbéticas y era intensamente deformado e implicado en los retrocabalgamientos del contacto entre el Penibético y el Subbético que estuvieron asociados al depósito de las formaciones olistostrómicas del Guadalteba y Malaver (cf. Cap. 4, ap. 6.5.5.; Cap. 8, ap. 2.2.2.).

Una cuestión un tanto particular es la de la **edad del retrocabalgamiento del Complejo del Campo de Gibraltar** sobre las Zonas Internas. Esta ha sido, en todo caso, posterior al Burdigaliense inferior, subzona de Subquadratus de **Molina (1979)**, es decir, posterior a la zona N6 de Blow, y anterior al Tortonense basal (N16= zona de Acostaensis de **Serrano, 1980**), pero no es posible precisar con certeza su edad dentro de este intervalo de tiempo, debido a la falta de depósitos del Mioceno medio en la Cordillera Bética occidental. En opinión de los petroleros (**Megías et al., 1981**) este retrocabalgamiento fue de edad Langhense, opinión que se fundamenta sobre todo en estudios realizados en el sector oriental de la Cordillera y presenta ciertos datos a su favor como son por ejemplo, la edad postburdigaliense inferior de la Formación Espejos (Cap. 7, ap. 2.3.3.4 y 3.2.1.), que aparece retrocabalgada por la Formación Solana (= C. Campo de Gibraltar), o la existencia de olistolitos de A.V., junto con materiales triásicos de procedencia subbética, sobre el Mioceno medio de la región de Aguilas (Cap. 7, ap. 3.2.1.). Por lo que se refiere al sector occidental, ya señalé más arriba (cf. Cap. 7, ap.2.4.) las dudas expresadas por **González-Donoso et al. (1981)** a propósito de la edad de la parte superior de la Formación Millanas, cuestión que está estrechamente ligada a la de la edad de este retorcabalgamiento. Los datos a la escala mediterránea, sin embargo, permiten demostrar que el retrocabalgamiento de los "Flyschs" sobre las Zonas Internas ocurrió al final del Burdigaliense inferior. Al igual que en la Cordillera Bética occidental, el Rif no proporciona información al respecto, dada la ausencia de formaciones miocénicas burdigalienses y más recientes. En Argelia, sin embargo, tanto en la Grande como en la Pequeña Cabilia, este hecho se demuestra por la presencia de formaciones olistostrómicas originadas por disgregación del frente de las unidade alóctonas retrocabalgantes procedentes del Surco de los Flyechs y de las Zonas Tellienses (**Boullin y Raoult, 1970; Magné y Raymond, 1971; Bouillin et al., 1973; Raymond, 1976a,b; Bouillin, 1977; Raoult, 1974, 1975, etc.**) y también por la existencia de formaciones discordantes y

transgresivas sobre el conjunto del Zócalo Cabileño y el Flysch, conocidas como "Dellysiense" (**Magné y Raymond, 1974**) de edad Burdigaliense superior-Langhense (N7 a N9 de Blow). Una formación discordante de la misma edad, la calcarenita de Floresta, fosiliza en Sicilia el retrocabalgamiento de las A.S. Sicílides sobre los Calábrides (**Carmisciano et al., 1981**) lo que junto con la existencia de la Formación (aquitano-)burdigaliense de Stilo Capo d'Orlando (**Bonardi et al., 1981**) bajo el Sicílide demuestra que el retrocabalgamiento ocurrió durante el Burdigaliense inferior a "medio", coincidiendo, por tanto, con el paroxismo burdigaliense.

Las **dataciones radiométricas** obtenidas a partir de las rocas metamórficas alpujárrides por **Priem et al. (1979)** también ilustran los efectos del paroxismo burdigaliense en las Zonas Internas aunque éstas se encontraban ya estructuradas y reaccionaban como un bloque rígido frente a los esfuerzos tectónicos. En particular, las determinaciones realizadas sobre biotitas por el método K-Ar indican edades comprendidas entre 18-19 m.a., lo que, según **Ryan et al. (1974)** equivale a la parte alta del Burdigaliense inferior y coincide aproximadamente con la zona N6 de Blow, que es la edad de la parte superior del Grupo Viñuela. En opinión de **Priem et al. (1979)**, las edades obtenidas de las biotitas no indican el final del metamorfismo, sino que son edades de enfriamiento, interpretación que está de acuerdo con la evolución tectónica y paleogeográfica propuesta en este trabajo. Estos datos demuestran que, en el sector occidental de la Cordillera, las rocas alpujárrides se encontraban aún a temperaturas relativamente elevadas en los niveles profundos (del orden de 350ºC o más, que es la temperatura de cierre del sistema K-Ar de la biotita), durante el Burdigaliense inferior. El paroxismo burdigaliense, al afectar a las Zonas Internas ya estructuradas, debió acelerar el enfriamiento de las rocas y favorecer el cierre del sistema K-Ar, de ahí la concetración de las edades radiométricas de las biotitas en torno a los 18-19 m.a.

5.4.- La etapa postparoxismal.

5.4.1.- Fases tectónicas y unidades tectosedimentarias.

Después del paroxismo burdigaliense la configuración de la Cordillera Bética había cambiado radicalmente con respecto a los tiempos inmediatamente precedentes: cesó el depósito marino (Grupo Viñuela) sobre la mayor parte de las Zonas Internas; el Surco de los Flyschs fué definitivamente destruido; la cuenca subbética fue plegada y una importante regresión, acompañada de una discordancia y un cambio radical en las facies sedimentarias, afectó a la Zona Prebética. Todo ello acaeció aproximadamente durante las zonas N6 y N7 de Blow. Sin embargo, la actividad tectónica no desapareció tras el paroxismo burdigaliense; por el contrario, se mantuvo y condicionó la reordenación paleogeográfica, las perturbaciones sedimentarias (vertidas olistostrómicas, discordancias internas, etc.), la individualización de

una serie de bloques dentro de la zona previamente plegada y su movimiento diferencial a favor de accidentes transcurrentes, y, por último, el progreso de las deformaciones hacia las regiones más externas. Como consecuencia de todo ello una nueva e importante fase tectónica **la fase finiserravallense** o, más bien, **intratortonense basal**, que ocurrió aproximadamente en la zona N15 de Blow afectó a la práctica totalidad de la Cordillera. Esta fase determinó plegamientos e imbricaciones en el Prebético, el cabalgamiento del frente subbético sobre el Prebético, la individualización de la antefosa del Guadalquivir y la aparición de una discordancia, asociada a una brusca y breve regresión, entre los depósitos del Mioceno medio s.l. y los del Mioceno superior.

Diversos datos estratigráficos (cf. Cap. 7, ap. 3.2. y 3.3.) sugieren que, en el intervalo de tiempo comprendido entre el Burdigaliense "medio" y el Tortonense basal, la intensidad de la inestabilidad tectónica reinante a la escala regional no fue constante, sino que a lo largo del tiempo sufrió oscilaciones importantes (**Martín-Algarra et al., in litt**). Así una disminución de la inestabilidad tectónica acaeció inmediatamente después del Burdigaliense inferior. La desaparición progresiva de las vertidas conglomeráticas groseras a lo largo del Burdigaliense "medio" y "superior" en la Formación Moreda y afines (cf. Cap. 7, ap. 3.3.2.2.) se explica bien mediante esta interpretación. Por otra parte, durante el Serravallense tuvo lugar un nuevo aumento de la inestabilidad que provocó la formación de una discordancia entre los depósitos del ciclo inferior y superior de las Zonas Internas y, sobre todo, dentro de la Zona Prebética (cf. Cap. 7, ap. 3.3.3.). Esta fase intraserravallense coincidió, al igual que la intratortonense basal y el paroxismo burdigaliense con una importante regresión, que debió ser el factor determinante de la erosión y/o no deposición del Serravallense en la mayor parte del los sectores más internos del Subbético, así como de la notable reactivación de la erosión y de la continentalización de las facies durante el Serravallense "superior", en las Zonas Internas (cf. Cap. 7, ap. 3.2.2.). Diversas dataciones micropaleontológicas efectuadas dentro de formaciones de las Zonas Internas (Miembro Lomas Blanca: **Rondeel, 1965**; F. Cresta del Gallo: **Nuñez et al., 1976**; **Montenat, 1975, 1977**) así como, sobre todo, en las del Prebético (**Jerez, 1978, 1979**; **Montenat, 1975, 1977**) sugieren que esta pulsación intraserrevallense acaeció aproximadamente durante la Zona N12 de Blow. Pero en las Zonas Internas también aparecen otras discontinuidades estratigráficas a niveles más antiguos, cuya importancia regional resulta difícil evaluar (cf. Cap. 7, ap. 3.2.).

En resumen, el registro sedimentario del Mioceno medio., s.l., puede ser subdividido en dos grandes unidades tectosedimentarias (U.T.S. de **Garrido Megías, 1973** y **Megías, 1982a**) o secuencias deposicionales (**Mitchum et al., 1977**) que coinciden, grosso modo, con las ya establecidas por **Rodríguez-Fernández (1982, 1983)** y por **Megías et al. (1983)** en la Cordillera Bética, y por **Soler et al. (1983)** en los sedimentos del Mediterráneo español. La más antigua comprende

desde el Burdigaliense "medio" hasta el Langhense superior o Serravallense "inferior". La más moderna comprende esencialmente el Serravallense "superior" y el Tortonense "basal". El límite entre ambas coincidiría con una importante caída del nivel del mar, reconocida a escala global por **Vail et al. (1977)**. No obstante, esta doble subdivisión podría ser más compleja, sobre todo en las Zonas Internas, donde es posible la existencia de otras discontinuidades.

5.4.2. Significado paleogeográfico y paleotectónico del contacto entre las Zonas Internas y las Externas durante la etapa postparoxismal.

La actividad tectónica durante el Mioceno medio, s.l., estuvo en buena parte relacionada con el funcionamiento de diversos sistemas de accidentes transcurrentes (**Hermes, 1985**) que determinaron el movimiento de bloques individualizados por fracturas y afectados previamente por severas deformaciones tectónicas (cf. ap. 2.1.3., 2.2.2., 3.1.6., 3.2.5., 4.1.2. y 4.1.4. de este capítulo). La relación de esta tectónica de bloques con el encajamiento hacia el O y SO del conjunto previamente estructurado y rígido de las Zonas Internas, esto es del denominado bloque o microplaca de Alborán (**Andrieux et al., 1971; Andrieux y Mattauer, 1973**), resulta evidente. Los accidentes transcurrentes en unos casos fueron de nueva creación, pero en otros reaprovecharon las áreas de debilidad tectónica, coincidentes a menudo con grandes accidentes preexistentes; tal es el caso del límite entre el Penibético y el Subbético medio, o, con toda probabilidad, del contacto entre las Zonas Internas y las Externas, habida cuenta de la gran complejidad e intensidad de las deformaciones posteriores al Burdigaliense inferior. Esta opinión contrasta con la expresada por **Durand-Delga (1980a), Olivier (1984); Leblanc (1980), Leblanc y Olivier (1984) y Ben Yaïch et al. (1986)**, quienes sostienen que el cese de la actividad tectónica a lo largo de este accidente fundamental ocurrió dentro del Burdigaliense, probablemente no superior. Por el contrario, concuerda con las opiniones expresadas por **Andrieux (1971), Wildi et al. (1977), Nold et al. (1981), Wildi (1983) y Mourier et al. (1982)**.

En el contexto paleogeográfico y tectónico existente durante la etapa postparoxismal, el contacto entre las Zonas Internas y las Externas se manifestó como una barrera paleogeográfica importante y como una zona de una potencialmente elevada movilidad tectónica. En efecto, a ambos lados del contacto entre las Zonas Internas y las Externas, se produjeron cambios significativos en los espesores y en las facies de los depósitos del Mioceno medio s.l. Así, los depósitos del ciclo inferior de las Zonas Internas (cf. Cap. 7, ap. 3.2.1.) son de reducido espesor, están muy mal representados regionalmente, salvo al NO de Sierra Espuña y están formados por margas y por sedimentos terrígenos producto de la erosión de Alpujárrides y Maláguides; por el contrario, los depósitos coetáneos situados sobre las Zonas Externas, aunque afloran de forma discontinua, son relativamente potentes y están constituídos en su mayor parte por calcarenitas bioclásticas y por margas

con facies de moronitas. Por otra parte, durante el Serravallense y el Tortonense basal existen acusadas diferencias litológicas y sedimentológicas entre los materiales depositados a uno y otro lado del contacto de las Zonas Internas con las Externas, ya que mientras que en sectores internos de éstas últimas (región al N de Sierra Arana) se depositaron moronitas y facies asociadas, con escasa contaminación siliciclástica (F. Rozuela), en sectores externos de las Zonas Internas relativamente próximos (río Fardes) se depositaron sedimentos terrígenos potentes asociados a calizas y yesos, en ambientes de abanico aluvial, lacustres y litorales (F. La Peza: **Rodríguez-Fernández, 1982**). Ello induce a pensar, por una parte, que ha habido un acercamiento postdeposicional importante, lo que equivale a admitir que el contacto entre las Zonas Internas y Externas ha sufrido movimientos tectónicos intratortonenses de envergadura; y, por otra, evidencia que dicho contacto constituyó una barrera paleogeográfica, probablemente una zona moderadamente elevada formada por relieves carbonatados que impedían el paso de cantidades importantes de terrígenos metamórficos de procedencia interna hacia las Zonas Externas, y que no debían suministrar ellos mismos detríticos abundantes, tal vez porque sufrían esencialmente karstificación.

Otros datos conducen a conclusiones equivalentes a las arriba expuestas, como es, por ejemplo, la generalizada ausencia, en la mayor parte de los puntos de sedimentos del Mioceno medio, s.l., en el contacto entre las Zonas Internas y Externas o sus inmediaciones, lo que sugiere que ésta era una región poco propicia a la acumulación de sedimentos tal vez debido a su movilidad. Por otro lado, cuando los sedimentos aparecen, sistemáticamente se encuentran afectados por accidentes tectónicos originados bajo un régimen compresivo (NO de Sierra Espuña). La complejidad tectónica interna y el intenso grado de deformación sufridos por las formaciones del Mioceno inferior implicadas en el contacto entre las Zonas Internas y Externas, como son buena parte de las que constituyen el Complejo del Campo de Gibraltar, así como la diversidad de las vergencias y la superposición de estructuras compresivas que afectan a otras unidades también en él implicadas, ponen de manifiesto de la tectónica postburdigaliense a lo largo del mismo ha sido de una extraordinaria magnitud. Estos hechos, así como la inexistencia de formaciones sedimentarias anteriores al Mioceno superior en neta discordancia sobre las unidades implicadas en el contacto entre las Zonas Internas y las Externas, apoyan la hipótesis aquí defendida, según la cual la movilidad tectónica de dicho contacto fue importante hasta el Tortonense "basal" y se contradicen con las tesis expresadas por otros autores (**Olivier, 1984; Leblanc y Olivier, 1984; Ben Yaïch et al., 1986**) que sostienen que su estructuración definitiva se había realizado durante el Mioceno inferior.

En mi opinión los movimientos postparoxismales a lo largo del contacto entre las Zonas Internas y las Externas se produjeron en régimen transcurrente y habrían determinado su definitiva configuración actual. Se puede achacar a estos movimientos, la fragmentación y

"abudinamiento" de unidades tectónicas que se detecta a lo largo del contacto (cf. ap., 4.2.), el retrocabalgamiento y la inversión de las escamas de la región al S de Sierra Arana, la Sierra de Benadalid o el Hauz (Rif), el cepillamiento basal de estas mismas escamas y los cabalgamientos acompañados de netos cepillamientos basales que se reconocen tanto de las Zonas Internas sobre las Externas como viceversa. También entre el Burdigaliense "superior" y el Tortonense "basal" se debió producir la torsión en sentido antihorario del contacto entre las Zonas Internas y las Externas a nivel del Arco de Gibraltar.

A mi parecer se pueden establecer dos fases, al menos, en la evolución tectónica del contacto entre las Zonas Internas y Externas a lo largo de la etapa postparoxismal. Durante la primera fase predominaron los movimientos transcurrentes, acompañados de escamaciones, retrocabalgamientos y de plegamientos vergentes hacia las Zonas Internas; estas estructuras, cuya formación pudo ya iniciarse durante el Burdigaliense pudieron ser coetáneas con muchas estructuras retrovergentes del Subbético y tal vez coincidieron con alguno de los pulsos tectónicos acaecidos entre el Burdigaliense "superior" y el Serravalliense "superior". Más tarde tuvieron lugar los cabalgamientos de vergencia hacia el exterior de la Cordillera, como el de la Serranía de Ronda o de la Sierra Arana, que cepillan por la base a las estructuras retrovergentes y producen imbricaciones menores hacia el N, como el pinzamiento del isleo maláguide del Convento de las Nieves por el frente de la unidad de las Nieves. Estas últimas estructuras debieron estar relacionadas con el encajamiento final de las Zonas Internas y la definitiva expulsión y desenraizamiento de las Zonas Externas de su patria original, con la individualización de la antefosa y la estructuración de los sectores más externos de la cadena, por lo que debieron originarse durante la fase intratortonense basal.

C A P I T U L O 9:

SINTESIS GEODINAMICA Y PALEOGEOGRAFICA

CAPITULO. 9. SINTESIS GEODINAMICA Y PALEOGEOGRAFICA.

INDICE

1. GENERALIDADES SOBRE LA EVOLUCION GEODINAMICA DE LAS CORDILLERAS ALPINAS DEL MEDITERRANEO OCCIDENTAL..... 947

2. CUESTIONES GEODINAMICAS..... 949
   2.1. La apertura del Atlántico y su relación con la evolución geodinámica del Tethys occidental..... 949
   2.2. El Accidente Norteafricano y su relación con la ubicación y el origen del Surco de los Flyschs..... 954
   2.3. El Bloque de Alborán y el Arco de Gibraltar..... 956
      2.3.1. Las unidades que definen el Arco de Gibraltar..... 956
      2.3.2. La individualización del Bloque de Alborán y la apertura de las cuencas oceánicas del Mediterráneo occidental..... 958
      2.3.3. El significado tectónico y paleogeográfico de los accidentes que delimitan al Bloque de Alborán..... 961
      2.3.4. La rotación antihoraria del extremo noroccidental de las Zonas Internas bético-rifeñas..... 963
      2.3.5. Sobre los mecanismos geotectónicos que determinaron la dispersión neógena de las Zonas Internas alpinas perimediterráneas..... 969

3. RELACIONES PALEOGEOGRAFICAS GENERALES..... 971
   3.1. Posición original de las Zonas Externas béticas y sus relaciones laterales con otros dominios mediterráneos..... 971
      3.1.1. Los efectos del encajamiento del Bloque de Alborán en las Zonas Externas..... 971
      3.1.2. El Prebético y sus relaciones con los dominios adyacentes..... 973
      3.1.3. Posición de la cuenca subbética y sus relaciones con las Zonas Externas de las Cordilleras perimediterráneas..... 976
   3.2. Sobre la posición de las zonas de acreción oceánica mesozoica en el extremo occidental del Tethys..... 978
      3.2.1. La conexión entre el Protoatlántico y el Océano Ligur..... 978
      3.2.2. Sobre la existencia de un fondo oceánico a lo largo del Surco de los Flyschs Norteafricanos..... 981
      3.2.3. La cuenca profunda situada entre el Penibético y el conjunto Rondaide-Tetuánide y su relación con el Surco de los Flyschs..... 983
         3.2.3.1. Características de la cuenca y su relación con el Surco de los Flyschs Cretácicos..... 983
         3.2.3.2. Sobre la patria sedimentaria de los Flyschs Terciarios béticos..... 985

3.2.3.3. La terminación occidental del Surco de los Flyschs..... 986
3.2.3.4. Los efectos de la subducción del fondo oceánico de la cuenca situada entre el Penibético y el conjunto Rondaide-Tetuánide..... 987
3.2.4. Sobre el significado paleogeográfico del Nevado-Filábride..... 989
3.2.4.1. Rasgos generales de la geología del Nevado-Filábride..... 989
3.2.4.2. El origen del metamorfismo alpino del manto del Mulhacén..... 991
3.2.4.3. ¿Existió una cuenca oceánica mesozoica nevado-filábride?..... 992
3.3. Las relaciones entre el Maláguide y los dominios adyacentes..... 995
3.4. Las relaciones entre los Alpujárrides y los Rondaides..... 997
3.4.1. La equivalencia tectónica y paleogeográfica de los Alpujárrides con los Rondaides y la posición de la raíz del Maláguide..... 997
3.4.2. Sobre la complementaridad estratigráfica entre ciertos elementos alpujárrides y rondaides..... 999
3.4.3. Las objeciones de Durand-Delga a la hipótesis de la equivalencia entre Alpujárrides y Rondaides..... 999
3.5. Modelo de evolución tectonopaleogeográfica de las Zonas Internas de la Cordillera bética occidental..... 1.003
3.6. El Accidente transformante de Antequera..... 1.009

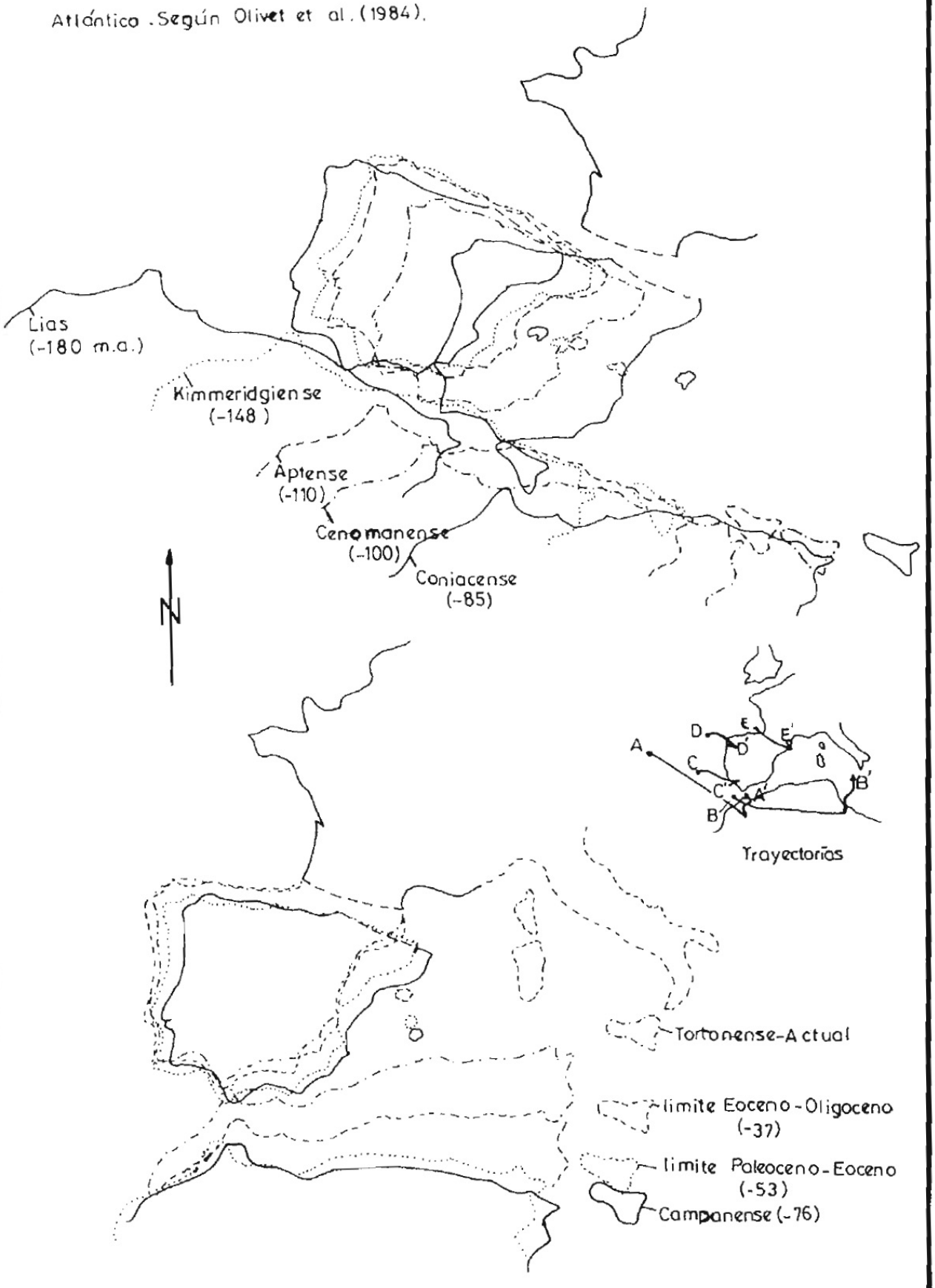
4. RECONSTRUCCION PALINSPASTICA..... 1.013
4.1. Las Zonas Externas..... 1.014
4.1.1. Aspectos generales..... 1.014
4.1.2. Anchura original de la Zona Prebética..... 1.015
4.1.3. Dimensiones de la cuenca subbética..... 1.016
4.1.3.1. Los sectores más externos de la cuenca subbética..... 1.016
4.1.3.2. Los sectores internos de la cuenca subbética..... 1.023
4.1.3.3. El límite interno de la cuenca subbética y su prolongación hacia el O, al S y SO del Promontorio del Guadalquivir..... 1.025
4.2. Las cuencas oceánicas y su relación con las Zonas Externas béticas y norteafricanas..... 1.026
4.3. Las Zonas Internas..... 1.029
4.3.1. Posición original de las Zonas Internas e importancia de los acortamientos preburdigalienses..... 1.029
4.3.2. Implicaciones palinspásticas del abombamiento antiforme de las Zonas Internas en la vertical de las Sierras Nevada y de Filabres..... 1.031
4.3.3. Dimensiones del dominio Alpujárride inferior..... 1.032
4.3.4. Dimensiones del dominio Alpujárride intermedio-Rondaide..... 1.033

4.3.4.1. Los sectores occidentales..... 1.033
4.3.4.2. Los sectores orientales..... 1.036
4.3.5. Anchura original del dominio Maláguide..... 1.037

5. EVOLUCION GEOLOGICA ALPINA..... 1.038
5.1. Desde el Paleozoico superior hasta el final del Trías..... 1.038
5.1.1. El Pérmico y el Trías inferior..... 1.038
5.1.2. El Trías medio..... 1.038
5.1.3. El Trías superior..... 1.043
5.2. De la base del Jurásico al final del Cretácico inferior.... 1.044
5.2.1. El Lías inferior..... 1.044
5.2.2. El Lías medio-superior y el Dogger..... 1.044
5.2.3. El Malm y el tránsito del Jurásico al Cretácico..... 1.052
5.2.4. El Cretácico inferior..... 1.056
5.3. Del Cretácico superior al Mioceno inferior..... 1.062
5.3.1. El Cretácico superior..... 1.062
5.3.2. El Paleoceno y el Eoceno inferior-medio..... 1.068
5.3.3. El Eoceno superior y el Oligoceno..... 1.070
5.3.4. El Mioceno inferior..... 1.074
5.3.4.1. El Aquitaniense..... 1.074
5.3.4.2. El Burdigaliense inferior..... 1.077
5.4. Del Burdigaliense superior a la base del Mioceno superior.. 1.083

6. CONCLUSIONES GENERALES..... 1.087

Fig. 198. Evolución de la posición de las placas Africana e Ibérica con respecto a la Placa Europea, considerada ésta fija a consecuencia de la apertura del Atlántico. Según Olivet et al. (1984).



CAPITULO 9. SINTESIS GEODINAMICA Y PALEOGEOGRAFICA.

1. GENERALIDADES SOBRE LA EVOLUCION GEODINAMICA DE LAS CORDILLERAS ALPINAS DEL MEDITERRANEO OCCIDENTAL.

A lo largo de los capítulos precedentes he ido describiendo las características geológicas de las diferentes unidades implicadas, real o supuestamente, de acuerdo con el criterio de autores anteriores y del mío propio, en el contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas Béticas. Habida cuenta de su posición tectónica y de sus características estratigráficas, las unidades reconocidas han sido agrupadas en conjuntos tectónicos de entidad mayor que se pueden considerar formados a expensas de cada uno de los grandes dominios paleogeográficos que integraban la porción más occidental de la cuenca alpina del Tethys. Las características sedimentarias y paleogeográficas de detalle de cada uno de estos grandes dominios y la evolución espacial y temporal de los ambientes sedimentarios en cada uno de ellos por separado ha sido abordada también al final de cada capítulo, a fin de resumir las observaciones realizadas y las conclusiones obtenidas del análisis estratigráfico y sedimentológico detallado. Localmente, además, he hecho referencia a las relaciones paleogeográficas entre dominios adyacentes. Sin embargo, no he procedido a la reconstrucción general de la cuenca porque era necesario conocer previamente las grandes relaciones tectónicas entre los diferentes conjuntos representados, a las que me he referido en el capítulo anterior. Procede ahora discutir las relaciones entre estos grandes dominios paleogeográficos antes de las deformaciones orogénicas, y establecer la evolución espacial y temporal de todos ellos y de las condiciones tectónicas y factores paleogeográficos que rigieron la sedimentación. También es el momento de discutir acerca de la posible existencia de dominios paleogeográficos desaparecidos a causa de las perturbaciones tectónicas. Estos son, por tanto, los objetivos de este capítulo.

Los problemas que plantea la reconstrucción de la paleogeografía y de la evolución geológica alpina de la Cordillera Bética occidental están íntimamente relacionados con el origen del **Arco de Gibraltar**, que, sin duda, es una de las megaestructuras más importantes de las Cordilleras Alpinas mediterráneas. Este arco u oroclino (**Carey, 1976**), de cuyo origen esencialmente tectónico hoy nadie duda, aunque algunos autores sostienen la hipótesis de su preexistencia paleogeográfica desde el Mesozoico (**Jerez-Mir, 1984**), se formó durante la tectogénesis miocena provocada por la migración, hacia el O y SO, de un bloque cortical estructurado previamente en mantos de corrimiento, que se corresponde con las Zonas Internas bético-rifeñas, así como con el sustrato del mar de Alborán y de una porción de la parte septentrional del mar Argelo-Balear. Este bloque fue denominado por **Andrieux et al. (1971) "Subplaca de Alborán"**.

El considerar a las Zonas Internas bético-rifeñas como una placa litosférica plantea algunos problemas, por varias razones.

En primer lugar serían, en todo caso, una "paleoplaca" dado que sus distintas porciones actualmente estarían soldadas con las grandes Placas Africana y Europea, cuya delimitación exacta plantea problemas a la altura del Arco de Gibraltar. En segundo lugar no se conoce con exactitud si sus límites coincidieron con zonas de acreción y/o subducción oceánica. En tercer lugar, constituyen una entidad estructural compleja, formada por una pila de mantos de corrimiento, dentro de las cuales, incluso, puede existir una antigua zona oceánica mesozoica suturada, según han propuesto algunos autores para las unidades superiores del Nevado-Filábride (**Puga, 1977; Puga y Díaz de Federico, 1984a; Díaz de Federico et al., 1977-78; Torres-Roldán, 1979a**). Por tanto no designaré a las Zonas Internas bético-rifeñas como una placa o microplaca, sino como un **"Bloque de Alborán"**.

La migración hacia el O y SO del "Bloque de Alborán", coetánea con la formación del Arco de Gibraltar estuvo acompañada de una transgresión que determinó el depósito del Grupo Viñuela, hecho que se puede considerar como la primera manifestación de la **apertura de las cuencas neógenas del Mediterráneo occidental**. Este mar, por tanto, no puede ser considerado como una reliquia del Tethys, sino como un conjunto de cuencas neoformadas sobre una parte considerable del orógeno alpino cuando éste aún no había terminado del todo su estructuración (**Laubscher y Bernoulli, 1977; Hsü, 1977; Biju-Duval et al., 1977, etc.**). Esta neoformación culminó con la aparición de las **cuencas oceánicas profundas** del mar Liguro-Provenzal, Tirreno y Argelo-Balear (**Durand-Delga, 1981**). Por tanto, al cerrar estos espacios oceánicos neógenos se ve uno obligado a reagrupar a las Zonas Internas de las Cordilleras Alpinas que rodean al Mediterráneo occidental en un único conjunto geotectónico mayor, que se encontraba estructurado en mantos de corrimiento a comienzos del Burdigaliense inferior. Este gran conjunto no era homogéneo desde un punto de vista tectónico ya que, si bien la unidad estructural de las Zonas Internas bético-rifeñas es incuestionable, no sucede lo mismo entre estas últimas y las Zonas Internas Cabileñas o Cálabro-Peloritanas, cuya estructura es diferente. Así, mientras que en el Bloque de Alborán se distinguen cuatro grandes complejos tectónicos que son, de arriba a abajo: Maláguides (Ghomárides), Alpujárrides (Sébtides), Rondaides (Tetuánides) y Nevado-Filábrides, las Zonas Internas Cabileñas presentan una relativa simplicidad tectónica (**Durand-Delga, 1969; Bouillin, 1977; Raoult, 1974, 1975; Raymond, 1976a,b; Gélard, 1979, etc.**) que contrasta con la compleja y discutida estructura en mantos de las Zonas Internas Cálabro-Peloritanas (**Ogniben, 1969, 1970, 1973; Dubois, 1976; Amodio-Morelli et al., 1976; Cadet et al., 1980; Bonardi et al., 1982; Zanettin-Lorenzoni, 1982; Lorenzoni y Zanettin-Lorenzoni, 1983, etc.**), en las cuales no aparecen elementos tectónicos con Trías alpino asimilables a los Alpujárrides intermedios y bajos, ni a los Rondaides. Esta heterogeneidad tectónica no se contradice con la existencia de ciertos rasgos comunes entre ciertas unidades cálabro-peloritanas, los Cabílides argelinos y los terrenos maláguides y alpujárrides más altos béticos y rifeños (Ghomárides y Sébtides, respectivamente), pero permite suponer

que la dispersión neógena de estos tres grandes bloques "mesomediterráneos" estuvo predeterminada por accidentes tectónicos de gran importancia, que fueron los que condicionaron también los cambios paleogeográficos y tectónicos entre ellos existentes.

Es posible que, antes de su estructuración interna en mantos de corrimiento, la mayor parte o la totalidad de las unidades que hoy día constituyen las Zonas Internas de las Cordilleras Alpinas del Mediterráneo occidental constituyeran un conjunto litosférico con entidad y características de una placa, al menos durante una parte considerable del Mesozoico y del Terciario. Tendría sentido, por tanto, hablar de una **"Subplaca Mesomediterránea"**, como sugieren **Durand-Delga y Fontbote (1980)**, de la cual, a diferencia de estos autores, yo no excluiría completamente, al menos a priori, a ciertos elementos apeníni-cos internos de afinidades insúbricas, que muestran semejanzas muy marcadas con ciertas unidades calabresas según admiten generalmente los geólogos italianos (véase p.e., **Elter y Scandone, in Cadet et al., 1980; o Amodio-Morelli et al., 1976**, entre otros trabajos), en contra de la opinión defendida por algunos geólogos franceses **(Dubois, 1976; Durand-Delga, 1980a; Bouillin, 1985).**

La existencia real de esta "Subplaca Mesomediterránea" parece avalada por diversos datos geológicos y sobre todo por las reconstrucciones sobre la evolución geodinámica de las regiones perimediterráneas basadas en los estudios recientes sobre la **cinemática de las Placas Europea y Africana** en relación con la apertura del Atlántico. Estos estudios han sufrido un progreso considerable en los últimos veinte años **(Le Pichon, 1968; Pitman y Talwani, 1972; Le Pichon et al., 1973; Dewey et al., 1973; Biju-Duval et al, 1977; Tapponier, 1977; Auzende y Olivet, 1979; Olivet et al., 1982, 1984; Dercourt et al., 1985, 1986)** y permiten establecer un marco geotectónico bien fundamentado en el que se debe encuadrar todo estudio acerca de la evolución paleogeográfica y geodinámica del Tethys occidental y de las Cordilleras Alpinas perimediterráneas. Dicho marco será expuesto a continuación, y en él se encajarán las conclusiones paleogeográficas y el modelo sobre la evolución geológica de la Cordillera Bética occidental y del Arco de Gibraltar que resume e integra los datos y conclusiones obtenidos en este trabajo.

2. CUESTIONES GEODINAMICAS.

2.1. La apertura del Atlántico y su relación con la evolución geodinámica del Tethys occidental.

Si se tiene en cuenta la posición relativa de las Placas Africana, Europea e Ibérica durante intervalos de tiempo sucesivos (Fig. 198), se puede constatar que, dependiendo de las regiones y edades, entre ellas ha habido movimientos de separación, convergencia y deslizamiento lateral. Es razonable considerar que los movimientos de

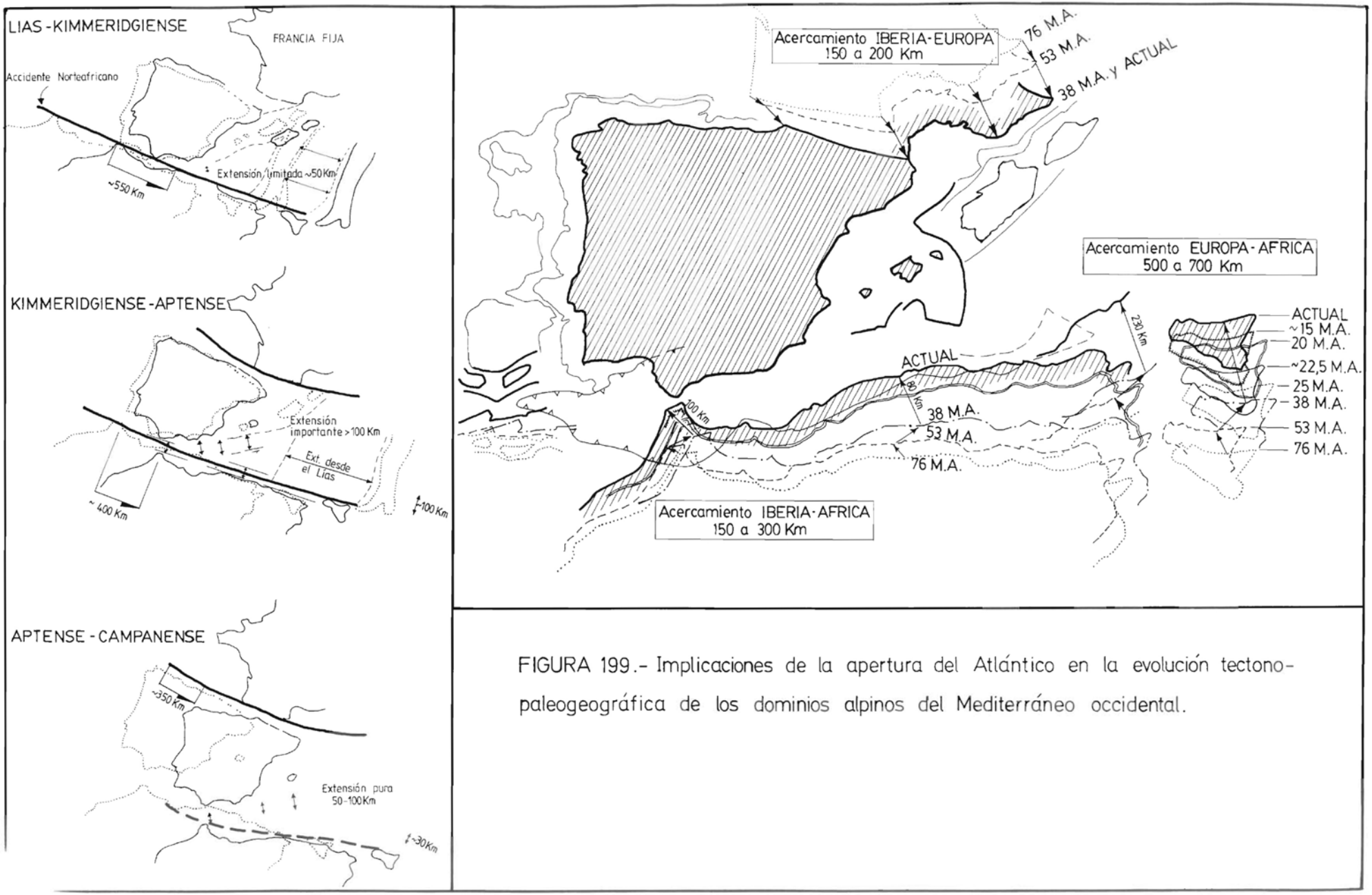


FIGURA 199.- Implicaciones de la apertura del Atlántico en la evolución tectono-paleogeográfica de los dominios alpinos del Mediterráneo occidental.

separación hayan provocado un estiramiento de la corteza en las regiones situadas entre las masas continentales estables, que debió ser absorbido por fracturación y basculamiento de bloques a favor de fallas lístricas, de forma análoga a la que se reconoce en márgenes continentales actuales (**Bally et al., 1981; Montadert, 1984**) y también por creación de corteza oceánica. Por el contrario, los de convergencia debieron determinar un acortamiento de la corteza que se debió resolver por subducción del fondo oceánico previamente formado y/o por engrosamiento cortical, debido a apilamiento tectónico, en las áreas orogénicas. Finalmente, los deslizamientos laterales, de haber sido puros, no debieron determinar en principio, ni estiramiento ni acortamiento de la corteza continental, pero sí han podido condicionar la aparición de zonas de debilidad cortical que han podido ser reaprovechadas por la tectónica posterior, sea comprensiva o distensiva, lo que ha debido favorecer la aparición a lo largo de ellas de diversas anomalías geológicas o geofísicas, o su coincidencia con cambios bruscos en la paleogeografía y las estructuras entre regiones adyacentes.

La complejidad tectónica y paleogeográfica de las cordilleras alpinas del Mediterráneo occidental en general (**Durand-Delga y Fontboté, 1980**), y de la Cordillera Bética en particular, ha resultado de la interacción sucesiva y repetida de estos tres tipos de movimientos entre grandes masas litosféricas, que han debido determinar, además, la individualización y movimiento diferencial de una serie de bloques menores situados entre ellas. Una evaluación siquiera aproximada del valor de cada uno de los distintos y sucesivos tipos de movimientos es imprescindible para establecer los rasgos básicos de la paleogeografía, pero resulta prácticamente imposible de realizar sobre la exclusiva base de los datos geológicos. La Cinemática de Placas, sin embargo, aunque no permite conocer los movimientos relativos entre los complejos tectónicos de una cordillera, sí permite, establecer un marco geotectónico general en el cual dichos movimientos puedan ser correctamente encuadrados, ya que mediante ella es posible conocer de forma relativamente precisa, la naturaleza, magnitud, dirección y sentido de los movimientos relativos entre los grandes dominios estables y, por tanto, sobre la base de los datos geológicos, los movimientos entre las áreas más móviles situadas entre ellos (**Olivet et al., 1982, 1984**).

En la figura 199 reproduzco la posición relativa de Africa e Iberia con respecto a Europa, considerando esta última fija, a lo largo de intervalos de tiempo sucesivos, de acuerdo con el modelo recientemente publicado por **Olivet et al. (1984)**. La posición de Italia, que constituyó un Promontorio Africano durante el Mesozoico, que suele ser también designado en la literatura como Apulia o Adria (**Horwarth y Channell, 1977; Channell et al., 1979; D´Argenio et al., 1980**) se ha establecido de acuerdo con los datos paleomagnéticos de **Vanderberg et al. (1978)** y **Vanderberg (1983)**, que admiten una rotación antihoraria de la Península Itálica, en tiempos terciarios, de unos 25° SO, habida cuenta, no obstante, de que esta hipótesis o no es aceptada o lo es con ciertas reticencias por otros paleomagnetólogos (**Channell et al., 1978; Channell, 1977; Lowrie, 1980**), debido a discrepancias en la interpretación del paleomagnetismo de la Zona de Umbría-Marche (Apenino

Septentrional). Esta figura permite conocer, de forma bastante aproximada, la magnitud, dirección y sentido de los movimientos relativos entre estas placas, como resumiré a continuación.

Durante el Trías y una parte del Lías, las Placas Europea, Africana y Norteamericana no estaban individualizadas como tales, puesto que constituían la Pangea. Durante el Trías, no obstante, ya existen indicios de fracturación (rifting) entre las futuras masas continentales europea y africana, según se deduce del vulcanismo triásico y de la individualización de las áreas de depósito del Trías alpino. en las cuales se acumularon importantes espesores de sedimentos.

A partir del Lías se generalizó la fracturación continental y se inició la apertura del Atlántico Central, cuyo fondo oceánico se comenzó a formar a finales del Jurásico medio (Calloviense). **Entre el Lías y el Kimmeridgense** la apertura del Atlántico determinó un importante desplazamiento lateral prácticamente puro entre Africa e Iberia, que alcanzó unos 550 km, y entre Iberia y Francia, que apenas si alcanzó 100 km. Estos desplazamientos laterales se efectuaron a favor de los grandes accidentes transformantes, que denominaré **Accidente Norteafricano y Accidente Norpireinaco**, pero sin duda debieron existir accidentes subsidiarios en posición intermedia (cf. ap. 3.6). En relación con estos movimientos transformantes se produjo la aparición de sendos fondos oceánicos entre Africa y Norteamérica (el Protoatlántico o Tethys Atlántico: Bernoulli **y Lemoine, 1980; Jenkyns, 1980b; Lancelot, 1980,** etc.) y entre Iberia y Adria (el Tethys occidental s.s. u Oceáno Ligur o Liguro-Piamontés: **Lemoine, 1978, 1982, 1984, 1985**). El Océano Ligur ha desaparecido a consecuencia de la Orogénesis Alpina y los sedimentos que en él se depositaron, así como una parte de su sustrato de corteza oceánica forman parte hoy día de la cordilleras alpinas del Mediterráneo occidental, sobre todo de los Alpes y de los Apeninos.

Entre el Kimmeridgense y el Aptense continuó la expansión oceánica y el movimiento a favor de los dos grandes accidentes transformantes. Africa se desplazó con respecto a Iberia del orden de 400 km, mientras que el movimiento de Iberia con respecto al resto de Europa fue considerablemente menor, del orden de pocas decenas de kilómetros. Por tanto, el desplazamiento lateral de Africa con respecto a Iberia totalizó entre el Lías y el Aptense del orden de un millar de kilómetros. A diferencia de lo ocurrido en tiempos precedentes, a partir del Kimmeridgense el deslizamiento lateral a favor del Accidente Norteafricano estuvo acompañado de una apreciable componente extensiva (transtensiva) que determinó una separación entre Iberia y Africa que, medida perpendicularmente a dicho accidente, llegó a ser del orden del centenar de kilómetros. En relación con esta extensión, que probablemente afectó a la región comprendida entre la Placa Africana y la "Subplaca Mesomediterránea", por la cual debió discurrir el Accidente Norteafricano (cf. 2.2.) y a lo largo de éste, se debió individualizar el gran dominio paleogeográfico que, en la literatura más usual, se suele designar como "Surco de los Flyschs Cretácicos".

Entre el Aptense y la base del Campanense los movimientos laterales entre Africa e Iberia a favor del Accidente Norteafricano cesaron por completo. Sin embargo, continuó progresando la extensión perpendicular al mismo iniciada en tiempos precedentes, que debió sumar una treintena más de kilómetros. La Placa Ibérica a partir de entonces se movió conjuntamente con respecto a la Africana y el desplazamiento lateral de éstas con respecto a Europa se centró en el Accidente Norpireinaico. Este desplazamiento llegó a alcanzar, en este intervalo de tiempo, un valor del orden de 350 km. Entre el Albense y el Cenomanense inferior, a consecuencia del deslizamiento lateral, predominaron unas condiciones transtensivas en la región pireinaca (**Boillot, 1984**), pero en regiones más orientales se inició la compresión al comienzo del Cretácico superior y comenzó la estructuración de las Zonas Internas de los Alpes (**Rutten, 1969; Trümpy, 1970, 1975, 1976; Lemoine, 1978, 1984; Tricart, 1984; Debelmas et al., 1980; Kerckhove et al., 1980; Janoschek y Matura, 1980**) y de los Cárpatos (**Unrug, 1984**).

Entre el Campanense y la base del Eoceno se generalizó la situación de convergencia entre las Placas Europea y Africana a la totalidad de la futura región mediterránea occidental, debido al progreso de la rotación antihoraria de la Placa Africana iniciada ya durante el Cretácico superior. Esta compresión, que se orientó según una dirección aproximada NO-SE, determinó un acortamiento cercano a los 100 Km a lo largo de una línea hipotética que uniera Túnez con el Golfo de León, mientras que a la altura del Estrecho de Gibraltar apenas debió llegar a los 40 km (**Auzende y Olivet, 1979**). Estos acortamientos corticales debieron ser absorbidos esencialmente por las futuras Zonas Internas perimediterráneas (Subplaca Mesomediterránea) cuya estructuración y metamorfismo alpino se debieron iniciar en este intervalo de tiempo. Por el contrario, las Zonas Externas apenas si fueron afectadas por ellos, salvo en las proximidades de los accidentes tectónicos que condicionaron la diversificación paleogeográfica en tiempos postriásicos.

Durante el Eoceno Africa se movió con cierta independencia con respecto a Iberia. Durante esta época se produjo la estructuración de los Pirineos, debido al acercamiento de Iberia con respecto a Francia, que conllevó un acortamiento cortical, según NO-SE, del orden de 60-80 km (**Auzende y Olivet, 1979**) y su unión definitiva al resto de Europa. Al mismo tiempo, la rotación levógira de Africa se aceleró, lo que estuvo asociado a un desplazamiento relativo hacia el NE de Africa con respecto a Europa (incluída Iberia y sus dependencias balear y corso-sarda). Este desplazamiento hacia el NE fue del orden de 50 km a la altura del Estrecho de Gibraltar y algo superior en regiones más orientadas, en las cuales tendió a reorientarse cada vez más hacia el N (**Auzende y Olivet, 1979**). Estos movimientos coincidieron con importantes fases tectónicas en todas las cordilleras alpinas perimediterráneas que no obstante, no fueron las paroxismales en la mayoría de los casos, y también con el desarrollo del metamorfismo alpino; por otro lado proporcionaron el contexto geotectónico adecuado para el desarrollo de deformaciones sinmetamórficas en condiciones dúctiles y dirigi-

das hacia el NE, que se reconocen en las tectonitas alpujárrides y nevadofilábrides de la Cordillera Bética (Kampschuur y Rondeel , 1975).

Entre la base del Oligoceno y la actualidad se reinició una franca convergencia entre Europa y Africa según una dirección NO-SE que determinó acortamientos de gran importancia que fueron del orden de 100 km a la altura del Estrecho de Gibraltar, de unos 180 km entre Argelia y las Baleares y de unos 230 km en la tranversal de Sicilia, según Auzende y Olivet (1979). Coincidiendo con esta importante aproximación se produjeron las fases paroxismales de la estructuración en mantos de las Zonas Internas bético-rifeñas, y algo más tarde, de las Zonas Externas.

2.2. El Accidente Norteafricano y su relación con la ubicación y el origen del Surco de los Flyschs.

La existencia de una gran falla transformante entre Iberia y Africa, esto es, de lo que he denominado Accidente Norteafricano, es requerida por los estudios sobre la cinemática de las placas. Este accidente funcionó durante el Jurásico y Cretácico inferior habiendo determinado un salto en dirección del orden de 1.000 km y una extensión perpendicular a su trazado superior al centenar de kilómetros; a partir del comienzo del Cretácico superior su funcionamiento transformante y extensivo cesó por completo. Parece lógico pensar que este accidente determinara cambios paleogeográficos y paleotectónicos muy importantes, al menos durante la mayor parte del Mesozoico, entre los diferentes dominios sedimentarios que constituían la terminación occidental del Tethys. Se explica fácilmente, por tanto, el hecho de que entre las Zonas Externas béticas y las rifeñas existan netas diferencias paleogeográficas. Pero ¿por dónde pasaba exactamente el Accidente Norteafricano más al E de las Zonas Externas?. Más arriba propuse (cf. 2.1.) que debió discurrir por el borde septentrional del continente africano y que debió determinar la individualización del gran dominio paleogeográfico conocido como Surco de los Flyschs Cretácicos, hipótesis que coincide con la un poco tímidamente defendida por Wildi (1983). Sin embargo, otros autores (Andrieux y Mattauer, 1973; Durand-Delga, 1973, 1980a; Olivier, 1984; Leblanc y Olivier, 1984) han propuesto que dicho accidente debió pasar al N de las Zonas Internas Béticas, coincidiendo con el límite con las Zonas Externas.

Si se admite que la prolongación oriental del Accidente Norteafricano pasaba al N de las futuras Zonas Internas bético-rifeñas, se ve uno obligado a admitir también (Fig. 199) que dicho accidente sufrió una desviación en su trazado del orden de 60° en las regiones situadas al SE de la Placa Ibérica y que esta torsión se redujo a unos 30° a finales del Cretácico inferior. Esta hipótesis es difícilmente admisible si se tienen en cuenta las reconstrucciones geométricas basadas en la Cinemática del Atlántico Norte y Central (Olivet et al., 1982, 1984). Por el contrario, si se admite que dicho accidente se

prolongaba por una zona situada al borde N del actual continente africano, la traza del mismo que se reconoce en el Atlántico durante intervalos de tiempo sucesivos no sufriría torsiones apreciables hacia el E y mantendría una trayectoria bastante rectilínea, lo que permite explicar fácilmente tanto el gran desplazamiento lateral entre Iberia y Africa durante el Mesozoico, como la morfología tan rectilínea que actualmente presenta el límite septentrional de la corteza continental africana entre Túnez y Melilla, que coincide aproximadamente con la isobata de 2000-2500 m. Si se tiene en cuenta que los fragmentos corticales extraños a la Placa Africana durante el Mesozoico y añadidos a ella durante el Terciario (Zonas Internas) son de dimensiones muy reducidas en comparación con las dimensiones de Africa, puede considerarse que la traza actualmente visible casi debió coincidir con el límite septentrional de la corteza continental africana en tiempos preneógenos (cf. también **Wildi, 1983**).

El Surco de los Flyschs fue un dominio paleogeográfico situado en el límite septentrional del margen continental africano en una zona de corteza continental adelgazada o de corteza oceánica estrecha, cuya continuidad lateral superó los 1000 km y cuyo trazado fue notablemente rectilíneo. Difícilmente se puede explicar la individualización de dicho dominio si no se admite la actuación de accidentes paleotectónicos muy importantes. El Accidente Norteafricano, por su trazado y su evolución tectónica espacio-temporal pudo ser perfectamente el responsable de la individualización del Surco de los Flyschs. La inexistencia o relativa escasez de sedimentos en este dominio durante el Jurásico inferior y medio se explica fácilmente si se tiene en cuenta que, en esta época, el Accidente Norteafricano sólo determinó movimientos de salto en dirección no acompañados de estiramiento cortical; difícilmente, pues, se pudieron individualizar cuencas sedimentarias, a no ser en puntos muy localizados. Sin embargo, a partir del Jurásico superior se generalizaron unas condiciones transtensivas que determinaron la rápida individualización de una cuenca profunda, tal vez en un principio constituída por una especie de rosario de cuencas menores restringidas, en las que se produjo el depósito de calizas y margocalizas pelágicas, seguidas de radiolaritas, e incluso localmente la emisión de rocas volcánicas submarinas. Al progresar la extensión y, por tanto, la subsidencia durante el Cretácico, pudo producirse la aparición de corteza oceánica en determinados sectores del Surco de los Flyschs Cretácicos (cf. Cap. 4, ap 5.1.) y comenzó el depósito de los sedimentos terrígenos turbidíticos característicos del mismo. La reconstrucción palinspástica efectuada por **Wildi (1983)** sugiere que la anchura del Surco de los Flyschs Cretácicos fue del orden del centenar de kilómetros, estimación que concuerda con la extensión perpendicular al Accidente Norteafricano según la reconstrucción cinemática efectuada por **Olivet et al. (1984)**.

2.3. El Bloque de Alborán y el Arco de Gibraltar.

2.3.1. Las unidades que definen el Arco de Gibraltar.

Después del trabajo de **Andrieux et al. (1971)** la mayor parte de los autores que se han referido al Arco de Gibraltar, han interpretado su origen en relación con la migración hacia el O y SO de las Zonas Internas bético-rifeñas, esto es, de lo que en este trabajo denomino Bloque de Alborán **(Didon et al., 1973; Durand-Delga, 1973, 1980a, 1981; Bourgois, 1978; Leblanc y Olivier, 1984; Olivier, 1984; F. Jerez Mir, 1979, 1980; L. Jerez Mir, 1984, etc.)**. Sin embargo, como ya pusieron de manifiesto **Didon et al. (1973)**, no todas las unidades del orógeno bético-rifeño describen el Arco de Gibraltar sino tan solo algunas de ellas (Fig. 200). Por otra parte, no todos los grandes complejos tectónicos que lo describen giran 180° a ambos lados del Estrecho, con la sola excepción de ciertos elementos pertenecientes al Complejo de Gibraltar. Además el desarrollo de los diferentes complejos tectónicos en cada transversal del arco es variable, ya que se detecta en todos ellos un aumento progresivo de la fragmentación y la desorganización tectónica al producirse el giro de las estructuras, sea desde el lado bético hacia el rifeño, o viceversa. El sentido del aumento o la disminución de la fragmentación y desorganización tectónicas y la actual distribución espacial de los distintos conjuntos estructurales que describen el Arco de Gibraltar, debe estar relacionado con la posición paleogeográfica original de cada uno de ellos y también con su posición con respecto a ciertos grandes accidentes tectónicos.

Las unidades tectónicas superiores de las Zonas Internas (Maláguides, Rondaides, Alpujárrides más altas) definen claramente la curvatura del Arco de Gibraltar, pero aparecen netamente truncadas por su porción meridional a causa de dos grandes accidentes transcurrentes sinistrosos: el accidente de Yebha **(Olivier, 1978, 1981-82, 1984)** y, ya bajo el mar de Alborán, el del Nekor **(Andrieux, 1971; Leblanc, 1975, 1980; Leblanc y Olivier, 1984)**. Por el contrario, las unidades alpujárrides más bajas, la mayor parte de las unidades alpujárrides intermedias y los Nevado-Filábrides no afloran en el sector rifeño del arco y es muy probable que tampoco estén representadas en profundidad.

Las estructuras de las Zonas Externas rifeñas, por su parte, definen claramente la rama meridional del Arco de Gibraltar hasla orillas del Estrecho, pero sólo pasan a la Cordillera Bética de for-
(*1) ma muy limitada, notablemente fragmentadas y sin llegar a definir claramente la rama septentrional. Una disposición parecida es la que muestran los Flyschs Cretácicos, que están ampliamente desarrollados en el Rif y que afloran de modo fragmentario al N del Estrecho de Gibraltar. Por lo que se refiere al Complejo de los Flyschs en su conjunto, pasa de mostrar una estructura relativamente bien organizada, en el Rif, a constituir un complejo semidesorganizado y localmente caótico, sobre todo al NE del Campo de Gibraltar.

Las Zonas Externas béticas no definen el Arco de Gibral-

(*1) Nota del Autor (2022). En realidad, la única unidad "externa" rifeña que pasa al lado bético es la Unidad de Tánger Interna". Por tanto, como ya se señaló en una nota a pie de página anterior (p.23), la unidad de Tánger interna debe ser considerada como una unidad masílica, por tanto, perteneciente al Surco de los Flyschs y no a las Zonas Externas Rifeñas (=margen continental norteafricano)

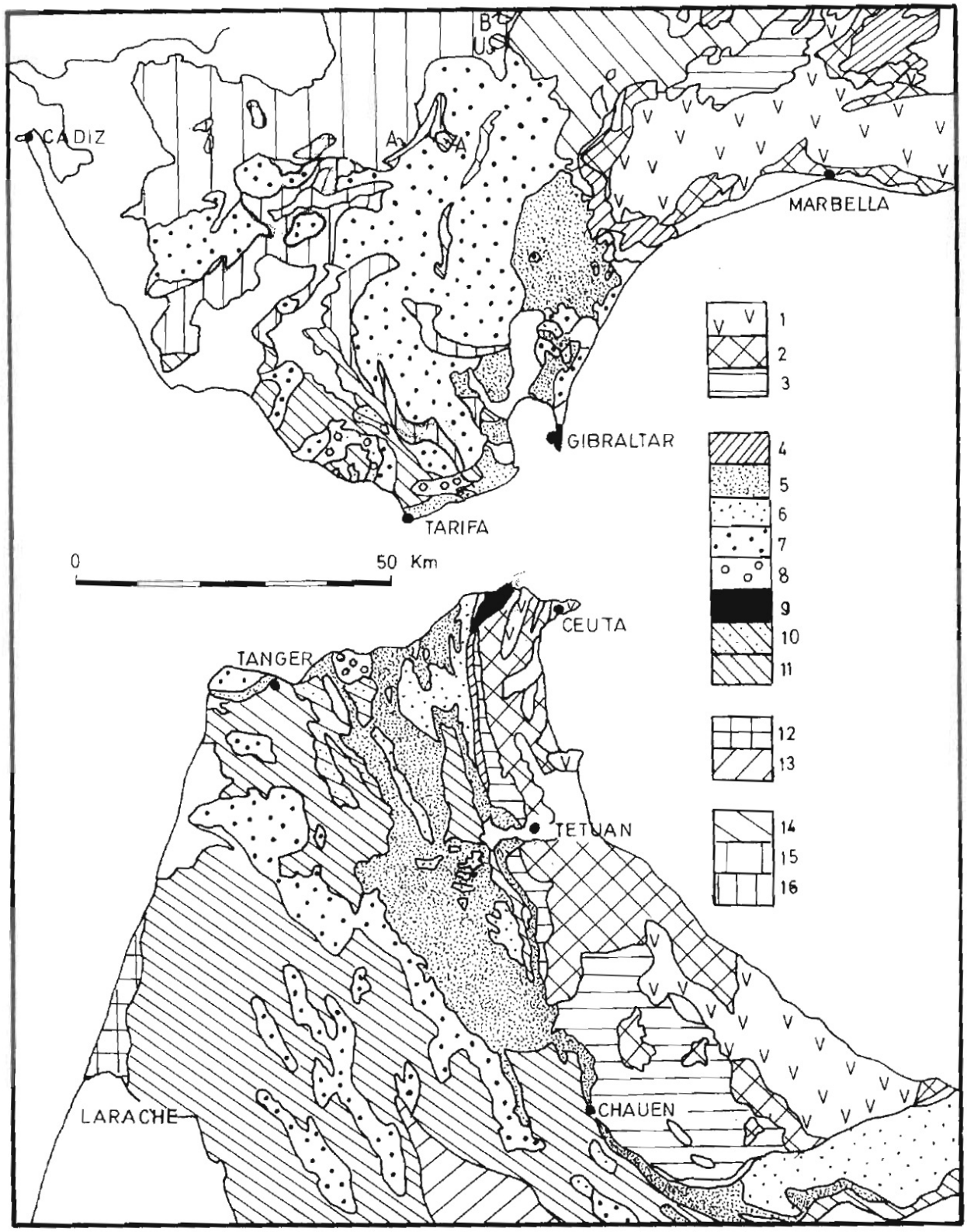


Figura 200.- Las unidades tectónicas del Arco de Gibraltar (algo modificado de Didon et al., 1973). 1: Alpujárride-Sébtide . 2: Maláguide-Ghomáride (incluídos los elementos frontales de la cobertera). 3: Rondaides-Tetuanide 4: Numidoide + unidades tipos Lentiscar y Argüelles. 5: Unidad de Algeciras-Beni Ider Mauritaniense. 6: (Tisirén-Nogales). 7: Manto Numídico o del Aljibe. 8: Series Mixtas (Bolonia-Tala-Lakraa). 9: "Tariquides". 10: Masílico (Melusa-Facinas). 11: Flyschs Cretácicos de Tanger-Almarchal Intrarif Algarrobo (A) Ubrique (U) y Boyar (B). 12: Prerif. 13: Intrarif. 14: Penibético. 15: Subbético medio. 16: Arcillas Variegadas escamosas.

tar. Tan sólo en el Penibético se constata una rotación de las estructuras de limitada importancia a la escala del arco en su totalidad.

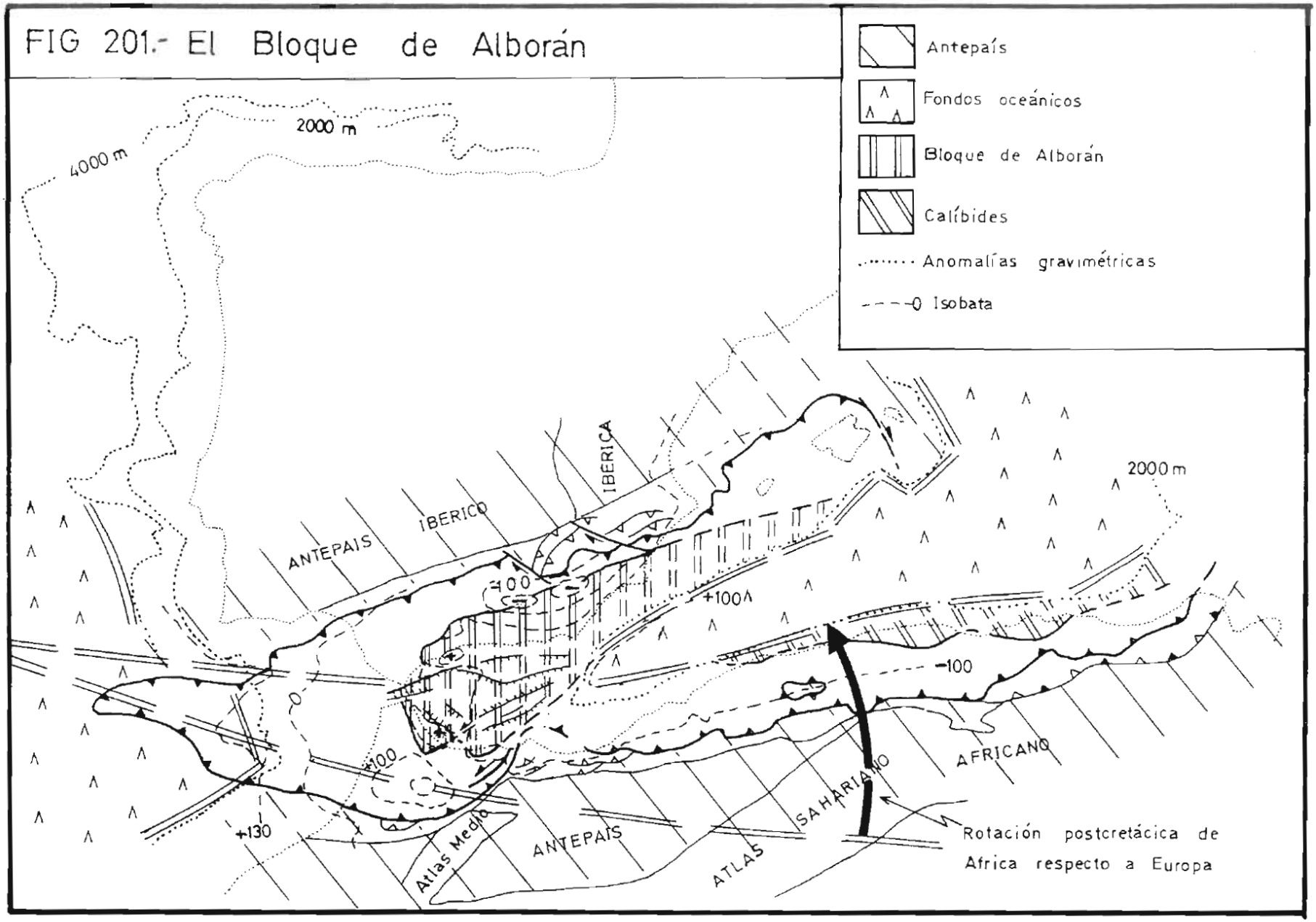
Aunque el dispositivo geométrico del Arco de Gibraltar está relacionado con factores esencialmente tectónicos, la paleogeografía preexistente debió condicionar la distribución posterior de las unidades tectónicas. Ello no equivale admitir la existencia de un "paleo-arco" de Gibraltar paleogeográfico, como ha sostenido **Durand-Delga (1972, 1973)**, o, más recientemente, **L. Jerez-Mir (1984)**. Por otro lado, la disposición actual de las unidades que definen el Arco de Gibraltar no se entiende si no se admite la existencia de rotaciones importantes con respecto a las directrices paleogeográficas originales, pero evaluar de modo fidedigno la magnitud y sentido de estas rotaciones no es tarea nada fácil. Esta cuestión está directamente relacionada con la magnitud de los movimientos hacia el O y SO del Bloque de Alborán, así como con la posición de los accidentes transcurrentes que lo delimitan.

2.3.2. La individualización del Bloque de Alborán y la apertura de las cuencas oceánicas del Mediterráneo occidental.

El Bloque de Alborán (Fig. 201) es una entidad estructural alargada que se extiende desde el Estrecho de Gibraltar hasta probablemente el sur de las Baleares. Su prolongación al E del Levante español bajo las aguas del Mediterráneo se demuestra al realizar estudios de geología marina: al dragar la prolongación nororiental del escarpe submarino de Mazarrón durante una campaña oceanográfica realizada en junio de 1980 con el B.O. Cornide de Saavedra, yo mismo tuve la oportunidad de recoger muestras de filitas alpujárrides. La presencia de corteza continental adelgazada en el mar de Alborán ha sido demostrada por estudios geofísicos (**Vegas y Banda, 1982**) y su correspondencia con los terrenos de las Zonas Internas bético-rifeñas fue confirmada por el sondeo 121 del D.S.D.P (cf.**Nesterof y Ryan, 1973**, entre otros). Los límites septentrional y occidental del Bloque de Alborán coinciden con el contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas, mientras que su límite meridional, o más bien suroriental, coincide con el accidente de Jebha y con el frente del macizo de los Bokoyas que, al N o NE de Melilla, tiende a unirse con la prolongación del accidente de Nekor. La prolongación hacia el NE de estos dos últimos accidentes unificados, se alinea aproximadamente con las isobatas de 2000-2500 m (Fig. 201), que delimitan por la base a los escarpes de Mazarrón y de Emile Beaudot, al E de los cuales se considera que el sustrato del mar Argelo-Balear presenta características oceánicas (cf. **Durand-Delga, 1981**, entre otros). Por tanto, el Bloque de Alborán aparece separado de los macizos internos cabileños por un hiato de unos 150 km de anchura de características oceánicas.

Dado que el Bloque de Alborán está constituído por una pila de mantos de corrimiento, su individualización tectónica y su

FIG 201.- El Bloque de Alborán



separación de los macizos internos cabileños debió ser posterior a la adquisición de esta estructura en mantos que, como ya he señalado (cf. Cap. 8, ap. 5.3.) finalizó con el paroxismo finiaquitaniense. Por tanto la individualización del Bloque de Alborán y la apertura de la cuenca oceánica Argelo-Balear no pudo comenzar antes del Burdigaliense inferior en contra de la opinión expresada por ciertos autores (**Leblanc y Olivier, 1984; Durand-Delga, 1981**) quienes admiten que las Zonas Internas bético-rifeñas estaban ya estructuradas en el Eoceno-Oligoceno y que, por comparación con la cuenca Liguro-Provenzal, la formación de la cuenca Argelo-Balear pudo iniciarse ya durante el Oligoceno superior. En mi opinión las formaciones oligo-aquitanienses (p.e. el Grupo Ciudad Granada) son ligeramente anteriores o todo lo más sincrónicas con las deformaciones paroxismales en las Zonas Internas y, por tanto, serían los últimos representantes de una paleogeografía "premediterránea", o, si se quiere "tarditethysiana". Por el contrario, habida cuenta de sus características estratigráficas y paleogeográficas, y de su posición francamente discordante sobre diversas unidades de las Zonas Internas, los materiales de la base del Grupo Viñuela pueden considerarse como depósitos sincrónicos con la fracturación (rifting) que, algo más tarde, determinaría la dispersión de una serie de fragmentos listosféricos y la aparición de un fondo oceánico entre ellos. A consecuencia de estos fenómenos se produjo la migración hacia el O y SO del Bloque de Alborán, que provocó el paroxismo burdigalense debido a su colisión con las Zonas Externas, el desenraizamiento y la expulsión de los sedimentos mesozoicos y terciarios y las deformaciones relacionadas con la formación del Arco de Gibraltar entre la base del Burdigaliense y el comienzo del Mioceno superior.

Sobre la base de las reconstrucciones palinspásticas derivadas del análisis de la estructura del Arco de Gibraltar, **Durand-Delga (1973)** estimó que el acortamiento determinado a la altura del Estrecho por el desplazamiento hacia el O del Bloque de Alborán debió ser del orden de 200 km. Por su parte **Andrieux y Mattauer (1973)** estimaron que, a comienzos del Secundario, el límite occidental del Bloque de Alborán se debía situar a más de 500 km al O de su posición actual, lo que se ajusta mejor a los estudios más recientes (**Bourgois, 1978, 1980b; Wildi, 1983; Leblanc y Olivier, 1984**). Yo añadiría que los elementos tectónicos que actualmente constituyen el Bloque de Alborán se debieron situar durante la mayor parte del Mesozoico y del Terciario a 500-600 km a ENE de su posición actual. En otras palabras, la patria paleogeográfica de las unidades que actualmente describen el Arco de Gibraltar habría que ubicarla en una región situada aproximadamente entre las Islas Baleares y la costa argelina; su deriva hacia el O se efectuó, fundamentalmente, en tiempos postaquitanienses. A esta conclusión se llega sobre todo al realizar la reconstrucción palinspástica de las Zonas Externas de la Cordillera Bética (cf. ap. 3 y 4).

2.3.3. El significado tectónico y paleogeográfico de los accidentes que delimitan al Bloque de Alborán.

Como ya he dicho, el Bloque de Alborán está delimitado (Fig. 201) por dos accidentes que, aunque son paralelos durante una parte de su recorrido, coalescen en la parte meridional del Arco de Gibraltar y tal vez también en las proximidades de las Baleares. Uno de ellos el situado al SE, aparece ramificado en su porción meridional, lo que ha favorecido el desgajamiento de una pequeña porción de las Zonas Internas, el Macizo de los Bokoyas; esencialmente, este accidente resulta de la coalescencia, en el mar de Alborán y de su prolongación hacia el NE, de sus dos ramificaciones principales, por lo que lo denominaré, para abreviar, accidente de Yebha-Nekor. El accidente septentrional y occidental describe una brusca curvatura hacia el S a nivel del Arco de Gibraltar y coincide con la práctica totalidad del trazado del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas; al E de la Cordillera Bética, de él surge una ramificación que se prolonga por el interior de las Zonas Externas béticas y que ha sido denominada Accidente de Crevillente (**Foucault, 1974; De Smet, 1984a,b**) o de Cádiz-Alicante (**Sanz de Galdeano, 1983**). El Accidente de Crevillente, como el de Nekor (**Leblanc, 1980; Leblanc y Olivier, 1984**) en la mayor parte de su recorrido discurren entre materiales situados a la periferia y/o al exterior del Bloque de Alborán, y sólo coinciden con los límites del mismo en las regiones más orientales que están situadas actualmente bajo el mar o bien aparecen ocultas bajo sedimentos del Mioceno superior y más recientes.

La importancia geológica de los accidentes que delimitan al Bloque de Alborán está avalada por datos geológicos y geofísicos, lo que sugiere que son muy profundos (cf. **Van den Bosch 1.971; Bonini et al., 1973; Udías, 1976; Suriñach y Udías, 1976; Ansorge et al., 1976; Vegas y Banda, 1982**). Habida cuenta de su orientación y de que diversos datos geológicos indican que el Bloque de Alborán se desplazó hacia el O y/o SO, el funcionamiento principalmente transcurrente de estos accidentes debe ser admitido.

Las características geológicas de estos dos grandes accidentes difieren bastante entre sí. Mientras que el accidente del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas (Fig. 201) es subparalelo a las directrices tectónicas de las unidades que separa y, junto con ellas, describe la curvatura del Arco de Gibraltar, el accidente de Yebha-Nekor las trunca netamente. Por otra parte, las deformaciones tectónicas determinadas por el contacto entre las Zonas Internas y las Externas han sido de tal intensidad y complejidad que difícilmente se explican en un contexto puramente transcurrente. A juzgar por su trazado y por las deformaciones y características litoestratigráficas de las unidades que separa, el trazado de este contacto debió ser oblicuo a la dirección de movimiento del Bloque de Alborán y además se debió encontrar con obstáculos que dificultaban

los desplazamientos a su favor. Por todo ello (cf. Cap. 8, ap. 4) no debe ser considerado como una simple falla transcurrente **(Hermes, 1978, 1984, 1985; Durand-Delga, 1980a; Leblanc, 1980; Van de Fliert et al., 1980; Leblanc y Olivier, 1984; Olivier, 1984)**, sino más bien como un accidente transpresivo. Por el contrario, los datos geológicos **(Olivier, 1978, 1981-82; Leblanc y Olivier 1984)** y el hecho de que el límite SE del Bloque de Alborán coincida con la zona de extensión oceánica argelo-balear, sugieren que el desplazamiento a favor del accidente de Yebha-Nekor pudo ser puramente transcurrente, o incluso transtensivo.

Así pues (Fig. 201), la deriva del Bloque de Alborán debió efectuarse básicamente hacia el O. No obstante, los obstáculos al movimiento a favor del contacto entre las Zonas Internas y las Externas y la situación coetánea con la deriva, de compresión generalizada entre Africa e Iberia según una dirección NO-SE, que indica la Tectónica de Placas, determinaron un encajamiento hacia el SO de la porción occidental del Bloque de Alborán. La preexistencia de una zona de debilidad cortical entre Iberia y Africa, coincidiendo con el trazado del antiguo Accidente mesozoico Norteafricano, debió facilitar la progresión de los movimientos hacia el O, que culminaron con el incrustamiento **(Tapponier, 1977)** de la porción suroccidental del Bloque de Alborán sobre la Placa Africana y del resto sobre la porción meridional de la Placa Ibérica.

Las diferencias entre los dos accidentes que delimitan al Bloque de Alborán probablemente se deben a que la historia geológica del contacto entre las Zonas Internas y Externas, ha sido más compleja que la del accidente del Yebha-Nekor. Según se deduce al reconstruir la paleogeografía de las regiones situadas a uno y otro lado del contacto entre las Zonas Internas y Externas (cf. ap, 3), es muy probable que este accidente reaprovechara otros preexistentes que habían determinado la individualización de diversos dominios paleogeográficos, al ser la dirección de movimiento subparalela o sólo algo oblicua a su trazado original. De igual forma, y aún cuando no muestra una relación aparente con los directrices paleogeográficas rifeñas, si se tiene en cuenta que a ambos lados del accidente de Yebha-Nekor se producen cambios geológicos significativos parece probable pensar que también su trazado hubiere sido prefigurado por accidente más antiguos.

La orientación del accidente que delimita por el SE al Bloque de Alborán es subparalela a las directrices del Atlas Medio, que determinaron la individualización de su saliente hacia el N del antepaís africano a la altura de Melilla (el Promontorio Atlásico de **Wildi, 1983**). Este saliente fue probablemente el responsable de las diferencias paleogeográficas existentes entre las Zonas Externas del Rif y del Tell, **(Durand-Delga y Fontboté, 1980)**. Por otra parte, al E de dicho saliente no aparecen representadas las unidades con Trías alpino en las Zonas Internas norteafricanas, lo que demuestra que hubo

una interrupción paleogeográfica importante entre las unidades más externas y occidentales del Bloque de Alborán y las Zonas Internas Cabileñas. A esta interpretación se opone la defendida por **Durand-Delga (1966, 1967, 1969, 1972, 1980a)** que defiende la continuidad formal de la "Dorsal Perimediterránea", según la cual la "Dorsal Externa bético-rifeña" (= Rondaides y Tetuánides pro parte) representaría la prolongación occidental de la "Dorsal Externa Cabileña", hipótesis que, a mi parecer, es difícil mantener habida cuenta, entre otros factores, de la ausencia en Argelia de un Trías de facies alpina. Coincidiendo con la misma región se produjo el relevo lateral de los Maláguides y los Cabílides entre cuyas formaciones paleozoicas **(Bourrouilh y Gorsline, 1979, 1980)** y mesozoicas existen marcadas analogías pero también algunas diferencias. Al E del Maláguide debió situarse un microcontinente formado por rocas cristalinas antiguas, el "Zócalo Cabileño", que constituyó el área fuente principal de los terrígenos que se depositaron en el Surco de los Flyschs (Mauritanienses), sobre todo durante el Cretácico inferior. Probablemente una parte mayoritaria de estos terrígenos se canalizó hacia el SO a través de cañones submarinos, labrados en una zona desprovista de materiales mesozoicos a favor de accidentes tectónicos situados entre los sectores internos del dominio maláguide-ghomáride y los Cabílides. La gran extensión que alcanzan los sedimentos terrígenos del Flysch Cretácico del Tisirén al S de los Bokoyas entre los accidentes de Yebha y Nekor, y los datos sedimentológicos **(Wildi, 1983)**, que demuestran que las facies turbidíticas son más proximales en esta región que en los afloramientos situados en el Rif Septentrional, se explican fácil y lógicamente de acuerdo con la ubicación del área fuente y del canal de alimentación coincidiendo con la futura traza del Accidente de Yebha-Nekor y la futura separación oceánica entre el Bloque de Alborán y los macizos internos cabileños.

2.3.4. La rotación antihoraria del extremo noroccidental de las Zonas Internas bético-rifeñas.

El Bloque de Alborán vino a ser una especie de cuña que se encajó entre dos masas litosféricas mayores (Fig. 202). Este fenómeno determinó la expulsión centrífuga y la consiguiente deformación de los materiales sedimentarios que se habían depositado en los márgenes continentales Ibérico y Norteafricano, y una deformación por aplastamiento de la porción frontal de la cuña y también de su interior que se produjo principalmente por fallamiento transcurrente. Este proceso favoreció, además, la rotación de las directrices paleogeográficas y paleotectónicas, tanto en las Zonas Internas como en las Externas.

En las Zonas Externas, tanto béticas como rifeñas, las rotaciones fueron esencialmente en sentido horario, lo que se puede establecer porque aún es posible reconocer la posición original de las directrices paleogeográficas en los elementos tectónicos más externos

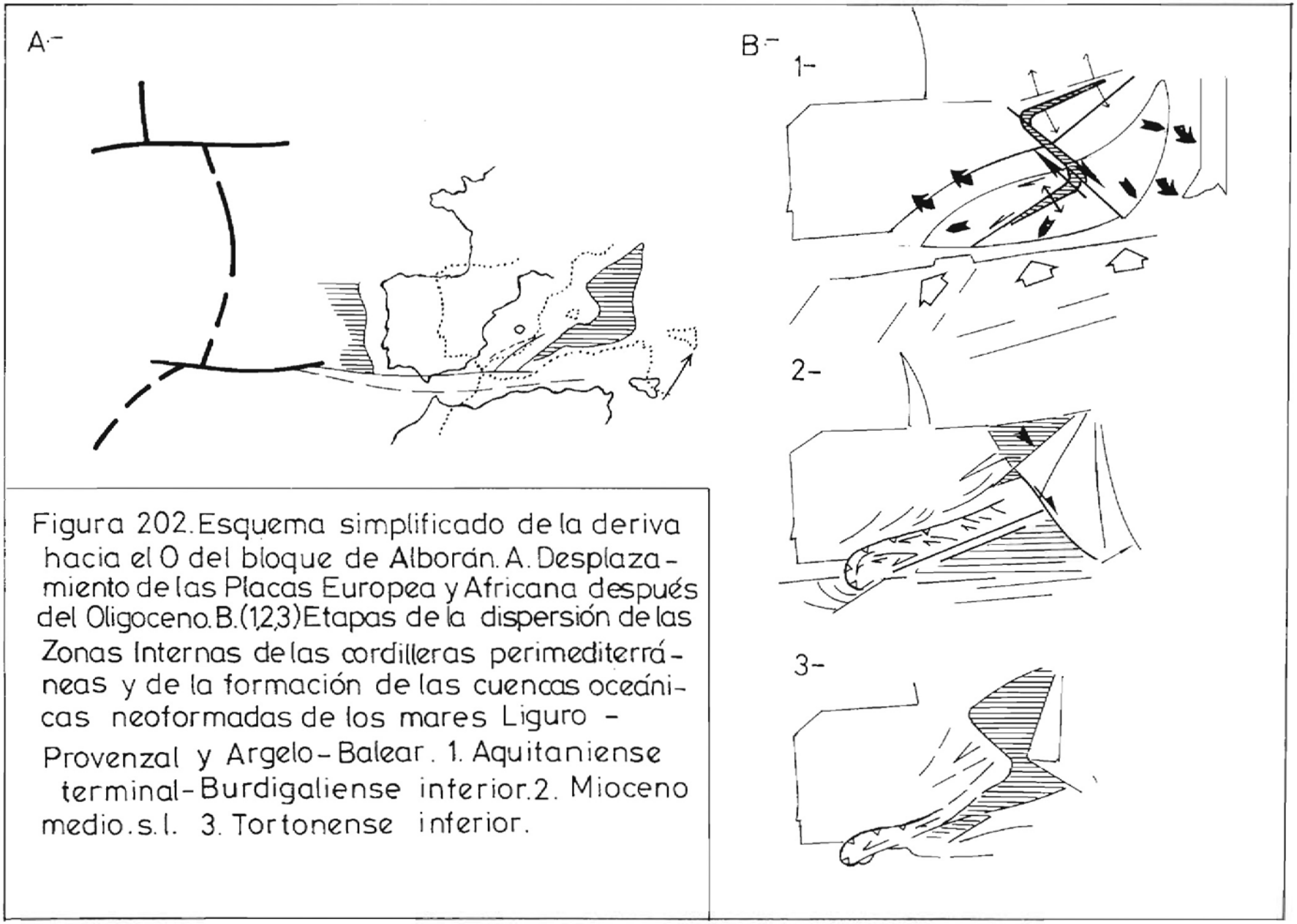


Figura 202. Esquema simplificado de la deriva hacia el O del bloque de Alborán. A. Desplazamiento de las Placas Europea y Africana después del Oligoceno. B. (1,2,3) Etapas de la dispersión de las Zonas Internas de las cordilleras perimediterráneas y de la formación de las cuencas oceánicas neoformadas de los mares Liguro - Provenzal y Argelo - Balear. 1. Aquitaniense terminal - Burdigaliense inferior. 2. Mioceno medio. s. l. 3. Tortonense inferior.

y por tanto menos deformados. En las Zonas Internas, por el contrario, es mucho más difícil reconocer la magnitud y sentido de las directrices paleogeográficas. Si se tiene en cuenta la geometría de la curvatura descrita por las unidades tectónicas internas en el Arco de Gibraltar, la truncación meridional de estas unidades por el accidente de Yebha-Nekor y su no prolongación hacia el E de acuerdo con la hipótesis más arriba defendida, lo más razonable es admitir que la torsión de las unidades en la rama meridional del Arco debió producirse en sentido antihorario (Fig. 202) mientras que en la septentrional debió ser al contrario. Esta hipótesis permite explicar el estiramiento longitudinal que sufrieron las Zonas Internas en el centro del Arco y, por tanto la situación tectónica tensional que determinó la apertura del Estrecho de Gibraltar, cuya traza coincidió además con un accidente más profundo, heredero del Accidente Norteafricano. Las directrices paleotectónicas de las unidades internas, en el momento de la individualización del Bloque de Alborán, debieron por tanto alargarse según una dirección comprendida entre N-S y NE-SO. Si se admite que no se produjeron grandes rotaciones durante el desplazamiento previo de los mantos hacia el NO, las directrices paleogeográficas de las Zonas Internas debieron ser subpararelas a las de las Zonas Externas béticas y oblicuas a las de las Zonas Externas rifeñas.

A pesar de la torsión que actualmente muestra el contacto entre las Zonas Internas y Externas entre Alicante y el accidente de Yebha, no puede afirmarse, a mi parecer y en contra de la opinión expresada por **Durand-Delga (1980a), Leblanc (1980), Olivier (1984) y Leblanc y Olivier (1984)** que a lo largo de él existan diferencias tectónicas fundamentales. Para estos autores, dicho contacto presentaría un segmento comprendido entre Alicante y Gaucín que coincidiría con una gran falla transcurrente, equivalente y subparalela a la de Yebha, que denominan accidente Norbético, mientras que entre esta última falla y Gaucín constituiría un frente cabalgante hacia el O. Pero esta interpretación parece un tanto gratuita dado que la estructura del frente de las Zonas Internas en el Hauz (Fig. 203) no difiere esencialmente, salvo en la orientación y en el hecho de que las Zonas Externas son distintas en cada caso, de la que se reconoce en la región de Sierra Arana. Asimismo, el frente de cabalgamiento de las Zonas Internas al SE de Ronda es de características geométricas equivalentes a las que se reconocen al S de Tetuán (Fig. 203) y no puede afirmarse que envergadura de la superposición sea mayor en el Rif que en la Serranía de Ronda; es más, en ambos casos (Fig. 203), los datos geológicos y los geofísicos **(Kornprobst, 1976; Wildi et al., 1977; Nold et al., 1981; Bonini et al., 1973; Van den Bosch, 1971, 1974)** evidencian una rápida verticalización y enraizamiento de esta superficie al desplazarse hacia el interior de las Zonas Internas. Por tanto, el sector rifeño del contacto entre las Zonas Internas y las Externas no es más cabalgante que el sector bético, ni este último más transcurrente que el anterior. Debe ser considerado como un único accidente transpresivo **dextrorso** que ha sufrido una torsión a consecuencia del encajamiento hacia el O del Bloque de Alborán y la deformación por aplastamiento de

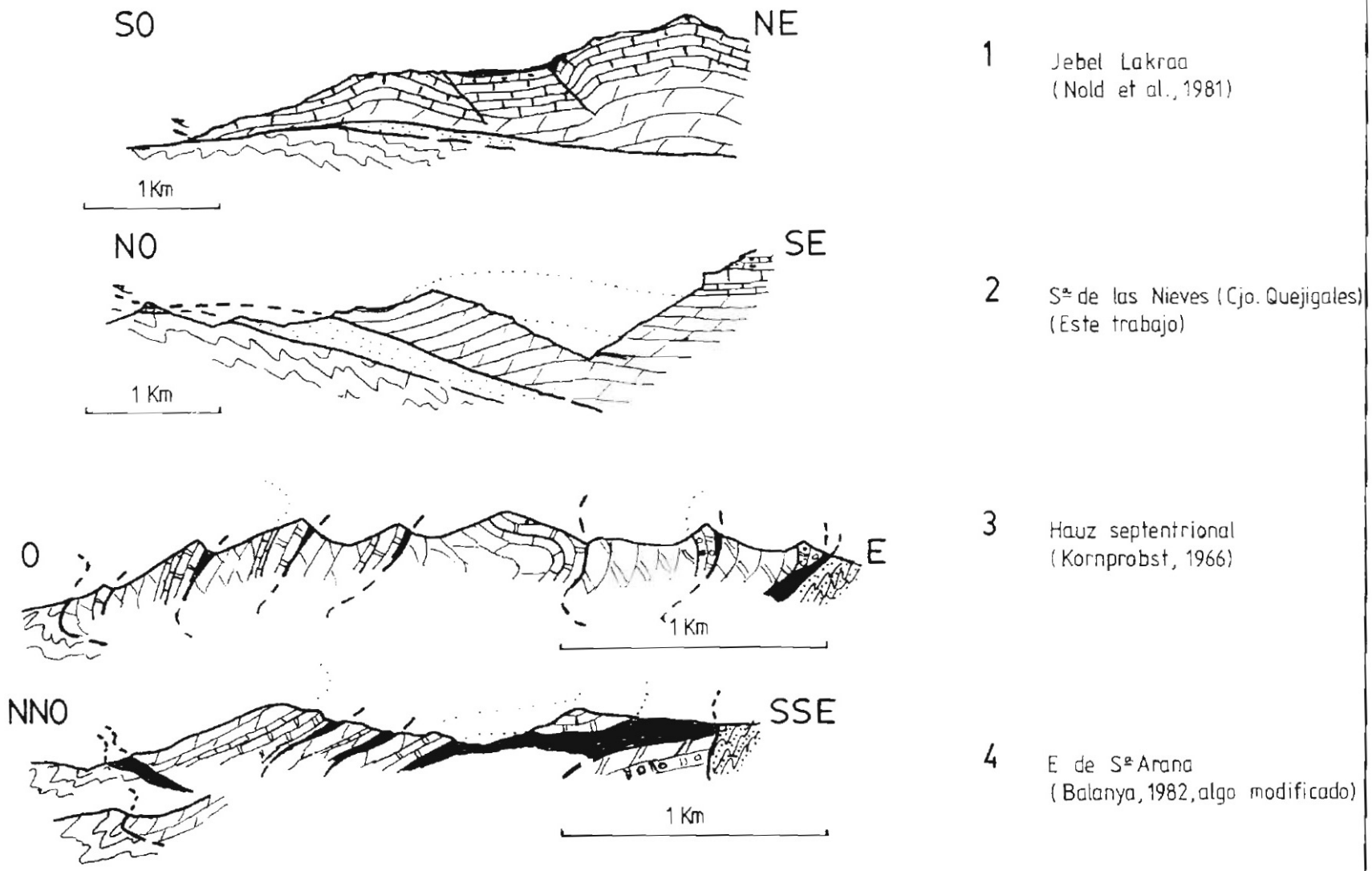


Fig. 203.- Comparación de las estructuras del contacto entre las Zonas Internas y las Externas en la C. Bética (2,4) y el Rif (1,3)

los sectores occidentales de las Zonas Internas bético-rifeñas.

En opinión de **Durand-Delga (1980a)** la rotación de todas las unidades que describen el Arco de Gibraltar habría sido debida a un arrastre a favor del "accidente Granada-Alicante", que equivaldría al "accidente Norbético" de **Leblanc y Olivier (1984).** Efectivamente es necesario admitir la torsión dextrógira de las unidades externas rifeñas y de las procedentes del Surco de los Flyschs Cretácicos para explicar su "hispanización" o incorporación tectónica a la rama septentrional del Arco de Gibraltar, habida cuenta de que los estudios paleogeográficos demuestran que todas ellas procedieron del margen continental africano. Sin embargo, a juzgar por la geometría de las unidades internas y habida cuenta de los argumentos paleogeográficos más arriba expuestos (inexistencia de Trías alpino en las Cabilias, preexistencia del accidente de Yebha-Nekor coincidiendo con el canal de alimentación del Flysch Mauritaniense del Tisirén, etc.) así como de diversos argumentos tectónicos, es muy difícil admitir la torsión dextrógira del sector occidental de las Zonas Internas, y mucho menos la adquisición de una posición "citranevadofilábride" de las unidades alpujárrides, maláguides y rondaides de acuerdo con un proceso de "megaboudinage" como el propuesto por este autor. Es mucho más simple explicar las características tectónicas del contacto entre las Zonas Internas y las Externas si se admite un estiramiento longitudinal de las unidades situadas al frente de las Zonas Internas, a consecuencia del movimiento transpresivo dextrorso a lo largo de dicho contacto, y del aplastamiento y rotación del mismo en su porción occidental, lo que estaría favorecido, además, por los arrastres determinados por el accidente sinistrorso de Yebha-Nekor. Esta hipótesis, además permite explicar de una manera simple, la evolución paleogeográfica de las unidades Rondaides-Tetuánides y sus relaciones con los Alpujárrides durante el Trías (cf. ap. 3.4).

Los datos microtectónicos regionales concuerdan, a mi parecer, con una rotación levógira de las estructuras de las Zonas Internas en el Arco de Gibraltar (Fig. 204). **Reuber et al. (1982)** midieron una lineación de estiramiento en las peridotitas y tectonitas metamórficas de la región de Beni Buchera, que es la misma que **Tubía (1985a, b) y Tubía y Cuevas (1985, 1986)** han identificado en los Alpujárrides occidentales y que **Cuevas et al. (1986)** ha puesto de manifiesto en los Alpujárrides centrales. Pero, mientras que en el sector bético dicha lineación se orienta aproximadamente según NE-SO e indica un flujo plástico sinmetamórfico hacia el NE, en el Rif se orienta según NNO-SSE y se dirige hacia el N. Difícilmente se puede considerar que esta diferente orientación sea original y que no se deba a una rotación de las grandes directrices estructurales. Por otra parte, mientras que una rotación levógira explica de forma simple estos hechos y permite establecer un contexto geotectónico acorde con la tectónica de placas para explicar la formación de estas extructuras, la hipótesis de una rotación dextrógira además de requerir una complica-

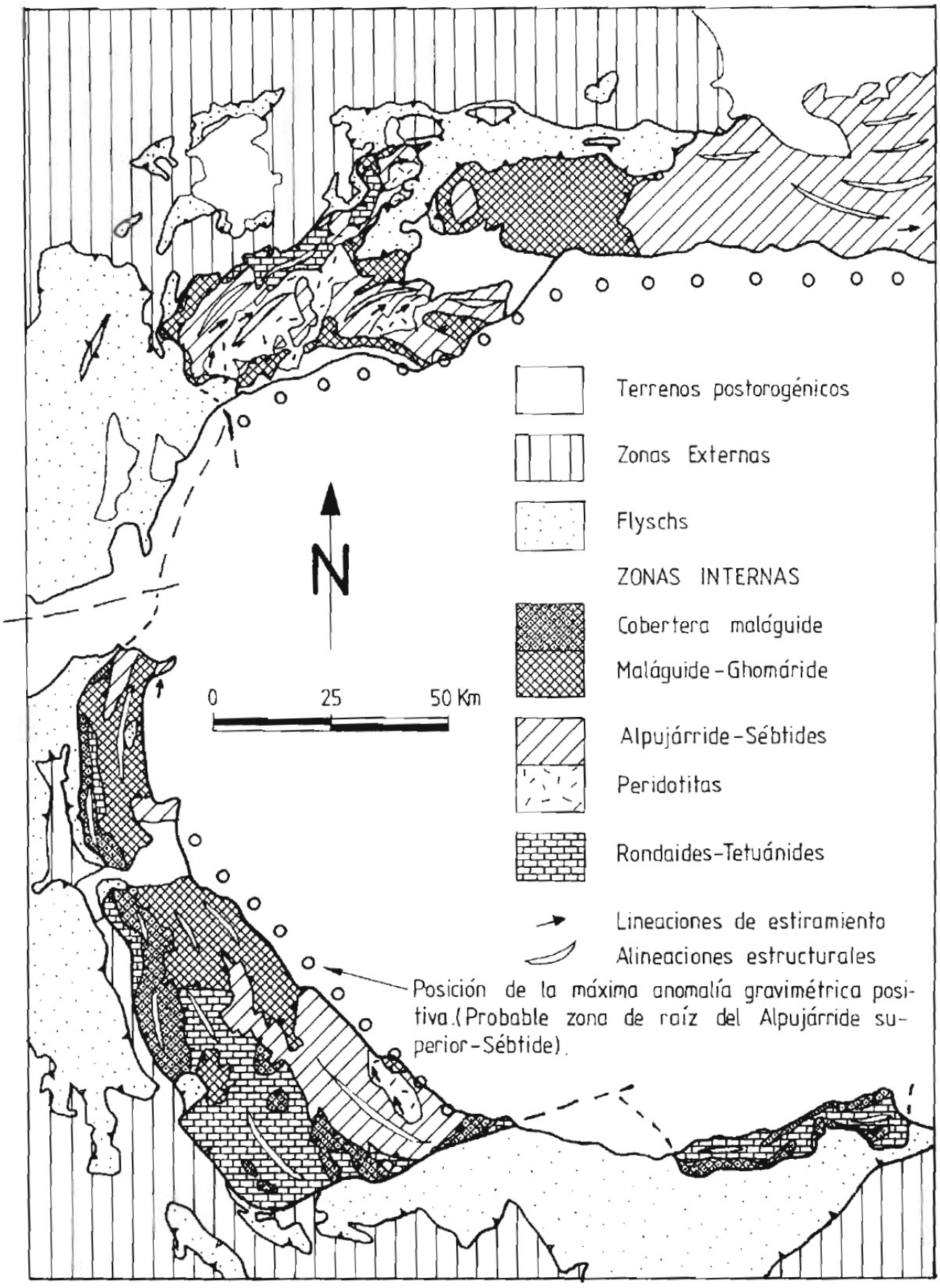


Fig. 204.-Rotación antihoraria de las estructuras de las Zonas Internas alrededor del Estr. de Gibraltar.

de evolución geométrica espacio-temporal de las estructuras, difícilmente permite encuadrar estos datos en un marco geotectónico regional.

De acuerdo con lo expuesto, es obvio que si las estructuras béticas se prolongan rotadas en el Rif, la zona de raíz de la unidad alpujárride superior de los Reales y la del Maláguide deben efectuar la misma rotación (Fig. 204). Puesto que al E del Accidente de Yebha las unidades alpujárrides-sébtides prácticamente no están representadas y puesto que al E de los Bokoyas desaparecen también las otras unidades con Trías alpino, antes de la formación del Arco de Gibraltar la envergadura de las superposiciones de los mantos béticos debió disminuir rápidamente hacia esta región suroccidental del Bloque de Alborán. De hecho, no parece, sobre la base de los datos de campo (véanse los mapas y cortes de **Kornprobst, 1974, 1976, y Nold et al., 1981**, entre otros) que los Sébtides cabalguen ampliamente sobre las unidades más externas; es más, el macizo peridotítico de Beni Buchera aparece solo ligeramente desplazado al SO con respecto a la anomalía gravimética positiva que, al igual que en el caso de Sierra Alpujata (cf. Cap. 8, ap. 3.2.3.3.), debe reflejar su enraizamiento en profundidad. Por las mismas razones, la raíz del Maláguide, que se situaría al SE de Sierra Alpujata en el sector bético, se prolongaría hacia el SO y el SSE bajo el mar y luego al E hasta llegar al N de los Bokoyas. Por tanto, los Alpujárrides parecen haber sido relevados lateralmente por los Rondaides-Tetuánides, lo que refuerza la hipótesis de su equivalencia lateral. Además, los Maláguides-Ghomárides serían de origen "ultrasébtide", de acuerdo con **Wildi (1983)** y en contra de la hipótesis defendida por **Didon et al. (1973), Kornprobst (1974) y Durand-Delga (1966, 1980a)** que viene a ser como una especie de reminiscencia, que todavía perdura, de la antigua teoría de la succión emitida por este último autor.

2.3.5. Sobre los mecanismos geotectónicos que determinaron la dispersión neógena de las Zonas Internas alpinas perimediterráneas.

La coexistencia de fenómenos extensivos y compresivos de gran importancia durante el Mioceno inferior y medio en el área mediterránea occidental es algo un tanto sorprendente que, hasta ahora, no ha recibido una explicación geotectónica suficientemente bien fundada. No entraré en demasiados detalles sobre esta cuestión ya que considero que la resolución del problema entra más bien dentro del campo de la geofísica que en el de la geología convencional.

De acuerdo con las hipótesis, generalmente admitidas, una extensión "retro-arco" daría lugar a la formación de cuencas marginales de origen y evolución análogas a las descritas por **Karig (1971)** en el Pacífico occidental. Esta hipótesis, que fue introducida por **Wezel (1970d, 1974)** para el Arco Cálabro-Peloritano y ha sido aplicada al área mediterránea occidental por **Auzende et al. (1973), Olivet et al. (1973), Banda y Channell (1979) y Biju-Duval (1984)**, requiere la

preexistencia de fondos oceánicos y de zonas de subducción de una cierta importancia cuya ubicación en el extremo occidental del área mediterránea no está demasiado bien conocida.

Otras hipótesis suponen que la orogénesis provocó perturbaciones en el manto superior que determinaron la formación de un "astenolito" a consecuencia del cual se produjo una "undación" o levantamiento de la litosfera en la vertical del área en la que originalmente se debían ubicar las Zonas Internas perimediterráneas. Esta undación, que podría haber estado acompañada de una "erosión subcortical", habría facilitado el adelgazamiento de la corteza y la dispersión centrífuga de los fragmentos de las Zonas Internas por mecanismos cuyo motor sería en última instancia la gravedad. Un colapso posterior de la zona levantada acompañado de vulcanismo habría facilitado la aparición de las cuencas oceánicas del Mediterráneo occidental. Estas hipótesis, debida originalmente a **Van Bemmelem (1969)**, ha sido reelaborada recientemente por **Wezel (1981, 1982)** en la forma de una teoría de la "krikogénesis".

En mi opinión tal vez estas dos teorías podrían ser de alguna manera conciliadas (cf. **Biju-Duval, 1984**). Por otra parte, tampoco se debe olvidar , de acuerdo con la hipótesis defendida por **Andrieux et al. (1971)**, que el desplazamiento hacia el O del Bloque de Alborán en tiempos postaquitanienses es un movimiento relativo, dado que tanto Iberia como Africa se desplazaron en sentido contrario a consecuencia de la apertura del Atlántico y que, al mismo tiempo, se produjo una rotación antihoraria de la Península Italiana y las regiones adyacentes (Adria), de acuerdo con los datos paleomagnéticos de **Vandenberg et al. (1978)**. Si se considera al Bloque de Alborán fijo resulta que el desplazamiento hacia el E sufrido por Africa e Iberia en tiempos postoligocenos ha sido del orden de 500 km, que es más o menos la magnitud de la deriva hacia el O de dicho Bloque de acuerdo con los datos geológicos. Si se tiene en cuenta, además, que, al mismo tiempo que se movían hacia el E conjuntamente, Africa se desplazó con respecto a Europa en sentido prácticamente perpendicular, no sería aberrante, a mi parecer, admitir que el Bloque de Alborán se comportó de modo fundamentalmente pasivo y que sólo habría sido "escupido" hacia el O a consecuencia del apretamiento final. Si por último se tiene en cuenta la posición N-S del Promontorio Africano (Adria) y su rotación antihoraria terciaria, resulta que el área mediterránea occidental se hallaría, durante el Neógeno, en una especie de megazona de desgarre dextrorso que podría explicar la forma en S que presentan las cuencas oceánicas Provenzal y Argelo-Balear y la terminación en esfenocasmo de cada una de ellas.

Evidentemente toda teoría bien fundada sobre la evolución geotectónica reciente de las regiones perimediterráneas deberá contar con un armazón sólido de datos geofísicos que permita explicar tanto la situación actual como su posible evolución espacio-temporal, habida cuenta de lo que sugieren los datos geológicos.

3. RELACIONES PALEOGEOGRAFICAS GENERALES.

3.1. Posición original de las Zonas Externas béticas y sus relaciones laterales con otros dominios mediterráneos.

3.1.1. Los efectos del encajamiento del Bloque de Alborán en las Zonas Externas.

La migración hacia el O del Bloque de Alborán en tiempos postaquitanienses determinó el desenraizamiento y la expulsión hacia el O y NO de las Zonas Externas béticas y, al mismo tiempo, un estiramiento longitudinal y una rotación dextrógira de las directrices tectónicas y paleogeográficas, que culminó con el deslizamiento gravitacional, caótico y en masa, de una parte considerable de las Zonas Externas en la Depresión del Guadalquivir. Esta misma depresión debió haber resultado de la formación de una flexura en el antepaís a consecuencia de la tectónica compresiva que debió afectar al zócalo en los niveles estructurales más profundos, y sus rasgos de antefosa resultan claros.

A consecuencia de los empujes tectónicos, se originaron diversos frentes de cabalgamiento de importancia variable según los sectores, así como todo un sistema de pliegues cuyos ejes se orientaron grosso modo paralelos a las directrices paleogeográficas principales. La vergencia de estas estructuras es preferentemente hacia el NO, pero en los sectores más internos de las Zonas Externas existen importantes estructuras vergentes hacia el interior de la Cordillera cuyo desarrollo llega a ser incluso mayor que el de las estructuras vergentes hacia el exterior, como sucede en ciertas transversales. Es evidente, por tanto, que las Zonas Externas béticas han sufrido un importante acortamiento según la dirección NO-SE, por lo que una parte considerable de ellas debía situarse bastante más al SE de la posición en la que actualmente afloran, coincidiendo con las áreas sobre las que hoy día se sitúan las Zonas Internas.

Pero, además, las Zonas Externas aparecen disectadas por un gran número de accidentes transcurrentes, principalmente dextrorsos, cuya relación genética con el emplazamiento del Bloque de Alborán es evidente y que se organizan esencialmente en dos sistemas, de dirección media NO-SE y N60E, aunque existen también importantes accidentes de orientación intermedia (Fig. 205). Estos accidentes han determinado movimientos de salto en dirección de una magnitud extraordinaria, para cuya evaluación es imprescindible tener en cuenta las relaciones paleogeográficas que se deducen del estudio de las series estratigráficas. Los accidentes de orientación NO-SE cortan netamente a las directrices paleogeográficas, han facilitado el desplazamiento hacia el NO de las unidades tectónicas y su salto se puede evaluar de forma relativamente aproximada. Los de orientación en torno a N60E son subparalelos a la orientación actual de las directrices paleogeográficas subbéticas y a menudo su salto en dirección es prácticamente imposible de evaluar aunque es ciertamente muy importante, y sólo es posible hacerse una

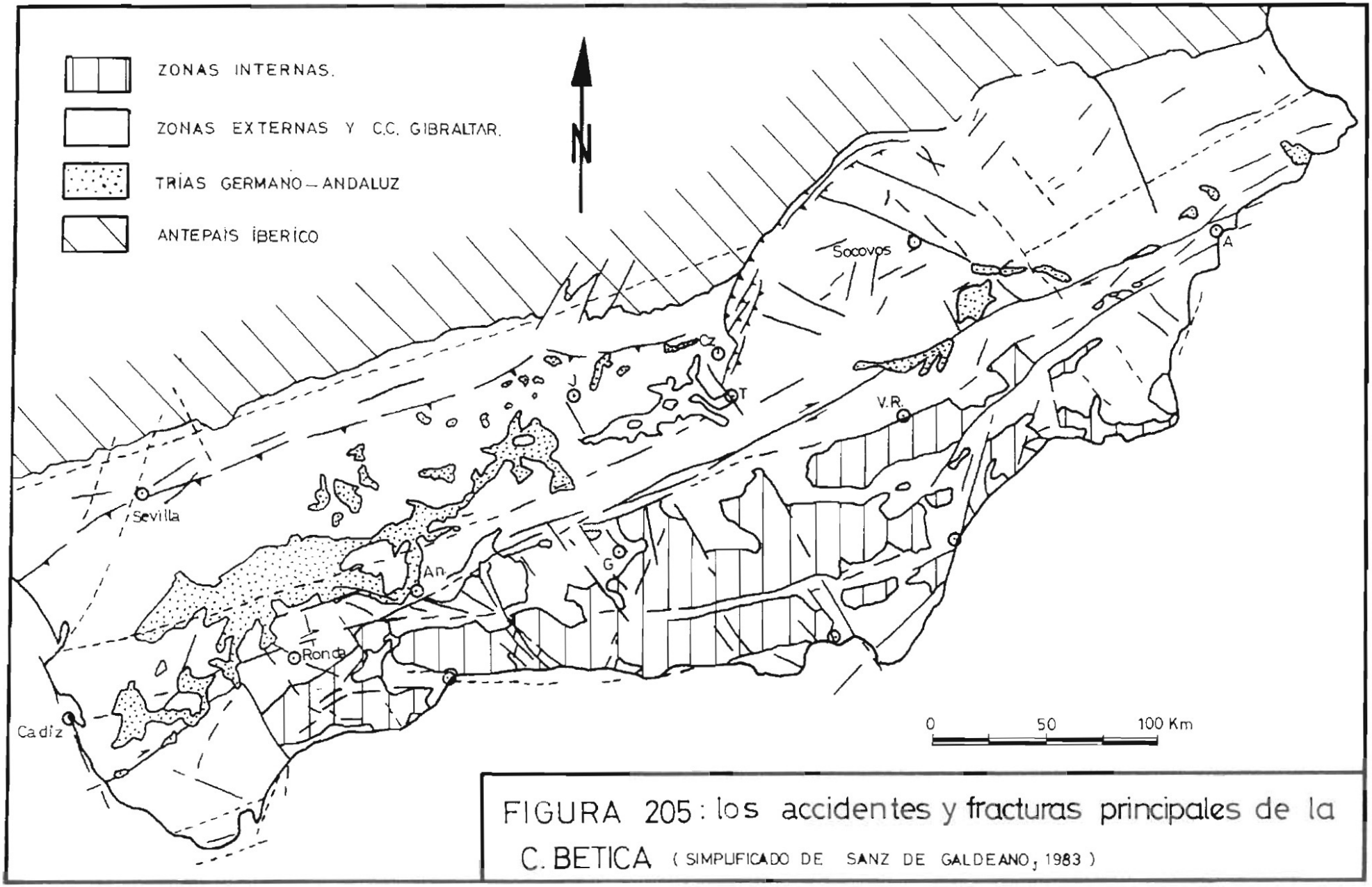


FIGURA 205: los accidentes y fracturas principales de la C. BETICA (SIMPLIFICADO DE SANZ DE GALDEANO, 1983)

idea del mismo teniendo en cuenta el contexto paleogeográfico general. El estiramiento longitudinal de las unidades tectónicas, su rotación dextrógira y su desplazamiento hacia el O con respecto a su patria deposicional, han debido ser tanto más importantes cuanto más interna y meridional fuera la posición original de los elementos deformados. Ello ha conllevado la desaparición progresiva hacia el O de los dominios paleogeográficos más externos, y el aumento en el mismo sentido de la desorganización estructural. La truncación meridional del Prebético, su desaparición al O del meridiano de Jaén bajo el frente de cabalgamiento de las unidades alóctonas externas y su inexistencia bajo las formaciones neógenas de la antefosa del Guadalquivir evidencian que las unidades subbéticas han sido desplazadas hacia el O varios centenares de kilómetros.

3.1.2. El Prebético y sus relaciones con los dominios adyacentes.

El Prebético constituye la prolongación formal hacia la Cordillera Bética de la cobertera no plegada (Cobertera Tabular) de la Meseta Ibérica, con la cual se relaciona sin que existan en muchos puntos accidentes tectónicos importantes. Esto permite considerarlo como un conjunto autóctono o parautóctono, especialmente en sus sectores más externos (**Baena y Jerez, 1982**), al contrario de lo supuesto por ciertas hipótesis (**Hermes, 1978b**). Dentro del propio Prebético, sin embargo, las deformaciones aumentan rápidamente hacia los sectores internos, al tiempo que se constata un despegue generalizado de la cobertera con respecto al zócalo y la aparición de importantes cabalgamientos, así como de accidentes transcurrentes dextrorsos de gran salto y de orientación NO-SE de los que, por su importancia, destacan dos: la falla de Socovos (**Jerez-Mir, 1973**) y el accidente del Guadiana Menor (**García-Rossell, 1972**) cuyo subsidiario más importante es la falla del Tíscar (**Foucault, 1971**).

La prolongación del Prebético hacia el NE (Fig. 206) se encuentra en la isla de Ibiza, donde aparece cabalgado por elementos subbéticos que afloran al SE de la isla (**Fourcade et al., 1982**). Más al NE, en Mallorca, las series prebéticas no afloran en superficie, salvo tal vez en el extremo SE de la Sierra Norte (**Chauve et al., 1978**). A través de las series autóctonas de Cerdeña y Córcega se produciría la conexión paleogeográfica del dominio prebético con los dominios equivalentes de plataforma de los Alpes occidentales y de Provenza (**Fourcade et al., 1977**).

Hacia el SO se detecta en el Prebético un progresivo aumento de la deformación. Al NE de la falla de Socovos, ésta se ha efectuado básicamente por replegamiento y sólo en los sectores más internos aparecen importantes cabalgamientos. Entre dicha falla y la de Tíscar se constata una intensa escamación en los sectores más externos, de manera que el Prebético en su conjunto muestra un dispositivo tectónico que podría designarse como un "sistema cabalgante

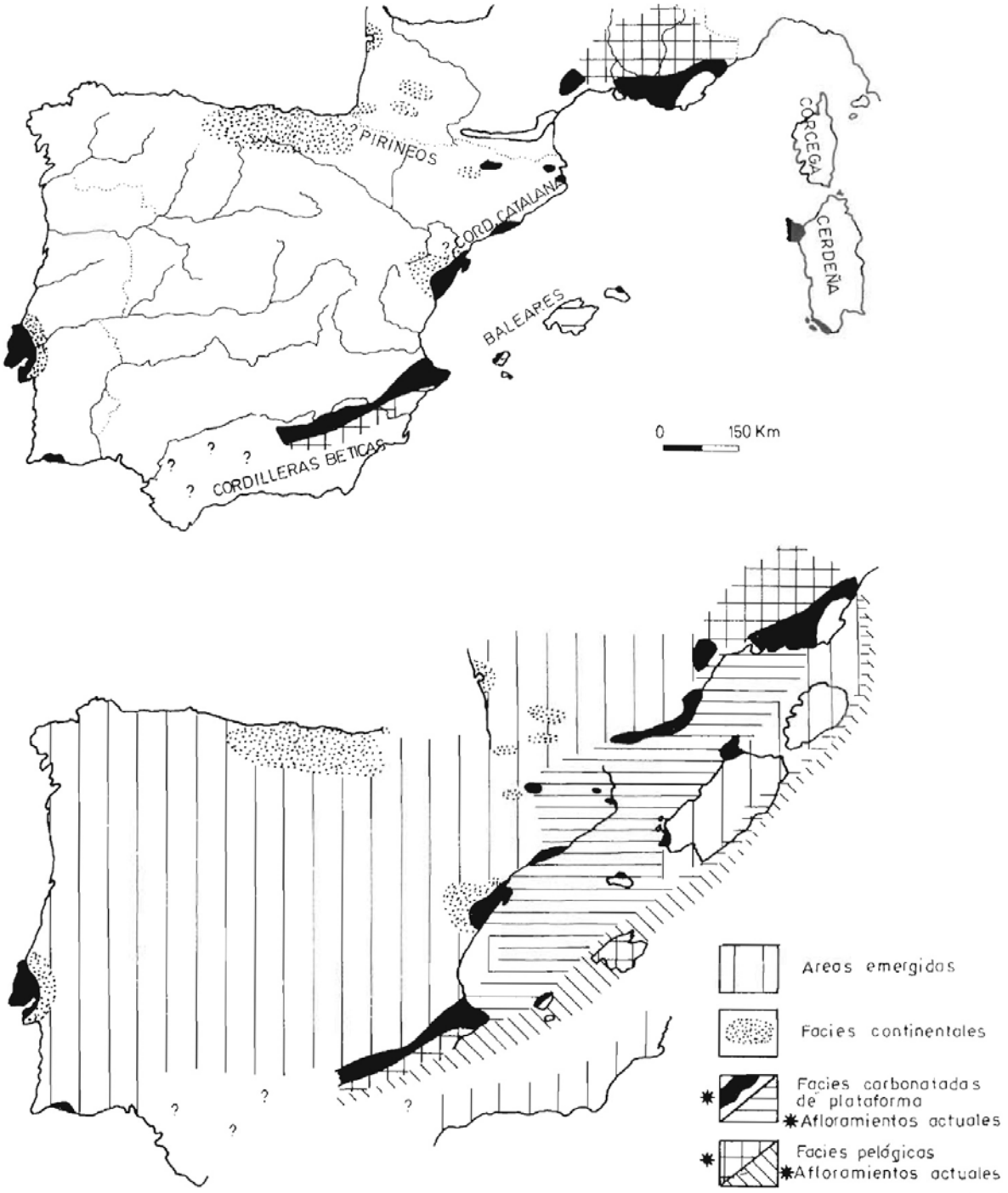


FIGURA 206. Relaciones paleogeográficas del Prebético con otros dominios de plataforma autóctona y parautóctonas. (Según Fourcade et al. 1977)

con abanico imbricado frontal" (trailing imbricate fan thrust system de **Boyer** y **Elliot, 1982**). Al SO de la falla de Tíscar sólo aparecen ya representados una serie de afloramientos prebéticos fragmentarios, que acaban por desaparecer a la altura de Jaén y que, a juzgar por su estratigrafía (que indica una procedencia paleogeográfica muy interna), por su compleja estructura interna (cf. **Sanz de Galdeano, 1973**, en particular) y por los datos inéditos existentes de sísmica de reflexión y sondeos, deben considerarse como elementos tectónicos desenraizados y ampliamente alóctonos.

A partir de la transversal de Jaén hacia el SO (Fig. 2), el Prebético no vuelve a aflorar ni tampoco los sondeos petrolíferos han puesto de manifiesto su existencia en profundidad. Los datos de sísmica de reflexión y sondeos (**Perconig, 1960-62**; **Martínez del Olmo et al., 1984**) demuestran que el frente alóctono de las Zonas Externas con estructura caótica (esto es, el "Olistostroma" de los petroleros) recubre ampliamente a los niveles basales del Mioceno superior de la depresión del Guadalquivir, que reposan en discordancia sobre el zócalo premesozoico de la Meseta sin que ni siquiera aparezca recubierto por su Cobertera Tabular. Esta sólo aparece más al S, claramente por debajo de las unidades alóctonas, por lo que el Prebético, si es que existe en la mitad occidental de la Cordillera, debería situarse más al S, cerca ya, por tanto, del contacto con las Zonas Internas. Por tanto, durante el Mesozoico y Terciario antiguo, la Meseta presentó un saliente hacia el S donde actualmente se sitúa la depresión del Guadalquivir que constituyó un área continental que algunos autores (**Bourgois et al., 1972**) han denominado "Promontorio o Mole del Guadalquivir". Es probable que el Prebético, en el sentido tectónico del término, no esté representado ni siquiera en profundidad en la Cordillera Bética occidental. Sin embargo, sí es posible que exista una continuación paleogeográfica del Prebético bajo los elementos tectónicos alóctonos, que constituyen la prolongación hacia el O de la plataforma que bordeó el margen meridional del continente de la Meseta durante el Mesozoico y el Terciario. Los depósitos de esta plataforma, no plegados, reaparecen al S de Portugal en el Algarve, (**Rey, 1972**) y también han sido detectados por sísmica y sondeos en el Golfo de Cádiz. Obviamente, las directrices paleogeográficas prebéticas, que están orientadas según NE-SO debieron sufrir una rotación hacia el O más allá de la transversal de Jaén, lo cual probablemente estuvo también relacionado con un estrechamiento de los dominios de plataforma a partir de esta última región. Tanto la reorientación de las directrices según E-O o NNO-SSE, como el estrechamiento de los dominios paleogeográficos se explican fácilmente teniendo en cuenta que estos sectores meridionales del margen continental ibérico se hallaban muy cerca del Accidente Norteafricano y/o de sus subsidiarios.

3.1.3. Posición de la cuenca subbética y sus relaciones con las Zonas Externas de las Cordilleras perimediterráneas.

La patria del Subbético debió situarse mucho más al E de su posición actual, en la región que, hoy día, ocupa el Mediterráneo, entre las Costas del SE de España y la isla de Mallorca, que está constituída principalmente por unidades alóctonas subbéticas. Sus directrices paleogeográficas dominantes se debieron orientar según NE-SO al igual que en el Prebético, del cual representaron la prolongación hacia el interior de la cuenca, según se deduce de la existencia de las Unidades Intermedias (**Foucault, 1964, 1971; Ruiz-Ortiz, 1980**). Probablemente los elementos subbéticos más occidentales que afloran actualmente debieron proceder de la región que coincide con la terminación oriental del Mar de Alborán.

A diferencia de lo que sucede con el Prebético, cuya prolongación paleogeográfica hacia el NE, fuera ya del dominio bético, se puede localizar en las series de plataforma no plegadas de la isla de Cerdeña y Córcega (**Fourcade et al., 1977**), la prolongación nororiental del Subbético se desconoce, aunque ciertas series autóctonas del E de Cerdeña muestran ya características más francamente pelágicas. En la isla de Córcega no aparecen elementos estratigráficos ni tectónicos afines al Subbético, y las series de la Zona Delfinesa y de los Mantos Helvéticos de los Alpes Occidentales y Centrales presentan características litoestratigráficas más bien equiparables, a juzgar por el gran desarrollo de las facies de plataforma de tipo urgoniano, (cf. **Rutten, 1969; Gwinner, 1971; Lemoine, 1978,** etc.) a las series prebéticas más internas que a las subbéticas. Por tanto, al NE de las Baleares debieron existir accidentes tectónicos importantes de significado paleogeográfico que determinaron la terminación septentrional de las facies subbéticas en el margen continental europeo. Sin embargo, más o menos a esta misma altura y más al E, aparecieron facies equivalentes a las subbéticas en el borde occidental del margen continental adriático, que forman la parte de las unidades de las Zonas Externas del Apenino Septentrional (Zonas de la Toscana y de la Umbría: **Bortolotti et al., 1970**), de las series autóctonas o parautóctonas de los Alpes Meridionales (**Auboin, 1964; Leonardi, 1967**) y de ciertos elementos de los Mantos Austroalpinos de los Alpes Centrales y, sobre todo Orientales (cf. **Gwinner, 1971**, entre otros).

Probablemente, al O de la posición actual de Almería, el dominio Subbético, al igual que le debió suceder al Prebético, sufrió una torsión hacia el O y un estrechamiento importante, a consecuencia de la truncación determinada por el Accidente Norteafricano. Así pués, las hipotéticas series de tipo subbético del borde meridional del margen continental ibérico, debieron estar separadas de las Zonas Externas rifeñas y tellienses, por el trazado de este accidente y, por tanto, por una cuenca profunda, relativamente estrecha y extraordinariamente móvil durante el Jurásico medio-superior y Cretácico inferior, que representaba la prolongación occidental del Surco de los Flyschs

Norteafricanos(cf. 2.2). Al SE del Subbético, en la región comprendida entre el S de las Baleares y el S y SO de Cerdeña debieron ubicarse originalmente las Zonas Internas bético-rifeñas, unos 500 km al ENE de su posición actual.

El dominio subbético presenta una evolución estratigráfico-paleogeográfica de tipo geosinclinal (**Auboin, 1964, 1965**), que se inició con la desintegración de la plataforma carbonatada liásica (**Jenkyns, 1970; Bernoulli y Jenkyns, 1974; García-Hernández et al.,1976**) y la individualización de una serie de dominios paleogeográficos (**Azéma et al., 1979; García-Hernández et al., 1980**), pelágicos a partir del Lías medio-superior o, localmente, a partir del Dogger. Estos dominios paleogeográficos estuvieron netamente diferenciados durante el Jurásico, pero las diferencias entre ellos se atenuaron a partir del Cretácico inferior. Su orientación fue subparalela a la de los accidentes tectónicos que determinaron la ruptura de la plataforma carbonatada liásica y, por tanto, la distribución de las facies sedimentarias postliásicas. Algunos de ellos fueron relativamente continuos en sentido longitudinal, en especial el surco de las Unidades Intermedias, el umbral Subbético externo y el surco Subbético medio; su continuidad lateral sobrepasó los 400 km y probablemente fue mucho mayor, si se tiene en cuenta que la prolongación de algunos de estos dominios se reconoce en las Baleares. El sector más interno de la cuenca subbética estuvo constituído por una alineación arrosariada de dominios paleogeográficos bastante diferentes entre sí pero que presentaron el rasgo común de constituir zonas menos profundas que el Subbético medio durante la mayor parte de su historia sedimentaria. El dominio más suroccidental de las Zonas Externas, el Penibético (cf. Cap. 2), constituyó un área más somera que los restantes dominios subbéticos internos durante la mayor parte de su historia, a juzgar por sus características estratigráfico-sedimentológicas. Los situados más al NE, constituyeron altos fondos pelágicos después del Lías medio (Sierra Gorda, Sierra Arana) o después del Dogger (Sierras de Orce, María y del Gigante), y debieron sufrir una profundización considerable a partir del inicio del Cretácico inferior.

Las características paleogeográficas del borde más interno del geosinclinal subbético apenas si son conocidas. Solamente sobre la base de la presencia de elementos tectónicos muy fragmentarios es posible vislumbrar, con cierta base, sus características, que parecen corresponder a las de una zona más profunda que el Subbético interno y el Penibético (cf. Cap. 3, ap. 6.1.1.). Un caso un tanto particular es el de la unidad de Zafarraya, cuya ubicación actual coincide con una serie de accidentes tectónicos muy importantes (el límite Penibético-Alta Cadena, el contacto entre las Zonas Internas y las Externas y las fallas del borde occidental de la Sierra Gorda de Loja), cuya preexistencia paleogeográfica me parece muy probable (cf. ap. 3.6). Esta unidad presenta una posición tectónica subbética muy interna, pero posee un Trías superior potente de facies alpina, rasgo que hasta ahora sólo se ha reconocido en unidades tectónicas alpujárrides o rondaides lo que, por tanto, implica que, durante el Trías, la

unidad de Zafarraya formó parte del ámbito paleogeográfico al que pertenecieron estas unidades internas. La serie postliásica de la unidad de Zafarraya presenta características que la aproximan a las de ciertos elementos de la Alta Cadena (cf. Cap. 3, ap. 3.7.3. y 3.8.) que debieron constituir una prolongación del surco Subbético medio que tendía a separar los altos paleogeográficos del Penibético y de la Sierra Gorda de Loja (cf. Cap. 3, ap. 4.1.3.). La unidad de Zafarraya, por tanto, tal vez representó un fragmento de mar triásico alpino que, por su posición en una zona surcada por grandes accidentes tectónicos de importante significado paleogeográfico, pudo ser separada de la que hubiera sido su ubicación más probable, en otro contexto paleotectónico, e incorporada al borde interno de la cuenca subbética. Probablemente, habida cuenta de las características de su serie postriásica, constituyó un alto fondo estrecho, transversal a las directrices paleogeográficas dominantes, más profundo que la unidad de Sierra Gorda pero más somero que otras zonas a él adyacentes. Este alto fondo debió estar limitado por accidentes tectónicos activos durante el depósito que habían predeterminado la actuación posterior de los esfuerzos tectónicos compresivos (cf. ap. 3.6.).

3.2. Sobre la posición de las Zonas de acreción oceánica mesozoicas en el extremo occidental del Tethys.

3.2.1. La conexión entre el Protoatlántico y el Océano Ligur.

La existencia de un fondo oceánico mesozoico en el Tethys occidental es requerida por las reconstrucciones derivadas de la Tectónica de Placas (Dewey et al., 1973; Biju-Duval et al., 1977; Tapponier, 1977; Olivet et al., 1982, 1984; Dercourt et al, 1985, 1986, etc.). En los Alpes y Apeninos (Abbate et al., 1970; Vezzani, 1966a,b, 1969, 1970a,b, 1972; Amodio-Morelli et al., 1976; Trümpy , 1970, 1975, 1976; Debelmas, 1975; Bourbon et al., 1977; Lemoine, 1978, 1982, 1984, 1985; Geyssant, 1980; Bonardi et al., 1982) la presencia de unidades tectónicas (Pennínico y Ligúrides, respectivamente) formadas por ofiolitas y por sedimentos pelágicos profundos, a veces afectados por un metamorfismo alpino, ponen de manifiesto la existencia de un antiguo fondo oceánico mesozoico que habría sido subducido a partir del Cretácico superior, que se suele conocer como Océano Ligur o Liguro-Piamontés y cuya anchura suele ser estimada entre 200 y 300 km. Las reconstrucciones cinemáticas (Fig. 199), sin embargo, ponen de manifiesto que la separación en sentido E-O entre Iberia y el Promontorio Africano o Adria (Channel et al., 1979; D´Argenio et al., 1980) fue notablemente mayor, del orden de 1000 km. Aún suponiendo que una parte considerable de esta separación fue absorbida por un estiramiento de la corteza en los márgenes continentales situados a ambos lados del Océano Ligur, es decir, en los dominios de las Zonas Externas alpinas y béticas, por un lado, y apenínicas, por otro, y también por las Zonas Internas perimediterráneas, difícilmente se puede admitir que el

estiramiento fuera superior al 50% de la longitud inicial de la porción cortical afectada. En efecto, en los márgenes continentales actuales adyacentes a océanos, en expansión (**Bally et al., 1981; Montadert, 1984**) el estiramiento medio de la corteza suele estar comprendido entre el 10% y el 40% de su longitud inicial. Si se tiene en cuenta que la anchura del segmento de corteza comprendido entre el antepaís ibérico (Meseta Ibérica) y el apulo gargánico (Adria) debió ser del orden de 1000km antes de la apertura del Atlántico y del Océano Ligur (Fig. 199), y aún admitiendo que dicho segmento sufrió un estiramiento del 50 % de su longitud inicial, por tanto, de unos 500 Km, todavía faltarían 500 km para compensar la separación entre los dos márgenes continentales según indican las reconstrucciones de Tectónica de Placas; es obvio, por tanto, que esta separación sólo se pudo resolver por acreción de un fondo oceánico cuya anchura total no pudo ser mucho menor de 500 km.

De acuerdo con lo expuesto, cabe pensar que, o bien las estimaciones de los geólogos sobre la anchura del Océano Ligur son relativamente modestas, o bien que existieron otras zonas de acreción oceánica de menor importancia, longitud y anchura, en regiones más occidentales, es decir, en los dominios paleogeográficos béticos o, en su caso, norteafricanos. A través de estas hipotéticas zonas de acreción oceánica se debió producir la conexión entre los fondos oceánicos del Protoatlántico central (**Lancelot, 1980**) y el Tethys Ligur (**Laubscher y Bernoulli, 1977; Bernoulli y Lemoine, 1980**). Sin embargo, la ubicación precisa de estas posibles zonas de acreción oceánica plantea problemas de difícil resolución, debido a la prácticamente total ausencia de ofiolitas en la Cordillera Bética y las Cordilleras Norteafricanas. Claro que, si es que tales fondos oceánicos han desaparecido por subducción, hay que esperar encontrar en estas regiones, el cortejo de fenómenos petrológicos y tectónicos (**Ernst, 1973, 1974; Miyashiro, 1973; Burk y Drake, 1974; Boillot, 1984b, etc.**) asociados a las zonas de sutura de placas, aunque debido a la estrechez y, tal vez, discontinuidad lateral de los fondos oceánicos desaparecidos, es de esperar la existencia de numerosas anomalías con respecto a lo que suelen proponer los modelos más usuales.

En la Cordillera Bética algunos autores (**Hsü, 1971; Hermes, 1978a**) han sugerido que el Subbético medio pudo haber constituído una de las hipotéticas zonas de acreción oceánica arriba invocadas, sobre la base de la existencia de importantes afloramientos de rocas volcánicas submarinas de edad jurásica y cretácica, asociados a sedimentos de facies pelágicas profundas (**Fontboté y Quintero, 1960; Comas et al., 1967; García Yebra et al., 1972; Van de Fliert et al., 1980, etc.**). Sin embargo, esta hipótesis puede ser rechazada con una cierta base, dado que los estudios petrológicos y geoquímicos realizados sobre estas rocas (**Puga y Ruiz-Cruz, 1980**) indican que los magmas que las originaron son propios de zonas intracontinentales y no de zonas de acreción oceánica.

Otros autores han propuesto que dentro de las Zonas Internas, en concreto en el Nevado-Filábride, o en la región entre el Nevado-Filábride y el Alpujárride pudo existir una zona de acreción oceánica. Esta proposición (**Díaz de Federico y Puga, 1976; Simon et al., 1976; Puga, 1977, 1980; Torres-Roldán, 1979a**) se basa en la existencia de metabasitas y otras rocas afectadas por un metamorfismo alpino de alta presión para cuyo origen se suele invocar la existencia de una subducción (**Ernst, 1973**). Otros autores (**García-Hernández et al., 1976**) han sugerido tímidamente, sobre la base de datos paleogeográficos regionales, la posibilidad de que existiera un fondo oceánico entre las Zonas Internas y las Externas.

En las Cordilleras Norteafricanas la única posible zona de acreción oceánica coincide con el Surco de los Flyschs, habida cuenta de la existencia de vestigios de ofiolitas y, sobre todo, del gran desarrollo alcanzado por los sedimentos de facies profundas.

Los restos de ofiolitas procedentes del antiguo oceáno Ligur, así como de los sedimentos a ellas asociados, que se encuentran actualmente más cerca de los elementos béticos y norteafricanos afloran, respectivamente, en la Córcega alpina y el Apenino meridional y suelen estar ligeramente metamorfizados. Las ofiolitas del Apenino meridional aparecen cabalgadas por los macizos cristalinos internos calabreses (Calábrides). Los autores italianos (**Amodio-Morelli et al., 1976; Bonardi et al., 1982, etc.**) las consideran los elementos tectonopaleogeográficos más internos de la cadena apenínica (**Ligúrides de Ogniben, 1969, 1970, 1973**), que habrían sido cabalgados durante una primera fase de "vergencia europea", por las unidades "austroalpinas" e "insúbricas" calabresas; más tarde, el conjunto habría retrocabalgado, en bloque, sobre las Zonas Externas apenínicas. Por el contrario, otros autores (**Durand-Delga, 1980a; Durand-Delga y Fontboté, 1980; Bouillin, 1983, 1984, 1986**) mantienen la hipótesis de que las unidades ofiolíticas calabresas representarían la prolongación oriental de algunas de las unidades procedentes del Surco de los Flyschs Norteafricanos. Si se admite esta segunda hipótesis se concluye que el Océano Ligur debía presentar dos ramificaciones: una meridional que se prolongaría hacia el O por el Surco de los Flyschs; y otra septentrional que, a través de Córcega, podría pasar a las Zonas Internas béticas. **Bouillin, (1983, 1984, 1986)**, sin embargo, no admite esta hipótesis, ya que ha sugerido que los Nevado-Filábrides constituyeron el sustrato original de los Flyschs Norteafricanos, pero los datos geológico-regionales disponibles en la Cordillera Bética hacen, por el momento, muy poco verosímil esta original interpretación. Por el contrario, si se admite la hipótesis de los geológos italianos para las unidades ofiolíticas apenínicas, el Océano Ligur presentaría una anchura importante entre las Zonas Internas Calabresas y el Macizo Corso-Sardo, por lo que su prolongación hacia el O debería producirse a través de las Zonas Internas béticas. La gran extensión que alcanzan las metabasitas de las regiones más orientales del Nevado-Filábride (p.e. en las hojas de

Vera y Macael: **García-Monzón y Kampschuur, 1975; García-Monzón et al., 1975**) podría concordar con la hipótesis de una proximidad paleogeográfica de estas regiones al antiguo Océano Ligur.

Si se tiene en cuenta la gran importancia de la paleotectónica transformante en las regiones del Tethys ubicadas entre entre el Océano Ligur y el Protoatlántico, no es descabellado pensar que la conexión entre estas dos grandes zonas de acreción oceánica se resolviera mediante una serie de cuencas oceánicas menores, a modo de rombocasmos (**Carey, 1976**) delimitados por fallas transformantes menores en una situación geotectónica que sería análoga a la reconocible en el actual Golfo de California. Un modelo parecido ha sido propuesto por **Kelts (1981)** para las regiones norpennínicas de los Alpes, y **Vegas y Muñoz (1984)** han señalado que un modelo de estas características explicaría muchos de los rasgos de la evolución geodinámica y del magmatismo preorogénico de la Cordillera Bética. Claro que no basta especular con la posible existencia de estos rombocasmos, sino que hay que proponer para ellos una ubicación acorde con el contexto tectónico y paleogeográfico regional y con una anchura suficiente como para explicar los estiramientos corticales requeridos por la Tectónica de Placas y los fenómenos petrológicos y tectónicos posteriores que se consideran un efecto de su subducción. Además es necesario conocer la posición de los accidentes de salto en dirección que facilitaron la "transformación", a través de la Cordillera Bética y de las Cadenas Norteafricanas, entre el Protoatlántico y el Océano Ligur. En mi opinión (Fig. 207) en el sector bético estos hipotéticos rombocasmos se debieron situar esencialmente entre las Zonas Internas y las Externas y también dentro de los sectores más externos de las Zonas Internas (Nevado-Filábrides); en el sector magrébride hay evidencias a favor de una situación parecida a lo largo del Surco de los Flyschs que, como ya he defendido más arriba (cf. 2.2.), básicamente debió coincidir con la traza del Accidente Norteafricano.

3.2.2. Sobre la existencia de un fondo oceánico a lo largo del Surco de los Flyschs Norteafricanos.

Por su coincidencia con la traza del Accidente Norteafricano, el Surco de los Flyschs pudo ser un lugar favorable a la creación de un fondo oceánico, sobre todo durante la fase transtensiva del Cretácico inferior, que determinó una extensión perpendicular al accidente del orden del centenar de kilómetros. La presencia local de rocas volcánicas básicas submarinas asociadas a otras rocas básicas y ultrabásicas y a sedimentos mesozoicos epimetamorfizados de facies profundas (**Bouillin et al., 1977**) pone de manifiesto una acreción oceánica en ciertos sectores del Surco de los Flyschs. Por otra parte, el Flysch Masílico, cuyas facies son propias de un sedimento oceánico, carece de sustrato estratigráfico precretácico, lo que se explica fácilmente si se admite que aquél estaba constituído por un fondo oceánico que habría desaparecido por subducción bajo el frente de las

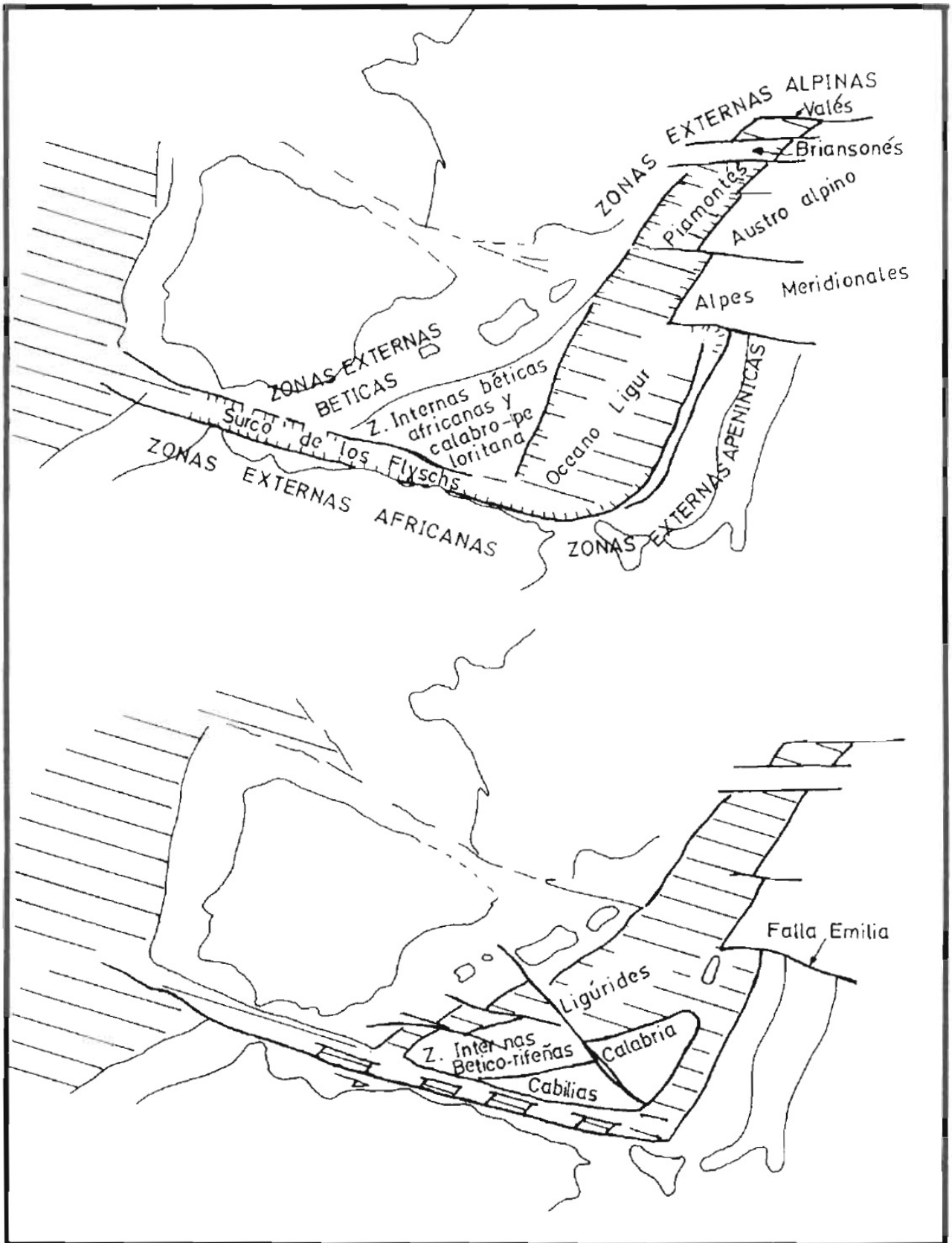


Figura 207 Hipótesis alternativas sobre la posición de las zonas de acreción oceánica mesozoicas que a través del área mediterránea occidental conectaba el Protoatlántico y el Tethys Ligur. La segunda es la propuesta y aceptada en este trabajo.

Zonas Internas Cabileñas. El dominio Masílico, por tanto, debió existir a partir del comienzo de la aparición de corteza oceánica a finales del Jurásico superior.

Sin embargo, la tectónica de Placas (Fig. 199) y las reconstrucciones paleogeográficas (**Wildi, 1983**) evidencian que el fondo oceánico que se debió formar a lo largo del Surco de los Flyschs Cretácicos debió ser muy estrecho, por lo que su subducción posterior habría sido de poca importancia. Ello explicaría la poca intensidad del metamorfismo alpino que localmente afecta a las unidades mauritanienses más internas (**Bouillin, 1977**) y la ausencia de un metamorfismo de alta presión, rasgo petrológico y tectónico que se suele considerar diagnóstico de las zonas de subducción (**Ernst, 1973, 1974**). La escasez, la discontinuidad y el pequeño tamaño de los afloramientos de rocas asignables a ofiolitas, así como la coincidencia del Surco de los Flyschs con la traza de un gran accidente transformante, sugieren que la aparición del fondo oceánico no debió ser continua, sino que debió localizarse en pequeñas zonas de extensión, limitadas por fallas de desgarre subsidiarias del accidente mayor.

3.2.3. La cuenca profunda situada entre el Penibético y el conjunto Rondaide-Tetuánide y su relación con el Surco de los Flyschs.

3.2.3.1. Características de la cuenca y su relación con el Surco de los Flyschs Cretácicos.

Ya señalé en el apartado 6 del Capítulo 5 de este trabajo que diversos datos geológicos demuestran que entre el Penibético y los Rondaides existió, durante el Mesozoico postriásico y hasta el Mioceno inferior, una cuenca profunda cuyas características fueron oceánicas o próximas a las oceánicas a partir del Cretácico inferior. Si se tiene en cuenta que, a consecuencia del funcionamiento transcurrente dextrorso del contacto entre las Zonas Internas y las Externas, el Bloque de Alborán se desplazó hacia el SO y, por consiguiente, los sectores rifeños del mismo se ubicaron algo más al NE de su posición actual con respecto a las Zonas Externas béticas, la cuenca arriba mencionada se debió situar entre el Penibético y el conjunto Rondaide-Tetuánide.

En efecto, la serie de Castillones, que debió proceder del borde interno del Penibético (cf. Cap. 5, ap. 6.1.1.) debió depositarse, a partir del Dogger superior, en una zona de fallas que descendían brusca y rápidamente el fondo de la cuenca hacia los sectores más internos. Por su parte, las unidades rondaides y tetuánides (cf. Cap. 5, ap. 6.1.3.) procedieron de una zona de pendiente, también determinada por fallamiento, que descendía al fondo de la cuenca desde los sectores más internos hacia los más externos. También señalé (Cap. 5, ap. 4.2.) que la secuencia estratigráfica de la unidad de las Nieves, como la de otras unidades rondaides y tetuánides, es muy parecida a la

que muestran algunas unidades austroalpinas de los Alpes Orientales, o la Zona Lombarda de los Alpes Meridionales , cuya posición paleogeográfica próxima, cuando no adyacente, al Océano Ligur, es bien conocida. Es más, la sucesión estratigráfica postliásica (secuencia condensada: Cap. 5, ap. 4.2.6.) de la unidad de las Nieves es de características y de espesor equivalente a la que, en niveles coetáneos, se reconoce en ciertas unidades ofiolíticas de los Alpes y Apeninos (véase p.e., **Weissert y Bernoulli, 1985**, entre otros), lo que demuestra que se depositó a gran profundidad, aunque, en este caso, sobre un sustrato de corteza continental probablemente adelgazada.

Esta cuenca estuvo prefigurada, a partir del comienzo del Lías, en los sectores más externos del conjunto Rondaide-Tetuánide (unidades tipo Pereila: Cap. 5, ap. 4.3.4.2.5.), por lo que no sería de extrañar que hubiera constituído una zona de oceanización a partir del Jurásico superior-Cretácico inferior. Sin embargo, ni se conoce resto alguno de ofiolitas supuestamente procedente de dicha cuenca, ni los sedimentos de facies profundas que en ella se debieron depositar son nada fáciles de identificar. Los sedimentos de las unidades tipo Lentiscar y tipo Argüelles (cf. Cap. 5, ap. 6.1.4.) se depositaron a mayor profundidad que la mayor parte de los sedimentos coetáneos del conjunto Rondaide-Tetuánide pero, a juzgar por sus características litoestratigráficas y sedimentológicas, todavía se debieron situar muy cerca de la base de la pendiente continental de la cual este dominio formó parte. Así pues ¿cuáles fueron los sedimentos que sobre esta hipotética cuenca oceánica se depositaron durante el Cretácico?. La escasa representación de los Flyschs Cretácicos en la Cordillera Bética, así como su carácter muy fragmentario y su posición tectónica regional permiten suponer razonablemente que esta cuenca no representó la simple continuación del Surco de los Flyschs Norteafricanos durante el Cretácico, si bien es muy probable que conectara con él o que constituyera una especie de ramificación del mismo. Pero al ser su orientación completamente diferente, y al estar el Surco de los Flyschs Cretácicos Norteafricanos abierto hacia el O y probablemente conectado con el Océano Protoatlántico en proceso de franca expansión, resulta difícil pensar que los aportes terrígenos de procedencia mauritaniense que, desde el E, recorrían el Surco en sentido longitudinal, pudieran girar hacia el NE e introducirse en la cuenca profunda situada entre el Penibético y los Rondaides . El hecho de que esta cuenca estuviera completamente limitada por zonas altas pelágicas con sedimentación carbonatada reducida y/o condensada (Penibético por el NO; Rondaides y Maláguides, por el SE; y el alto antes mencionado de la unidad de Zafarraya por el NE, cf. 3.1.3), explicaría la ausencia de aportes terrígenos importantes que, traídos por corrientes de turbidez desde las áreas marinas adyacentes a los continentes dieran lugar a acúmulos potentes de sedimentos.

De acuerdo con la discusión más arriba efectuada y habida cuenta del contexto geológico-regional, durante el Cretácico y el

Paleógeno más antiguo, es posible que, en la cuenca situada entre el Penibético y los Rondaides, se depositaran facies de tipo Arcillas Variegadas (cf. Cap. 4, ap. 5.2.5.3.). Tal vez una parte importante de las A.V. que han sido incluídas en el Complejo del Campo de Gibraltar se depositaran precisamente en dicha cuenca, antes de ser removilizadas y tectonizadas durante el Burdigaliense, a consecuencia de la deriva hacia el O del Bloque de Alborán. La presencia sistemática de microfauna y nannoflora cretácica y paleógena en las escasas muestras fosilíferas de las A.V. del Complejo del Campo de Gibraltar demuestra que, antes de su removilización tectonosedimentaria burdigaliense, estas facies debieron preexistir y, por tanto, depositarse en algún sitio. Si se tiene en cuenta la gran extensión que estas litofacies alcanzan en la Cordillera Bética occidental, así como su procedencia tectónica de la región donde contactan las Zonas Internas y las Externas, es razonable pensar que ésta fuera su patria deposicional y que el dominio paleogeográfico del que procedieran alcanzara una importante extensión. Puesto que no se han reconocido sedimentos precretácicos en las A.V. (con la excepción de contadas inclusiones tectonosedimentarias triásico-jurásicas cuyo origen extraño a la cuenca de las A.V. y cuya colocación en relación con los procesos tectónicos burdigalienses es la hipótesis más plausible), y el hecho de que estas rocas son características de depósitos muy profundos, parece bastante probable que su sustrato estratigráfico original fuera de características oceánicas.

3.2.3.2. Sobre la patria sedimentaria de los Flyschs Terciarios béticos.

A diferencia de lo que sucede con los Flyschs Cretácicos, el desarrollo y la extensión de los Flyschs Terciarios en la Cordillera Bética es equivalente e incluso mayor que el que alcanzan los materiales homólogos de las Cordilleras Norteafricanas, de Sicilia y del Apenino meridional. Téngase en cuenta (Fig. 11) que los afloramientos de la Arenisca del Aljibe (Numídico) de la provincia de Cádiz son los más extensos que existen después de los que aparecen en Argelia nororiental, y que la extensión de los afloramientos de la unidad de Algeciras es equivalente a la que alcanza en el Rif su equivalente lateral, la unidad de Beni-Ider. A mi parecer, este gran desarrollo de los Flyschs Terciarios frente a los Cretácicos en la Cordillera Bética, debe ser el reflejo de una variación apreciable en la paleogeografía de la terminación occidental del Surco de los Flyschs a lo largo del Paleógeno, y difícilmente se puede admitir que no existiera ninguna relación previa con los dominios paleogeográficos de dependencia bética y que su incorporación a la Cordillera Bética haya podido resultar exclusivamente de la actuación de procesos tectónicos, como sostienen ciertas hipótesis (Bourgois, 1977a,b, 1978; Durand-Delga, 1980a). Esta afirmación parece avalada no sólo por la distribución actual de los afloramientos sino también por la información que suministran las estructuras del manto del Aljibe en la provincia de Cádiz. Así, los pliegues y fallas inversas que afectan a la Arenisca del Aljibe al N del Campo de

Gibraltar en la zona II de **Didon (1966, 1969)**, la posición de los fragmentos desolidarizados de la masa principal del manto del Aljibe en las zonas III y IV del mismo autor y las estructuras de arrastre determinadas por desgarres profundos que se reconocen en la zona IV, demuestran claramente que esta gran unidad tectónica se desplazó principalmente del E hacia el O. Dado que el manto del Aljibe reposa sobre el Penibético en la mayor parte de los puntos, necesariamente ha de concluirse que la patria deposicional del Numídico de la Cordillera Bética occidental se ubicó principalmente al E del Penibético. Si se tiene en cuenta (cf. Cap. 4, ap. 5.2.2. y 5.2.3.) que la unidad de Algeciras procedió de la misma cuenca que el Numídico, como se concluye de la existencia de series mixtas entre las de ambos conjuntos tectónicos, y que aquélla ocupó una posición más interna que éste, pero situada al exterior de las Zonas Internas, parece obvio concluir que los Flyschs Terciarios actualmente aflorantes en la Cordillera Bética occidental se depositaron en la cuenca profunda existente entre el Penibético y el conjunto Rondaide-Tetuánide. De esta forma se explicaría fácilmente el hecho de que las unidades del Campo de Gibraltar presenten un sustrato tectónico de Arcillas Variegadas, que podría corresponderse con el antiguo sustrato estratigráfico Cretácico-Paleógeno de las formaciones detríticas potentes del Oligoceno-Aquitaniense, que habría sido intensamente removilizado durante el Burdigaliense a consecuencia del comienzo de la destrucción de la cuenca. También se explica de una manera simple el predominio, en las A.V. de la microfauna y nannoflora cretácico-paleógena, y la atribución de estas rocas al sustrato estratigráfico las formaciones terrígenas terciarias, según han propuesto diferentes autores **(Chauve, 1968; Didon, 1969; Peyre, 1974; Durand-Delga, com. pers. 1984; Olivier, 1984)**. Al mismo tiempo diversos rasgos de las A.V., como son la mezcla sistemática de los fósiles, el carácter caótico y escamoso de la estructura, la presencia de elementos exóticos y la aparición esporádica de microfaunas burdigalienses y acaso también más recientes, encuentran a mi parecer, una suficientemente adecuada explicación.

3.2.3.3. La terminación occidental del Surco de los Flyschs.

La discusión más arriba realizada se puede resumir en lo siguiente: durante el Cretácico, y tal vez el Paleógeno más antiguo, los sedimentos terrígenos que eran transportados por el Surco de los Flyschs Norteafricanos no llegaron a depositarse en la cuenca ubicada entre el Penibético y el conjunto Rondaide-Tetuánide, mientras que durante el Paleógeno más alto y hasta el Mioceno inferior esta última cuenca debió constituir la terminación occidental del Surco de los Flyschs. Ahora bien, ¿por qué los aportes terrígenos cretácicos mauritanienses procedentes del E no sufrieron una torsión hacia el NE ni depositaron una parte de su carga en la ramificación bética de la cuenca, mientras que los aportes numídicos aquitanienses, también provenientes del E aunque de distinta área fuente, sí sufrieron dicha torsión y depositaron en ella una enorme cantidad de sedimentos?. A mi

modo de ver sólo a la luz de la Tectónica de Placas se puede encontrar una explicación satisfactoria para este fenómeno.

Durante el Cretácico, el Surco de los Flyschs Norteafricanos coincidió con la traza del Accidente Norteafricano y su individualización tuvo lugar porque Africa se separó más de 100 km con respecto a Iberia y al conjunto de las Zonas Internas cabilo-bético-rifeñas. En una cuenca en proceso de franca extensión y relacionada por el E con un área netamente oceánica difícilmente se pudieron originar obstáculos morfológicos submarinos transversales que impidieran el recorrido longitudinal de las corrientes portadoras de sedimentos. Por tanto, a falta de obstáculos y existiendo al O una cuenca oceánica profunda, debía ser poco probable que las corrientes de turbidez procedentes del E que alimentaban al Flysch Mauritaniense giraran hacia el NE para depositar una parte de su carga sedimentaria en la cuenca profunda situada entre el Penibético y el conjunto Rondaide-Tetuánide.

A partir del Cretácico se inició la convergencia de Africa hacia Iberia (Fig. 198), lo que debió condicionar el comienzo de la estructuración de la cuenca ubicada a lo largo del Accidente Norteafricano, esto es, del Surco de los Flyschs y su prolongación occidental. Hay evidencias geológicas de que dicha estructuración se produjo localmente; en concreto, en la Pequeña Cabilia el frente de las Zonas Internas ("Dorsal Cabileña") y el Flysch Mauritaniense fueron afectados por una fase tectónica que determinó su estructuración durante el Eoceno **(Raoult, 1974, 1975)**; de igual forma, ciertos sectores internos de las Zonas Externas rifeñas y tellienses fueron afectados por deformaciones compresivas de la misma edad **(Wildi, 1983)**. Es posible, por tanto, que la prolongación occidental del Surco de los Flyschs, en la región comprendida entre el borde meridional del margen continental ibérico y la terminación NO del margen continental africano, se hubiera también visto sometida a una estructuración de edad eocena, que habría condicionado el levantamiento del fondo de la cuenca en el sector situado al S y SO del Penibético (Fig. 199). Así pues, las corrientes portadoras de las arenas numídicas durante el Aquitaniense, debieron haber encontrado un obstáculo morfotectónico a su progreso hacia el O siguiendo el primitivo trazado del Surco de los Flyschs y se habrían visto obligados a girar hacia el N e incluso al NE, y a depositar una parte muy importante de su carga en la cuenca profunda preexistente ubicada entre el Penibético y el conjunto Rondaide-Tetuánide.

3.2.3.4. Los efectos de la subducción del fondo oceánico de la cuenca situada entre el Penibético y el conjunto Rondaide -Tetuánide .

A juzgar por las litofacies de los sedimentos que se depositaron en la cuenca ubicada entre el Penibético y el conjunto Rondaide-Tetuánide, y por la inexistencia de materiales precretácicos atribuibles a su base estratigráfica, es posible que su sustrato fuera de

características oceánicas. Si se tiene en cuenta que los Flyschs Terciarios alcanzan un desarrollo considerable en la Cordillera Bética occidental, se ha de concluir que la anchura de dicha cuenca era bastante importante, del orden del centenar de kilómetros o tal vez mayor. Dado que no se han reconocido restos de ofiolitas, es obligado concluir que el hipotético fondo oceánico fue eliminado por subducción. Es preciso, por tanto, conocer y evaluar de alguna forma los efectos de dicha subducción y el momento en el que ocurrió.

Puesto que entre el Cretácico superior y la base del Eoceno Africa se desplazó hacia el NO con respecto a Iberia, durante este intervalo de tiempo pudo iniciarse el proceso de subducción. Sin embargo, los datos de cinemática de placas indican que esta convergencia fue relativamente limitada al NO de Africa y que apenas llegó a determinar un acortamiento de pocas decenas de kilómetros (cf. ap. 2.1.). Por tanto, la subducción debió ser muy limitada y, aunque su comienzo pudo estar relacionado con el inicio del metamorfismo en las Zonas Internas, sus efectos tectónicos y petrológicos debieron ser poco importantes.

El desplazamiento lateral hacia el NE de Africa con respecto a Iberia durante el Eoceno debió ser el responsable de la aparición de zonas de cizalla sinmetamórficas en las Zonas Internas, pero dentro de la cuenca situada entre el Penibético y el conjunto Rondaide-Tetuánide sus efectos debieron limitarse a producir movimientos laterales sinistrosos de escasa importancia tal vez acompañados de una pequeña extensión.

A partir del Oligoceno se inició un proceso de clara convergencia, de SE a NO, entre Africa e Iberia y, por tanto, debió reactivarse la subducción. No obstante, el acortamiento más importante debió producirse a partir del comienzo del Mioceno inferior, época durante la cual alcanzó su máximo desarrollo la sedimentación de facies flysch y durante la cual se generalizaron las perturbaciones orogénicas.

Puesto que el depósito de las Areniscas Numídicas tuvo lugar durante el Aquitaniense, y puesto que sobre éstas se depositó durante el Burdigaliense inferior la Formación Supranumídica, hasta después del comienzo del Burdigaliense inferior no debió tener lugar la subducción del sustrato oceánico de los sectores externos de la terminación occidental del Surco de los Flyschs. Sin embargo, los datos sedimentológicos evidencian que el depósito de la Formación Algeciras (cf. Cap. 4, ap. 5.2.3.) tuvo lugar en condiciones de elevada inestabilidad tectónica, lo que estaría de acuerdo con la hipótesis de que su depósito fue sincrónico de la subducción. Precisamente durante el Aquitaniense se detecta un magmatismo sinorogénico en las Zonas Internas de la Cordillera Bética, cuyo origen pudo estar relacionado con esta subducción.

En ciertos puntos de los sectores más internos del con-

junto Alpujárride Superior y sobre todo en los afloramientos más internos del Maláguide, en los alrededores de Málaga y sectores adyacentes (Fig. 208), se reconoce un sistema de diques básicos subvolcánicos. Estos diques cortan netamente a la esquistosidad de las rocas encajantes y aparecen afectados localmente por ligeras transformaciones retrometamórficas; su intrusión se produjo, por tanto, inmediatamente después de que se alcanzara el climax térmico del metamorfismo alpino, lo que concuerda con las dataciones radiométricas efectuadas por **Torres Roldán et al. (1986)**. Estos autores han demostrado, además, que estas rocas presentan caracteres petrológicos y geoquímicos afines a los de las series toleíticas de los arcos insulares. Su presencia indica la existencia contemporánea de una zona de subducción y, por tanto, la preexistencia de un fondo oceánico cuya única ubicación posible en la Cordillera Bética occidental, a la luz de los datos paleogeográficos y tectónicos regionales, fue la región comprendida entre el Penibético y las Zonas Internas. Este sistema de diques aflora cerca de la zona de raíz del Alpujárride superior y del Maláguide, pero está truncado localmente por las superficies de corrimiento. Su intrusión se debió efectuar antes del final del movimiento de las masas alóctonas pero probablemente después de que éste se hubiese iniciado en los niveles estructurales más profundos, de ahí que no afloren demasiado lejos de la zona de raíz los mantos.

En resumen, parece probable que la cuenca ubicada entre el Penibético y el conjunto Rondaide-Tetuánide presentara, durante el Cretácico y hasta el Mioceno inferior, un sustrato de características oceánicas. La subducción de dicho fondo oceánico debió producirse, esencialmente, desde el NO hacia el SE y durante el Mioceno inferior, aunque es muy probable que se iniciara antes. Esta hipótesis se ajusta a la situación geotectónica que se deduce de la cinemática de placas y permite explicar de forma adecuada tanto la evolución paleogeográfica y tectónica de los elementos implicados en el contacto entre las Zonas Internas y Externas como la evolución tectonometamórfica y paleogeográfica de las propias Zonas Internas (cf. ap. 3.5.).

3.2.4. Sobre el significado paleogeográfico del Nevado-Filábride.

3.2.4.1. Rasgos generales de la geología del Nevado-Filábride.

El Nevado-Filábride **(Egeler, 1963, 1974)** es el complejo tectónico más profundo de las Zonas Internas béticas (Fig. 1 y 2). Aflora solo en el sector centrooriental y, en mi opinión, es muy posible que no exista , ni siquiera en profundidad, en el sector occidental, ni tampoco en el Rif. Está constituído en su totalidad por rocas metamórficas de grado medio a bajo, que han sido afectadas por un metamorfismo alpino polifásico y plurifacial **(de Roever y Nijhuis, 1964, Nijhuis, 1964; Voet, 1967; Puga, 1971, etc.)** que se ha sobreimpuesto a un metamorfismo y, eventualmente, un magmatismo prealpino **(Puga y Díaz de Federico, 1976; Gómez-Pugnaire et al., 1981a,b;**

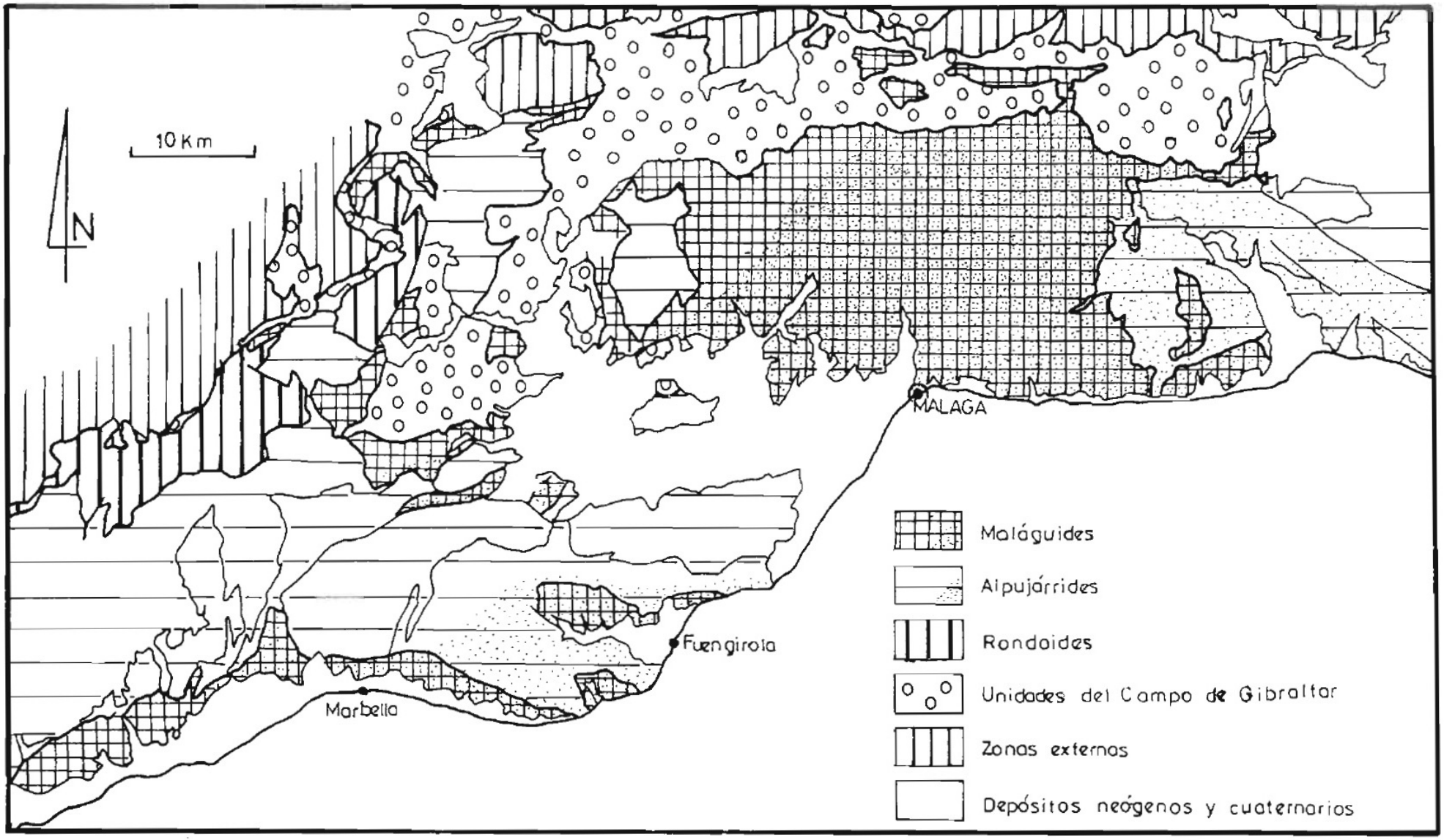


Figura 208: Extensión de los diques subvolcánicos andesíticos (punteado) de las Zonas Internas, según Torres-Roldán et al. (1986)

Gómez-Pugnaire y Sassi, 1983; Gómez-Pugnaire, 1981, 1984). Durante el metamorfismo alpino las rocas han sido afectadas por dos fases principales de deformación penetrativa y por dos etapas diferentes de blastesis. Después del metamorfismo las rocas han sido estructuradas en dos grandes conjuntos tectónicos que, a su vez, aparecen subdivididos en unidades de menor entidad; estos conjuntos tectónicos mayores suelen ser denominados manto del Veleta y manto del Mulhacén (Puga et al., 1974; Egeler y Fontboté, 1976).

El **manto del Veleta** ocupa la posición tectónica más baja y está constituído esencialmente por una potentísima sucesión de esquistos grafitosos con niveles de cuarcitas afectados por un metamorfismo de grado bajo. Estudios recientes (Díaz de Federico et al., 1979) han sugerido la posibilidad de que constituya en su práctica totalidad un basamento hercínico ligeramente removilizado durante la Orogenia Alpina. De ser cierta esta hipótesis, que por supuesto está aún por confirmar, yo no excluiría la posibilidad (cf. también Gómez Pugnaire, 1981) de que una parte al menos de la cobertera postpaleozoica, del manto del Veleta, constituyera alguna de las unidades más internas de las Zonas Externas béticas, dado que este conjunto inferior del Nevado-Filábride sería el elemento estructural más externo de las Zonas Internas y, por tanto, el más próximo a las Zonas Externas antes de los corrimientos. Como es obvio, esta hipótesis sólo es factible si se admite que el desplazamiento de los mantos béticos se efectuó desde el interior hacia el exterior de la Cordillera.

El **manto del Mulhacén**, a diferencia del anterior, cuya estructura interna se suele considerar como relativamente simple, es una entidad tectónica compleja, constituída por varios elementos de desarrollo regional variable dependiendo de los sectores, y las características litológicas y petrográficas de las rocas que lo constituyen son muy variadas. No es de extrañar, por tanto, que fuera denominado durante mucho tiempo "Zona de Mezcla" o "Zona Mixta"(Mischungszone) por los geólogos (Brouwer, 1926; de Roever et al., 1961; Fallot et al., 1960; Egeler y Simon, 1969, etc.). Clásicamente (Puga, 1971) los elementos del manto del Mulhacén se han considerado constituídos por un zócalo premesozoico afectado por un metamorfismo de contacto tardihercínico y removilizado durante el ciclo alpino, que está separado, por medio de un metaconglomerado que jalona una superficie de discordancia (Gómez-Pugnaire, 1981; Gómez-Pugnaire et al., 1981b), de una cobertera mesozoica constituída por micasquistos, cuarcitas, mármoles y metabasitas, que los primeros autores aloctonistas (Brouwer, 1926; Staub, 1926, 1934) compararon con los sedimentos mesozoicos del Penínico de los Alpes.

3.2.4.2. El origen del metamorfismo alpino del manto del Mulhacén.

El manto del Mulhacén está afectado esencialmente por dos fases de metamorfismo alpinas, que Puga y Díaz de Federico (1976)

han denominado eoalpina y alpina s.s. La primera fase (eoalpina) originó asociaciones metamórficas de muy alta presión (facies de esquistos con glaucofana de **Winkler, 1976**) cuya formación habría estado relacionada con procesos de subducción durante el Cretácico superior (cf. también **Gómez-Pugnaire et al., 1977**) de una corteza preexistente entre el manto del Veleta y los Alpujárrides. Los vestigios actualmente reconocibles de tal supuesto fondo oceánico serían las metabasitas que aparecen incluídas en el manto del Mulhacén según direcciones N40E; estas rocas junto con una parte de las metapelitas, cuarcitas y mármoles a ellas asociadas, constituirían, en opinión de los autores citados, un "complejo ofiolítico parcial, desmembrado y metamorfizado".

La segunda fase de metamorfismo (alpina s.s.) se desarrolló a mayor temperatura y más baja presión (facies de las anfibolitas) y obliteró las asociaciones minerales preexistentes. Ha sido interpretada como consecuencia de recuperación de las isogradas (cf. **Oxburgh y Turcotte, 1970**) tras cesar o perder velocidad el proceso de subducción previamente invocado, y habría tenido lugar entre el Oligoceno y el Mioceno inferior. Entre estos dos acontecimientos metamórficos, durante un período de calma orogénica de supuesta edad eocena (cf. **Estévez y Pérez-Lorente, 1974**), se depositó una "formación intraorogénica de mármoles conglomeráticos" (**Díaz de Federico y Puga, 1974, 1976, 1984b**), que habría sido alimentada parcialmente por productos de origen vulcano-sedimentario de carácter calcoalcalino (**Puga, 1980**) y que sólo había sido afectada por el acontecimiento metamórfico alpino s.s.; no obstante, el origen de estas rocas (rauhwacas, Konglomeratische Mergel, **de Leine, 1968**) es discutido, dado que han sido consideradas como brechas tectónicas por otros autores. Con posterioridad al metamorfismo alpino había tenido lugar la individualización o al menos la etapa principal de traslación y el emplazamiento final de los mantos. Este modelo de evolución geodinámica basado en los estudios petrológicos ha sido completado por **Díaz de Federico et al. (1977-78)** al considerar que el Nevado-Filábride constituiría una banda de bajo gradiente de una "cadena metamórfica pareada" (**Oxburgh y Turcotte, 1971; Miyashiro, 1973**) cuya banda de mayor gradiente estaría constituída por los Alpujárrides.

3.2.4.3. ¿Existió una cuenca oceánica mesozoica nevado-filábride?.

Las características petrológicas geoquímicas y texturales de las metabasitas y serpentinitas nevado-filábrides parecen indicar, según **Puga (1977), Burgos et al. (1980) y Morten y Puga (1984)** que estas rocas son productos de un magmatismo característico de un fondo oceánico. Sin embargo, según **Gómez-Pugnaire (1981)**, de acuerdo con las relaciones estructurales con las rocas encajantes y con diversos datos composicionales, las rocas básicas y ultrabásicas nevado-filábrides serían más bien testimonios de un magmatismo intracontinental. Por su parte, **Vegas y Muñoz (1984)** han señalado que aunque estas rocas no parecen ser representantes de una corteza estrictamente

oceánica, sus rasgos composicionales serían típicos del magmatismo de zonas transformantes, lo que se ajustaría bastante bien a la situación geotectónica reinante entre Iberia y Africa durante la fase de expansión del Tethys occidental en el Jurásico y el Cretácico inferior. Precisamente una edad Jurásico superior ha sido establecida por **Hebeda et al.** (1980) mediante dataciones radiométricas, para el emplazamiento magmático de las rocas básicas nevado-filábrides, así como para el de rocas similares que intruyen en el Trías de los elementos tectónicos más bajos del Alpujárride del sector oriental ("Complejo Ballabona-Cucharón" o "Almágride" de los autores holandeses: **Egeler y Simon, 1969; Simon y Visscher, 1983**), que también han sido afectados por un metamorfismo de alta presión **(Simon et al., 1976).**

De acuerdo con lo que sugieren los estudios petrológicos y radiométricos, los elementos tectónicos más altos del Nevado-Filábride (manto del Mulhacén) debieron constituir, durante la mayor parte del Mesozoico postriásico, una cuenca de características oceánicas o próximas a las oceánicas. Es un hecho sorprendente, sin embargo, el que no hayan sido identificados ni descritos, hasta ahora, los sedimentos pelágicos profundos que debieron depositarse sobre las "ofiolitas" nevado-filábrides, o bien sus equivalentes metamórficos. Los metasedimentos que se atribuyen a la cobertera del manto del Mulhacén presentan rasgos litológicos, petrológicos y litoestratigráficos que los aproximan a los de las secuencias permo-triásicas alpujárrides **(Gómez-Pugnaire et al., 1981c; Martín y Torres-Ruiz, 1982; Torres Ruiz, 1980, 1983)**; por tanto, en principio, no se les debe atribuir una edad posterior al Trías. Habida cuenta de esta situación, cabe pensar: o bien que el Nevado-Filábride no sufrió oceanización alguna durante el Mesozoico y que las interpretaciones de los petrólogos son falsas; o bien que los sedimentos postriásicos han sido desenraizados y separados de su sustrato original; o bien, por último, que no han sido identificados como tales por encontrarse intensamente metamorfizados y deformados.

La primera de las tres hipótesis arriba mencionadas equivale a descalificar globalmente las conclusiones de los estudios petrológicos lo que parece un tanto arriesgado de admitir. La segunda hipótesis obliga automáticamente a plantearse la cuestión de la localización actual de los sedimentos supuestamente expulsados, y ha sido la adoptada por **Bouillin (1983, 1984, 1986)**, para quien el Nevado-Filábride sería el sustrato original de los depósitos del Surco de los Flyschs Norteafricanos. Pero esta interpretación plantea casi más problemas que soluciones, ya que obliga a situar el Nevado-Filábride al S del conjunto de los Alpujárrides, Rondaides, Maláguides y Cabílides, lo que a la luz de los conocimientos actuales resulta muy difícil de admitir **(Fontboté, 1970**; véase también **Platt, 1982; Platt et al., 1984; Platt y Behrmann, 1986; Estévez et al., 1985a, etc.)**. Podría pensarse, como antes sugerí para el manto del Veleta, que tales sedimentos hubieran sido expulsados hacia las Zonas Externas béticas, lo que en principio plantearía menos problemas que la hipótesis de **Bouillin** (op. cit.); entonces, los sedimentos deberían presentar facies

profundas. Tal vez una parte de los sedimentos del Complejo del Campo de Gibraltar que jalonan de forma discontinua el contacto entre las Zonas Internas y Externas podrían interpretarse de acuerdo con esta hipótesis, pero es más fácil considerar que han sido fragmentos retrasados hacia el E a consecuencia del funcionamiento transcurrente dextrorso postaquitaniense del frente de las Zonas Internas. Parece, por tanto, que la hipótesis más razonable es pensar que los depósitos mesozoicos probablemente arcilloso-silíceos, de los Nevado-Filábrides han debido ser obliterados por el metamorfismo alpino, por lo que, hasta ahora, habría sido imposible su correcta identificación y datación. Esta es la hipótesis clásica, defendida por **Brouwer (1926)** y **Staub (1926, 1934)**, pero no hay que olvidar que fue rechazada por geólogos tan importantes como **Blumenthal (1928a, 1930, 1931, etc) y Fallot (1948)**. Si se tiene en cuenta que las secuencias sedimentarias del Jurásico superior-Cretácico inferior suprayacentes a las ofiolitas en el Pennínico meridional alpino (Zona de Arosa) y en los Ligúrides apenínicos **(Abbate y Sagri, 1970)** son, a menudo, de un reducidísimo espesor (apenas una cincuentena de metros: **Weissert y Bernoulli, 1985; Tricart y Lemoine, 1983; Folk y McBride, 1978**) y que el metamorfismo y la deformación tienden a laminar a los materiales a los que afectan, no sería extraño que los equivalentes metamórficos nevado-filábrides de los sedimentos supraofiolíticos alpinos hubieran pasado desapercibidos. No obstante, en otras unidades pennínicas más externas (Valesanas, Briansonesas o piamontesas), que poseen un sustrato permesozoico de corteza continental en el que intruyen rocas verdes, y un secuencia mesozoica que comienza en el Trías **(Bourbon et al., 1977)** y que, por tanto, serían más equiparables con las unidades del manto del Mulhacén que las unidades con sustrato ofiolítico, se reconocen secuencias sedimentarias postriásicas relativamente potentes. Es evidente, por tanto, que esta tercera hipótesis sólo se podrá considerar seriamente tras haber realizado un atento estudio de la litoestratigrafía de las secuencias de cobertera del manto del Mulhacén, acompañado de una sistemática búsqueda de restos fósiles, aún a pesar de lo poco prometedoras que son las rocas metamórficas en este sentido. Esta debe ser, a mi parecer, una línea de trabajo prioritaria en las futuras investigaciones sobre los Nevado-Filábrides ya que aunque el trabajo a realizar pueda ser tedioso y poco fructífero, cualquier resultado bioestratigráfico, por pequeño que fuera, podría revolucionar el estado actual de los conocimientos acerca del significado y de la evolución paleogeográfica de estas unidades. Creo conveniente recordar una vez mas que, como ha señalado **Trümpy (1970)**, este tipo de estudios estratigráficos en rocas metamorfizadas han sido de importancia capital para aclarar la estructura y, por supuesto, la paleogeografía de las Zonas Internas de los Alpes.

3.3. Las relaciones entre el Maláguide y los dominios adyacentes.

Las relaciones paleogeográficas entre los Maláguides y los Cabílides son admitidas desde antiguo. Recientemente, **Bourrouillh y Gorsline (1979)** han señalado las afinidades estratigráficas entre el Paleozoico cabileño y la unidad ghomáride de Akaili, que es equivalente de la más extensa de las unidades maláguides, la unidad con Calizas Alabeadas (cf. Cap. 8, ap. 3.2.4.). Por su parte, las afinidades estratigráficas y paleogeográficas de las escamas internas e intermedias de la cobertera mesozoica cabileña ("Dorsal interna e intermedia") con ciertos elementos de la cobertera maláguide (tipo Robledo y el Babat; cf. Cap. 6, ap. 3.4.5.) han sido señaladas por **Durand-Delga (1969) y Wildi (1983)** entre otros. Las escamas externas, por el contrario presentan características algo diferentes y su evolución estratigráfica y paleogeográfica postriásica indica que ocuparon una posición intermedia entre las Zonas Internas Cabileñas y el Surco de los Flyschs Norteafricanos.

Una posición paleogeográfica en cierto modo equivalente a la de la "Dorsal Externa Cabileña", pero en este caso con respecto a las Zonas Internas bético-rifeñas y a la cuenca profunda situada al interior del Penibético, es la que he propuesto para el conjunto Rondaide-Tetuánide (cf. Cap. 5, ap. 6.1.3.), lo que explicaría la convergencia entre las facies jurásicas que se detecta en ambos conjuntos de unidades (cf. **Durand-Delga, 1966, 1967, 1969, 1972, 1980a.**). Es muy probable, incluso, que los elementos rondaides más internos conectaran paleogeográficamente con los elementos maláguides más externos **(Wildi, 1979, 1983)**. Pero ello no significa que haya que considerar que la "Dorsal Externa Cabileña" represente la prolongación formal del conjunto Rondaide-Tetuánide, como defiende el modelo cilindrista de **Durand-Delga (1966, 1967, 1969, 1972, 1980a)** y sus discípulos **(Olivier, 1984)**. Es más, en mi opinión, de acuerdo con las conclusiones que se obtienen del análisis de los Flyschs y, teniendo en cuenta la presencia de un Trías alpino en los Rondaides y de un Trías y un sustrato pretriásico de tipo maláguide en la "Dorsal Externa Cabileña", así como numerosos otros datos tectónicos y paleogeográficos regionales (cf. 3.4.), la continuidad lateral, tectónica y paleogeográfica, de estos dos grupos de unidades no puede ser admitida.

El sustrato estratigráfico prepaleozoico de los Cabílides, esto es, el denominado "Zócalo Cabileño", constituyó en su mayor parte durante el Mesozoico y Terciario, un macizo emergido, o al menos no cubierto de sedimentos, que fue una de las principales áreas fuente de terrígenos. Durante el Permo-Trías debió alimentar a las corrientes fluviales que, provenientes del S, depositaron los materiales de la F. Saladilla en el dominio maláguide-ghomáride. De idéntica procedencia deben ser considerados los terrígenos que alimentaron los sectores internos del Surco de los Flyschs Cretácicos (Flysch Mauritaniense), así como los fragmentos de granitos, gneises y otras rocas metamórficas de alto grado que aparecen tanto en algunas formaciones paleozoicas ma-

láguides (conglomerado de Marbella en particular: cf. Cap. 6, ap. 3.2.2.4.) como en las formaciones del Grupo Ciudad Granada (especialmente en el Rif: Maaté, 1984).

En opinión de algunos autores (Didon et al., 1973; Kornprobst, 1974, 1976; Durand-Delga, 1969, 1972; com. pers., 1984), las formaciones metapelíticas de alto grado del conjunto Alpujárride superior (=Sébtides rifeños) y de ciertos elementos del conjunto Alpujárride intermedio (unidades de Blanca y Yunquera, en particular), serían litológica y estratigráficamente equiparables al Zocalo Cabileño, por tanto prepaleozoicos y su metamorfismo prealpino. Ya señalé más arriba (cf. Cap. 6, ap. 2.5.) que numerosos datos y argumentos apoyan la hipótesis de que el metamorfismo que afecta a las rocas alpujárrides es de edad alpina y de que una parte de ellas es de edad postpaleozoica. Sin embargo, también señalé que a las formaciones metapalíticas más profundas y metamórficas sí se les puede asignar en muchos casos una edad premesozoica, puesto que aparecen bajo formaciones carbonatadas datadas o atribuibles al Trías. Por tanto, no hay por qué excluir la posibilidad de que antes de ser afectadas por el metamorfismo alpino, que es el único claramente reconocible, las formaciones metapelíticas profundas alpujárrides hubieran constituído previamente un zócalo cristalino de tipo cabileño. Esta hipótesis puede ser perfectamente aplicable para el conjunto Alpujárride superior, dado que éste aparece sistemáticamente desprovisto de cobertera excepto en sus afloramientos más frontales, y dado que resulta difícil de separar de los niveles basales del Maláguide en los afloramientos más internos. Pudiera ser, por tanto, que la parte más interna del Alpujárride superior hubiera constituído, antes de despegarse a causa de los corrimientos, el sustrato de corteza continental de la porción más externa del dominio maláguide o de la zona de transición entre Alpujárrides y Maláguides. El hecho de que precisamente en el Alpujárride superior intruyan las peridotitas, que proceden del manto superior, y la presencia de asociaciones minerales relictas de muy alta presión (primera fase de metamorfismo), que demuestran que se debieron encontrar durante el metamorfismo a grandes profundidades, podrían explicarse de acuerdo con esta interpretación. La intrusión de las peridotitas en la corteza, por lo demás, se efectuó a favor de un accidente tectónico muy profundo, con características de zona de cizalla transcurrente sinistrorsa (Darot, 1973, 1974; Tubía, 1984, 1985a,b), cuya traza actual coincide con la zona de raíz del conjunto Alpujárride superior (cf. Cap. 8, ap. 3.2.3.3.) y cuya existencia previa parece probable; tal vez dicho accidente estuvo prefigurado desde el Trías, dado que a uno y otro lado del Alpujárride superior se produjo el reemplazamiento de las facies triásicas maláguides por las facies alpinas de los Alpujárrides más bajos y de los Rondaides-Tetuánides.

Si se admite que los materiales que forman parte del Alpujárride superior constituyeron mayoritariamente un zócalo premesozoico, resulta innecesario asignarles un espacio dentro de un esquema

de reconstrucción palinspástico-paleogeográfico alpina, dado que durante el Mesozoico y el Terciario debieron constituir el sustrato de los dominios paleogeográficos en los que estos materiales se depositaron. Ello contribuye a reducir la extensión del área requerida para efectuar dicha reconstrucción en la horizontal, aunque necesariamente habría que situarlos en la vertical, en los cortes paleogeográficos interpretativos.

3.4. Las relaciones entre los Alpujárrides y los Rondaides.

3.4.1. La equivalencia tectónica y paleogeográfica de los Alpujárrides con los Rondaides y la posición de la raíz del Maláguide.

Blumenthal (1928a, 1930, 1933a) y **Fallot (1948)** admitieron la equivalencia lateral entre Alpujárrides y Rondaides. Recientemente esta hipótesis ha sido defendida de nuevo por **Felder (1978, 1980)**, **Bourgois (1978, 1980)**, **Martín-Algarra (1980a,b.)** y **Delgado et al. (1981)**, mientras que **Wildi et al. (1977)**, **Nold et al. (1981)** y **Wildi (1979, 1983)** han defendido la misma interpretación para las unidades Tetuánides ("Dorsal Calcárea") y Sébtides del Rif. A esta hipótesis se opone la defendida por **Durand-Delga (1966, 1967, 1969, 1972, 1980a)** y sus discípulos **(Didon et al., 1973; Kornprobst, 1974; Olivier, 1984, etc.)** según la cual no existirían relaciones paleogeográficas entre Alpujárrides y Rondaides puesto que entre ambos se situaría el conjunto Maláguide.

El fundamento teórico de la interpretación de Durand Delga se encuentra en la teoría de la succión (cf. Cap. 5, ap. 1.2.3.4.). De acuerdo con esta teoría la zona de raíz del Maláguide coincidiría con la posición que los elementos de este complejo ocupan en las proximidades del contacto entre las Zonas Internas y Externas. Esta concepción ha sido recientemente algo modificada por **Durand-Delga (1980a)** en el sentido siguiente: mientras que la zona de raíz del Maláguide sólo se localizaría relativamente poco perturbada en el Rif septentrional, entre Ceuta y la región al S de Tetuán, a lo largo del contacto entre las Zonas Internas y Externas béticas aquélla habría sido dilacerada a consecuencia del funcionamiento transcurrente dextrorso de dicho contacto, que es denominado "accidente Granada-Alicante" por este autor (también "accidente Norbético", por **Leblanc y Olivier, 1984**). Sin embargo, en mi opinión y de acuerdo con lo señalado en el apartado 2.3.4. de este capítulo, el enraizamiento del Maláguide entre el Hauz y los Sébtides, también visible al S de Tetuán, puede ser interpretado, de acuerdo con las hipótesis más clásicas **(Blumenthal y Fallot, 1935; Raoult, 1966)** como un resultado del encapuchonamiento tardío del Maláguide-Ghomáride bajo los elementos frontales de su cobertera despegada ("Dorsal Interna" de Durand-Delga) y bajo los Rondaides-Tetuánides. Este encapuchonamiento puede considerarse un efecto del funcionamiento transpresivo del frente de las Zonas Internas bético-rifeñas (cf. Cap. 8, ap. 2.4.). Por otra parte, diversos datos

geológico-regionales apoyan la hipótesis de que el Maláguide se enraizó al interior del Alpujárride (cf. Cap. 8, ap. 3.2.3.4.), de acuerdo con las interpretaciones más clásicas (**Blumenthal, 1928a, 1949; Fallot, 1948; Hoeppener et al., 1963, 1964; Fontboté, 1970; Bourgois, 1980a**), y en el propio Rif (**Nold et al., 1981; Wildi et al., 1977**) se puede observar localmente el contacto entre los Sébtides y los Tetuánides sin que entre ambos conjuntos tectónicos aparezca enraizado ningún elemento maláguide, ni paleozoico ni atribuible a su cobertera postpaleozoica. Esta conclusión encaja con lo que, siguiendo a **Fallot (1937)** y a **Wildi (1983)**, he defendido ya varias veces a lo largo de este trabajo: no existió continuidad paleogeográfica ni tectónica entre el conjunto Rondaide-Tetuánide y la "Dorsal Externa Cabileña", según se deduce de la posición tectónica de cada uno de estos conjuntos de unidades y de la inexistencia, en este último, de un Trías de facies alpina.

Establecida ya la procedencia interna o "ultra" del Maláguide-Ghomáride (y por tanto, también, del Cabílide y de su cobertera calcárea meridional) con respecto a los conjuntos Alpujárride-Sébtide y Rondaide-Tetuánide, es preciso establecer las relaciones originales entre estos dos últimos conjuntos tectono-paleogeográficos y discutir las objecciones que contra su equivalencia lateral, ha expuesto **Durand-Delga (1980a)**. La equivalencia lateral tectónica y paleogeográfica entre Alpujárrides (Sébtides) y Rondaides (Tetuánides) está apoyada por los siguientes hechos:

- Ambos conjuntos poseen un Trías superior potente de facies alpina y de características análogas que no se reconoce en ningún otro conjunto tectónico de la Cordillera Bética ni del Rif, excepto en la unidad de Zafarraya (cf. 3.1.3.). Esto demuestra que los Alpujárrides y los Rondaides formaron parte de un dominio paleogeográfico común durante el Trías.

- La posición tectónica de los Rondaides-Tetuánides dentro de la pila de mantos de las Zonas Internas es equivalente a la que ocupan las unidades del conjunto Alpujárride intermedio (cf. Cap. 8, ap. 3.2.3.2.) que son, además, las más afines desde el punto de vista litoestratigráfico. Sólo se diferencian de estas unidades alpujárrides en que sus afloramientos no se reconocen más que en los sectores frontales de las Zonas Internas.

- Las características e intensidad del metamorfismo que afecta a algunos elementos del conjunto Rondaide-Tetuánide, como es el caso de la unidad de las Nieves, son equivalentes a las del que afecta a algunos elementos metamórficos del conjunto Alpujárride intermedio.

3.4.2. Sobre la complementaridad estratigráfica entre ciertos elementos alpujárrides y rondaides.

En mi opinión, habida cuenta de la estructura y de la disposición regional de los distintos elementos tectónicos locales, es posible interpretar que el sustrato estratigráfico de ciertas unidades rondaides y tetuánides pudo estar constituído por determinados elementos del conjunto Alpujárride intermedio y del Alpujárride superior. Esta interpretación permite explicar la ausencia de un sustrato pretriásico y de una cobertera postriásica en uno y otro conjunto de unidades, y pienso que se puede aplicar con una cierta lógica a las unidades de Yunquera, Blanca y Nieves. Sin embargo, debo advertir que, en contra de lo defendido por **Dürr (1967) y Felder (1978)**, no es posible demostrar, sobre el terreno, la continuidad estratigráfica entre los materiales de la unidad de Yunquera y los de la unidad de las Nieves (cf. Cap. 6, ap. 2.1.2.)

Las relaciones tectónicas actualmente visibles entre las unidades de Yunquera y Nieves (Cap. 8, ap. 3.2.2.) sugieren una relativa proximidad paleogeográfica entre ellas antes de los corrimientos; el hecho de que la serie estratigráfica de la unidad de Yunquera acabe en niveles calcáreo-detríticos atribuibles a la base del Trías superior (Carniense; cf. Cap. 6, ap. 2.5.4.) y que la de la unidad de las Nieves comience en el Noriense o Carniense terminal, podrían explicarse suponiendo que ambas unidades habrían constituído una única columna original que habría sido diverticulada durante la tectónica posterior. De igual forma pienso que se puede admitir a título de hipótesis, de acuerdo con **Wildi et al. (1977) y Wildi (1979, 1983)**, la "complementariedad" estratigráfica entre la serie estratigráfica triásica superior y postriásica de algunos elementos rondaides y tetuánides internos con la serie de los elementos frontales del Alpujárride superior en los que sólo localmente aparece representado un Trías carbonatado que, allí donde ha suministrado restos fósiles, ha sido datado como Trías medio.

3.4.3. Las objeciones de Durand-Delga a la hipótesis de la equivalencia entre Alpujárrides y Rondaides.

La hipótesis de la complementariedad estratigráfica entre ciertos elementos alpujárrides y rondaides ha sido rechazada por **Durand-Delga (1980a)** habida cuenta de las siguientes objeciones:

a) Estratigráfica: según este autor no existe un potencial nivel de despegue entre el Trías medio y el superior de facies alpina.

b) Tectónica: es sorprendente que nunca aparezca por debajo del Maláguide traza alguna de la supuesta cobertera postriásica alpujárride en los sitios donde los rondaides no están representados.

c) **Metamórfica**: tendría que haberse producido un despegue premetamórfico para explicar la ausencia de metamorfismo en los Rondaides, despegue que habría tenido que ser neógeno, habida cuenta de la presencia de Oligoceno datado en estas unidades. Puesto que el metamorfismo sería más antiguo según este autor y puesto que la estructuración es postmetamórfica, esta hipótesis no sería viable.

d) **Geológico-regionales**: No existe, según este autor, coincidencia geográfica ni importancia superficial comparable entre el sustrato alpujárride y su hipotética "cobertera" Rondaide.

Todas y cada una de estas objeciones pueden ser satisfactoriamente rechazadas, en mi opinión.

Por lo que se refiere a la objeción estratigráfica, no es cierto que no existan potenciales niveles de despegue en la columna estratigráfica alpujárride. De hecho existen varios, como son los niveles margosos y arcillosos del Ladiniense bajo y del Carniense (**Delgado et al., 1981**); estos últimos, en particular, contienen incluso niveles de yesos que, a veces, como sucede en ciertas unidades alpujárrides bajas del sector oriental ("Almágrides" de **Simon y Visscher, 1983**; cf. **Kozur et al., 1985**) alcanzan importantes espesores. Los niveles filitosos y calcoesquistosos de la parte superior de la unidad de Yunquera presentan características bastante equiparables a las de los niveles carnienses de la Sierra de Baza (**Fallot et al., 1954; Delgado, 1978**), como ya señaló **Dürr (1967)**, de los que se diferencian, eso sí, por estar metamorfizados.

Por lo que se refiere a las objeciones "tectónica y regional" cabe decir, antes que nada, que me parece que parten de un esquema en mi opinión excesivamente simplista de la estratigrafía y la estructura del Alpujárride. Ciertamente, la falta de sedimentos postriásicos en el Alpujárride plantea una serie de problemas, paleogeográficos sobre todo, de difícil solución; pero mientras que la hipótesis de la equivalencia tectónica y paleogeográfica de los Alpujárrides y Rondaides los soluciona en parte y para ciertas áreas, la hipótesis de la independencia tectónica y paleogeográfica de estas unidades que conlleva la noción de "Dorsal" (cf. Cap. 5, ap. 1.2.1.), no solo no los soluciona sino que incluso los agrava. Así, si se admite esta segunda hipótesis, la aparición de una porción del mar alpino triásico aislada en el extremo occidental del Mediterráneo resta inexplicada, y mucho más el hecho de que haya sido precisamente esta porción la que fue afectada por una subidencia postriásica que determinó en ella una evolución geosinclinal de tipo austroalpino, mientras que en los Alpujárrides esta evolución quedó colapsada. Por el contrario, de acuerdo con **Wildi (1979, 1983)** y como ya señalé en trabajos anteriores (**Martín-Algarra, 1980b; Delgado et al., 1981**) la evolución estratigráfica postriásica del conjunto Rondaide-Tetuánide es precisamente la que cabría esperar en el Alpujárride después del Trías superior, a la luz de lo que se reconoce en los Mantos Austroalpinos de los Alpes Cal-

cáreos Septentrionales y en los Alpes Meridionales, con cuyas series estratigráficas mesozoicas desde el Trías hasta el Cretácico más bajo, tanto los Rondaides como los Alpujárrides presentan notables analogías. Por otra parte, a mi parecer no es seguro que los Alpujárrides no posean una cobertera postriásica, sino tan solo que ésta no ha sido hasta ahora identificada, lo cual se puede comprender si se tienen en cuenta varios hechos:

- En primer lugar no todos los elementos alpujárrides poseen cobertera triásica y solo contados elementos poseen Trías superior. Así, los que en este trabajo atribuyo al conjunto Alpujárride superior carecen incluso de Permo-Trías excepto en algunos afloramientos muy externos. Cuando existen materiales de cobertera casi siempre son atribuibles al Pérmico-Trías inferior s.l. que es un potencial y real nivel de despegue, raramente aparecen delgados niveles del Trías medio, jamás se ha podido demostrar la presencia del Trías superior y sistemáticamente aparecen en una posición tectónica tal que cerca de ellos aparecen elementos tectónicos rondaides y tetuánides cuyas series comienzan en Trías superior.

- En segundo lugar, en los elementos del conjunto Alpujárride inferior sólo localmente ha podido ser demostrada la existencia de los niveles más altos del Trías, Noriense en particular; tal es el caso de la unidad de Santa Bárbara en la Sierra de Baza (**Delgado, 1978**). Pero en la mayor parte de los elementos alpujárrides más bajos, la parte alta de la serie triásica suele coincidir precisamente con los niveles detrítico-calcáreo-dolomíticos del Carniense inferior datado (véase **Kozur et al., 1985**, entre otros) y sólo localmente (Sierra de Lújar, p.e., cf. **Delgado et al., 1981**) aparecen contados afloramientos de materiales atribuibles al Trías superior. Precisamente en la Sierra de Baza, **Delgado (1978)** ha señalado que la parte alta de la serie de la unidad de Santa Bárbara (Alpujárride inferior), está coronada por unas calizas dolomitizadas blancas de aspecto liásico que sólo existen en un pequeño afloramiento que será necesario revisar muy atentamente a la luz de los conocimientos actuales sobre la estratigrafía y la sedimentología del Mesozoico y Paleógeno alpinos, a fin de detectar, si es que realmente existe, el más mínimo indicio de materiales posteriores al Trías y anteriores al Neógeno reciente.

- En tercer lugar, son sólo los elementos tectónicos del conjunto Alpujárride intermedio los que poseen un Trías superior potente, extenso y bien datado (no sin habernos planteado ciertos problemas: compárese, al respecto, **Martín y Delgado, 1980**; **Martín, 1980**; **Martín-Algarra, 1980a**; **Delgado et al., 1981**; **Braga y Martín, 1985a,b**, con **Flügel et al., 1984**). Precisamente estos elementos, que son los que ocupan una posición tectónica equivalente a la de los Rondaides y que no están representados, prácticamente, en el Rif, son los que han suministrado mayores indicios de poseer niveles postriásicos. Así, como ya señalamos no hace mucho tiempo (**Delgado et al., 1981**), en diversos puntos de la unidad del Trevenque de **Gallegos (1975)**, cuyas

(*1)

(*1) Nota del Autor (2022): los arrecifes triásicos de los Cahorros fueron datados por Flügel et al. (1984) como del Triásico Medio, sobre la base de asociaciones de algas dasycladáceas dominadas por nuevas especies denominadas Spinaporella andalusica y Spinaporella granadaensis, que acompañan a Teutloporella herculea. Estudios posteriores (Braga y Martín, 1985a,b) demostraron que las nuevas especies coexisten en la Sierra de Baza con la Gryphoporella curvata y otras especies de algas y foraminíferos que son marcadores biocronoestratigráficos del Noriense alpino, hecho que ha sido también observado en otras sucesiones triásicas alpinas y apenínicas.

afinidades con la unidad de las Nieves fueron por mí expresamente remarcadas (**Martín-Algarra, 1980a**), aparecen niveles litológicamente equiparables al Retiense rondaide, sobre los que localmente pueden reconocerse niveles de calizas tableadas bastante metamorfizadas, con pequeños nódulos de sílex, que evocan a las litofacies liásicas metamorfizadas de la Sierra de las Nieves; el conjunto aparece recubierto por una brecha calizo-dolomítica de aspecto ruiniforme y carniolar, que recuerda bastante a la Brecha de la Nava, que aflora en extensiones a veces importantes (región del Puerto de la Mora, p.e.) y que en diversos puntos (al N de la Sierra de las Albuñuelas y en la Silleta del Padul, p.e.), aparece cabalgada por isleos de micasquistos (unidad de Fuente Piedra de **Gallegos, 1975**), atribuibles al conjunto Alpujárride superior. Los afloramientos del Trías superior existentes al N y O de Sierra Nevada y al N de la Sierra Almijara se sitúan, además, relativamente cerca de los escasos elementos rondaides que existen en el sector central (Baños de Alhama, unidad de Río-Blanco-Cañamaya), así como de otros elementos con Trías alpino y sedimentos postriásicos bien datados como es el caso de la unidad de Zafarraya. Los materiales del Trías superior alpino de las unidades alpujárrides intermedias curiosamente no afloran al S de Sierra Nevada, ni tampoco de la Sierra de los Filabres. Por último, ya he señalado en otros puntos de este trabajo (cf. Cap. 5, ap. 5.6.) que la delimitación tectónica de la unidad de la Mora, que muestra bastantes afinidades rondaides, con respecto a la unidad de la Alfaguara, perteneciente al conjunto Alpujárride intermedio y en buena parte formada por Trías superior, plantea no pocos problemas, hasta el punto de que yo no excluiría tajantemente, en espera de una revisión detallada de la geología de la región al S de Sierra Arana, que parte de los materiales que se atribuyen a esta unidad de la Mora fueran en realidad alpujárrides.

Por lo que se refiere, por último, a la "objeción metamórfica", cabe decir que el hecho de que el borde interno de la unidad de las Nieves esté afectado por un metamorfismo de características equivalantes al que afecta al conjunto Alpujárride intermedio, apenas si encuentra explicación a la luz de la interpretación de **Durand-Delga (1980a)**. Por otra parte, y en contra de lo supuesto por este autor, el clímax térmico del metamorfismo tuvo lugar **claramente** durante el Neógeno más antiguo (Mioceno inferior) según las dataciones radiométricas (**Loomis, 1975; Priem et al., 1979; Michard et al., 1983**) y no antes del Neógeno. Más aún, en el supuesto de que las edades radiométricas hayan sido algo rejuvenecidas por la tectónica, hipótesis que ha sido expresamente rechazada por **Priem et al. (1979)** para las dataciones efectuadas sobre muestras de granitoides feldespáticos incluídos en las peridotitas al N de Estepona (diques de Peñas Blancas, en concreto), difícilmente se puede aceptar que la edad del clímax térmico del metamorfismo alpino fuera anterior al Oligoceno medio-superior. Así pues, el despegue de la unidad de las Nieves con respecto a las de Blanca y Yunquera, en el supuesto de que éstas hubieran constituído una única columna estratigráfica, como yo defiendo a título de hipótesis, pudo acaecer durante el Oligoceno alto-Mioceno inferior, coincidiendo con el depósito de la Brecha de la Nava, aunque en mi opinión

es muy probable que se iniciara durante una etapa anterior.

3.5. Modelo de evolución tectonopaleogeográfica de las Zonas Internas de la Cordillera Bética occidental.

La evolución tectónica, metamórfica y paleogeográfica de las Zonas Internas del O de la Cordillera Bética, habida cuenta de la equivalencia lateral aquí admitida entre Alpujárrides y Rondaides, se puede explicar de forma a mi parecer satisfactoria de acuerdo con el modelo que expondré a continuación y que queda recogido en la figura 210 . En este modelo admito las siguientes hipótesis: a) las unidades de Blanca y Yunquera constituyeron un sustrato estratigráfico original, de edad Trías medio y más antiguo, de la unidad de las Nieves; b) la unidad de Yunquera, a juzgar por su estructura interna y por la naturaleza de una serie carbonatada, procedió del borde interno de la unidad de Blanca y debió marcar la transición paleogeográfica hacia los sectores frontales de la unidad de los Reales, del tipo de la región de Casares (cf. Cap. 6, ap. 2.4.3.); c) la unidad de los Reales debe ser considerada mayoritariamente, excepto en su porción más frontal, el sustrato de corteza continental de los sectores más externos del Maláguide; d) al exterior de los Rondaides existió una cuenca marina profunda cuyo fondo era de características oceánicas y cuya anchura debió ser como mínimo del orden del centenar de kilómetros.

Durante el Trías y hasta el final del Mesozoico, la región comprendida entre las Zonas Internas y Externas béticas en su mitad occidental se vió sometida a extensión. Los niveles superficiales de la corteza se vieron afectados por una subsidencia mayor que los sectores adyacentes, lo que determinó el acúmulo de potentes formaciones carbonatadas triásicas con esporádicos niveles detríticos (en especial durante la fase del Trías superior). A partir del comienzo del Jurásico, esta región pasó a constituir el borde o zona de talud de una cuenca marina que a lo largo del tiempo se hizo progresivamente más extensa y profunda, hasta que, a partir del Jurásico terminal y durante el Cretácico inferior, se inició la apertura de una cuenca de características oceánicas. Esta situación extensiva llegó a afectar a niveles mucho más profundos de la litosfera e incluso del manto superior, y creó el contexto favorable para que se produjera la diferenciación ígnea y el ascenso diapírico de los macizos peridotíticos desde el manto superior hasta la base de la corteza continental (el llamado diapirismo del manto: **Loomis, 1975; Obata, 1977**) así como la aparición de un magmatismo toleítico cuyas efusiones debieron ser las responsables de la creación del fondo oceánico (cf. Cap. 6, ap. 2.6.1.), cuya existencia hipotética es requerida por diversos datos sedimentológicos, paleogeográficos y petrológicos (cf. ap. 3.2.3.).

Probablemente a partir del final del Cretácico, en relación con el comienzo de la subducción del fondo oceánico previamente formado, se inició el metamorfismo y la diverticulación de la columna alpujárride-rondaide, que hasta entonces debió haber constituído una

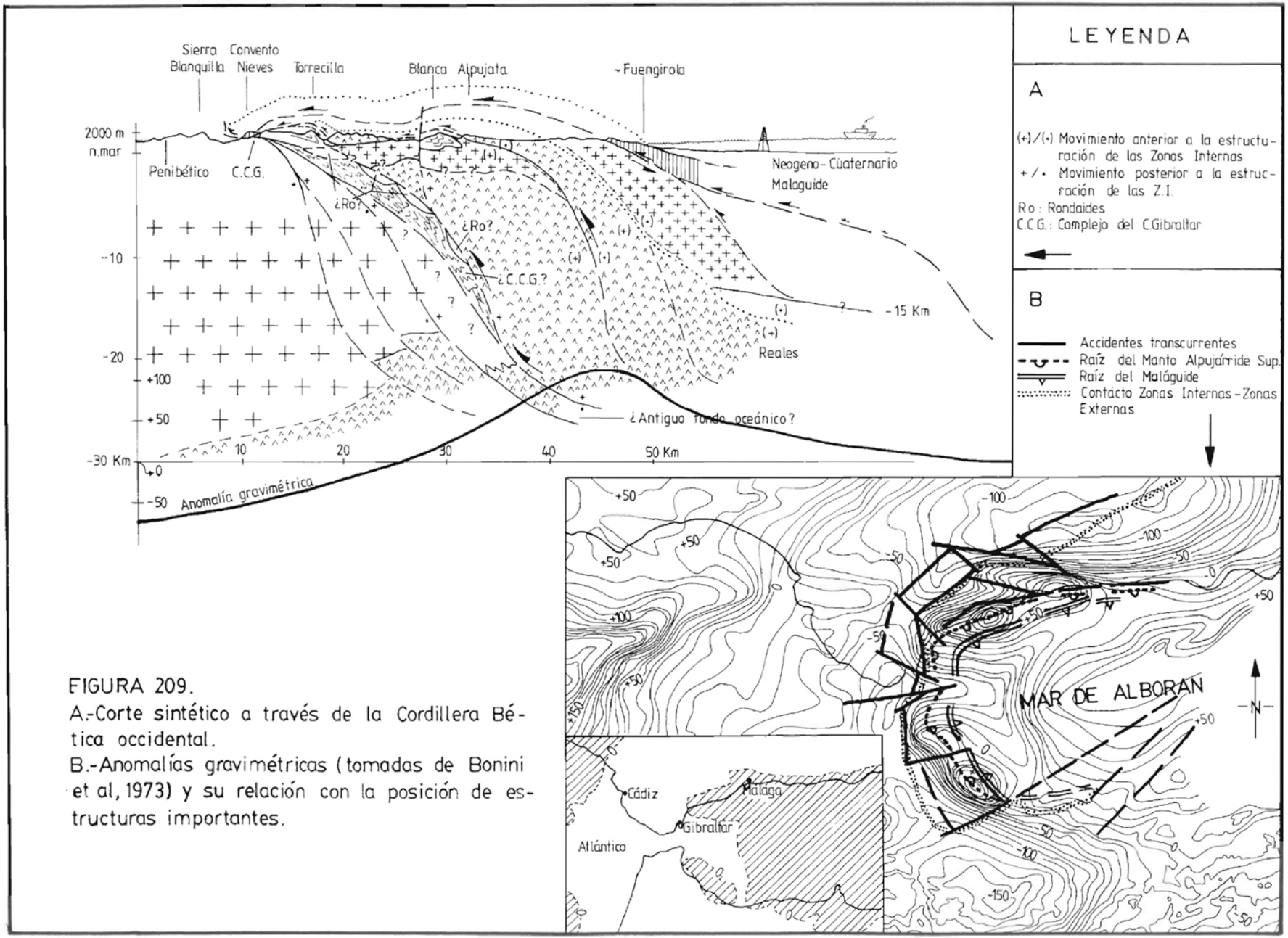


FIGURA 209.

A.-Corte sintético a través de la Cordillera Bética occidental.

B.-Anomalías gravimétricas (tomadas de Bonini et al, 1973) y su relación con la posición de estructuras importantes.

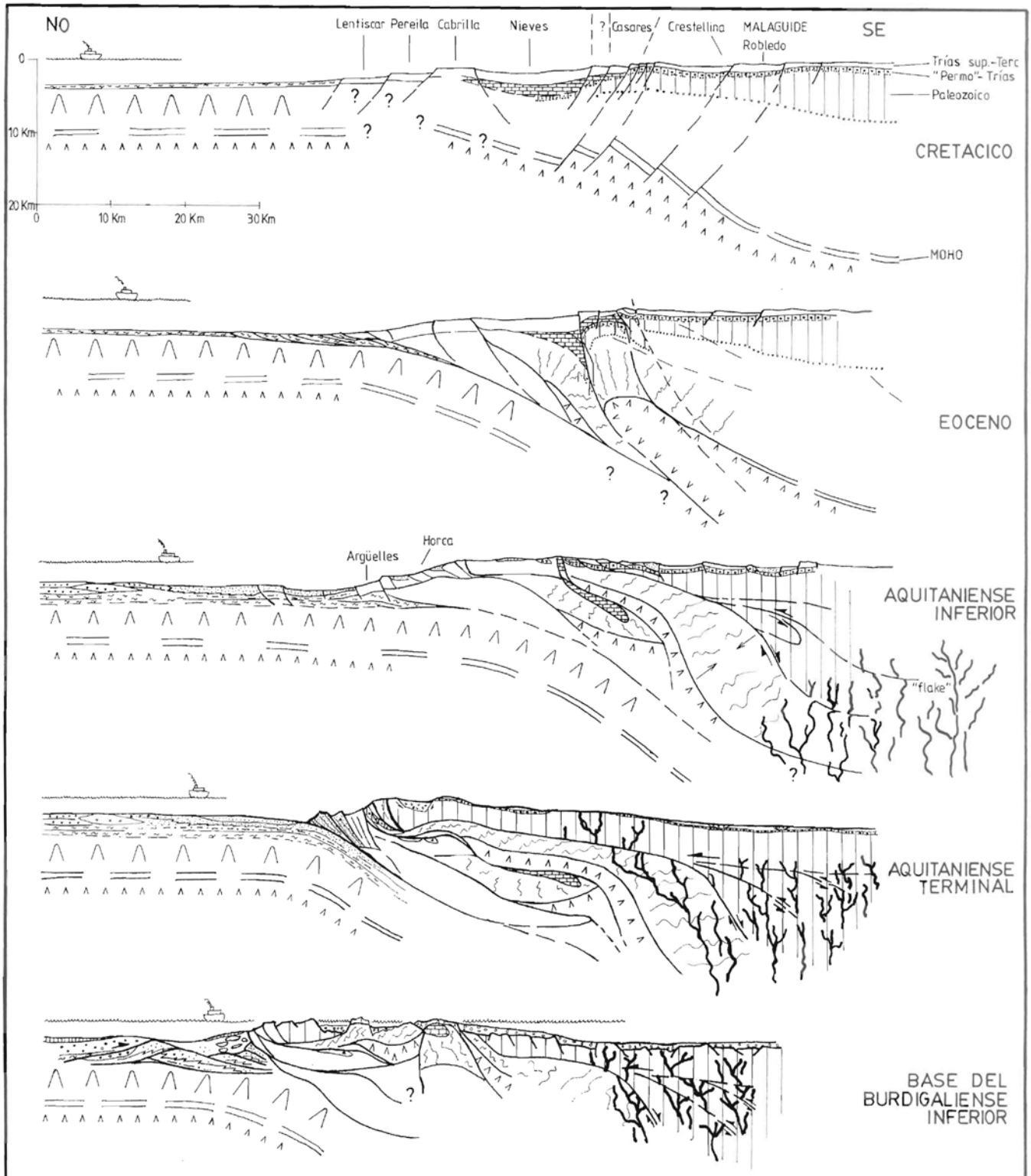


FIGURA 210.- Modelo de evolución tectono-paleogeográfica de las Zonas Internas de la Cordillera Bética occidental.

única entidad paleogeográfica y estructural, a consecuencia del despegue de la serie de edad noriense y más reciente a favor de los niveles detríticos del Carniense. Los niveles del Trías medio y más antiguos habrían sufrido un hundimiento a favor de una zona de cizalla cortical muy inclinada o subvertical y muy profunda, que coincidiría con el límite interno de la porción de la corteza continental que formaba el sustrato del conjunto Alpujárride-Rondaide. Esta cizalla probablemente coincidió con una zona de fracturas profundas que separaron durante el Mesozoico a dominios corticales afectados por una muy distinta subsidencia diferencial: mientras que al interior de dicha zona de cizalla, los dominios paleogeográficos maláguides no habrían sido afectados por una subsidencia importante (de ahí que las facies mesozoicas y terciarias indiquen sistemáticamente que el depósito se produjo a escasa profundidad, aún cuando las condiciones fueran pelágicas), los dominios paleogeográficos alpujárrides-rondaides se habían visto hundidos hasta profundidades oceánicas.

Precisamente a favor de esta zona de debilidad cortical debió de producirse la inyección forzada y plástica y el ascenso de las peridotitas a través de la corteza continental, en un régimen tectónico que, según los datos microestructurales, estuvo caracterizado por un cizallamiento sinistrorso que, en mi opinión, se produjo a favor de un accidente transcurrente subvertical y que, por tanto, y en contra de lo que algunos autores han supuesto (**Tubía, 1985a**), no debió determinar cabalgamientos muy importantes a la escala de la Cordillera. Durante su ascenso a favor de este accidente transcurrente sinistrorso se produjo la transformación autometamórfica de las peridotitas, así como la caída de presión y el aumento de temperatura que se registró durante el desarrollo del metamorfismo alpino.

Los movimientos tectónicos de materiales a favor de este accidente profundo, no parecen haber tenido una clara e inequívoca manifestación superficial, pero debieron ser los responsables de la inestabilidad tectónica que impidió el depósito en la mayor parte del dominio rondaide después del Cretácico inferior. Tal vez la primera manifestación superficial importante de la actividad tectónica compresiva y sinmetamórfica de este accidente sean los conglomerados del Eoceno superior que aparecen en los Rondaides y Maláguides, cuya presencia se suele relacionar con una fase tectónica de cierta envergadura,. El caso es que, a lo largo de los tiempos paleógenos, el sustrato estratigráfico original de la unidad de las Nieves debió ser succionado hacia niveles profundos de la corteza e intensamente metamorfizado mientras que la morfología del fondo de la cuenca rondaide no debió cambiar en sus rasgos más importantes. Más tarde, al iniciarse la situación de franca convergencia tectónica hacia el NO de Africa, con respecto a Europa, se produjo la individualización tectónica de la unidad alpujárride de los Reales, cuya superficie inferior jalonada de peridotitas reaprovechó la superficie de cizalla subvertical preexistente, con la cual tendería a coincidir en su zona de raíz. A consecuencia de este mismo proceso, el frente cabalgante de la unidad de los Reales

determinó la individualización de una gran escama, que luego constituiría la unidad de la Yunquera, en la porción interna del sustrato prenoriense, retrasado previamente, de la unidad de las Nieves, al tiempo que el resto del mencionado sustrato (la unidad de Blanca) quedó retrasado con respecto al conjunto formado por Nieves + Yunquera + Los Reales. Esta evolución acaeció durante e inmediatamente después de que se produjera el climax térmico del metamorfismo alpino y coincidió en el tiempo con el metamorfismo y la estructuración del borde interno de la unidad de las Nieves, con el depósito de la Brecha de la Nava y con el metamorfismo y migmatización, de arriba hacia abajo, del sustrato tectónico de las peridotitas. Este modelo de diverticulación y evolución tectónica tiene en cuenta los mecanismos y pautas que **Boyer y Elliott (1982)** han señalado recientemente como rasgos característicos de la individualización de grandes cabalgamientos ("thrust systems") o mantos de corrimiento.

Es posible que la evolución tectónica de las Zonas Internas béticas en la transversal de la Sierra de las Nieves fuera algo diferente a la de los sectores adyacentes situados a ambos lados de ella. Tal vez ello guardó alguna relación con el hecho de que la peridotitas sean en esta región ampliamente alóctonas, mientras que la envergadura del cabalgamiento de estas rocas probablemente disminuyó rápidamente hacia el Rif y hacia el E. Pudiera ser también que la erosión haya sido tan importante, en la vertical de la Sierra de las Nieves, que una parte considerable de los elementos tectónicos rondaides más internos y maláguides frontales, que se situarían originalmente por encima, hubieran sido completamente eliminados; ello equivaldría a admitir que allí donde el frente de las Zonas Internas presenta afloramientos de estas unidades, como sucede en el Hauz o al S de Sierra Arana, en profundidad la estructura debería ser análoga a la que se reconoce en la transversal de la Sierra de las Nieves.

La evolución tectónica de las regiones del frente de las Zonas Internas en las que se reconoce una estructura imbricada, como es el caso de la región de Sierra Arana o del Hauz, se puede explicar también de acuerdo con el modelo propuesto. Antes de la inversión, cepillamiento basal y anastomosamiento tardíos de las escamas rondaides y maláguides frontales, así como del encapuchonamiento del Paleozoico bajo su cobertera tectonizada, según se reconoce en el Hauz, el S de Sierra Arana y la Sierra de Algatocín-Benadalid, todos estos elementos debieron constituir un dispositivo imbricado **(Raoult, 1966; Kornprobst, 1966; Leikine, 1969; Dürr, 1967; Durand-Delga y Foucault, 1967; Foucault y Paquet, 1970; Foucault, 1976; García-Dueñas y Navarro-Vilá, 1976, 1980; Balanyà, 1982)**. Todos los indicios regionales apuntan hacia el que este dispositivo imbricado constituyera originalmente el frente de una gran lámina cabalgante ("trailing imbricate fan thrust system" de **Boyer y Elliot, 1982**), que se correspondería con el conjunto formado por el Alpujárride superior y el Maláguide. Una conclusión inmediata que se deduce de esta estructura, es que entre los elementos imbricados rondaides y maláguides frontales debieron existir relaciones paleogeográficas relativamente estrechas antes de la estructuración en mantos. Esto confirma la hipótesis de que

todas estas unidades se depositaron después del Trías en continuidad dentro de una misma cuenca, según se admite generalmente (cf. **Raoult, 1966, etc.; Durand-Delga, 1969, 1972; Wildi, 1983, etc.**) y explicar el hecho de que entre los sedimentos postriásicos de ciertos elementos rondaides y ciertos elementos frontales maláguides (tipo Hafa Ferkenix, tipo El Babat y tipo Robledo: cf. Cap. 6, ap. 3.4.5.1.) existan ciertas afinidades estratigráfico-paleogeográficas.

De acuerdo con lo expuesto, puede pensarse, por tanto, que la primera manifestación superficial del corrimiento del conjunto formado por el Alpujárride superior y el Maláguide sobre el formado por el Alpujárride intermedio y el Rondaide, fue la imbricación finioligocena o aquitaniense de los elementos de cobertera rondaides y maláguides frontales, y el desenraizamiento de sus sustratos estratigráficos originales, que debían corresponderse con los sectores limítrofes entre alpujárrides y maláguides. El sustrato original de ciertos elementos rondaides podría ser por tanto de tipo Alpujárride superior, mientras que el de ciertos elementos maláguides frontales podría estar formado por la unidad maláguide epimetamórfica, cuya cobertera postriásica es desconocida. Al progresar los acortamientos en sentido SE-NO durante y después del clímax térmico del metamorfismo, este conjunto de escamas frontales habría terminado por rebasar a las unidades más externas.

Durante el desarrollo de los corrimientos a lo largo del Aquitaniense, y del progreso de la subducción del fondo oceánico de los sectores internos de la cuenca ubicada entre el Penibético y los Rondaides, se produjeron otros dos fenómenos geológicos importantes: el depósito sobre el Maláguide del Grupo Ciudad Granada en cuencas de reducidas dimensiones y de bordes tectónicamente muy activos (cf. Cap. 6, ap. 3.4.4.) y la intrusión, en los sectores profundos y más internos del conjunto Alpujárride superior y del Maláguide, del sistema de diques básicos de composición andesítica basáltica descrito por **Torres-Roldán et al. (1986)**. Estos últimos, aunque han sido afectados por los corrimientos, han sido sólo moderadamente separados de su área de intrusión original, que probablemente se situaba sólo en posición algo más interna que la zona de raíz de los mantos.

De acuerdo con este modelo, finalmente, cabe señalar que el aplastamiento y el estiramiento en sentido perpendicular sufrido por la corteza en la vertical del dominio Alpujárride-Maláguide debió ser extraordinariamente importante. Este hecho, habida cuenta de la evolución tectono-paleogeográfica propuesta, explicaría la aparición de facies metamórficas de muy alta presión que se debieron originar a grandes profundidades, bajo un espesor de materiales que actualmente resulta ser demasiado pequeño (cf. **Torres-Roldán, 1979b**). Este aplastamiento debió conllevar una laminación de la litosfera bajo el dominio maláguide que se puede explicar de acuerdo con algunos modelos ("flake tectonics" de **Oxburgh y Turcotte, 1970**).

3.6. El Accidente transformante de Antequera.

Aunque el desplazamiento lateral sinistrorso de Africa e Iberia con respecto a Europa se resolvió principalmente a favor de los dos grandes accidentes Norteafricano y Norpireinaco, no es de extrañar el que existieran otros accidentes subparalelos de menor importancia entre aquéllos habida cuenta de la gran magnitud que alcanzaron durante el Jurásico y el Cretácico inferior los movimientos laterales. En los Alpes y Apeninos la existencia de accidentes transformantes menores ha sido puesta recientemente de manifiesto, y señalado su papel condicionante tanto de la delimitación de dominios paleogeográficos como de la estructuración compresiva posterior (**Debelmas, 1975; Trümpy, 1975, 1976; Bernoulli y Lemoine, 1980; Lemoine, 1982, 1985, Bosellini, 1981, etc.**).

Los datos geológicos disponibles sugieren también la existencia, en la Cordillera Bética, de accidentes con gran significado paleogeográfico que han condicionado la evolución tectónica posterior, que han debido ser subparalelos a los dos grandes accidentes transformantes arriba citados y que han podido funcionar de modo equivalente durante el Triásico y el Cretácico inferior, es decir, como fallas transformantes sinistrorsas. La existencia de tales accidentes permite explicar la aparición de una serie de bandas de "anomalías geológicas" oblicuas a las directrices paleogeográficas y estructurales, que tienden a orientarse actualmente entre N100E y N140E, pero que es muy probable que hayan sido rotadas en sentido horario a causa de la deformación por arrastre y por aplastamiento determinadas por el encajamiento del Bloque de Alborán. Es probable que el sistema de accidentes transcurrentes dextrorsos actualmente visible (**Sanz de Galdeano (1983)** y de orientación N130-140E, haya sido de alguna manera predeterminado por estos hipotéticos accidentes paleotectónicos.

La más importante de las bandas de "anomalías geológicas" se alinea según N100-120E desde Almuñecar a Osuna, aproximadamente, pasa por la vertiente meridional de Sierra Tejeda y coincide con el Corredor de Colmenar, con la porción occidental de la Alta Cadena y con la alineación triásica de Antequera, entre esta localidad y Campillos. Además coincide con una zona de anomalías gravimétricas de orientación más o menos equivalente, al N de la cual aumentan rápidamente los valores de la anomalía negativa, y que determina un claro avance hacia el ONO de las anomalías positivas (**Bonini et al., 1973; Suriñach y Udías, 1976**). La importancia estructural de este accidente, a cuyo precursor paleogeográfico y paleotectónico denominaré **Accidente de Antequera**, queda por tanto reforzada por los datos geológicos. Entre las "anomalías geológicas" que este accidente ha determinado se pueden destacar las siguientes (Fig.211):

- La posición de una serie de grandes fallas subverticales de orientación aproximada N120E que atraviesan a los materiales alpujárrides entre la región de Almuñecar y la terminación oriental del Corredor de Colmenar.

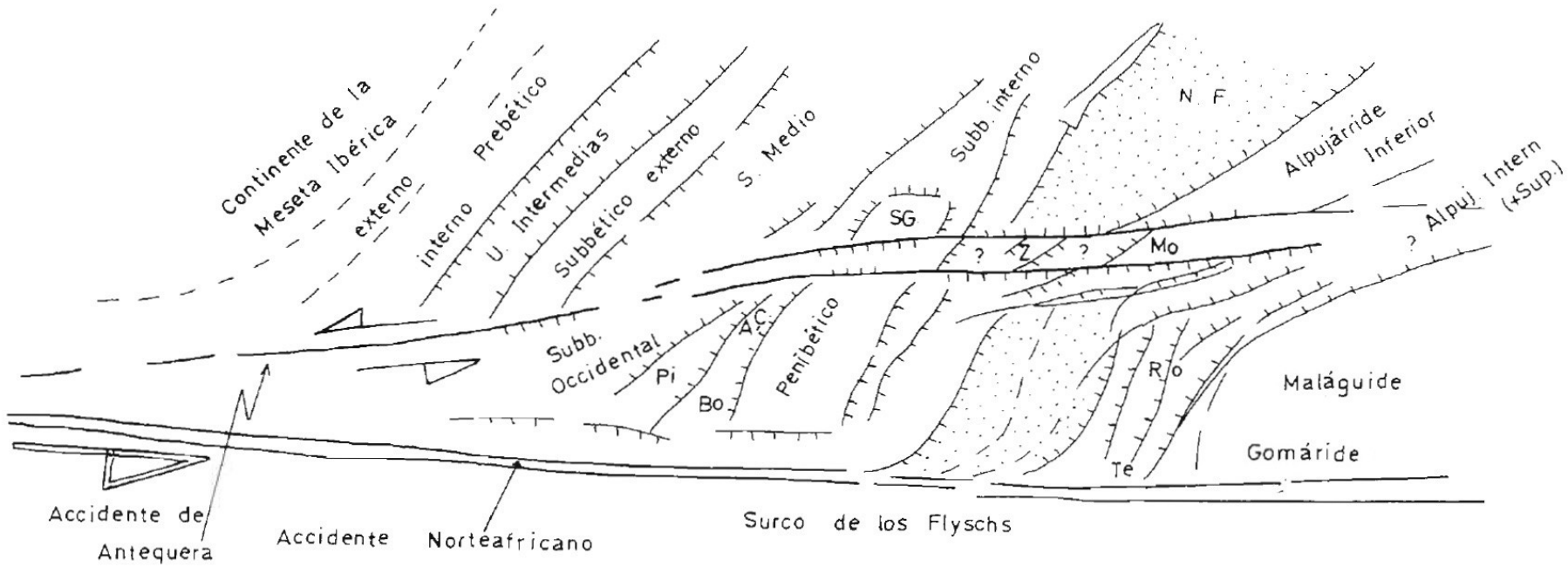


FIG. 211.- Anomalías paleotectónicas y relevos paleogeográficos determinados por el accidente transformante de Antequera.

En punteado, las cuencas profundas oceánicas o semi-oceánicas.

Pi: Series tipo Sierra del Pinar
AC: Alta Cadena
SG: S^{a} Gorda de Loja
Z: Zafarraya
Mo: U. de la Mora
Ro: Rondaides
Te: Tetuánides
NF: Nevado-Filábride
Bo: Escamas del Boyar

- El contacto entre las Zonas Interna y las Externas en el Corredor de Colmenar (cf. Cap. 8, ap. 4.1.2.), así como los rasgos de "mélange" que muestra el Complejo del Campo de Gibraltar en esta región.

- El límite nororiental del Penibético, que es un accidente transcurrente dextrorso que lo separa de la Alta Cadena, así como todas las estructuras resultantes de su funcionamiento (cf. Cap. 8, ap. 2.2.).

- La orientación del Trías de Antequera entre esta localidad y Campillos; recuérdese que dentro del Trías, aunque también fuera de esta alineación (v.g. entre Antequera y Loja), aparecen bloques exóticos de rocas metamórficas y paleozoicas, así como afloramientos de "ofitas" que han sido afectadas por un metamorfismo de alta presión (Puga et al., 1983).

- La terminación occidental de los afloramientos subbéticos que presentan una estructura interna bien definida y que se alargan desde los Montes Orientales (provincia de Granada) hasta la región al N de Antequera. Al O de esta localidad la estructura del Subbético carece de directrices definidas, y pasa a estar constituída por grandes fragmentos jurásicos y cretácicos que flotan sobre, o aparecen parcialmente englobados por materiales triásicos.

- La desaparición del Penibético al NE de este accidente y su reemplazamiento por el Subbético Interno de la Sierra Gorda de Loja.

- La aparición de la unidad de Zafarraya, elemento que, por su posición tectónica debe ser en principio relacionado con las Zonas Externas, pero que presenta un Trías superior de facies alpina, rasgo característico de las unidades internas alpujárrides y rondaides.

- La aparición, al SO de la traza de este accidente, de unidades subbéticas con turbiditas oolíticas en el Dogger, entre otras particularidades estratigráficas menores, que no aparecen claramente representadas en regiones más orientales (Sierra de Cañete, Tablón, Líjar, etc.).

- La aparición de elementos paleogeográficos anómalos y muy particulares, como es el caso de la unidad de Montecorto (cf. Cap. 3, ap. 3.6. 2.) que es muy difícil de relacionar con las unidades adyacentes.

Parece claro, por tanto que el Accidente de Antequera debió tener un importante significado paleogeográfico. En mi opinión es y fue el responsable de la desaparición del Nevado-Filábride y del

Alpujárride inferior hacia el O, ya que estos dos conjuntos tectónicos no aparecen en el sector occidental del Bloque de Alborán y es muy probable que no estén representados en profundidad bajo las unidades tectónicas internas más altas. En efecto, a partir de este accidente y hacia el O y SO, el espacio comprendido entre el contacto con las Zonas Externas y el máximo gravimétrico positivo que marca la zona de raíz del Alpujárride superior en la vertical de la Sierra Alpujata es de apenas 30 km. Si se tiene en cuenta este hecho, así como el que el espesor de la corteza es menor en el sector occidental de la Cordillera que en el central (cf. **Suriñach y Udías, 1976; Bonini et al., 1973; Vegas y Banda, 1982**), la estrechez de la porción de Zonas Internas constituída por las unidades infrayacentes al Alpujárride superior es apreciable. Si además se considera que el espesor del conjunto formado las unidades alpujárrides intermedias y Rondaides es de varios kilómetros y que las evidencias geológicas demuestran que las Zonas Internas cabalgan al menos una decena larga de kilómetros sobre las Zonas Externas en el sector de Ronda, el espacio disponible para las unidades béticas más profundas queda notoriamente reducido, mientras que éstas constituyen la mayor parte del volumen de las Zonas Internas al E y NE del Accidente de Antequera, como lo demuestran claramente la extensión de sus afloramientos y otros datos geológicos y geofísicos.

Todos estos fenómenos se explican razonablemente si se admite que el Accidente de Antequera constituyó durante el Mesozoico un sistema de fallas transcurrentes-transformantes sinistrorsas (Fig. 207) cuyas implicaciones paleogeográficas, además de la ya citada terminación septentrional del Penibético y la aparición de la unidad de Zafarraya en posición subbética, pudieron ser, entre otras, las siguientes:

- La terminación suroccidental y/o el adelgazamiento de los dominios prebéticos y subbéticos.

- La terminación septentrional de los Rondaides y su relevo por los Alpujárrides inferior e intermedio.

- El "relevo de rombocasmos" entre el sector occidental (cuenca profunda situada entre el Penibético y los Rondaides) y el sector centrooriental (cuenca profunda de los Nevado-Filábrides).

Así, la cuenca oceánica estrecha, cuya existencia fue invocada en el apartado anterior entre el Penibético y los Rondaides, se configuraría como un rombocasmo delimitado, por el N, por el Accidente transformante de Antequera y por el S por el Accidente Norteafricano. El Accidente de Antequera habría determinado la aparición de un alto transversal a esta cuenca, y la separaría de la otra cuenca oceánica situada más al N, coincidente con los Nevado-Filábrides. La unidad de Zafarraya, por tanto, se podría considerar como una porción del antiguo mar somero triásico alpino que habría sido desgajado del resto de los elementos con Trías alpino (que habían sido incorporados a las futuras Zonas Internas), a consecuencia de los movimientos de

salto en dirección, transversales a las grandes directrices paleogeográficas, determinados por dicho accidente. Tal vez el alto paleogeográfico de la unidad de Zafarraya tuvo su continuación hacia el E a través de la unidad de la Mora, con la que muestra ciertas afinidades estratigráficas. La tectónica compresiva terciaria habría podido determinar la separación posterior de estos dos elementos y el avance hacia el N de los elementos rondaides más internos y originalmente más nororientales (región de Sierra Arana, en particular).

4. RECONSTRUCCION PALINSPASTICA

Una vez establecidas las relaciones paleogeográficas generales entre los diferentes conjuntos tectonopaleogeográficos, pasaré a intentar evaluar las dimensiones originales de cada uno de ellos antes de las deformaciones orogénicas, a fin de precisar su situación dentro de la cuenca y la variación a lo largo del tiempo de su posición relativa. En las figuras 218 a 244 se ilustra la reconstrucción general realizada; en ellas queda recogida la posición relativa, en diferentes momentos de la historia geológica, de cada uno de los grandes dominios desde el momento de su individualización y también la posición de los principales accidentes tectónicos responsables de la misma así como, en algún caso, los rasgos morfológicos más sobresalientes.En la figuras 246 a 247 una serie de cortes ilustran la evolución paleotectónica de las diferentes partes de la cuenca. Estas figuras recogen las conclusiones paleogeográficas principales de esta tesis.

Para poder establecer la reconstrucción palinspástica propuesta ha sido necesario asumir una serie de premisas, entre las que hay que señalar, en primer lugar, las relaciones paleogeográficas propuestas en el apartado anterior. Dado que muchas de estas premisas pueden no ser correctas, es obvio que el modelo sólo pretende aproximarse a la paleogeografía alpina de la Cordillera Bética y que estudios posteriores permitirán, con toda seguridad, su modificación en numerosos aspectos, tal vez incluso esenciales. No obstante, creo que este modelo presenta un interés particular ya que, a mi conocer, es el primero en el que se aborda en toda su complejidad, después de una exposición detallada de la geología y de una discusión lo mas exhaustiva que ha sido posible de las hipótesis y modelos previamente propuestos, la evolución paleogeográfica alpina de la totalidad de la Cordillera Bética y su relación con la de otras áreas adyacentes . Ello ha sido posible en parte gracias a la existencia previa de modelos paleogeográficos bastante elaborados, entre los cuales destacaré el de García-Hernández et al. (1980) para las Zonas Externas béticas durante el Mesozoico y el de Wildi (1983) para las Cordilleras Norteafricanas. Debo añadir, también, que para elaborar este modelo me he inspirado en el estilo y características de los propuestos para los Alpes, cuya evolución paleogeográfica es, sin lugar a dudas, la mejor conocida de todas las Cordilleras Alpinas.

4.1. Las Zonas Externas.

4.1.1. Aspectos generales.

Para proceder a la reconstrucción palinspástica de las Zonas Externas he tenido en cuenta las conclusiones paleogeográficas del apartado 3.1. de este capítulo y considerado que la importancia de los acortamientos de la cuenca determinados por las fases tectónicas premiocenas ha sido pequeña. He asumido que, desde el Lías hasta el Cretácico superior, la cuenca de las Zonas Externas sufrió un estiramiento perpendicular a las directrices paleogeográficas del orden del 15% de su anchura inicial y que este ensanchamiento desapareció entre el Cretácico terminal y el Burdigaliense inferior, justo antes del paroxismo burdigaliense, que fue el que determinó el primer acortamiento fundamental en las Zonas Externas. Es posible, sin embargo, que el estiramiento mesozoico hubiera sido algo mayor, pero el modelo no variaría en lo esencial; tan sólo habría que desplazar algo más hacia el E a los dominios externos cada más internos así como al conjunto de las Zonas Internas. También he considerado que la estructura de las Zonas Externas estaba ya terminada al comienzo del Mioceno superior, aunque en los sectores prebéticos más externos así como en la depresión del Guadalquivir continuó hasta algo después, y que las deformaciones neotectónicas, aún teniendo en cuenta su gran importancia local, a lo largo de ciertos accidentes importantes, no han determinado acortamientos fundamentales (plurikilométricos) a la escala general, lo cual puede que no sea estrictamente cierto. La magnitud de los acortamientos ha sido estimada, siempre que ello ha sido posible, teniendo en cuenta la geometría de los cortes geológicos sintéticos y/o locales publicados que he podido consultar, así como los cálculos efectuados por otros autores, en algún caso matizados o modificados.

El completo desenraizamiento de las unidades subbéticas así como de los elementos prebéticos más occidentales hace vano cualquier intento fiable de evaluación de la magnitud de los desplazamientos absolutos por ellos sufridos sobre la exclusiva base de los datos tectónicos. Sistemáticamente, en este caso, las estimaciones resultan ser muy inferiores a las probables. A mi parecer, salvo contadas excepciones (**F. Jerez-Mir, 1979, 1980; Jerez-Mir, 1984; Baena y Jerez, 1982**) los acortamientos calculados han sido bastante moderados (**Azéma et al., 1979; García-Hernández et al., 1980**) ya que no han considerado en su justa medida los efectos provocados por el encajamiento hacia el O del Bloque de Alborán, cuyo desplazamiento debió ser extraordinariamente rápido, si se considera que la estructuración esencial de las Zonas Externas se produjo a partir del Burdigaliense inferior.

Para poder estimar de forma adecuada la magnitud de los acortamientos de unidades que están desenraizadas es necesario tener muy en cuenta las características estratigráfico-paleogeográficas de cada una de ellas, su distribución relativa y su posición con respecto a los grandes accidentes tectónicos y a las líneas paleogeográ-

ficas más continuas y menos perturbadas por las deformaciones orogénicas. Estos rasgos vienen a ser algo así como el dibujo del interior de las piezas del rompecabezas que, de hecho, constituye una parte mayoritaria de las Zonas Externas béticas, dibujo sin el cual es imposible proceder de forma correcta a su reconstrucción.

4.1.2. Anchura original de la Zona Prebética.

En la figura 212 he reproducido el acortamiento estimado para el Prebético en sus distintos sectores. Al E de la falla de Socovos (cf. 3.1.2.) este acortamiento puede considerarse al menos del orden del 15-20% de la anchura original de la cuenca (**García-Hernández, com. pers., 1986**) de acuerdo con los cortes geológicos publicados en las diversas hojas a escala 1:50.000 del Plan Magna (IGME) de la provincia de Alicante. Por tanto, el borde interno del Penibético, entre la falla de Socovos y la costa mediterránea debe ser desplazado hacia el SE unos 15-20 km.

El acortamiento hacia el NO determinado por la deformación interna del Prebético entre las fallas de Socovos y de Tíscar ha sido estimado por **Baena y Jerez (1982)** en unos 35-40 km, que es precisamente el salto lateral visible de la falla de Socovos en la transversal de Yeste; probablemente este acortamiento fue superior a 50 km en la transversal de Cazorla a Huéscar. Por tanto, el límite interno del Prebético, entre Calasparra y Pozo Alcón debe ser desplazado hacia el SE de manera que su posición original coincida aproximadamente con la de una línea situada entre Murcia y la región al SE de la Sierra de las Estancias, entre Serón y Albox.

La posición original de los elementos prebéticos comprendidos entre la falla de Tíscar y Jaén, a causa de su completo desenraizamiento, sólo se puede conocer por comparación paleogeográfica con los terrenos más orientales. Habida cuenta de que su estratigrafía es análoga a la de los elementos prebéticos más internos, es probable que su posición original fuera próxima a la que actualmente ocupa la Sierra de los Filabres, que coincide con la prolongación de la posición estimada para los elementos paleogeográficos equivalentes más orientales, considerando que apenas habría habido rotación en las directrices paleogeográficas. El límite externo del Prebético, si se mantienen las directrices visibles, lo que parece lógico a juzgar por su neta persistencia hasta que son truncadas por el SO, se prolongaría hasta el borde NE de la depresión de Granada, por debajo de las unidades alóctonas subbéticas. A partir de esta zona y hacia el O, las directrices prebéticas debieron ser truncadas o girar bruscamente hacia el O. Tal vez la coincidencia del accidente de Cádiz-Alicante (**Sanz de Galdeano, 1983**) con esta región (**Martín-Algarra et al., in litt**) pudiera reflejar la existencia de esta torsión paleogeográfica que, sin duda, debería estar relacionada con importantes accidentes de zócalo en profundidad.

(*1)

(*1) Nota del Autor (2022). Martín-Algarra et al., in litt., corresponde al siguiente artículo: MARTIN-ALGARRA A. SANZ DE GALDEANO C. ET ESTEVEZ A. (1988): L'évolution sédimentaire miocène de la région au nord de la Sierra Arana (Cordillères Bétiques et sa relation avec la mise en place du bloc d'Alboran. Bulletin de la Societé Géologique de France (8), IV, 1, 119-127.

4.1.3. Dimensiones de la cuenca subbética.

La anchura original de la cuenca subbética fue estimada por **García-Hernández et al. (1980)** sobre la base de una serie de cortes geológicos sintéticos. Los valores propuestos por estos autores han sido sólo ligeramente modificados, tanto más cuanto más interna es la procedencia de los dominios, habida cuenta de las relaciones paleogeográficas establecidas en el apartado 3.1.3. y de la reinterpretación paleogeográfica de ciertas unidades como las atribuídas al "Subbético ultrainterno" y a la "Dorsal".

En las figuras 213 a 216 he reproducido la flecha calculada del desplazamiento de cada uno de los grandes grupos paleogeográficos de unidades subbéticas s.l., empezando por los elementos que ocupaban una posición paleogeográfica más externa. Puede concluirse, a partir de la observación de estas figuras, que la magnitud de los desplazamientos ha sido cada vez mayor desde las unidades más externas y septentrionales hacia las más internas y meridionales. Además, conforme aumenta el desplazamiento de las unidades con respecto a su patria original, el sentido de los movimientos se ha efectuado cada vez más hacia el O, (lo cual se comprende habida cuenta de los efectos provocados por la migración del Bloque de Alborán), e incluso, en algún caso, hacia el SO. Por último, se constata cómo los afloramientos procedentes de dominios cada vez más externos quedan retrasados hacia el E con respecto a los más internos. Este hecho sólo se puede explicar razonablemente si se admite que, hacia el SO, estos dominios desaparecían, o bien que sus directrices rotaban; la primera hipótesis parece la más factible, pero no se contradice sino que se complementa con la segunda, ya que las reconstrucciones basadas en la Tectónica de Placas demuestran que el límite meridional de la corteza continental ibérica no debió pasar mucho más al S de una línea entre Cádiz y Almería, por lo que el borde meridional del margen continental ibérico debió ser mucho más estrecho que el suroriental, del cual procedieron las Zonas Externas béticas; esta hipótesis, además, concuerda con los datos de sísmica de reflexión y sondeos, que demuestran el avance de la Meseta hacia el S, bajo las unidades alóctonas subbéticas para formar el "Promontorio del Guadalquivir" **(Bourgois, Chauve y Peyre, 1972)**, y la existencia de series no plegadas de tipo prebético bajo la secuencia neógena y cuaternaria del Golfo de Cádiz.

4.1.3.1. Los sectores más externos de la cuenca subbética.

Me referiré, en primer lugar, a los sectores de la cuenca subbética situados al exterior de la alineación Subbético Interno-Penibético, desde las Unidades Intermedias al Subbético medio.

Según **García-Hernández et al. (1980)** las Unidades Intermedias debieron constituir una franja de unos 20-30 km de anchura. Habida cuenta de la posición original del borde interno del Prebético (Fig. 213) y puesto que la procedencia paleogeográfica de estas unida-

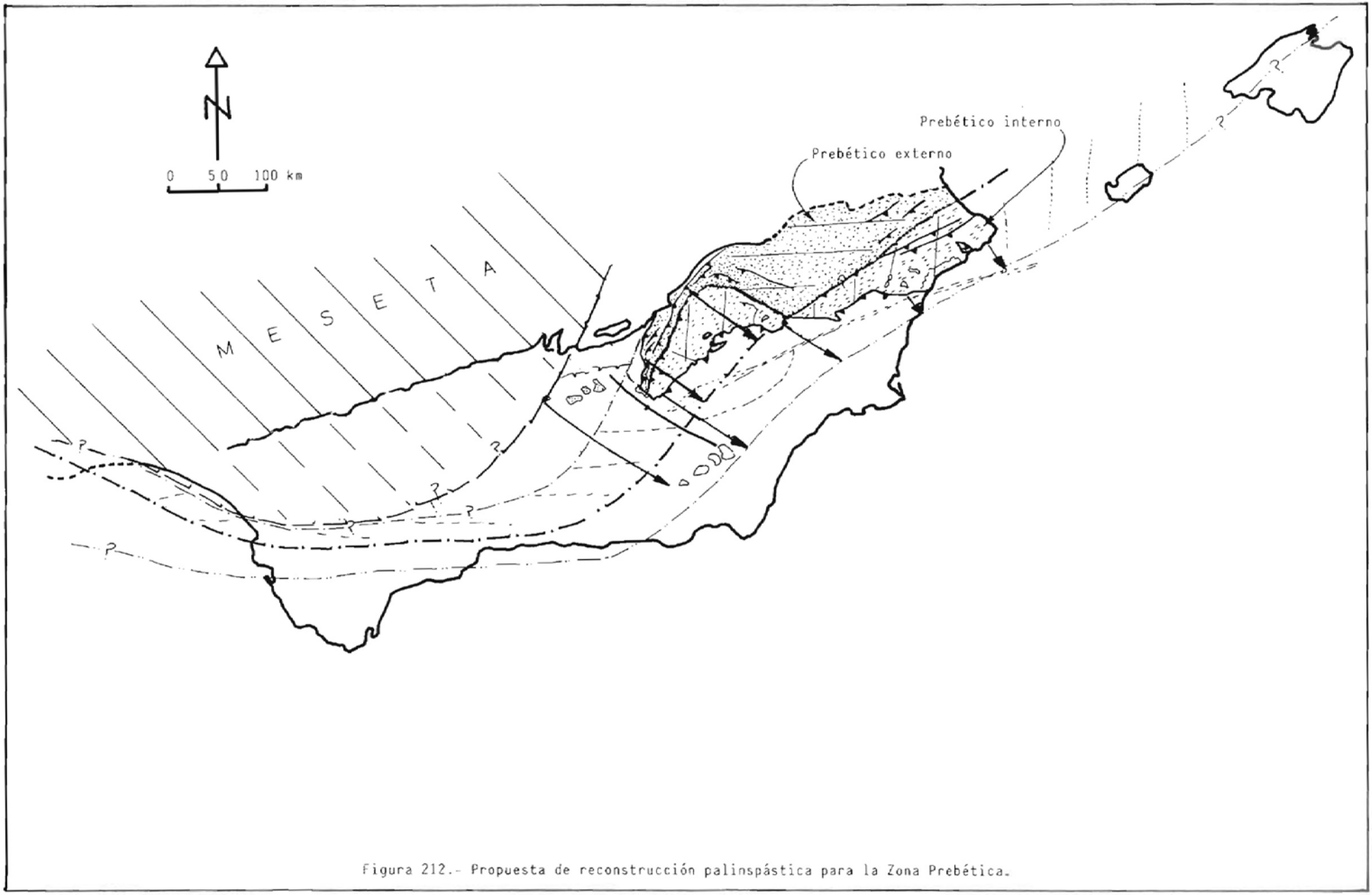


Figura 212.- Propuesta de reconstrucción palinspástica para la Zona Prebética.

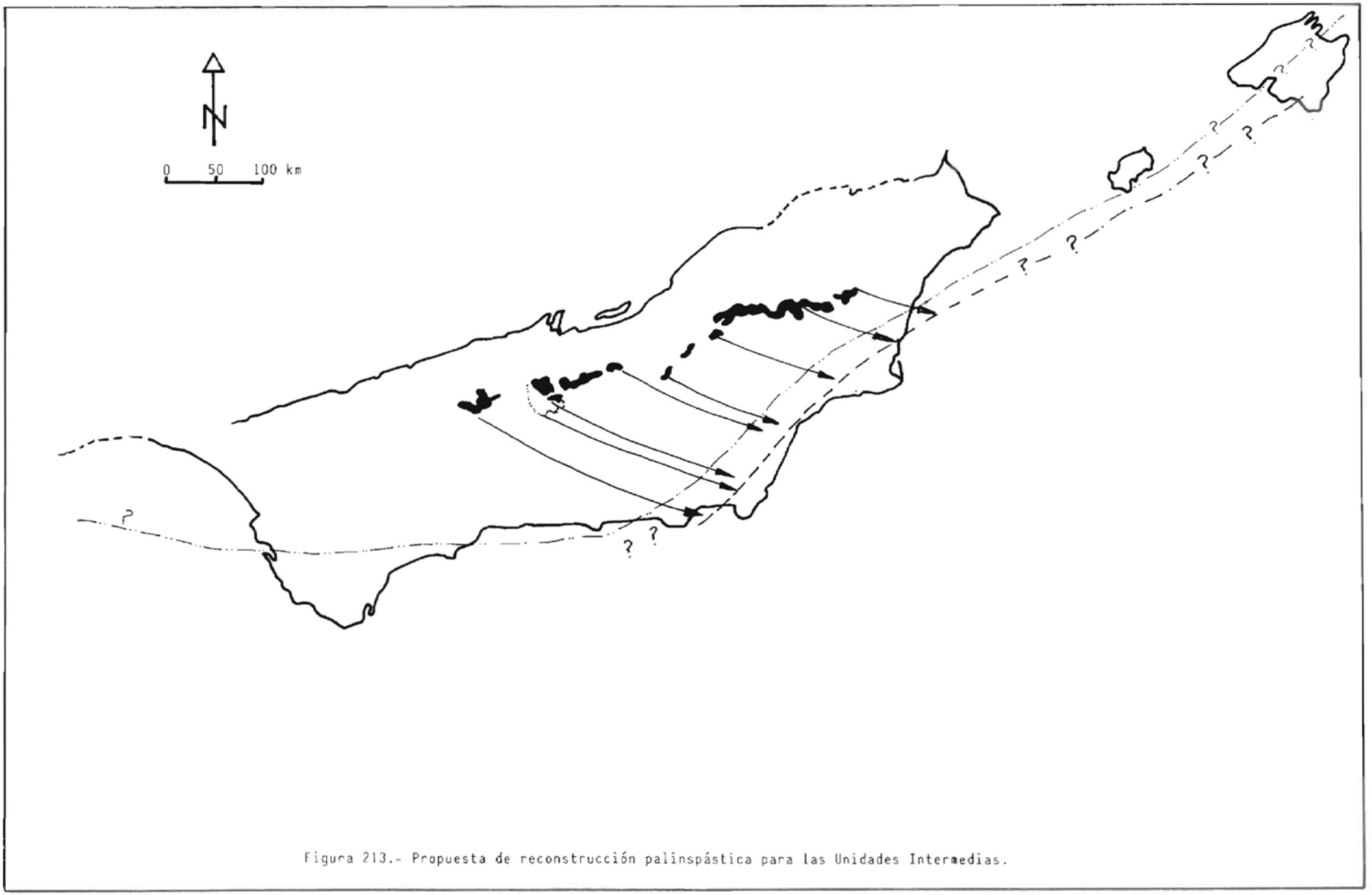


Figura 213.- Propuesta de reconstrucción palinspástica para las Unidades Intermedias.

des fue de un área adyacente a aquel dominio pero más interna, cabe pensar que originalmente se ubicaron en la región que actualmente está comprendida entre Almería y Alicante (Fig. 213). Los afloramientos de la región situada entre Cabra y Baena serían los que ocuparon originalmente la posición más suroccidental y los que habrían sufrido un desplazamiento mayor, próximo a los 200 km.

Las unidades subbéticas más externas constituyeron un dominio alargado paralelo al anterior cuya anchura debió ser del orden de 30-50 km (véanse los cortes de **Van Veen, 1969; Hoedemaecker, 1973; y Sanz de Galdeano, 1975**, entre otros). Su patria (Fig. 214) debió situarse entre la posición actual de los Cabos de Gata y de Palos, y al NE de éste último: el borde externo de los afloramientos subbéticos de la región de Alicante **(Azéma, 1977)** probablemente se ubicó unos 30-40 km al ESE de esta población y es probable que el dominio se continuara hacia el NE, tal vez sin interrupción, con las unidades subbéticas de Ibiza **(Fourcade et al., 1977, 1982)** y de la Sierra Norte de Mallorca **(Chauve et al., 1977, 1978)** con las cuales presenta innegables afinidades estratigráficas.

Los materiales postriásicos del Subbético medio afloran ampliamente en el sector central de la Cordillera, donde muestran una complicada estructura interna, con pliegues y fallas inversas de vergencias a menudo opuestas, así como con mantos de corrimiento de flecha considerable **(Vera, 1966, 1969; García-Dueñas, 1967a,b, 1969; Fontboté y García-Dueñas, 1968; Peyre, 1974; Sanz de Galdeano, 1973; Comas, 1978, etc.)**. Esta estructura ha sido complicada y, en parte, oscurecida por la tectónica transcurrente **(Hermes, 1985)**. La anchura original del Subbético medio en el sector central y occidental se puede considerar próxima al centenar de kilómetros (Fig. 215) si se tiene en cuenta: a) que la anchura actual de los afloramientos postriásicos del Subbético medio es de 30 km o más; b) que una parte muy importante de los materiales triásicos debieron constituir su sustrato original; c) que el acortamiento absorbido por los plegamientos y cabalgamientos, medible sobre los cortes geológicos publicados **(Vera, 1969; García-Dueñas, 1970; Sanz de Galdeano, 1973; Rivas et al., 1979, etc.)** se puede cifrar en 15-20 km o más; y d) que deben atribuirse al Subbético medio las siguientes unidades:

- La unidad de Parapanda-Moclín que, a pesar de haber sido considerada como "Subbético interno" por **García-Dueñas (1967a)**, por sus características estratigráficas debe ser atribuída al borde meridional del Subbético medio **(González-Donoso et al., 1971)**. Esta unidad ha cabalgado ampliamente sobre los elementos más externos, del orden de 25 km o más si se admite una procedencia paleogeográfica más interna que Sierra Elvira.

- Las unidades de la Alta Cadena (cf. Cap. 3, ap. 3.7.) cuyo acortamiento por escamación **(Peyre, 1974; Delgado y Sanz de Galdeano, 1981)** ha sido muy importante, probablemente superior a la decena de kilómetros.

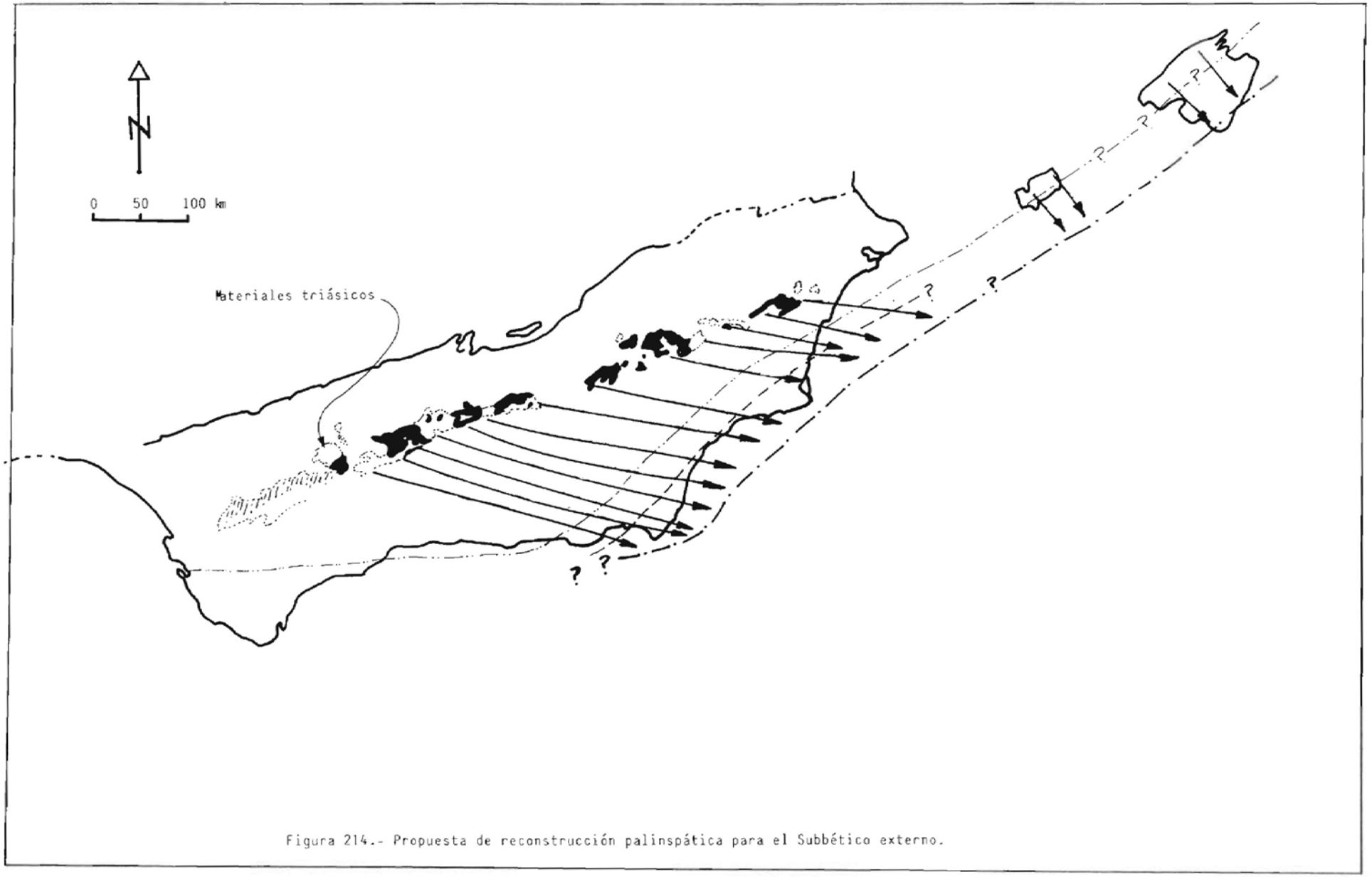


Figura 214.- Propuesta de reconstrucción palinspática para el Subbético externo.

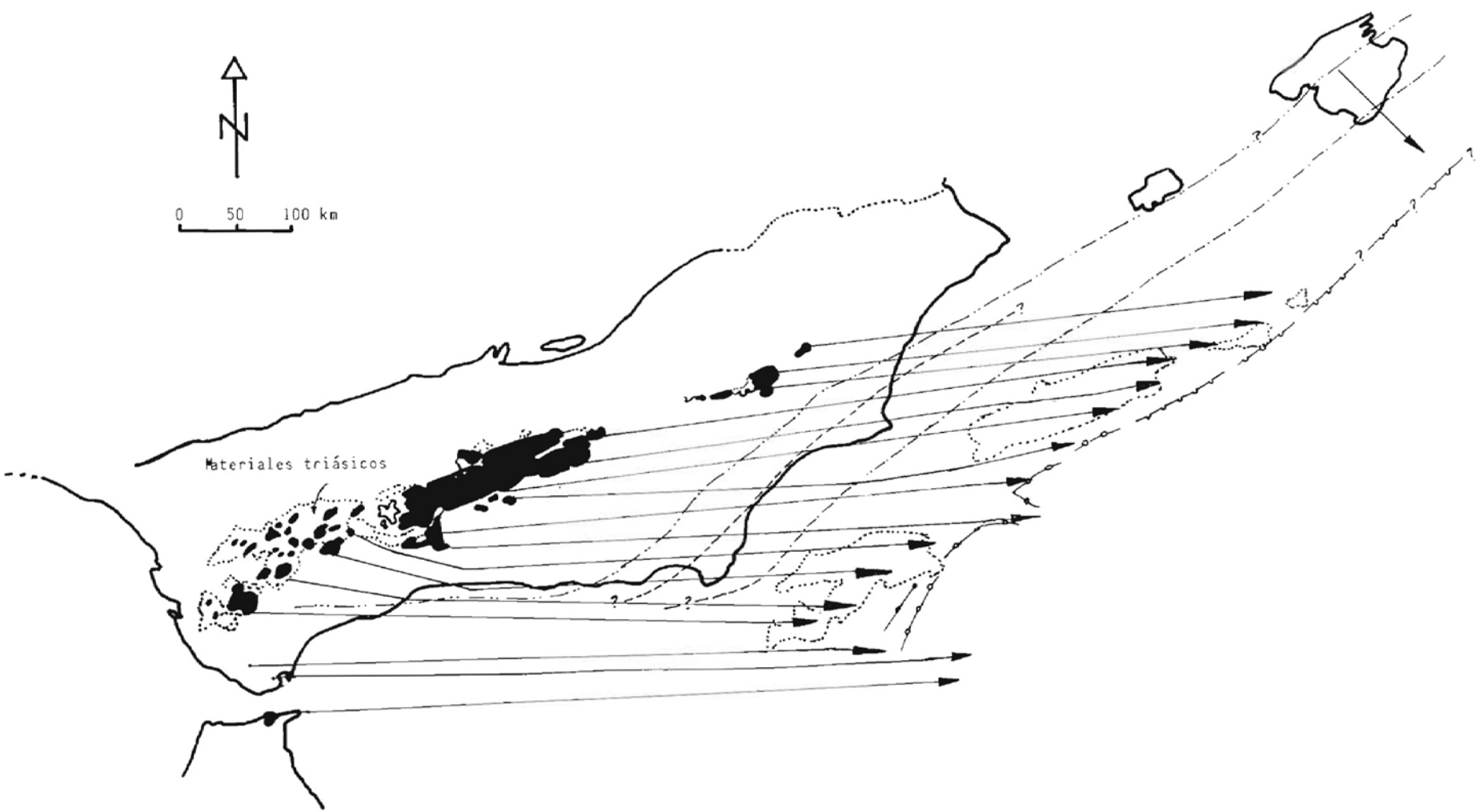


Figura 215.- Propuesta de reconstrucción palinspástica para el Subbético medio y elementos afines (unidades tipo Sierra del Pinar, Boyar, Alta Cadena y Parapanda-Moclín).

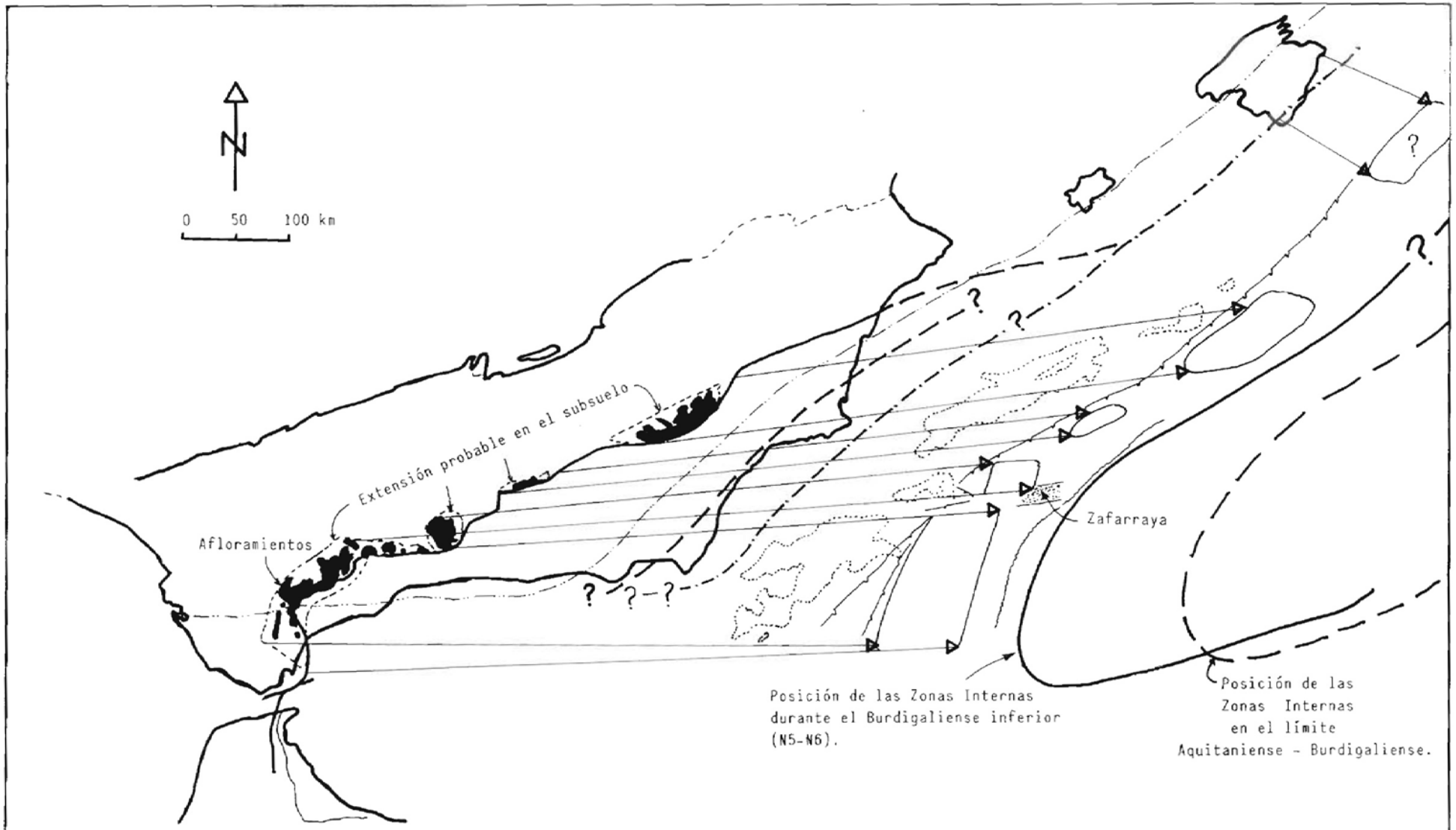


Figura 216.- Propuesta de reconstrucción palinspástica para el Subbético interno y el Penibético y variación de la posición de las Zonas Internas durante el Burdigaliense inferior.

- Las unidades de la Sierra de Cañete, del Pinar y equivalentes, cuya anchura original debió ser próxima también a la decena de kilómetros, habida cuenta de la erosión y de la estructura interna de acuerdo con los cortes geológicos (Hoppe, 1968, 1972; Bourgois y Chauve, 1971b; Cruz Sanjulián, 1974a; Bourgois, 1978).

La anchura del Subbético medio en el sector occidental de la Cordillera se puede considerar equivalente a la del sector central, pero esto no es seguro al haber sido este sector el que ha sufrido un mayor estiramiento, fragmentación y dispersión gravitatoria, y dado que una parte importante de sus materiales no es accesible por yacer bajo las formaciones neógenas de la Depresión del Guadalquivir y del Golfo de Cádiz.

Hacia el E, la escasa representación de los terrenos del Subbético medio podría sugerir, en principio, un estrechamiento paleogeográfico (Azéma et al., 1979), pero es muy probable que, en parte, el estrechamiento sea un afecto del estiramiento longitudinal a favor del accidente de Cádiz-Alicante (Sanz de Galdeano, 1983) o de Crevillente (De Smet, 1984a,b) y que una porción considerable de materiales subbéticos se halle oculta bajo otras unidades alóctonas o bien bajo formaciones neógenas.

Es probable que hacia el NE el Subbético se prolongara bajo el mar Mediterráneo hasta las Baleares, ya que algunas unidades tectónicas internas de la Sierra N de Mallorca (región del Puig Mayor, p.e.) presentan características estratigráficas en parte comparables.

4.1.3.2. Los sectores internos de la cuenca subbética.

Ya señalé más arriba (cf. 3.1.3.) que las unidades más internas del Subbético constituyeron dominios paleogeográficos alineados pero independientes entre sí, que probablemente estaban separados por zonas en las que se depositaban secuencias del tipo de las que se reconocen en la Alta Cadena, p.e. La anchura original de cada uno de estos dominios debe ser, por tanto, establecida por separado (Fig. 216).

La anchura original del Penibético debió ser de unos 50-60 km como máximo si se tiene en cuenta que su anchura actual en sentido transversal a las directrices tectónicas, teniendo en cuenta las porciones que aparecen ocultas bajo unidades alóctonas, se puede cifrar en unos 35-40 km y que el acortamiento sufrido por plegamiento y cabalgamiento se puede estimar en el 15-25% de la longitud inicial, de acuerdo con los cortes geológicos (Kockel, 1963; Dürr, 1967; Hoppe, 1968; Cruz Sanjulián, 1974a). Es posible que la anchura original del Penibético disminuyera del S hacia el N, pero este efecto ha debido ser notablemente acentuado por el funcionamiento transcurrente dextrorso del Accidente de Antequera durante la etapa compresiva.

La unidad de Sierra Gorda está afectada por un plegamiento muy apretado en su mitad occidental, que ha determinado la aparición de pliegues tumbados y cabalgamientos de vergencia O. Si se tienen en cuenta los cortes de **Vera (1969)** y el hecho de que los materiales de esta unidad se deben prolongar hacia el E bajo el recubrimiento neógeno de la depresión de Granada al menos unos pocos kilómetros, cabe pensar que su forma original fue algo menos equidimensional que lo que sugieren sus actuales afloramientos. Unas dimensiones del orden de 30 x 40 km parecen de acuerdo con los diversos datos geológicos.

La anchura máxima de los afloramientos de la unidad de Sierra Arana es de una decena de kilómetros. La unidad muestra una estructura en anticlinal en cofre, cuyo flanco interno se invierte localmente, aunque la inversión es de importancia limitada **(Blumenthal y Fallot, 1935; Durand-Delga y Fontboté, 1960; Foucault, 1976)**. Si se tiene en cuenta además que su borde interno está ligeramente solapado por el cabalgamiento del frente de las Zonas Internas, una anchura original del orden de 10-15 Km parece ajustarse a la realidad. En sentido longitudinal las dimensiones debieron ser algo mayores a lo que ilustran los actuales afloramientos, ya que sus dos extremos aparecen recubiertos por formaciones postorogénicas, pero no parece probable que fuera muy superior a unos 50 km.

La extensión máxima probable de los materiales subbéticos de las Sierras de Orce, María y del Gigante se ha representado en la figura 216 . Si se tienen en cuenta los cortes de **Geel (1973) y Baena et al. (1977)** el acortamiento sufrido por el Subbético interno en esta región ha debido ser extraordinariamente importante, muy superior a la mitad de su longitud inicial. Este acortamiento se reduce apreciablemente si se adopta la interpretación tectónica propuesta por **De Smet (1984 b)**, según la cual la deformación interna del Subbético habría sido debida a movimientos transcurrentes que habrían determinado la formación de pliegues en champiñón cuyos núcleos anticlinales habrían sido extravasados por fallamiento inverso; con todo, el acortamiento según esta interpretación alternativa sería del orden del 35 al 45% de la anchura inicial. Así pues, dado que la anchura posible del Subbético interno del sector oriental es unos 25 km se puede considerar razonablemente que la anchura original fue cercana a los 50 km, o tal vez mayor.

De acuerdo con **Fourcade et al. (1977)**, las unidades de la Sierra de Levante de Mallorca representarían la prolongación nororiental de los sectores más internos del Subbético, lo que parece razonable, a la luz de los datos estratigráficos expuestos por estos autores. Es posible, a mi parecer y sobre la base de consideraciones puramente regionales, que la geología de la Sierra de Levante (que no conozco personalmente) sea más compleja de lo que hasta ahora se ha supuesto, y que en ella existan elementos más internos que los que se pueden considerar propiamente subbéticos. Un estudio detallado de la estratigrafía y la estructura de estas unidades sería de importancia

capital para establecer, a través de Córcega y Cerdeña, las conexiones tectónicas y paleogeográficas entre la Cordillera Bética y los Alpes.

4.1.3.3. El límite interno de la cuenca subbética y su prolongación hacia el O, al S y SO del Promontorio del Guadalquivir.

Por lo que se refiere al límite interno de la cuenca subbética apenas es posible otra cosa que especular sobre sus características y, por tanto, no digamos sobre sus dimensiones. Los únicos elementos reconocibles son la escama de Castillones, el Peñón de Gibraltar, Los Pastores, el Yebel Musa, la unidad de Zafarraya y, tal vez, las unidades de la Mora y del Jabalcón.

Por lo que se refiere al Peñón de Gibraltar y al Yebel Musa, su posición al S del Penibético ya fue argumentada (cf. Cap. 5, ap. 6.1.1.). Sin duda el dominio en el que se depositaron debió ser mucho más ancho de lo que sugieren los actuales afloramientos. Todos ellos, junto con los bloques embalados en las A.V. de la región de El Chivalo (Didon, 1969; Olóriz y Fernández-Llébrez, 1979) debieron representar la terminación suroccidental del Dominio Subbético a consecuencia de la truncación provocada por el Accidente Norteafricano. Una anchura mínima de 10 km debe ser supuesta para este sector un tanto particular de la cuenca subbética s.l., aunque es probable que fuera bastante superior (20 a 30 km).

Por lo que se refiere a Castillones, su posición interna con respecto al Penibético también fue ya argumentada. Una anchura del orden de 10 km podría explicar el paso del Penibético a la cuenca profunda que se ubicaba al ESE del mismo (Fig. 138).

Por lo que se refiere a la unidad de Zafarraya ya señalé en 3.1.3. que probablemente constituyó un alto paleogeográfico transversal a las directrices paleogeográficas dominantes a juzgar por sus características estratigráficas y su posición tectónica, que estaría situada entre la cuenca profunda existente entre el Penibético y los Rondaides y la ubicada (?) sobre los Nevado-Filábrides. Habida cuenta de su relativa proximidad y afinidad estratigráfica, la unidad de la Mora podría haber representado la prolongación de este alto hacia las Zonas Internas, y su situación también pudo haber sido condicionada por el Accidente de Antequera, antes de haber sido separada definitivamente de la unidad de Zafarraya. La anchura de este hipotético alto debió ser relativamente pequeña frente a su longitud. De acuerdo con las dimensiones actuales de los afloramientos y sobre la base de la interpretación paleogeográfica recogida en el esquema de la Fig. 211 , la anchura pudo ser del orden de 20 km, mientras que la longitud debió ser superior a 60 km. Es preciso, no obstante, enfatizar el carácter extremadamente hipotético de estas estimaciones.

El aislamiento tectónico del Jabalcón impide realizar cualquier proposición fiable sobre su posición original, ya que tanto

pudo ser un elemento subbético muy interno como un elemento de afinidades rondaides o incluso de tipo Zafarraya. A juzgar por su estructura anticlinal y dimensiones actuales, su anchura original debió ser próxima a la decena de kilómetros.

Finalmente, considero probable que, por el SO, los diferentes dominios paleogeográficos subbéticos desaparecieran al ser cortados por el Accidente Norteafricano y sus subsidiarios (Accidente de Antequera). Es posible que fueran sustituídos por un dominio de características equivalentes a las del Subbético medio, pero de orientación E-O o ESE-ONO, que habría jalonado el borde meridional del margen continental ibérico al S y SO del Promontorio del Guadalquivir. La anchura de este hipotético dominio pudo ser del orden de varias decenas de kilómetros y su longitud pudo ser de varios centenares de kilómetros. Esta hipotética prolongación occidental de la cuenca subbética debe hallarse recubierta bajo las unidades alóctonas del Golfo de Cádiz (Fig. 201 y 219). Por el SE y E, los dominios subbéticos más internos, que constituyeron áreas relativamente elevadas durante el Jurásico y el Cretácico, debieron ser sustituídas rápidamente por una cuenca profunda de características oceánicas, a través de una zona de transición muy estrecha cuya anchura he considerado a título de hipótesis, del orden de la decena de kilómetros (Fig. 219).

4.2. Las cuencas oceánicas y su relación con las Zonas Externas béticas y norteafricanas.

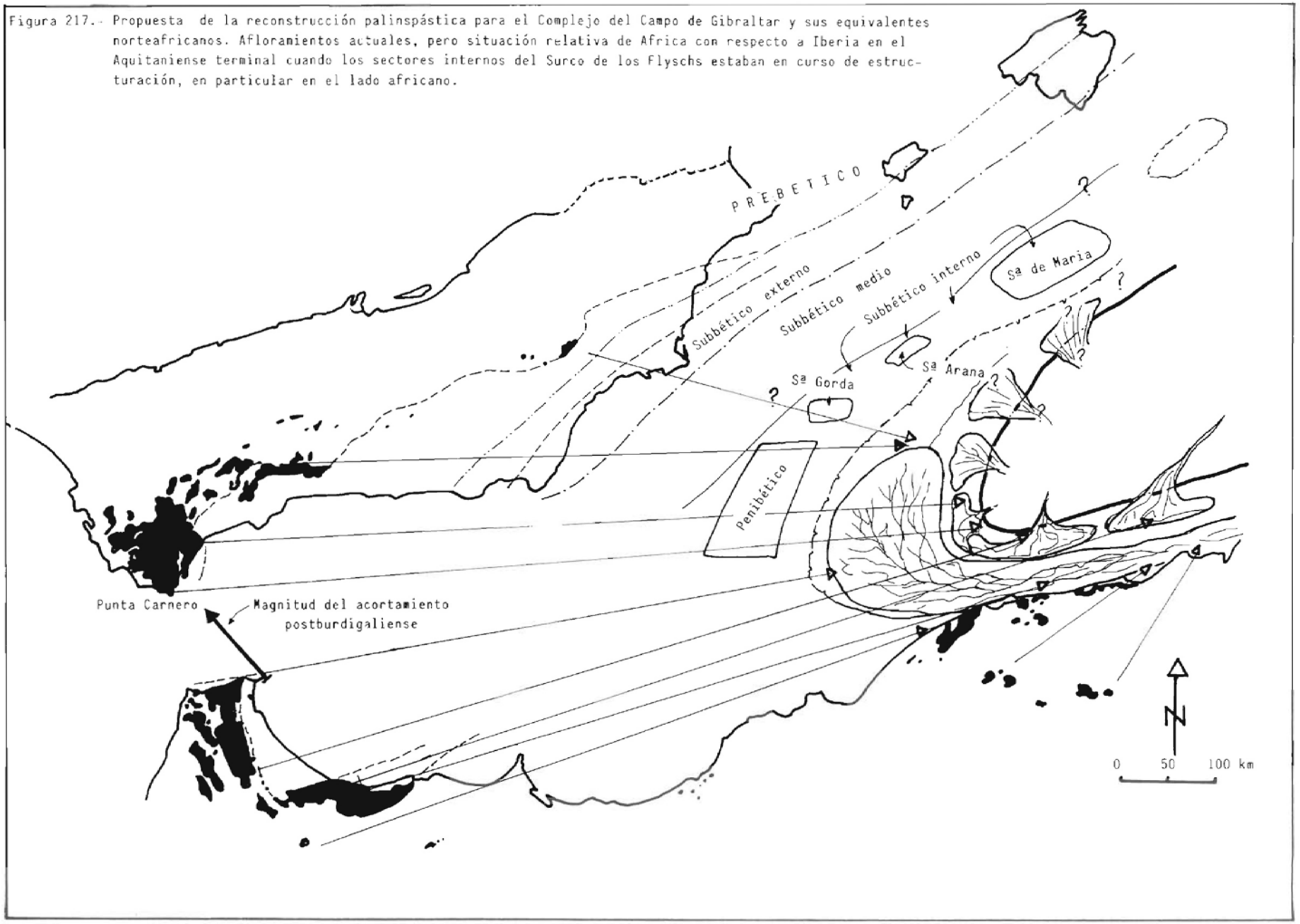
La reconstrucción palinspástica de las Zonas Externas Norteafricanas ha sido recientemente realizada por **Wildi (1983)**. Sólo he modificado ligeramente el modelo de este autor a fin de conectarlo con el que he propuesto para la Cordillera Bética occidental. Las Zonas Externas rifeñas y tellienses están constituídas por una serie de dominios paleogeográficos cuya estratigrafía parece algo más homogénea de lo que sucede en las Zonas Externas béticas, lo que en principio debe significar que su diversificación paleogeográfica debió ser menor. En su conjunto, dejando aparte los denominados "antepaíses plegados y escamados", cuyo significado paleogeográfico y tectónico es equivalente al del Prebético, las Zonas Externas norteafricanas constituyeron una zona subsidente y relativamente profunda a partir del Lías superior, que recibió una fuerte alimentación terrígena de procedencia africana, sobre todo durante el Jurásico superior, el Cretácico inferior y el Oligoceno-Mioceno inferior (**Wildi, 1983**). A través de ella se efectuó la transición entre la plataforma adyacente al continente africano y la cuenca oceánica o semioceánica del Surco de los Flyschs. La anchura de este gran dominio paleogeográfico, según los cálculos de **Wildi (1983)** debió ser en el Rif del orden de 200-250 km. La anchura del Surco de los Flyschs Cretácicos Norteafricanos fue estimada, por este mismo autor, del orden del centenar de kilómetros, lo que se adapta a lo que sugiere la cinemática de placas (cf. 2.1.).

En la figura 217 reproduzco la reconstrucción palinspástica de la cuenca situada entre el Penibético y los Rondaides que, como ya discutí en el apartado 3.2.3.3., sólo durante el Paleógeno más reciente y el Mioceno inferior constituyó la prolongación occidental del Surco de los Flyschs. En posición externa se situaría el área deposicional de las Areniscas Numídicas que, provenientes del E a través del Surco de los Flyschs Norteafricanos sufrieron una torsión hacia el N y se depositaron finalmente, en su mayor parte, cerca del borde interno del Penibético. En posición más interna se situaría la unidad de Algeciras. La anchura de esta cuenca debió ser durante el Mioceno inferior, del orden del centenar de kilómetros, si se tiene en cuenta (Figs. 11 y 217) que la anchura actual en sentido E-O, de los afloramientos del manto del Aljibe en el centro de la provincia de Cádiz se aproxima a los 50 km, que la anchura actualmente visible de la unidad de Algeciras al N de esta localidad es del orden de 25 km (incluída la porción oculta bajo los recubrimientos neógenos), y que el acortamiento sufrido por estas dos unidades a consecuencia del plegamiento, los cabalgamientos y la erosión se puede considerar del orden del 20-25% de su anchura original, o tal vez mayor. Probablemente, durante el Cretácico superior la anchura de esta cuenca fue algo mayor pero su evaluación razonable no es posible sobre la base de los datos geológico-regionales. Por otra parte, a partir del límite Aquitaniense-Burdigaliense y a consecuencia del movimiento hacia el O del Bloque de Alborán, la cuenca se acortó rápidamente y sobre su margen interno se instaló una zona tectónicamente muy móvil que constituyó el área de depósito de la Formación Numidoide, hasta que, tras ser removilizados y redepositados los materiales previamente depositados, la cuenca fue cerrada definitivamente a finales del Burdigaliense inferior.

Sobre la anchura original de la hipotética cuenca oceánica nevado-filábride apenas es posible pronunciarse. He asumido, de acuerdo con lo señalado en 3.2.4.1., que el manto del Veleta constituyó un zócalo premesozoico, por lo que no será tenido en cuenta a los efectos de la reconstrucción palinspástica. Por el contrario, el manto del Mulhacén sera considerado (cf. 3.2.4.3.) como una cuenca profunda de características localmente oceánicas y análogas a la que constituyó, durante el Jurásico y el Cretácico, el dominio Pennínico de los Alpes, con el cual ha sido y es a menudo comparado el Nevado-Filábride. Asumiré, por tanto, que en esta cuenca se depositaron sedimentos pelágicos profundos, cuya existencia real no ha podido ser aún demostrada tal vez debido a su reducido espesor original, a los efectos del metamorfismo y las deformaciones alpinas y/o a que hayan sido expulsados hacia zonas más externas.

Dado que el manto del Mulhacén recubre por completo al manto del Veleta teniendo en cuenta la distribución actual de sus afloramientos, las partes ocultas bajo otras unidades alóctonas y asumiendo un acortamiento del orden del 50% de la longitud inicial, la anchura original de este gran conjunto tectónico debió ser bastante superior a

Figura 217.- Propuesta de la reconstrucción palinspástica para el Complejo del Campo de Gibraltar y sus equivalentes norteafricanos. Afloramientos actuales, pero situación relativa de Africa con respecto a Iberia en el Aquitaniense terminal cuando los sectores internos del Surco de los Flyschs estaban en curso de estructuración, en particular en el lado africano.



los 100 km. Puga (1980) sobre la base de las características del magmatismo intraorogénico deducidas al estudiar la petrología y el químismo de los niveles vulcanosedimentarios incluídos en su "formación de mármoles conglomeráticos" ha supuesto que la anchura del fondo oceánico subducido pudo ser del orden de unos 200 km.

4.3. Las Zonas Internas.

4.3.1. Posición original de las Zonas Internas e importancia de los acortamientos preburdigalienses.

Para proceder a la reconstrucción palinspástica de las Zonas Internas es necesario tener en cuenta, en primer lugar, las deformaciones determinadas por la deriva hacia el O del Bloque de Alborán, que afectaron a un edificio de mantos de corrimiento apilado antes del Burdigaliense; en segundo lugar, una vez ubicado el Bloque de Alborán en su punto de partida, hay que deshacer el movimiento de los mantos y eliminar la deformación interna de sus materiales para conocer la paleogeografía preburdigaliense.

La migración hacia el O del Bloque de Alborán produjo dentro de éste una notable deformación interna esencialmente a consecuencia de la aparición de diversos sistemas de accidentes transcurrentes que han permitido la individualización de un gran número de bloques menores y producido rotaciones en sus estructuras internas. Los accidentes dextrorsos, que se agrupan básicamente en dos sistemas de dirección media NO-SO y N60E, han provocado rotaciones dextrógiras y un estiramiento longitudinal a las directrices tectónicas. Estos dos fenómenos son patentes sobre todo en el sector bético del Bloque de Alborán. Por su parte, el sector rifeño se ha visto sometido a una menor fragmentación y a una rotación levógira, debido al aplastamiento de la porción occidental del Bloque de Alborán y al arrastre determinado por el accidente sinistrorso de Yebha-Nekor. Estas deformaciones se deshacen prácticamente por completo al efectuar la reconstrucción palinspástica de las Zonas Externas, ya que al desplazar hacia el E al Bloque de Alborán, los giros y estiramientos sufridos por las diferentes porciones del mismo pueden corregirse simultáneamente con relativa facilidad. Por tanto, a comienzos del Burdigaliense, las Zonas Internas, ya estructuradas en mantos de corrimiento, debían ubicarse en la posición que se indica en la figura 217 , de manera que las unidades internas que actualmente constituyen su terminación occidental se situarían aproximadamente al S de las Baleares. Durante esta misma época los sectores surorientales del Bloque de Alborán estarían ya separados de los macizos internos cabileños por una zona de extensión alargada según la traza del accidente de Yebha-Nekor, que prefiguraría la futura zona de acreción oceánica del mar Argelo-Balear.

El conjunto formado por las Zonas Internas cabileñas y bético-rifeñas estaba delimitado por los bordes septentrional y suroriental de los márgenes continentales norteafricano e ibérico respectivamente. Estos márgenes no sufrieron acortamientos de gran importancia antes del Burdigaliense a diferencia de lo que ocurrió en las Zonas Internas. Por tanto, habida cuenta de que entre el Cretácico superior y el Burdigaliense Africa se desplazó considerablemente hacia Europa, se puede concluir razonablemente que la magnitud de este movimiento fue análoga a la del acortamiento sufrido por las Zonas Internas y que la dirección y sentido de ambos fue la misma. Puesto que el movimiento de Africa hacia Europa se efectuó desde el SE hacia el NO y puesto que fue concomitante con una rotación antihoraria de Africa, el acortamiento de las Zonas Internas debió tener lugar en el mismo sentido, y ser más importante en los sectores orientales que en los occidentales, en los cuales aparecen menos unidades alóctonas. Este acortamiento preburdigaliense se puede estimar, de acuerdo con los datos que suministra la cinemática de placas, de algo más de 100 km en los sectores occidentales y de casi 200 km en los orientales.

Sin embargo, la cinemática de placas también ha puesto de manifiesto que, durante el Eoceno, Africa se desplazó con respecto a Europa hacia ENE y NE casi un centenar de kilómetros. A juzgar por el momento en el que ocurrieron y por su orientación, estos movimientos debieron ser los responsables de las deformaciones dúctiles que aparecen asociadas al metamorfismo alpino que afecta a las rocas alpujárrides y nevado-filábrides, que ha determinado la aparición de microestructuras diversas vergentes hacia el NE. Las deformaciones dúctiles pudieron ser especialmente importantes a lo largo de accidentes preexistentes de orientación E-O ó NE-SO y significado paleogeográfico, como pudiera ser el caso del límite Alpujárride-Maláguide o del límite Alpujárride-Nevado-Filábride, lo que habría podido prefigurar el trazado posterior de las superficies de los mantos de corrimiento dirigidos hacia el N o NO, sobre todo en las cercanías de su zona de raíz. No obstante, como ya he señalado, estos movimientos hacia el NE no debieron determinar grandes superposiciones tectónicas ni, por tanto, grandes acortamientos en sentido perpendicular a las directrices paleogeográficas.

Las dificultades que plantea la reconstrucción palinspástica de las Zonas Internas se deben, por una parte, a que no hay un acuerdo sobre la correlación tectónica entre las unidades distinguidas en las diferentes áreas; por otra, a la completa falta de conocimientos acerca de los sedimentos postriásicos y preneógenos de los Alpujárrides y Nevado-Filábrides, y, por tanto, de las características paleogeográficas de estos conjuntos durante una considerable parte de su historia geológica alpina. La falta de acuerdo acerca de la correlación tectónica de los Alpujárrides, en particular, es uno de los factores que más dificulta la reconstitución palinspástica, ya que en general se admite la existencia de un número tal de mantos (cf. p.e. **Aldaya et al.**, 1979-82), que su despliegue conduce necesariamente a suponer que la anchura original de las Zonas Internas fue mucho mayor de lo que

sugieren los datos de la tectónica de placas. Si se consideran estas dificultades, sólo es posible proponer un modelo de reconstitución palinspástica razonable asumiendo una serie de premisas mediante las cuales sea posible ajustar los valores del acortamiento deducibles del análisis de las estructuras con los que indican las reconstrucciones basadas en la cinemática de placas, y que, al mismo tiempo conduzcan a un esquema paleogeográfico acorde con los datos estratigráficos y sedimentológicos. Por lo que se refiere a los Alpujárrides ya he admitido más arriba (cf. Cap. 8, ap. 3.2.3.2.) que pueden ser agrupados en tres grandes conjuntos tectónicos, de los cuales sólo el inferior y el intermedio serán tenidos en cuenta a la hora de reconstruir la magnitud de los acortamientos. El conjunto superior, dado que está prácticamente desprovisto de cobertera salvo muy localmente en sus afloramientos más frontales, será considerado mayoritariamente como un zócalo removilizado durante la orogenia alpina, cuya relación con los conjuntos adyacentes ya ha sido discutida (cf. ap. 3.3.). Asímismo asumiré la hipótesis de que el conjunto Rondaide-Tetuánide debe ser considerado como un equivalente lateral del conjunto Alpujárride intermedio (cf. 3.4.). Por lo que se refiere al Maláguide será considerado básicamente como una única gran lámina alóctona que sólo en sus porciones frontales aparece subdividida en elementos tectónicos menores aunque de notable continuidad lateral (cf. Cap. 8, ap. 3.2.4.).

4.3.2. Implicaciones palinspásticas del abombamiento antiforme de las Zonas Internas en la vertical de las Sierras Nevada y de Filabres.

En mi opinión, es bastante probable que la anchura original de cada uno de los grandes conjuntos alóctonos que he tenido en cuenta al proponer el modelo de reconstrucción palinspástico-paleogeográfico de las Zonas Internas (Alpujárride inferior, Alpujárride superior, Rondaides y Maláguides), una vez que finalizaron las superposiciones tectónicas en el Aquitaniense terminal, fuera algo menor de lo que en principio sugiere la actual distribución de los afloramientos en torno a la gran ventana tectónica de las Sierras Nevada y de Filabres, por las razones que expondré a continuación.

Actualmente, los materiales nevado-filábrides afloran esencialmente a favor de un gran abombamiento antiforme, netamente posterior a la superposición de los mantos (Fontboté, 1957), cuyo núcleo ha sufrido un levantamiento muy importante, dado que los relieves más altos de la Cordillera han sido labrados sobre los elementos tectónicos más profundos. Por tanto un espesor de varios kilómetros de materiales alpujárrides y maláguides (probablemente no menos de 5 km, tal vez mucho más) ha debido ser eliminado para que los Nevado-Filábrides hayan sido expuestos a la superficie. Paradójicamente, no hay evidencias de que las Zonas Internas fueran intensamente erosionadas hasta el final del Mioceno medio (cf. Cap. 7, ap. 3.2.), y fue a partir del comienzo del Mioceno superior cuando aparecieron los detritos de procedencia nevado-filábride en los sedimentos depositados por los grandes sistemas

deposicionales fluviodeltaicos de esta edad (**Rodríguez-Fernández, 1982**), cuya distribución prefiguró la instalación de la red de drenaje actualmente reconocible en el sector centro-oriental de las Zonas Internas. No es posible, por lo demás, pensar que, en la vertical de las Sierras Nevada y de Filabres haya sido eliminada por erosión durante el Mioceno superior y medio una cantidad importante de materiales, habida cuenta de la exigua representación areal y reducido espesor de las formaciones de esta edad en la Cordillera Bética (cf. Cap. 7, ap. 2 y 3). Tampoco, a mi parecer, resulta verosímil admitir que un volumen tan enorme de materiales supranevado-filábrides como el que debió ser eliminado, hubiera sido erosionado entre el final del Mioceno medio y comienzos del superior, y que hubiera escapado en su mayor parte del ámbito bético actualmente accesible. Por tanto, ¿dónde están los materiales alpujárrides y maláguides que se ubicaron sobre los nevado-filábrides en el sector centro-oriental de la Cordillera?. En mi opinión solo es posible una hipótesis: admitir que las unidades alóctonas supranevado-filábrides, probablemente a lo largo del Mioceno medio, se hubieran deslizado gravitacionalmente hacia el N a consecuencia del abombamiento antiforme de las Zonas Internas coincidente con la vertical de los grandes relieves actuales. Existen ciertas evidencias geológicas a favor de esta hipótesis. Algunas estructuras de dirección próxima a E-O, vergencia al N y estilo gravitatorio, que han sido descritas en los Nevado-Filábrides y Alpujárrides aflorantes al N de Sierra Nevada, podrían estar relacionados con un deslizamiento como el propuesto. Tal es el caso de ciertos pliegues descritos por **Delgado (1978)** en la Sierra de Baza. También se pueden relacionar con deslizamientos gravitacionales post-pila las superposiciones anómalas de ciertos elementos nevado-filábrides sobre otros alpujárrides que han sido descritas al S del Serón (**Molina, 1981; Molina y Orozco, 1983**), o la duplicación y replegamiento de estilo gravitatorio de ciertas unidades nevado-filábrides en diversos puntos al N de la Sierra de los Filabres (**Voet, 1967; Kampschuur, 1975**).

Por consiguiente, de acuerdo con esta hipótesis, se ha de tener en cuenta, a la hora de efectuar la reconstitución palinspástica, que la anchura de cada lámina alóctona al terminar las superposiciones de los mantos en el Aquitaniense terminal no es la que sugiere la disposición actual de los afloramientos, sino que debe ser reducida en unos 30 km más o menos, que es la anchura media de los afloramientos del gran núcleo nevado-filábride. De lo contrario, al desplegar las unidades se van acumulando errores que determinan una sobreestimación considerable de la anchura original de los elementos alóctonos.

4.3.3. Dimensiones del dominio Alpujárride inferior.

El dominio paleogeográfico del que procedieron las diferentes unidades que constituyeron el conjunto Alpujárride inferior se debió situar al S y SE de la cuenca Nevado-Filábride y, al igual que ésta, probablemente no pasó al otro lado del Accidente de Antequera.

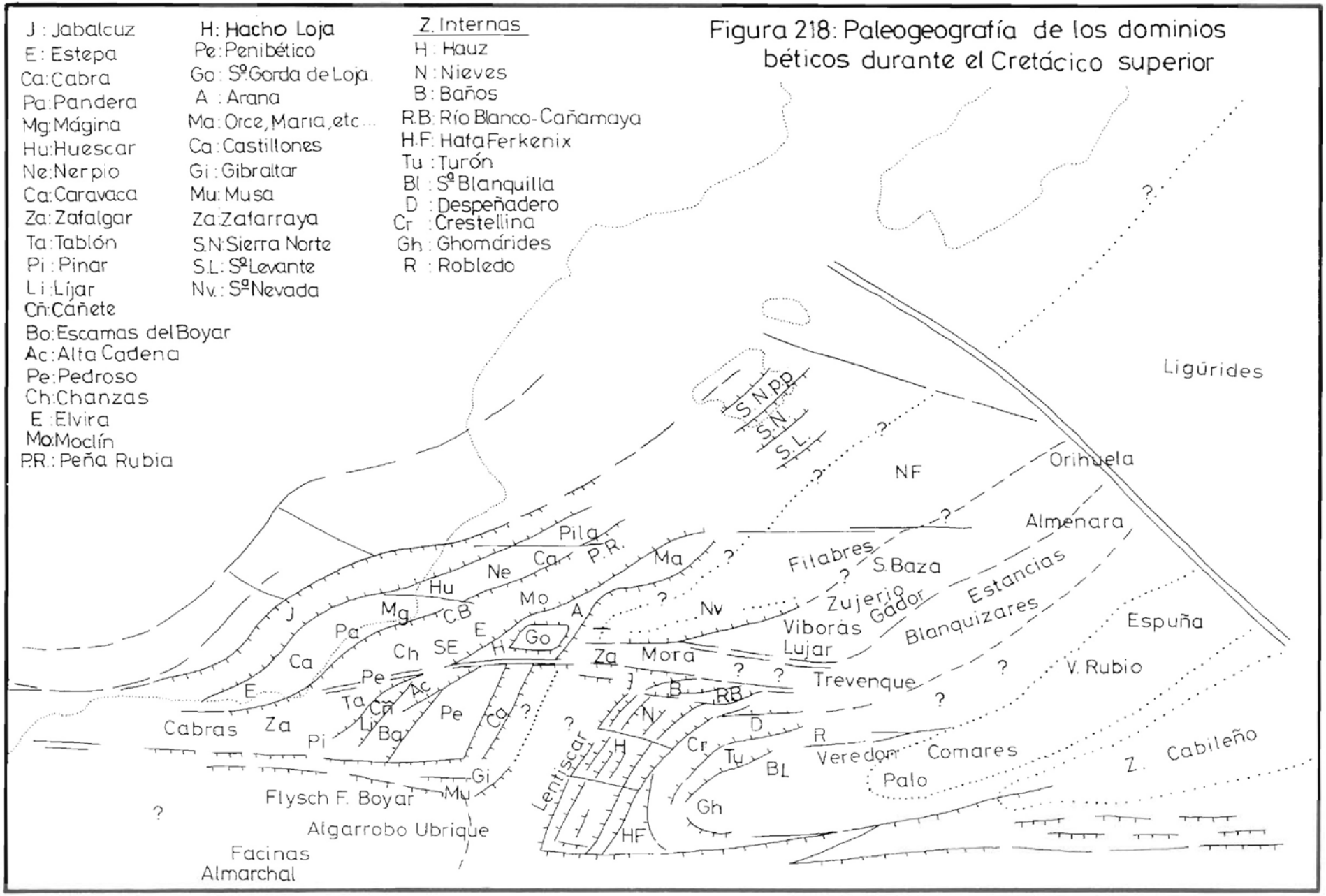
Su terminación suroccidental, por tanto, debió guardar una cierta relación con la unidad de la Mora, cuya posición tectónica, en el estado actual de conocimientos, es equivalente a la del Alpujárride inferior. Las características paleogeográficas de este dominio son mal conocidas durante el Trías superior más alto y desconocidas después del Trías, ya que aparece esencialmente constituído por materiales triásicos ante-norienses. Durante el Trías medio s.l., es probable que dentro de él se puedan diferenciar dos subdominios paleogeográficos, uno más nororiental, que se correspondería con las series "almágrides" de **Simon y Visscher (1983)** y en el cual el depósito se había producido en ambientes sedimentarios algo más restringidos y con una influencia detrítica algo mayor que en el subdominio suroccidental, que se correspondería con las series tipo Lújar; en este último, la sedimentación carbonatada fue más potente y tuvo lugar en condiciones marinas más francas, aunque bastante someras.

La superposición actualmente visible (Fig. 192) del Alpujárride inferior sobre el Nevado-Filábride en la transversal de la Sierra de Baza a la Sierra de Gádor supera los 60 km, pero la anchura total visible de esta gran lámina cabalgante es mayor, del orden de 80 km. Si se tiene en cuenta, de acuerdo con lo expuesto en 4.3.2. que este cabalgamiento aparece algo exagerado por el abombamiento de Sierra Nevada y se consideran los posibles efectos de la erosión, la anchura de la lámina cabalgante, al terminar la estructuración en mantos de corrimiento, debió ser del orden de 50-60 km como mínimo. A menudo el Alpujárride inferior aparece constituído por dos digitaciones (Sierra de Lújar: **Estévez et al., 1985a**; Sierra de Gádor: **Sanz de Galdeano, en prensa a**; Sierra de Baza: **Delgado, 1978**; NO de Sierra Nevada: **Arana y Martín, 1975, 1976**; **Martín, 1980a**) con ligeras diferencias estratigráficas así como en las características de los yacimientos minerales que contienen cada una de ellas. Su deformación interna por replegamiento ha sido, además, muy importante, por lo que debe admitirse que este dominio sufrió un acortamiento apreciable , tal vez del 40-50% de su anchura original. A pesar de la gran cantidad de reservas que se imponen, debido al aún escaso conocimiento que poseemos de la estratigrafía, la estructura y, sobre todo, de la paleogeografía de las unidades incluídas en este dominio (véase, no obstante, **Martín y Braga, 1985**), a título de hipótesis y habida cuenta de lo expuesto más arriba, he considerado que su anchura original se debió aproximar al centenar de kilómetros y que en las proximidades del Accidente de Antequera se adelgazaría rápidamente hasta desaparecer.

4.3.4. Dimensiones del dominio Alpujárride intermedio-Rondaide.

4.3.4.1. Los sectores occidentales.

En el Rif, la anchura del dominio tetuánide (="Dorsal Externa"= Rondaide) entre Tetuán y Assifane ha sido estimada por **Wildi et al. (1977)** en unos 50 Km. Si se tiene en cuenta, además, que el manto de Imurasine puede considerarse un elemento tetuánide muy inter-


J : Jabalcuz
E : Estepa
Ca: Cabra
Pa: Pandera
Mg: Mágina
Hu: Huescar
Ne: Nerpio
Ca: Caravaca
Za: Zafalgar
Ta: Tablón
Pi : Pinar
Li : Líjar
Cñ: Cañete
Bo: Escamas del Boyar
Ac: Alta Cadena
Pe: Pedroso
Ch: Chanzas
E : Elvira
Mo: Moclín
P.R.: Peña Rubia
H: Hacho Loja
Pe: Penibético
Go: Sª Gorda de Loja
A : Arana
Ma: Orce, Maria, etc...
Ca: Castillones
Gi : Gibraltar
Mu: Musa
Za: Zafarraya
S.N: Sierra Norte
S.L: Sª Levante
Nv.: Sª Nevada
Z. Internas
H : Hauz
N : Nieves
B : Baños
R.B. Río Blanco-Cañamaya
H.F: Hafa Ferkenix
Tu : Turón
Bl : Sª Blanquilla
D : Despeñadero
Cr : Crestellina
Gh : Ghomárides
R : Robledo
Figura 218: Paleogeografía de los dominios béticos durante el Cretácico superior
Ligúrides
S.N.PP
S.N.
S.L.
NF
Orihuela
Almenara
Filabres
S. Baza
Zujerio
Gador
Estancias
Blanquizares
Espuña
V. Rubio
Viboras
Lujar
Trevenque
Veredon
Comares
Palo
Z. Cabileño
Pila
Ne
Ca
P.R.
Ma
Hu
Mo
A
Nv
Mg
C.B
E
Pa
Go
Ch
SE
Hz
Za
Mora
Ca
Pe
Ta
Cñ
Ac
Li
Ba
Pe
Ca
Cabras
Za
Pi
Gi
Mu
Flysch F. Boyar
Algarrobo Ubrique
Facinas
Almarchal
Lentiscar
H
Cr
Tu
BL
Gh
HF
B
RB
Ny
D
R

no, la anchura del dominio sería algo mayor, del orden de 60-70 km.

En la Cordillera Bética (Fig. 218) la anchura del dominio Rondaide parece haber sido algo menor, aunque es muy posible que este aparente estrechamiento esté relacionado con la desaparición, por laminación tectónica y/o erosión, de una parte importante de las unidades procedentes del mismo. La laminación tectónica ha sido muy importante a lo largo del contacto entre las Zonas Internas y las Externas béticas y la presencia de una alineación arrosariada de elementos rondaides de tipo Pereila y de tipo Cabrilla sugiere que, aunque relativamente pequeña, su anchura original debió ser bastante mayor de lo que parecen indicar los actuales afloramientos; pienso que debió estar comprendida, al menos, entre 10-15 km, habida cuenta de la distribución de los afloramientos, la estructura local de cada uno de ellos y de las facies sedimentarias. Algo por el estilo se puede decir a propósito de las unidades tipo Lentiscar y tipo Argüelles, que debieron situarse en la zona de transición a la cuenca profunda más externa: a juzgar por la estructura imbricada de la unidad de Argüelles al NO de Estepona su anchura debió ser, como mínimo de unos 5 km. Las dimensiones originales de la unidad de las Nieves pueden ser estimadas con mayor seguridad, habida cuenta de su extensión areal y su estructura interna y suponiendo además que su frente ha sido retrocedido, por erosión, al menos un par de kilómetros, a juzgar por la presencia de diversos isleos tectónicos: su anchura debió estar comprendida al menos entre 13 y 15 km en la transversal de la Torrecilla al Cortijo de los Quejigales. En definitiva, la anchura mínima del dominio Rondaide en el O de la Cordillera debió ser del orden de 30 km, pero es muy probable que fuera superior.

Las unidades rondaides de la región de Sierra Arana debieron proceder de un sector de la cuenca algó más interno que la unidad de la Mora, a juzgar por su posición tectónica. Habida cuenta de la gran complejidad de su estructura interna imbricada, la anchura original de la porción de la cuenca representada por estos elementos debió ser mucho mayor de lo que sugieren actualmente los cortes geológicos. Una anchura original de 15-20 km como máximo puede aceptarse a la luz de los datos geológicos disponibles, tanto para la región al S de Sierra Arana como para la del Hauz, en el Rif. Es posible, sin embargo que en esta última región, otras unidades rondaides se encuentren ocultas en profundidad bajo el resto de las Zonas Internas.

Por lo que se refiere a las unidades del conjunto Alpujárride intermedio (Fig. 218) en el sector occidental del Bloque de Alborán, no plantean serias dificultades a la reconstrucción palinspástica si se consideran, de acuerdo con lo propuesto más arriba, como el sustrato estratigráfico original, de edad Trías medio y más antiguo, de la unidad de las Nieves. En el Rif prácticamente no están representadas, lo que pienso que debe considerarse como la expresión superficial de su desaparición en profundidad, dado que la magnitud de los corrimientos en las Zonas Internas disminuyó de E a O. La anchura original

de la cobertera de la unidad de Yunquera, puesto que ésta constituyó una especie de gran pez tectónico limitado por superficies de corrimiento, se puede considerar, como máximo, del orden de 3-4 km. La anchura original de la unidad de Blanca es muy difícil de establecer con seguridad, puesto que su deformación interna es de estilo fluidal; suponiendo que sufrió un acortamiento del orden del 30%, la anchura de su porción meridional, provista de cobertera en las Sierras Blanca y de Mijas, debió ser del orden de 10-15 km o algo mayor; la de la porción septentrional, desprovista de mármoles, más o menos similar. Así pues, la anchura total del hipotético "sustrato alpujárride intermedio" de los Rondaides de la Serranía de Ronda, se ajustaría aproximadamente a la que se deduce en los elementos de cobertera, lo que pienso que se puede considerar como un dato más a favor de la complementaridad estratigráfica entre ambos conjuntos de unidades.

Para completar la reconstrucción palinspástica de los sectores occidentales de las Zonas Internas habría que tener en cuenta la anchura original de la cobertera de los elementos frontales del Alpujárride superior. La estrechez de los afloramientos es, sin embargo, manifiesta y la amplitud de su superposición tectónica sobre unidades más externas parece decrecer rápidamente hacia el S, por lo que la importancia de estos elementos en el esquema de reconstrucción palinspástica es mínima, tanto más si se tiene en cuenta que pudieron constituir el sustrato estratigráfico de ciertos elementos rondaides muy internos.

4.3.4.2. Los sectores orientales.

Es probable, excepto en las regiones próximas al Accidente de Antequera, que hacia el NE la anchura original del conjunto Alpujárride intermedio fuera algo menor que la del Alpujárride inferior (Fig. 218), ya que solamente al N y O de Sierra Nevada y al N de la Sierra de Filabres aparecen afloramientos extensos, del orden de 30 km en sentido perpendicular a las directrices tectónicas dominantes, formados por materiales triásicos (¿y más recientes?). En mi opinión, es poco probable que la erosión haya eliminado por completo a la cobertera triásica de los zócalos metapelíticos que constituyen los mantos alpujárrides que ocupan la posición intermedia o inferior al S de los grandes afloramientos nevado-filábrides. Más bien considero más lógico admitir que las superficies de corrimiento superior e inferior que delimitan al conjunto Alpujárride intermedio tienden a desplazarse, hacia el S y SE, hasta niveles estratigráficos cada vez más profundos, lo que además pudo favorecer el deslizamiento hacia el N y el acúmulo preferencial, al N y NO de Sierra Nevada, de las series de cobertera carbonatada, que tal vez pudo haberse visto favorecido por un despegue a favor de las formaciones de filitas y cuarcitas permo-triásicas. Aun considerando que una parte importante de la cobertera, del orden del 30-40%, se haya perdido por erosión y que el acortamiento sufrido por ésta sea del 30% de la anchura original del Alpujárride intermedio, ésta apenas debió alcanzar los 80-100 km al N y NE del Accidente de Antequera.

4.3.5. Anchura original del dominio Maláguide.

En la Cordillera Bética occidental (Fig. 99) la amplitud del recubrimiento del Maláguide sobre los Alpujárrides y Rondaides en sentido SE-NO ha sido, como mínimo de 50 km, que es la distancia comprendida entre los afloramientos existentes en la región de Ardales y la posición de su zona de raíz, que se situaría a poca distancia al SE de la Costa del Sol. En el sector centro-oriental de la Cordillera el recubrimiento fue bastante mayor a juzgar por la presencia de numerosos pequeños isleos al N y al S de Sierra Nevada; después de restar la distancia determinada por los deslizamientos tardíos (cf. 4.3.2.), se puede estimar la anchura del Maláguide, como mínimo en unos 70-80 km. Si se admite que el acortamiento absorbido por plegamiento interno, por imbricación y a consecuencia de la formación de las unidades maláguides frontales y las escamas de su cobertera en las proximidades del contacto con las Zonas Externas, fue del orden del 30% de su longitud inicial, la anchura de la porción maláguide cabalgante debió ser del orden de 70 km en los sectores occidentales de la Cordillera Bética y de algo más de 100 km en los orientales. Probablemente la magnitud del cabalgamiento disminuyó hacia los sectores rifeños y debió ser sólo de pocos kilómetros en el sector de los Bokoyas.

Dado que una parte importante del sustrato del mar de Alborán debe estar constituído por materiales maláguides situados detrás de la zona de raíz, la anchura total del Maláguide antes de los corrimientos, desde sus afloramientos más noroccidentales hasta la traza del accidente de Yebha-Nekor, puede estimarse entre 150 y 200 km.

Por lo que se refiere a la anchura de los distintos subdominios paleogeográficos de la cobertera maláguide (cf. Cap. 6, ap. 3.4.5.1.) su posición relativa y sus dimensiones se reproducen en la figura 218 . **Wildi et al. (1977)** estimaron que la anchura del subdominio de la unidad rifeña de la Hafa Ferkenix fue de unos 10-15 km, mientras que la del las unidades tipo El Babat fue más o menos equivalente. Este último se prolongó hacia el N a través del Hauz hasta la región de Sierra Arana y su anchura pudo ser también del orden de la decena de kilómetros habida cuenta de la compleja estructura interna imbricada que muestra la unidad del Despeñadero en esta última región. Es posible, no obstante, que la distancia actualmente existente entre los elementos tipo El Babat de Sierra Arana y del Hauz sea mayor que la distancia original, debido a los estiramientos longitudinales determinados por el funcionamiento trancurrente del contacto entre las Zonas Internas y las Externas, por lo que los elementos de la región de Sierra Arana deben ser desplazados hacia el O y aproximados hacia el Hauz. La anchura original del subdominio tipo Robledo debió ser muy reducida: los datos de campo no parecen indicar más de 2 o 3 km; le he asignado una anchura total de unos 10 km y he mantenido su posición relativa con respecto a los otros subdominios maláguides, de acuerdo con la situación de sus afloramientos. Por último, la mayor parte del Maláguide debió estar ocupado por los subdominios centro-oriental y occidental; éste último, en particular,

debió presentar una ramificación meridional, a juzgar por las características de la cobertera maláguide en los pequeños isleos tectónicos existentes al SE de la Zona Bética. Una dependencia menor de este último subdominio, debió ser la que actualmente constituye la cobertera de las "unidades paleozoicas" del sector de los Bokoyas (Mégard, 1969; Andrieux, 1971).

5. EVOLUCION GEOLOGICA ALPINA.

5.1. Desde el Paleozoico superior hasta el final del Trías.

5.1.1. El Pérmico y el Trías inferior.

Por lo que hasta ahora se conoce, la evolución geológica alpina de los distintos elementos tectónicos que hoy forman parte de la Cordillera Bética se inició a partir de la peneplanización de unos relieves originados durante la Orogenia Hercínica. Esta determinó el cese de una sedimentación de tipo geosinclinal que se produjo en el dominio Maláguide durante el Paleozoico superior y el plegamiento de la cuenca, aunque los efectos tectónicos de la Orogenia Hercínica en este dominio han sido considerados, por lo general, poco importantes. En el Nevado-Filábride ha sido señalada la existencia de un metamorfismo de contacto y de un magmatismo tardihercínicos.

Tal vez ya durante el Pérmico, pero desde luego con toda seguridad a partir del comienzo del Trías (Fig. 219), se inició el depósito de formaciones terrígenas en ambientes continentales fluviales, sobre los terrenos más antiguos plegados. El área fuente de los terrígenos de las Zonas Externas se situó en la Meseta Ibérica. La del Maláguide y, tal vez, la del Alpujárride se situó al S y SE de estos dominios, a juzgar por las paleocorrientes, y debió coincidir con el denominado Zócalo Cabileño.

5.1.2. El Trías medio.

A partir del Trías medio (Fig. 220) una transgresión marina determinó la implantación de una plataforma carbonatada somera, tanto sobre una parte de las Zonas Internas como sobre las Zonas Externas. Las facies que se depositaron en unas y en otras fueron, sin embargo, bastante diferentes: en las Zonas Externas se depositaron facies carbonatadas germánicas, el Muschelkalk, cuyo depósito se produjo en un mar somero epicontinental, como ha sido propuesto en este trabajo para el Penibético (Cap. 2, ap. 3.2.2.4. y 4.1.), mientras que una parte de las Zonas Internas, en concreto los Alpujárrides y Rondaides, pertenecieron al dominio de las facies alpinas. Es posible que entre estos dos grandes dominios existiera una especie de "alto paleogeográfico" que dificultara o incluso impidiera las relaciones laterales entre ellos. Este "alto" debió coincidir con el Nevado-Filábride y probablemente constituyó una zona poco subsidente y parcialmente emergida, en

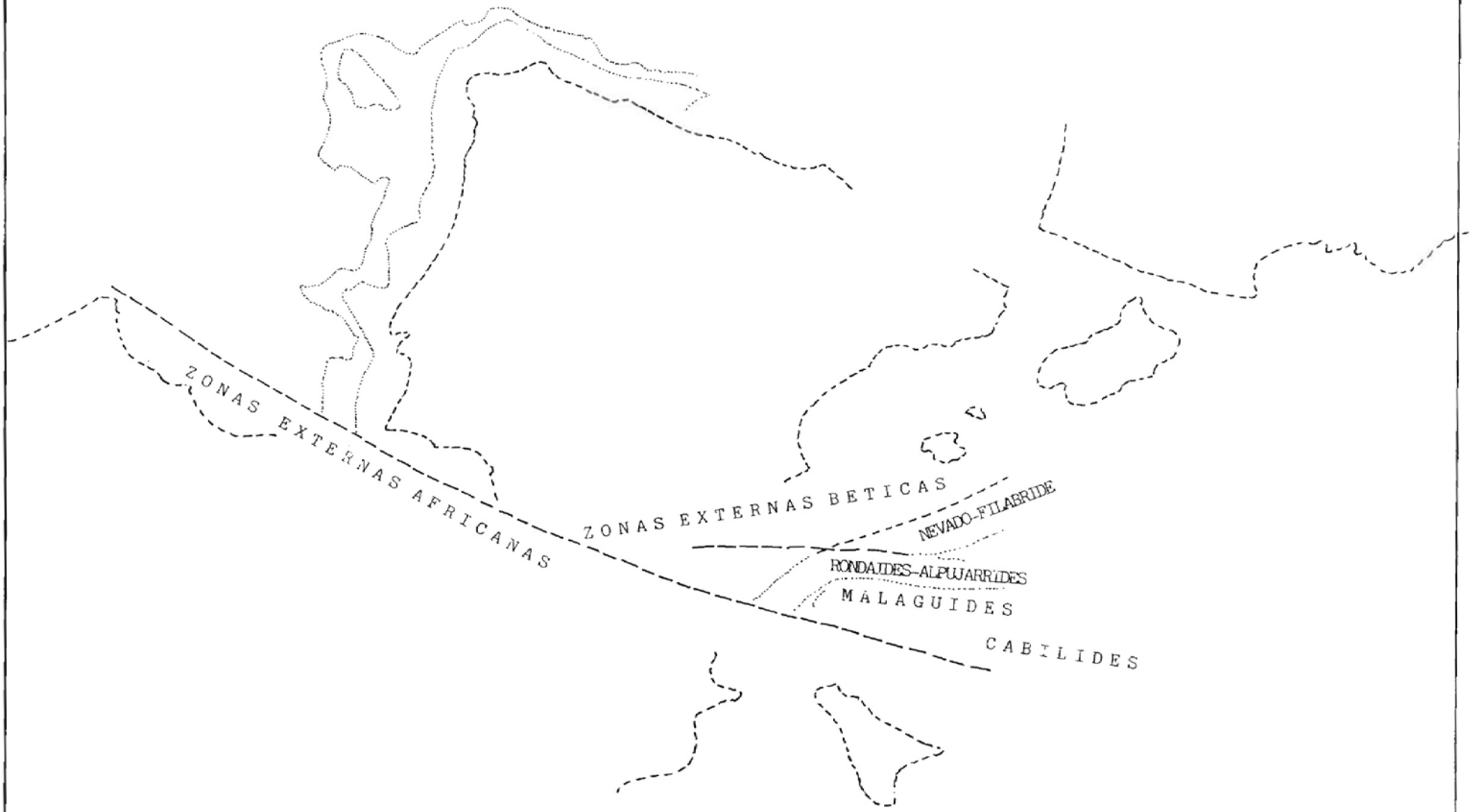


Figura 219.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante el Paleozoico terminal, el Trías y el Lías inferior, sobre la base de la evolución cinemática del Atlántico, establecida por Olivet et al. (1984).

la que el sustrato hercínico debía aflorar y ser sometido a un intenso lavado por meteorización superficial en ambiente continental. Este lavado pudo favorecer la acumulación de hierro en las aguas marinas de las zonas restringidas de las plataformas carbonatadas adyacentes, lo que explicaría la aparición de importantes yacimientos sedimentarios de hierro en diversos puntos del Nevado-Filábride (**Martín y Torres-Ruiz, 1982**) que arman en las formaciones carbonatadas triásicas. Una situación equivalente ha sido atribuída durante el Trías al denominado "alto insúbrico" de los Alpes.

La conexión del dominio Alpujárride-Rondaide con los otros sectores del mar Alpino triásico se pudo efectuar bien hacia el NE a través de las áreas más internas de las Zonas Externas apenínicas (**Fontboté et al., 1983**) o bien a través de las Zonas Externas sicilianas (**Wildi, 1983**), en las cuales el Trías alpino se encuentra bien desarrollado y diversificado (**Vezzani, 1971**), lo que sólo se comprende teniendo en cuenta la situación de las Zonas Internas durante el Trías con respecto a Europa y Africa, de acuerdo con la reconstrucción palinspástica efectuada y la tectónica de placas.

Al interior del dominio alpino bético, y probablemente rodeado por completo por el mar triásico alpino de las Zonas Externas sicilianas, apenínicas meridionales y alpino-adriáticas, se situaría lo que podríamos llamar el "dominio del Trías de facies Verrucano o maláguide", al cual pertenecieron el Maláguide, el Cabílide (incluídas las áreas que luego darían lugar a la "Dorsal Externa Cabileña"), el Calábride y una parte de las Zonas Externas del Apenino septentrional. Este "dominio de facies Verrucano" era de características parecidas a las del dominio germánico, pero sus sedimentos fueron más detríticos y su espesor bastante menor. El dominio del Maláguide, por tanto, se configuró como una zona reacia a la subsidencia ya desde el Trías.

De acuerdo con la evolución de las facies que se reconoce en el registro sedimentario triásico, a lo largo del Anisiense se produjo una subida relativa del nivel del mar, que alcanzó un máximo durante el Anisiense superior y el Carniense inferior (Fig. 248). En este momento se expandieron las facies marinas y aparecieron, por vez primera, las bioconstrucciones carbonatadas en el dominio alpujárride así como los depósitos hemipelágicos eventualmente con ammonoideos (**Delgado et al., 1981; Martín y Braga, 1985**). El nivel del mar se estacionó durante el Ladiniense y comenzó a descender, probablemente de modo pulsante, durante el tránsito del Ladiniense al Carniense. Es probable que este descenso estuviera temporalmente relacionado con el inicio de una inestabilidad tectónica distensiva, asociada a la cual debió producirse una cierta actividad volcánica, o al menos subvolcánica, e hidrotermal, que pudo ser la responsable de la llegada a la cuenca de elementos metálicos y de volátiles como el Pb, F, Zn, Ba, Mo, Hg, etc., que se acumularon en los sedimentos de esta edad en virtud de procesos sedimentarios y/o diagenéticos tempranos, y que han dado lugar a la formación de numerosos yacimientos minerales en los Alpujárrides, localmente de cierto interés económico. En las Zonas Externas esta fase regresiva determinó el cese del depósito en la

FIGURA 220. Distribución de las facies y paleogeografía esquemática durante el Trías medio (Ladiniense).

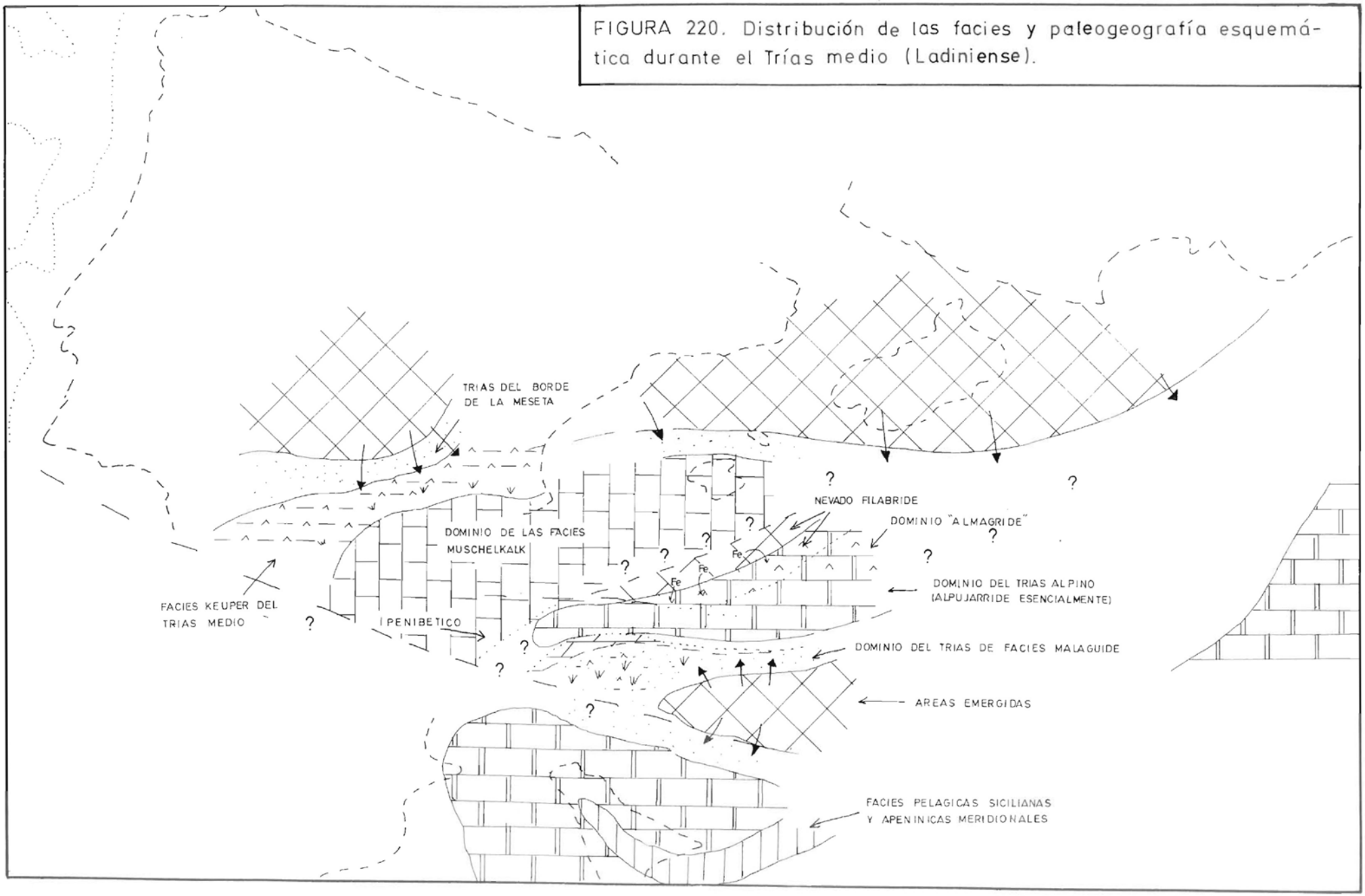
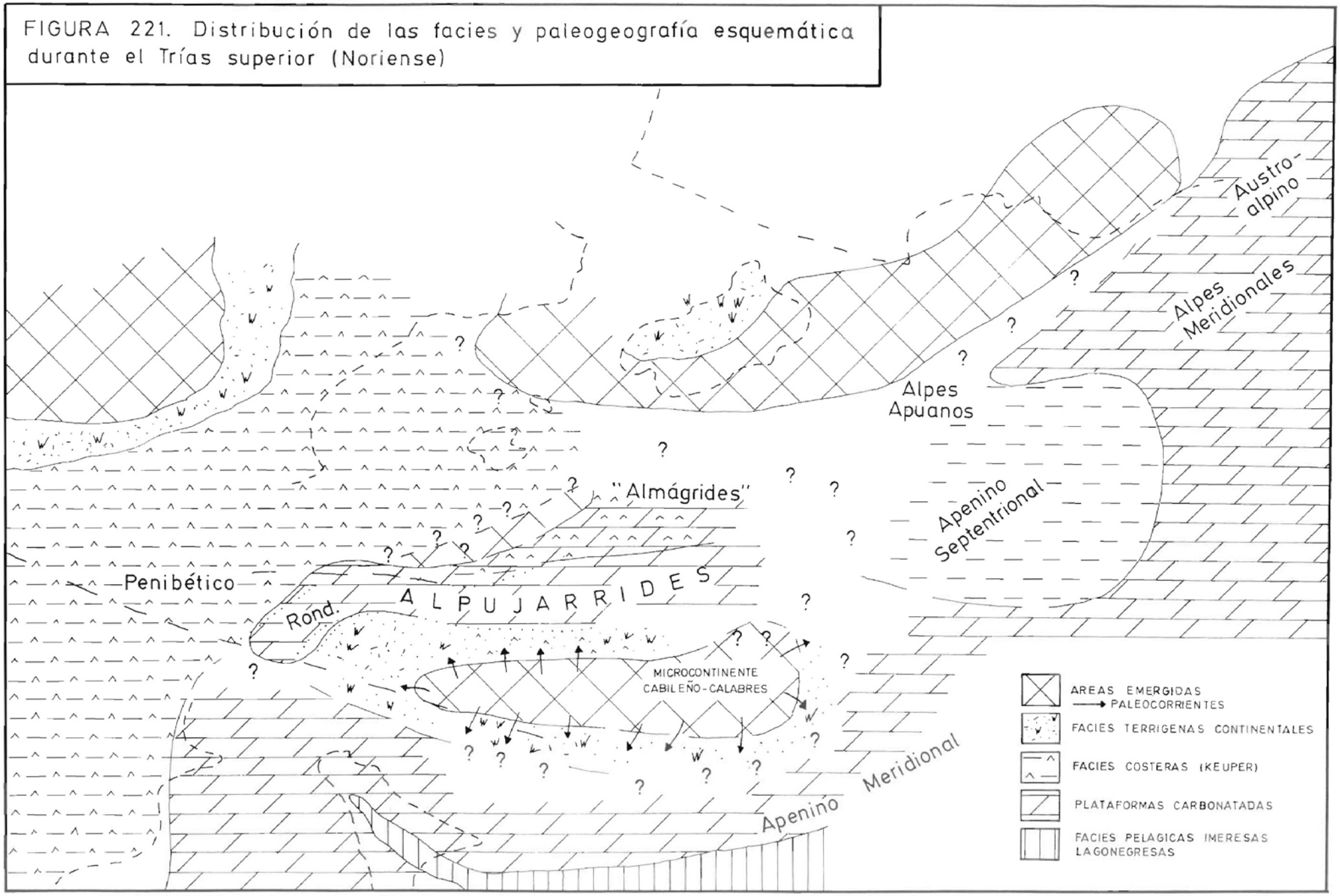


FIGURA 221. Distribución de las facies y paleogeografía esquemática durante el Trías superior (Noriense)



plataforma submareal cuyos sedimentos fueron reemplazados por otros de facies marinas marginales, costeras o incluso continentales.

5.1.3. El Trías superior.

Durante el Trías superior (Fig. 221) los dominios germánico y alpino quedaron netamente individualizados. Durante el Carniense las condiciones regresivas se generalizaron: en una extensa plataforma costera, en condiciones climáticas áridas, se inició el depósito de las facies Keuper sobre las Zonas Externas. En el dominio Alpujárride el depósito se efectuó localmente, todavía, en condiciones marinas, aunque las facies costeras alcanzaron también una extensa representación.

A partir del comienzo del Noriense, o tal vez durante el Carniense más alto, se inició una nueva transgresión que determinó una general reimplantación de las facies de plataforma carbonatada somera en el dominio Alpujárride-Rondaide, y se produjo el depósito de las formaciones de tipo Dolomia Principal; mientras, en las Zonas Externas, continuaba el depósito de las facies Keuper, localmente con intercelaciones dolomíticas importantes, como la Dolomia del Lirio del Penibético. Dado el gran espesor alcanzado por estos sedimentos en los Alpujárrides y Rondaides así como la persistencia, a lo largo de la columna estratigráfica, de las facies someras y la evolución cíclica de las mismas, la subsidencia contemporánea del depósito debió ser muy importante, lo que probablemente estuvo relacionado con una generalización de las condiciones distensivas en el dominio Alpujárride-Rondaide. Ello conllevó asociado también a una expansión mayor de las facies marinas, que llegaron a alcanzar localmente el borde interno de los futuros dominios paleogeográficos externos.

Mientras que en las Zonas Externas persistían las facies costeras del Keuper, en los Alpujárrides y Rondaides alcanzaron localmente un gran desarrollo las facies arrecifales. Las bioconstrucciones del Trías superior bético presentan ciertas particularidades sedimentológicas (cf. en particular y al respecto **Martín y Delgado, 1980; Flügel et al., 1984 y Braga y Martín, 1985a,b**, entre otros) que las diferencian de las existentes durante el Noriense-Retiense en los Alpes (**Flügel, 1981, 1982**); por el contrario, son bastantes equivalentes a las descritas por **Brandner y Resch (1981)** en el Carniense alpino. Estas características revelan, como han señalado **Braga y Martín (1985a)** la persistencia de unas condiciones ecológicas particulares en la terminación occidental de los dominios triásicos alpinos, cuya relación con factores eustáticos y/o climáticos ha sido invocada y que tal vez poner de manifiesto un relativo aislamiento paleogeográfico de nuestras regiones con respecto a las zonas del mar alpino más abiertas a las influencias pelágicas.

Tal vez en relación con un efímero aumento de la inestabilidad tectónica (cf. Cap. 5, ap. 4.2.4.5.) tuvo lugar un rápido ascen-

so del nivel del mar durante el Retiense, en relación con el cual las facies dolomíticas relativamente restringidas del Noriense fueron reemplazadas por facies calizo-margosas de plataforma abierta. Sin embargo, al acercarse el final del Trías se produjo de nuevo una ligera somerización de las facies. En esta misma época comenzó la implantación de las facies carbonatadas de plataforma somera sobre los dominios en los que previamente se habían depositado las facies Keuper.

5.2. De la base del Jurásico al final del Cretácico inferior.

5.2.1. El Lías inferior.

Al comienzo del Lías (Fig. 222) se produjeron una serie de cambios paleogeográficos importantes, entre los que hay que destacar la implantación definitiva de las condiciones marinas tanto sobre las Zonas Externas como sobre el dominio Maláguide, y la aparición de las facies pelágicas, a veces con abundantes ammonites, en el dominio Rondaide. Lo que sucedió en los sectores más orientales del dominio Alpujárride y en el Nevado-Filábride se desconoce a causa de la ausencia o de la no identificación de los sedimentos postriásicos.

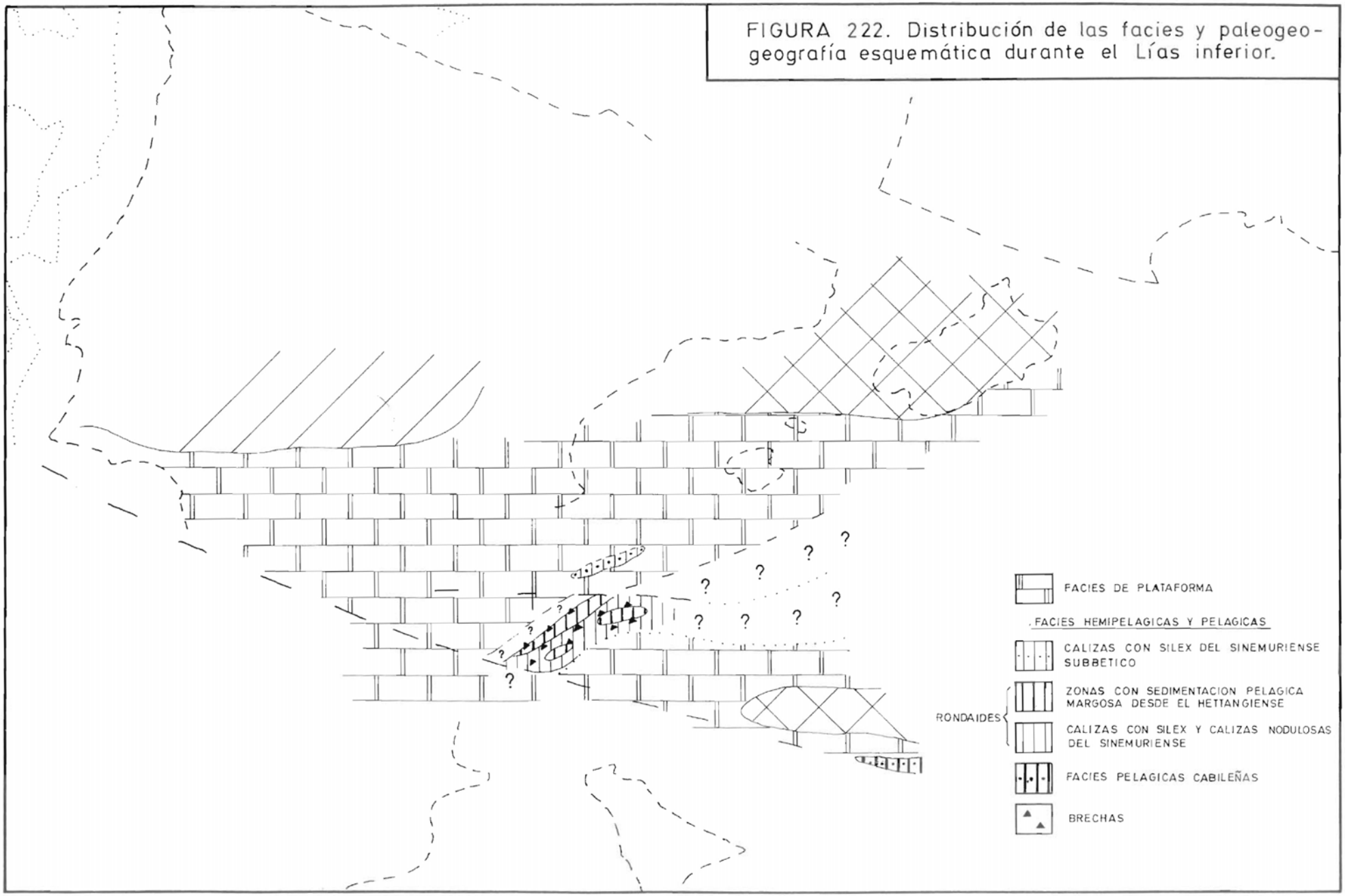
La aparición de brechas sinsedimentarias, pliegues sinsedimentarios y diques neptúnicos originados por fisuración tectónica en las unidades rondaides más externas (tipo Pereila: Cap. 5, ap. 4.3.4.2.5.) demuestra que esta región se vio afectada por una intensa fracturación sinsedimentaria que evidencia el progreso de las condiciones tectónicas extensivas y la separación de las Zonas Internas con respecto a las Externas. Al mismo tiempo, en las Zonas Externas, el depósito acaeció en condiciones de acentuada calma tectónica en una plataforma carbonatada en la que se depositaban sedimentos potentes de facies someras; tan solo en ciertas áreas más subsidentes se depositaron facies de plataforma abierta, con influencias hemipelágicas **(García-Hernández et al., 1976, 1980, 1986)**

La sucesión vertical de las facies en las unidades rondaides tipo Pereila se desarrolló durante un ascenso relativo del nivel del mar (Fig. 248), que ocurrió de modo pulsante, probablemente en estrecha relación con la actividad tectónica contemporánea. Por su importancia merecen destacarse los pulsos transgresivos de edad Hettangiense medio-superior, Sinemuriense inferior y Lotharingiense, que fueron interrumpidos efímeramente por la irrupción de brechas durante el tránsito Hettangiense-Sinemuriense, y el Sinemuriense medio-superior.

5.2.2. El Lías medio-superior y el Dogger.

A lo largo del tránsito entre el Lías inferior y el medio (Fig. 223) se fue generalizando la situación extensiva a la mayor parte de la cuenca, lo que acabaría por determinar la desintegración de la plataforma carbonatada liásica durante el Lías medio y la

FIGURA 222. Distribución de las facies y paleogeografía esquemática durante el Lías inferior.



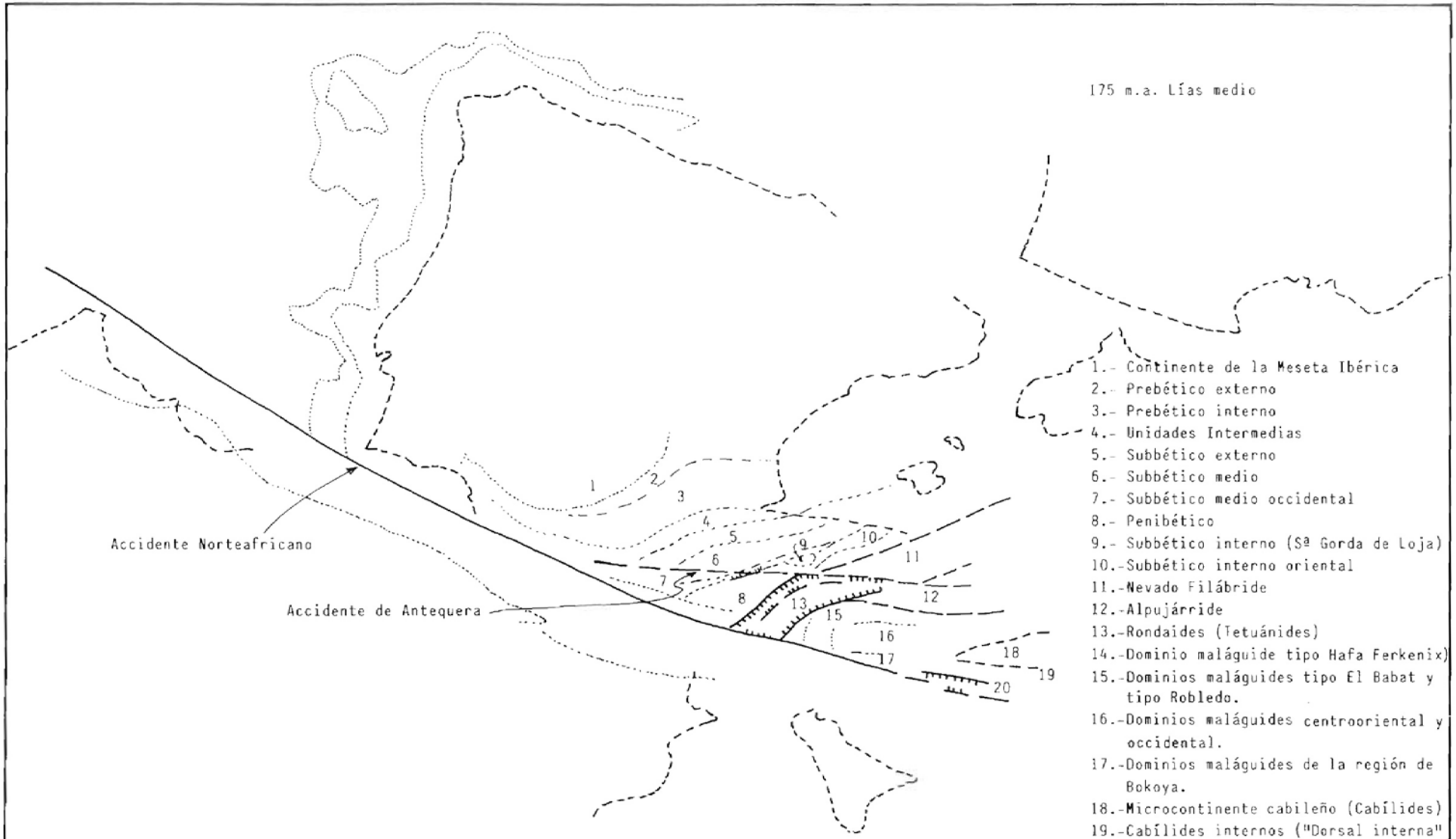


Figura 223.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante el lías medio.

entrada de las facies pelágicas en las Zonas Externas. El depósito de las facies de calizas de crinoides vino a ser el preludio de esta desintegración, como lo demuestra la acción de las corrientes marinas, sobre todo de mareas, **(García-Hernández et al., 1979a,b, 1986; Dabrio y Polo, 1985)** y la aparición de los ammonites **(Rivas, 1979)**.

A partir del Domerense, en las **Zonas Externas** las facies rítmicas neríticas fueron sustituídas por facies pelágicas de ritmitas calizo-margosas con ammonites en las áreas más subsidentes, y por superficies de interrupción sedimentaria submarina, o incluso de karstificación subaérea originadas por emersión temporal, en las áreas más reacias a la subsidencia. Es el momento en el que se produjo la individualización del Prebético y del Subbético y la individualización dentro de éste de una serie de surcos y umbrales. Los surcos fueron áreas subsidentes, propicias al depósito de sedimentos calizo-margosos de notable espesor durante el Lías y a veces con carácter euxínico; durante el Dogger (Fig. 226) las facies calizo-margosas fueron gradualmente reemplazadas por facies margoso-silíceas. La ruptura tectónica del fondo de la cuenca al progresar la extensión queda demostrada por la aparición de rocas volcánicas submarinas. Por su parte, en los bordes de los surcos y en las áreas de transición a los umbrales, esto es, en las pendientes submarinas, se depositaron ciertas facies de calizas modulosas, brechas y sedimentos margosos con estructuras de deslizamiento gravitacional. Los umbrales fueron áreas reacias a la subsidencia, que estuvieron delimitadas por fallas normales, probablemente a menudo lístricas, de las áreas de surco; en ellos, o bien no hubo depósito y el techo de las calizas de la plataforma liásica pasó a constituir fondos duros submarinos, propicios a la colonización por organismos epibiontes y a la formación de costras calcáreas y ferruginosas, o bien se depositaron facies pelágicas condensadas del grupo de las calizas nodulosas. Temporalmente estos altos fueron incluso sometidos a emersión y karstificados en ambiente subáereo, bien a consecuencia de los basculamientos del fondo de la cuenca originados al progresar los movimientos extensivos a favor de fallas lístricas o bien durante los episodios de caída eustática del nivel del mar.

En el dominio **Rondaide** el progreso del hundimiento del fondo de la cuenca, que fue más importante en las áreas más externas, determinó la formación de una zona de pendiente bastante inclinada y de morfología irregular en el detalle debido a la fracturación, con pequeñas cuencas colgadas. Tras un período de uniformización de las facies que pasaron a ser calizas con sílex, margocalizas y margas, la velocidad de sedimentación fue disminuyendo progresivamente hasta que el depósito se interrumpió en la mayor parte de los puntos durante el Dogger. A partir de este momento, el dominio rondaide pasó a formar parte de una cuenca subalimentada, en la que no había depósito debido a una manifiesta falta de aportes.

En el **Maláguide** la evolución fue en parte parecida a

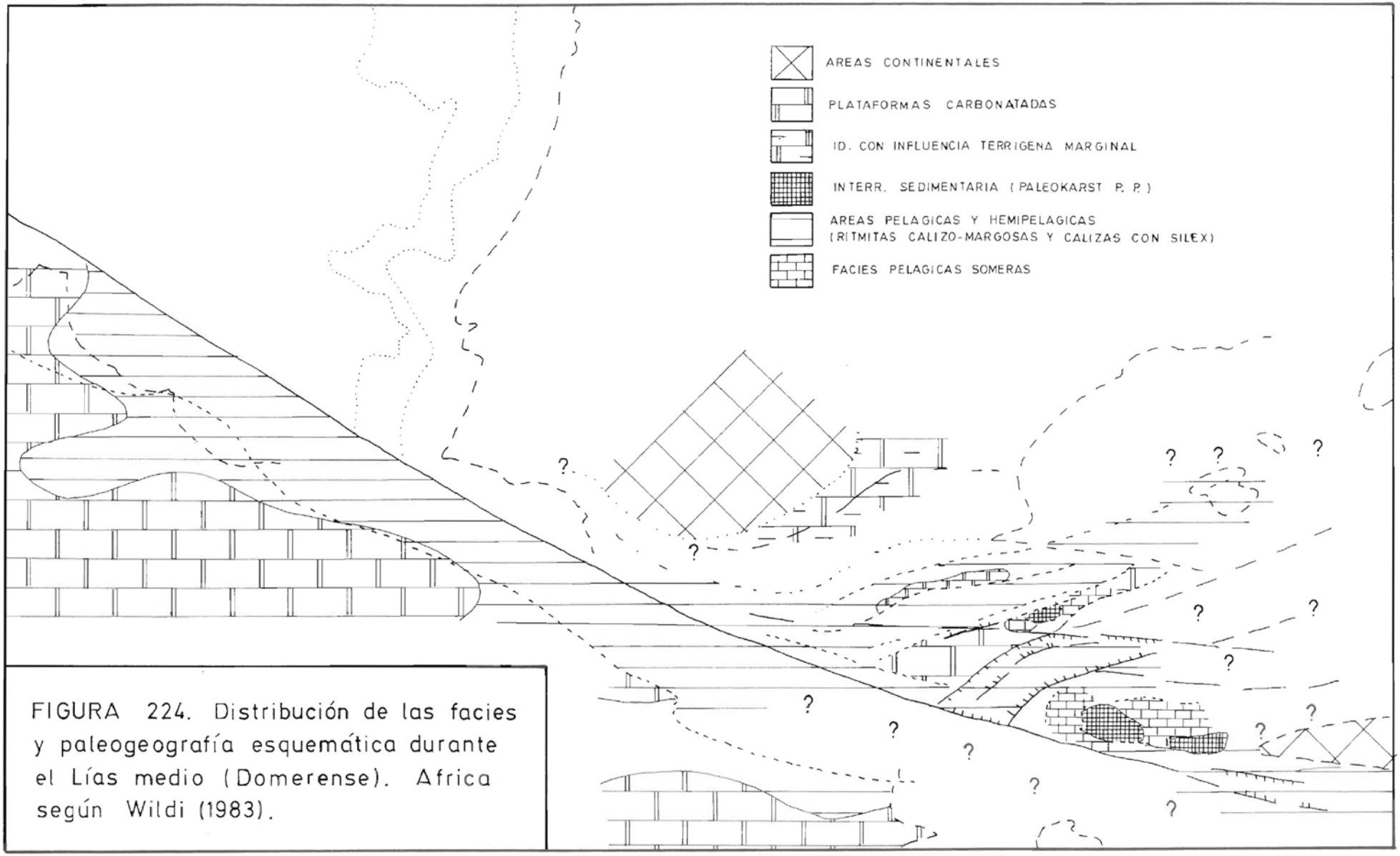


FIGURA 224. Distribución de las facies y paleogeografía esquemática durante el Lías medio (Domerense). Africa según Wildi (1983).

la de las Zonas Externas y en parte parecida a la de los Rondaides. A partir del Lías medio se produjo la ruptura de la plataforma carbonatada y la entrada de las facies con ammonites. En los subdominios malágides más extensos (centro oriental y occidental) el depósito, que fue extremadamente reducido, continuó teniendo lugar en condiciones relativamente someras, como lo demuestra la coexistencia de organismos neríticos con los ammonites y la presencia de pisolitos ferruginosos. En las áreas marginales, los subdominios maláguides, individualizados por fracturación, sufrieron un hundimiento y pasaron a constituir la parte superior de la pendiente escalonada e irregular cuyas partes más distales estaban ocupadas por los Rondaides y, al igual que en este dominio, durante el Lías se depositaron facies de calizas con sílex y margocalizas. Durante el Dogger el depósito cesó prácticamente por completo en los subdominios más externos, mientras que en los más internos se reimplataron las facies neríticas de plataforma, con gran desarrollo de las facies oolíticas.

Una somerización de las facies durante el Dogger (Fig. 226) también se reconoce en ciertos umbrales subbéticos externos, donde las facies oolíticas y neríticas de plataforma carbonatada somera se reimplantaron localmente sobre las facies pelágicas y hemipelágicas con ammonites. Ciertas zonas internas de la cuenca subbética, como es el caso del Penibético, no fueron invadidas por las facies pelágicas durante el Lías y en ellas persistieron las condiciones neríticas que determinaron el depósito de formaciones de plataforma con predominio de las facies oolíticas durante el Dogger. Más tarde, a partir del Bathonense-Calloviense, se generalizaron las facies pelágicas a la totalidad del Subbético, debido, entre otras causas puramente eustáticas, a la reactivación de la subsidencia, sobre todo en las áreas de cuenca, al final del Dogger: los umbrales fueron efímeramente emergidos o bien en ellos el depósito se redujo notablemente, mientras que en los surcos se generalizaron las facies radiolaríticas, asociadas, en algunos casos, a vulcanitas submarinas.

Durante el Lías medio y hasta el final del Dogger (Fig. 248) continuó el ascenso progresivo, pero pulsante, del nivel del mar, en parte relacionado con el hundimiento tectónico del fondo de la cuenca. Un pulso transgresivo muy importante, inmediatamente después de la brusca caída del nivel del mar acaecida durante la ruptura de la plataforma carbonatada en el límite Carixiense-Domerense, ocurrió al comienzo del Domerense y más tarde se estabilizó. El ascenso del nivel del mar se aceleró de nuevo a partir del Domerense superior y durante el Toarcense el nivel del mar alcanzó un máximo relativo, que favoreció el depósito de facies euxínicas en las cuencas. Tal vez una pequeña caída relativa ocurrió durante el Toarcense medio, momento en el que cambiaron de forma general, aunque por breve tiempo, las condiciones oceanográficas y se favoreció el depósito de facies modulosas margosas con ammonites (Hildoceras sobre todo) en muchos sectores de la cuenca. A partir de la base del Dogger una caída

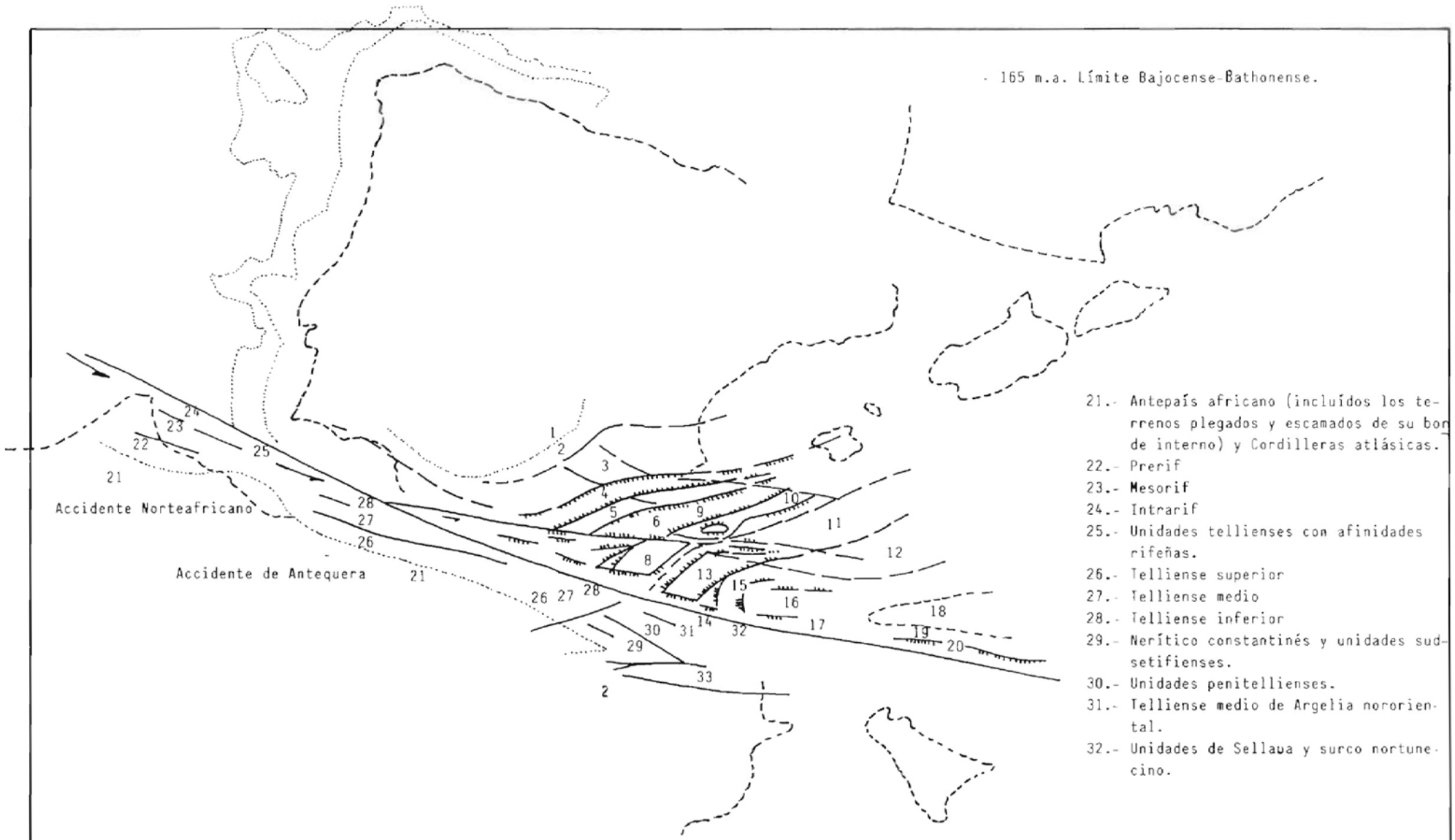


Figura 225.-Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante el Dogger. Misma leyenda que la figura 223 para los sectores situados al N del Accidente Norteafricano. La reconstrucción de los dominios externos norteafricanos está reproducida de Wildi (1983).

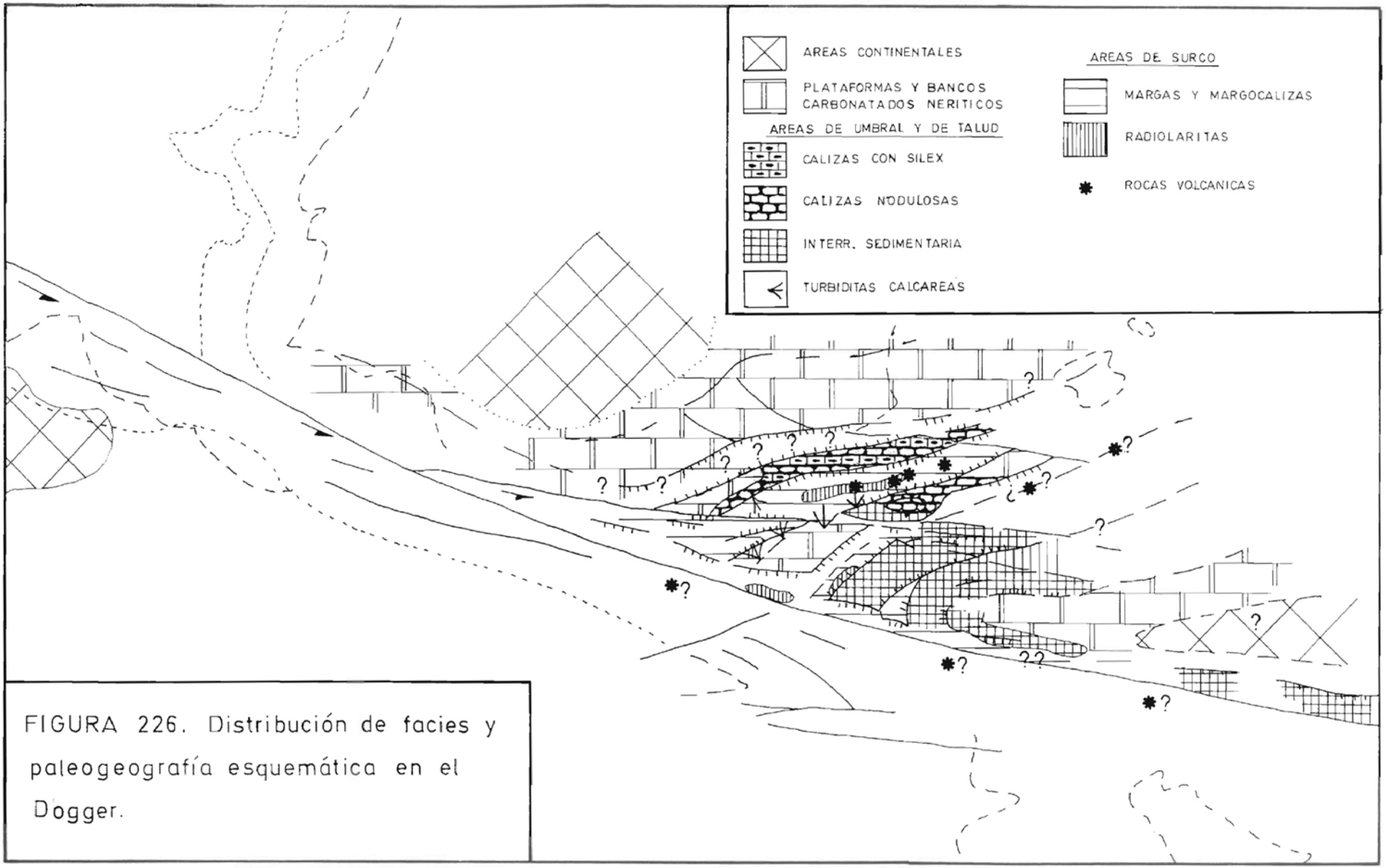


FIGURA 226. Distribución de facies y paleogeografía esquemática en el Dogger.

relativa importante del nivel del mar determinó la somerización de las facies en los umbrales, el aislamiento de los surcos, la disminución progresiva de la velocidad de sedimentación y el reemplazamiento concomitante de las facies margosas por las silíceas (radiolaritas y margas radiolaritas). Un nuevo pulso transgresivo, bastante brusco y probablemente subsecuente a una también brusca caída del nivel del mar que provocó la emersión temporal y karstificación de ciertos sectores localizados de los altos paleogeográficos, determinó la definitiva implantación de las facies pelágicas en todos los dominios situados al exterior del Penibético, a partir del Bathonense superior o del Calloviense. A juzgar por lo que se observa en los dominios subbéticos más externos, este pulso transgresivo debió estar delimitado por sendas bruscas y pequeñas caídas relativas del nivel del mar que determinaron efímeras interrupciones de la sedimentación en los umbrales durante el límite Bathonense-Calloviense y durante el Calloviense superior y Oxfordense inferior.

Es bien conocido que la evolución tectono-paleogeográfico-eustática señalada durante el Lías medio-superior y Dogger, guardó una estrecha relación con la apertura del Protoatlántico central (**Bernouilli y Jenkyns, 1974; García-Hernández et al.,, 1976, 1986**) y con la deriva consecuente hacia el ESE de Africa con respecto a Iberia. Ello implicó, por una parte, el comienzo de la individualización de dominios paleogeográficos hasta entonces inexistentes, entre los que destaca el Surco de los Flyschs a lo largo del Accidente transformante Norteafricano; pero también provocó el aislamiento paleogeográfico y la separación de Alpujárrides y Rondaides con respecto a los dominios más orientales alpinos, con los que habían mantenido estrechas relaciones paleogeográficas durante el Trías y el Lías inferior.

5.2.3. El Malm y el tránsito del Jurásico al Cretácico.

La individualización de los dominios paleogeográficos subbéticos, iniciada durante el Lías, fue completada durante el Malm (Fig. 227). Probablemente en el Oxfordense-Kimmeridgense la topografía submarina alcanzó su máxima irregularidad y los surcos se diferenciaron netamente de los umbrales. A lo largo del Malm predominaron las condiciones de relativa estabilidad tectónica, pero la persistencia de la situación extensiva queda demostrada por la aparición repetida de efusiones volcánicas en el fondo de la cuenca subbética.

En los umbrales se generalizaron las facies de calizas nodulosas y de calizas fosilíferas pelágicas. Estas últimas se depositaron probablemente en las zonas más someras, tal vez a profundidades fóticas, sobre las zonas previamente karstificadas de las calizas de la plataforma liásica o sobre la cima de los edificios volcánicos submarinos, zonas que probablemente constituyeron los nichos ecológicos más favorables para la vida de los ammonites.

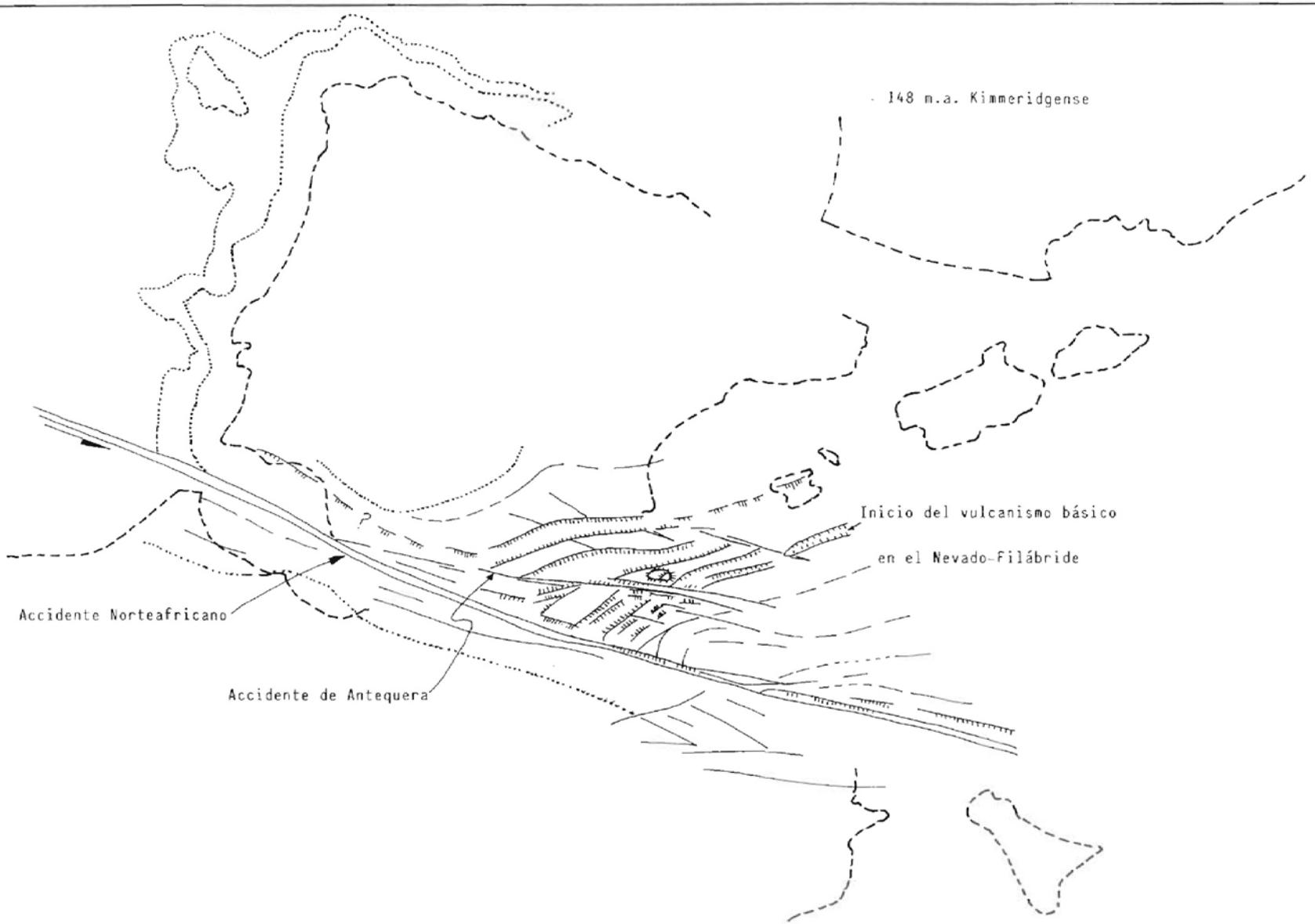


Figura 227.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante el Malm. Los dominios representados son los mismos que los de las figuras 223 y 225.

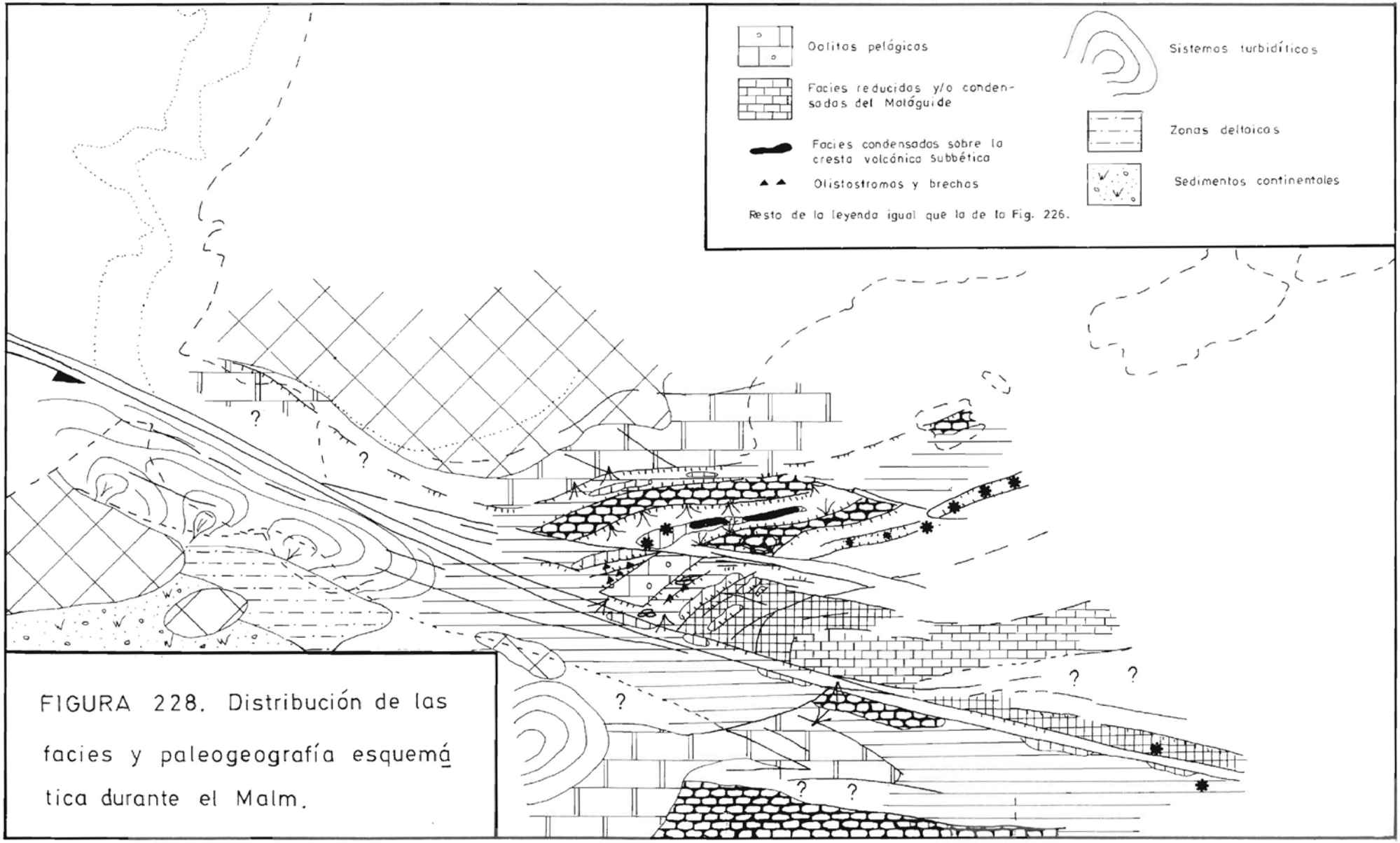


FIGURA 228. Distribución de las facies y paleogeografía esquemática durante el Malm.

En las zonas de pediente, situadas entre los surcos y los umbrales, alcanzaron un desarrollo muy importante los sedimentos gravitacionales. Las áreas más profundas recibieron aportes turbidíticos calcáreos procedentes de los umbrales, mientras que la sedimentación autóctona fue predominantemente margoso-radiolarítica.

En el dominio Rondaide persistieron las condiciones de subalimentación y continuó sin haber depósito. Localmente, en áreas que debieron constituir pequeñas cuencas colgadas dentro de la pendiente, se depositaron facies radiolaríticas y margoso-nodulosas indicativas de un depósito a grandes profundidades.

En el dominio maláguide se reimplantaron las facies pelágicas de nuevo, pero en él prácticamente no se produjo sedimentación.

Un interés especial presenta el Penibético, ya que en él se depositaron las facies pelágicas más someras reconocidas en este trabajo, que son las que constituyen la Formación Torcal. Destacan dentro de ella, las facies oolíticas pelágicas, que se depositaron en una zona que por su morfología y profundidad puede considerarse una plataforma pero que por los organismos que contiene se ubicó en un dominio pelágico. Este tipo de ambiente sedimentario particular ha sido designado en este trabajo como una "plataforma pelágica".

Durante el Malm y el límite Jurásico-Cretácico (Fig. 227 a 230) comenzó la individualización de las pequeñas cuencas oceánicas subsidiarias del Protoatlántico y del Océano Ligur. En el Nevado-Filábride y el Surco de los Flyschs Norteafricanos aparecieron rocas volcánicas y/o subvolcánicas básicas. También en el Subbético las efusiones volcánicas submarinas, propias en este caso de un magmatismo intracontinental, alcanzaron un máximo durante esta edad.

La progresiva acentuación del carácter margoso de las facies a partir del final del Tithónico inferior pone de manifiesto una acentuación de la subsidencia y un aumento general de la profundidad, cuya relación con una reactivación tectónica de las fallas sinsedimentarias es indudable. Las zonas de pendiente fueron especialmente sensibles a esta reactivación, y en ellas se produjo la erosión y el redepósito de los sedimentos previamente formados hacia las partes más profundas de la cuenca, como se detecta en el borde meridional del Subbético medio (Alta Cadena y unidades afines, p.e.) o en el dominio Rondaide, en el cual los depósitos de brechas calcáreas asociadas a margas y margocaliza alcanzaron una relativamente buena representación.

La evolución ascendente del nivel del mar iniciada durante el final del Dogger continuó a lo largo del Jurásico superior (Fig. 248). El Oxfordense medio-superior parece haber sido un momento de ascenso rápido del nivel del mar, que probablemente se deceleró durante el Kmmeridgense. La disminución del carácter noduloso de las facies y el aumento del contenido calcáreo de las mismas en los umbrales

podría estar relacionada con la caída relativa del nivel del mar que se detecta en los dominios muy externos de plataforma (Prebético: García-Hernández, 1978) a partir del Kimmeridgense superior-Tithónico inferior (Portlandense en los dominios de plataforma). Sin embargo, en los dominios pelágicos se reanudó el proceso de hundimiento y, por tanto de subida relativa del nivel del mar a partir del final del Tithónico inferior, mientras que en los dominios de plataforma se generalizaron las facies Purbeck en condiciones regresivas, lo que pudo estar relacionado con una acentuación de las diferencias entre unos y otros dominios por causas tectónicas. En el Penibético, sin embargo, la evolución general de las facies de la Formación Torcal parece sugerir una evolución igualmente regresiva de las facies a partir del Kimmeridgense superior y hasta el Berriasense superior, por lo que puede considerarse como más probable que en este intervalo de tiempo se produjera una caída eustática progresiva del nivel del mar, pero que fue compensada e incluso superada por la subsidencia en la mayor parte de los otros umbrales subbéticos.

5.2.4. El Cretácico inferior.

A lo largo del Neocomiense (Fig. 229), las grandes irregularidades topográficas submarinas de la cuenca subbética existentes durante el Jurásico superior tendieron a amortiguarse gradualmente. No obstante, debieron mantenerse ciertos desniveles en el fondo de la cuenca que favorecieron el redepósito de sedimentos por desplome submarino. El depósito de sedimentos gravitacionales durante la base del Cretácico, como ya indiqué en el apartado anterior, estuvo relacionado con la reactivación de la tectónica distensiva y del movimiento de las fallas que delimitaban los dominios paleogeográficos. En relación con esta tectónica se produjo la apertura definitiva del Surco de los Flyschs y de la cuenca ubicada entre el Penibético y los Rondaides. En el Penibético, que era el único dominio paleogeográfico pelágico de las Zonas Externas béticas en el que, al comienzo del Cretácico, aún se depositaban facies someras, esta tectónica extensiva determinó su basculamiento, emersión y karstificación. El análisis sedimentario de los depósitos de este último dominio demuestra que la evolución del nivel del mar durante el Neocomiense en los ambientes pelágicos siguió unas pautas equivalentes a las que se reconocen en los dominios de plataforma (Fig. 248): ascenso relativo gradual del nivel del mar, durante el Valanginiense inferior; caída brusca al final del Valanginiense inferior; subida rápida durante el Valanginiense superior-Hauteriviense inferior; nueva caída rápida e importante del nivel del mar durante el Hauteriviense, que determinó la emersión y la karstificación del Penibético y, por último, nuevo ascenso del nivel del mar a partir del Hauteriviense superior y hundimiento definitivo de la totalidad, o al menos la mayor parte del dominio, bajo las aguas marinas.

Precisamente a consecuencia del efecto combinado de la reactivación tectónica y las caídas del nivel del mar después del

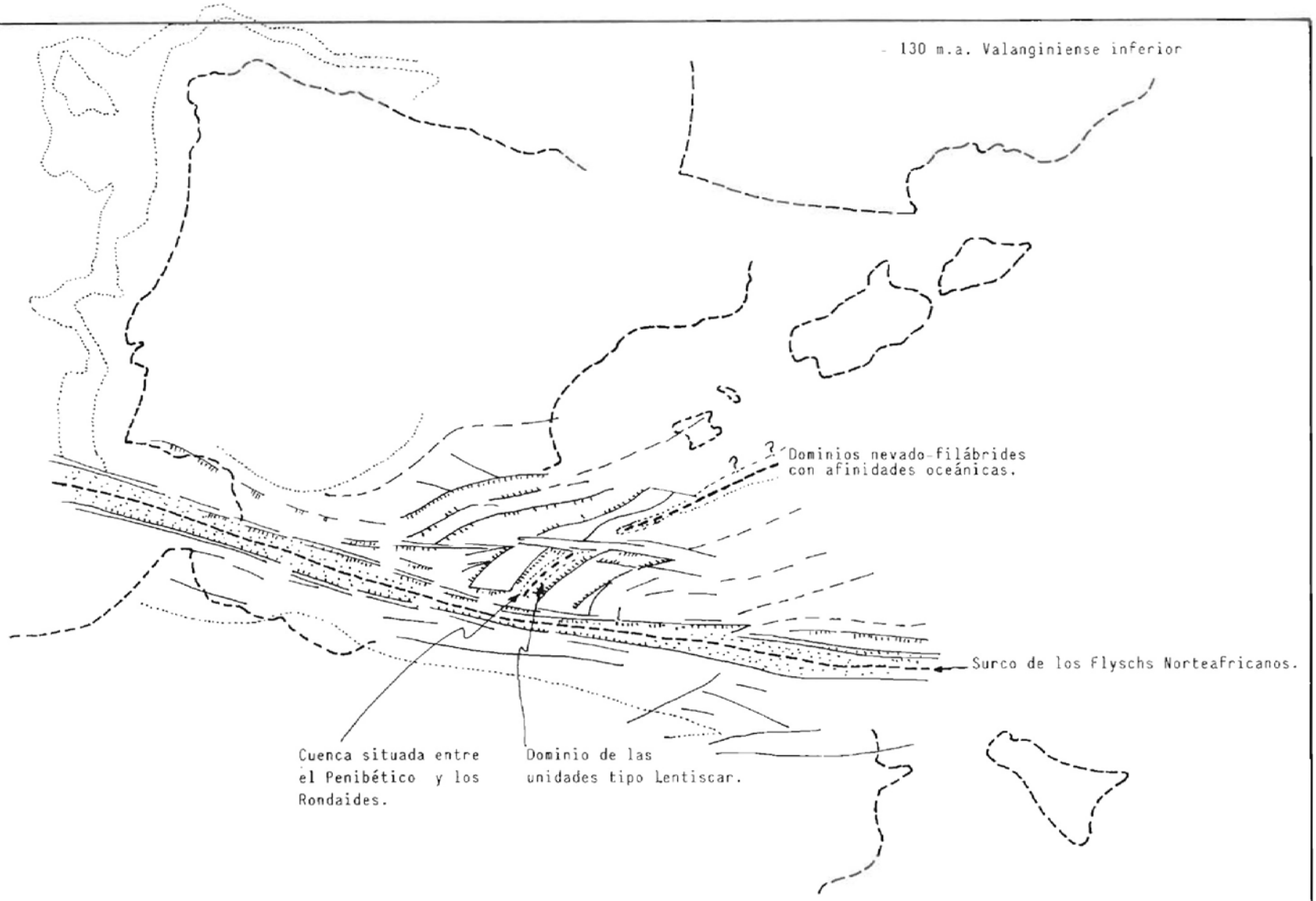


Figura 229.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante el Neocomiense. Los dominios representados de las figuras 223 y 225. El punteado señala los dominios cuyo sustrato era corteza oceánica o con afinidades oceánicas.

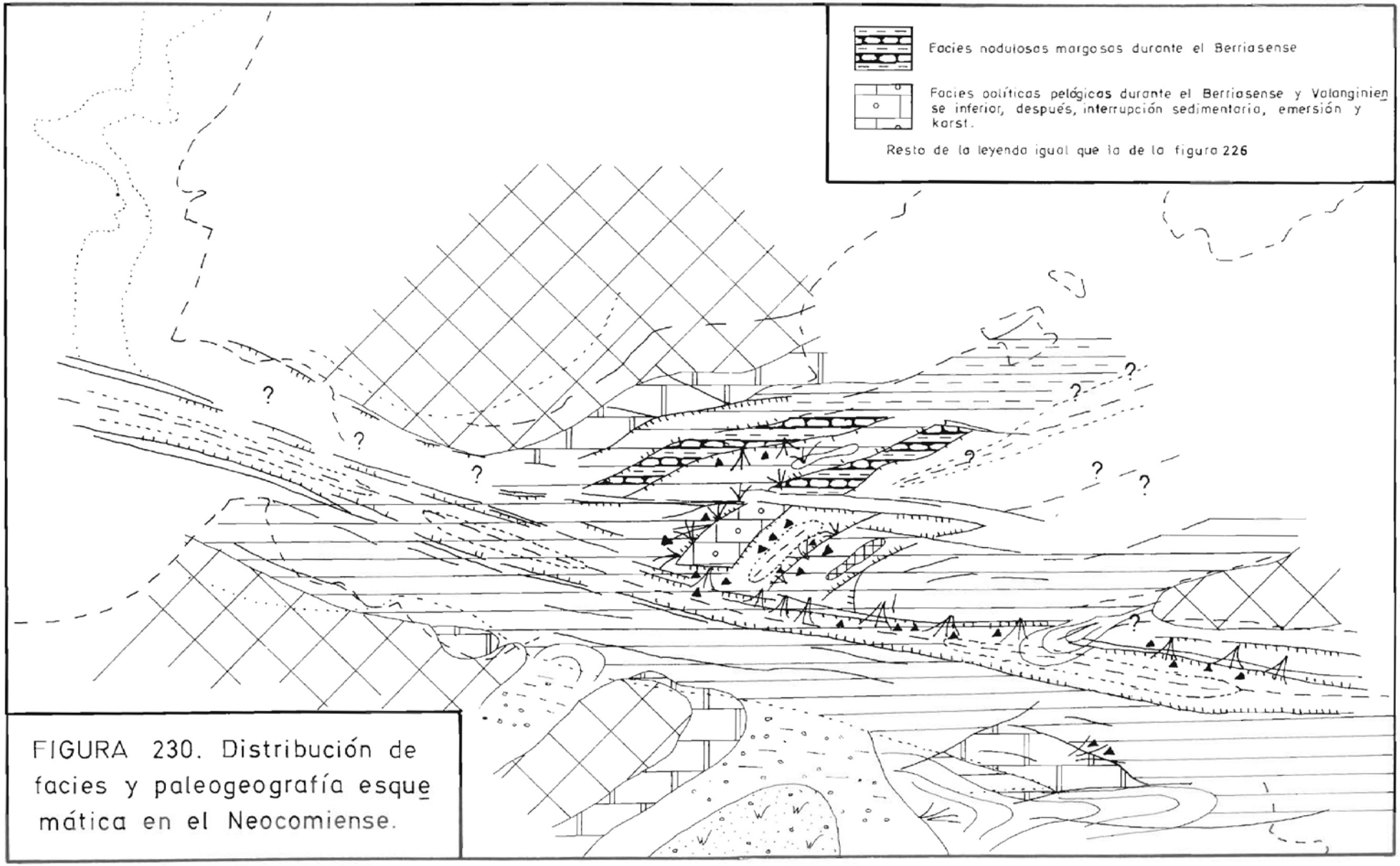


FIGURA 230. Distribución de facies y paleogeografía esquemática en el Neocomiense.

Valanginiense inferior, se produjo la llegada masiva de terrígenos de procedencia continental a las áreas marinas (Fig. 230). En la Cordillera Bética las avalanchas terrígenas sólo llegaron al Prebético y los sectores subbéticos más externos (Unidades Intermedias en particular). Debido, entre otros factores paleogeográficos, a su relativamente pequeña extensión superficial en comparación con las otras áreas continentales europeas o africanas, la Meseta Ibérica debió tener sólo una limitada capacidad de suministro de material terrígeno a su extenso margen continental suroriental. Sin embargo, el gran continente africano suministró ingentes cantidades de terrígenos a las Zonas Externas, que comenzaron a ser importantes ya durante el Jurásico superior (Wildi, 1981), pero que sobre todo alcanzaron un extraordinario desarrollo durante el Cretácico inferior, a lo largo del cual avanzaron hasta los sectores más internos de las Zonas Externas, adyacentes ya al Surco de los Flyschs Norteafricanos (Wildi, 1983). Los sectores internos del Surco de los Flyschs recibieron, sin embargo, una alimentación terrígena de distinta procedencia, que venía de las Zonas Internas. Solamente los sectores maláguides y cabileños más internos pudieron constituir las áreas fuente del Flych Cretácico Mauritaniense, depositado en el borde interno y septentrional del Surco de los Flyschs. Los aportes procedentes de este "microcontinente cabileño" se canalizaron a través de zonas concretas probablemente tectónicamente predeterminadas y desprovistas de cobertera carbonatada mesozoica, una de las cuales se situó entre el dominio Cabileño y el dominio Maláguide, prefigurando así el trazado de la futura zona de separación neógena entre ambos dominios y la ubicación del accidente de Yebha-Nekor. Este último canal de alimentación determinó la acumulación del Flysch Mauritaniense del Tisirén (Wildi, 1983). Una parte de sus aportes, que recorrieron longitudinalmente de E a O el Surco de los Flyschs, alcanzaron las regiones situadas más allá de las Zonas Internas bético-rifeñas y se depositaron en la prolongación occidental de dicho Surco, situada directamente entre la terminación suroccidental de las Zonas Externas béticas y las Zonas Externas rifeñas

A la cuenca profunda ubicada entre el Penibético y los Rondaides, que se comunicaba por el SO con la prolongación occidental del Surco de los Flyschs, no llegaron, sin embargo, aportes terrígenos de procedencia continental y continuó constituyendo una cuenca subalimentada durante el Cretácico inferior, al igual que había sucedido en sus márgenes durante los tiempos postliásicos. La explicación de este hecho es relativamente sencilla: la cuenca se encontraba completamente rodeada por altos paleogeográficos extensamente recubiertos por potentes formaciones carbonatadas mesozoicas, y su terminación occidental tenía una orientación que no era la más idónea para que, en ausencia de obstáculos morfológicos, penetraran por ella las corrientes de turbidez cargadas de terrígenos. Las únicas facies que en ellas se pudieron depositar fueron, por tanto, de Arcillas Variegadas.

No es posible conocer las variaciones relativas del nivel del mar durante el Cretácico inferior postneocomiense en las áreas

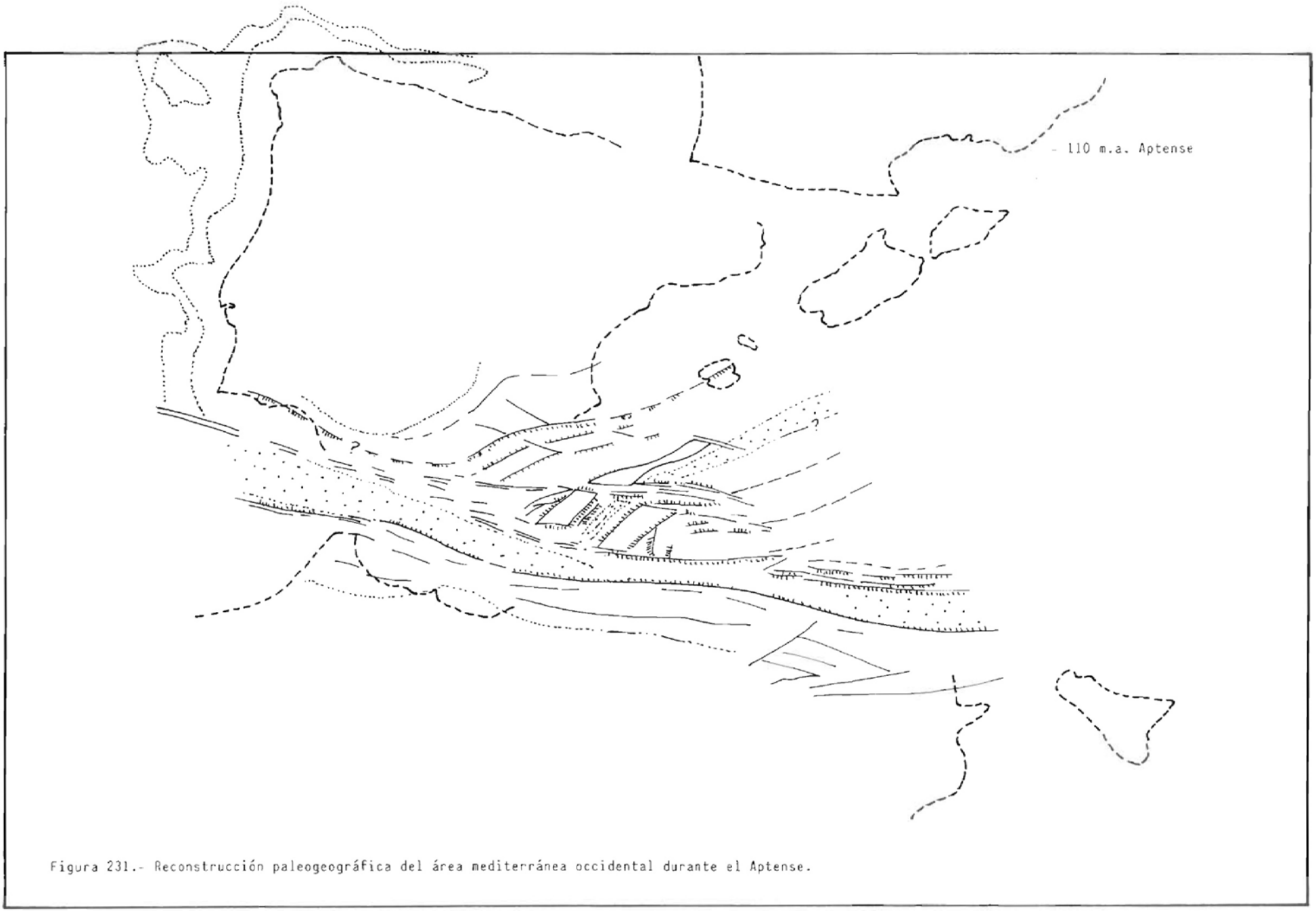


Figura 231.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante el Aptense.

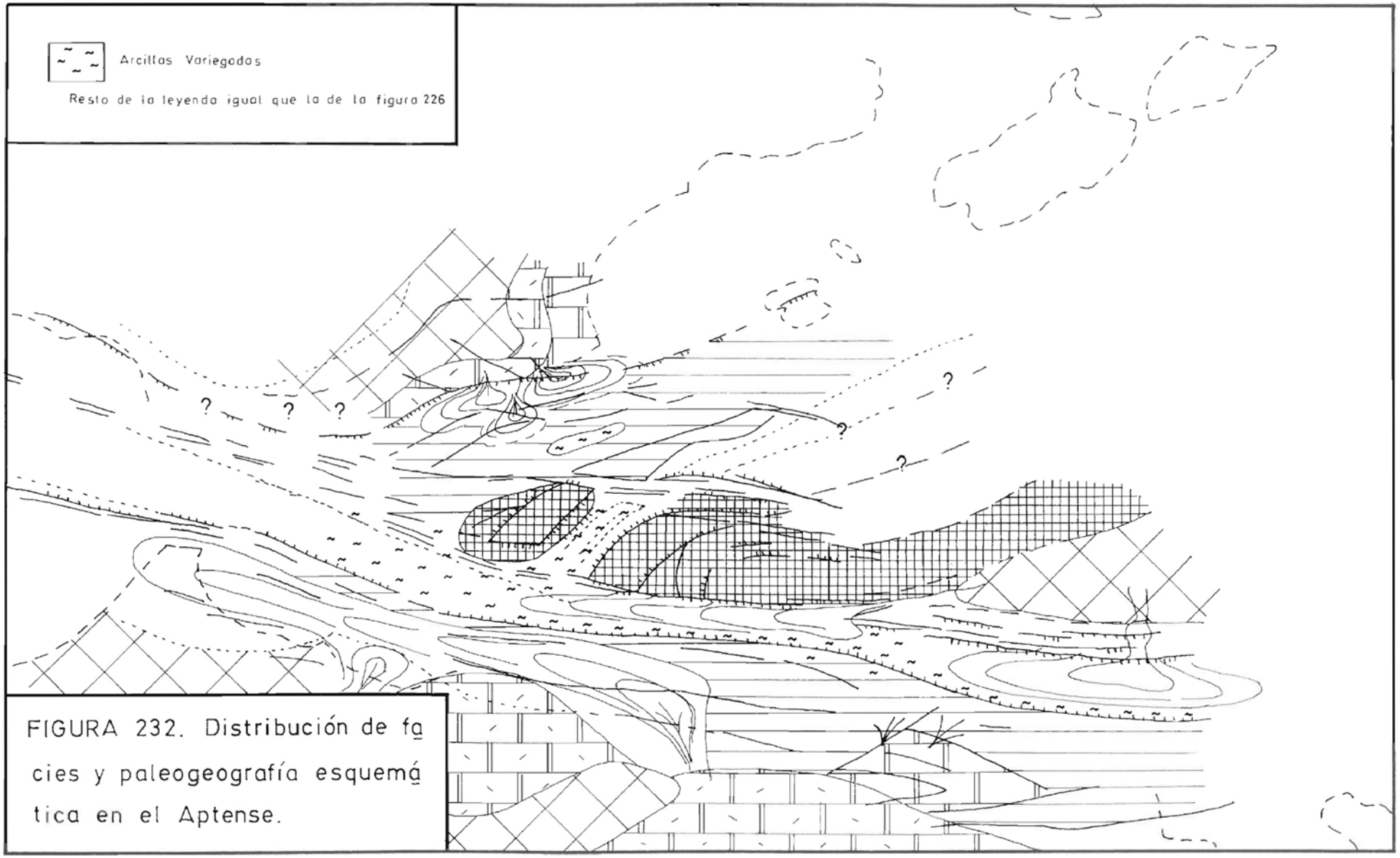


FIGURA 232. Distribución de facies y paleogeografía esquemática en el Aptense.

de cuenca, que no eran sensibles a tales cambios. Tan solo las áreas de plataforma, apartadas ya hacia los sectores muy externos, y también, aunque en menor medida, los umbrales pelágicos, el único de los que persistía aún durante el Cretácico inferior era el Penibético, fueron afectados por estos cambios (Fig. 248): después de un intervalo ascendente entre el Hauteriviense superior y el Barremense, una caída relativa durante el Aptense inferior determinó una interrupción general de la sedimentación; ésta se reanudó durante el Aptense superior y se volvió de nuevo a interrumpir durante el Albense inferior, probablemente en relación con una nueva caída del nivel del mar durante esta edad; a partir del Albense medio-superior comenzó el depósito, esta vez de facies calizo-margosas rítmicas en condiciones francamente pelágicas. Durante las subidas relativas del nivel del mar se favoreció el depósito de facies euxínicas y en los momentos de paso de la situación de bajada a la de subida del nivel del mar, a las profundidades ecológica y sedimentológicamente apropiadas dentro del Penibético, se favoreció la colonización del fondo no recubierto aún de sedimentos margosos, por estromatolitos pelágicos fosfatados.

5.3. Del Cretácico superior al Mioceno inferior.

5.3.1. El Cretácico superior.

En el Maláguide y los Rondaides la situación paleogeográfica continuó siendo, durante el resto del Cretácico (Fig. 233 a 236) más o menos equivalente a la de los tiempos precedentes: en la mayor parte de los puntos no hubo depósito o bien éste fue extremadamente reducido. En las Zonas Externas, por el contrario, se acumularon espesores importantes de sedimentos.

Aunque las irregularidades topográficas submarinas habían sido bastante niveladas con respecto a los tiempos anteriores, el Penibético continuó constituyendo un área elevada en relación con los sectores adyacentes de la cuenca. Una parte de los relieves calcáreos labrados en las calizas del Grupo Líbar por la karstificación intraneocomiense permaneció expuesta en el fondo marino, batida por las corrientes y no cubierta de sedimentos. El resto fue progresivamente enterrado por sedimentos pelágicos margosos ricos en foraminíferos, algo más calcáreos que en los sectores más profundos de la cuenca.

Aún a pesar de que en los dominios pelágicos profundos los efectos sedimentarios de los cambios del nivel del mar son bastante sutiles y difíciles de reconocer, el Penibético continuó siendo relativamente sensible a dichos cambios (Fig. 248), en este trabajo se ha puesto de manifiesto la relación existente entre ciertos cambios litológicos pequeños, en concreto, la acentuación del carácter margoso de los sedimentos, la aparición de facies silíceas o de niveles bituminosos, así como un aumento de la velocidad de sedimentación -salvo alguna excepción-, con las subidas del nivel del mar a

Figura 233.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante el Cretácico medio.

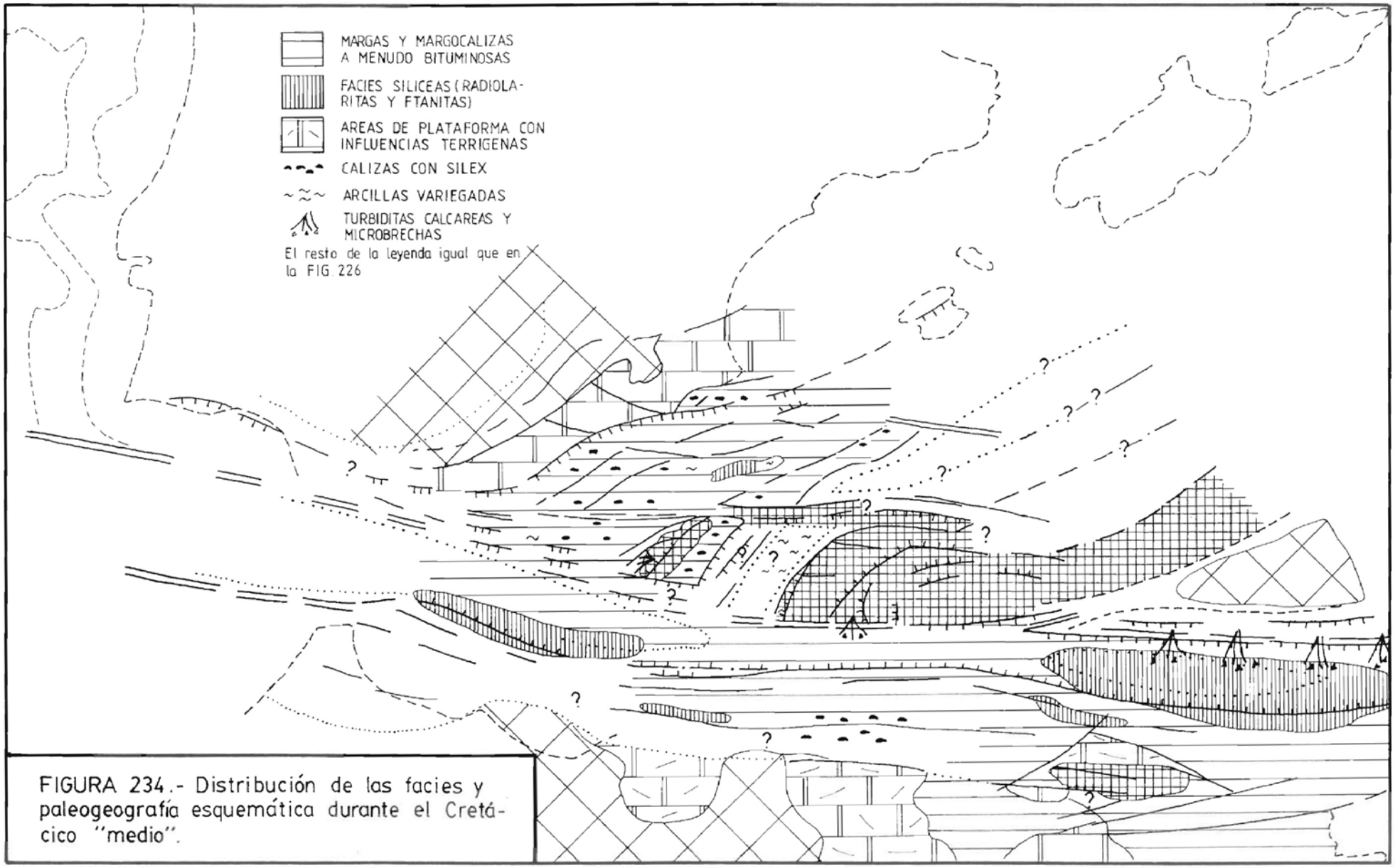


FIGURA 234.- Distribución de las facies y paleogeografía esquemática durante el Cretácico "medio".

escala global. De acuerdo con estos datos y por comparación con las series de plataforma del Prebético, que son especialmente sensibles a las variaciones del nivel del mar, he podido establecer una evolución que resumiré a continuación. El nivel del mar subió gradualmente durante el Albense superior y Vraconense (lo que favoreció la colonización del fondo no recubierto de sedimentos margosos por estromatolitos pelágicos), hasta alcanzar un máximo relativo durante la parte baja del Cenomanense inferior. Después de un descenso relativo o una deceleración del ascenso durante el Cenomanense inferior y medio, el nivel del mar continuó ascendiendo hasta alcanzar un nuevo máximo durante el Cenomanense superior y Turonense inferior-medio, momento en el que se expandieron las facies bituminosas y también las facies silíceas. En este momento se produjo el depósito de los niveles de "ftanitas" en el Surco de los Flyschs Norteafricanos, así como una generalizada disminución de la velocidad de sedimentación en relación con una subalimentación ("starvation") a escala global de los ambientes sedimentarios, provocada, entre otros factores, por la desaparición de buena parte de las antiguas áreas continentales emisoras de terrígenos bajo las aguas del mar.

Un moderado descenso del nivel del mar durante el Turonense superior probablemente dterminó la desaparición de las condiciones euxínicas, la oxigenación de las aguas, y la diversificación de la vida planctónica, habida cuenta de la generalización de las facies de Capas Rojas. La acentuación del carácter margoso de estos facies y el espectacular aumento de la velocidad de sedimentación acaecidos durante el Senonense superior (Fig. 60) probablemente se debió al aumento de la productividad orgánica que fue favorecida por la situación de máxima expansión de los mares epicontinentales de la Creta, durante esta edad, en la cual acaeció el máximo eustático conocido de los tiempos postpaleozoicos.

Es probable que durante el Senonense superior también aumentara considerablemente la velocidad de sedimentación en la cuenca profunda situada entre el Penibético y los Rondaides y en ella se depositaran Arcillas Variegadas con foraminíferos planctónicos cretácicos, a juzgar por la relativa abundancia (!) de estos microfósiles en los sedimentos removilizados durante el Mioceno inferior, del Complejo del Campo de Gibraltar (A.S.). En el Surco de los Flyschs Norteafricanos se depositaron facies equivalentes, algo más margosas por lo general, de colores claros y con niveles de microbrechas calcáreas producto de la erosión de las formaciones mesozoicas de los bordes de la cuenca.

Los indicios de inestabilidad tectónica en la cuenca son poco patentes durante el Cretácico superior, aunque existen a diversos niveles, sobre todo en el Cretácico "medio" de ciertas regiones, a juzgar por la existencia de lagunas estratigráficas, deslizamientos submarinos (Penibético) y niveles de brechas y olistostromas (Subbético). Pero en general la situación geotectónica reinante parece que fue de relativa tranquilidad. Tal vez estas condiciones empezaron a cambiar

Figura 235.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante el Senonense superior y su relación con otras regiones alpinas.

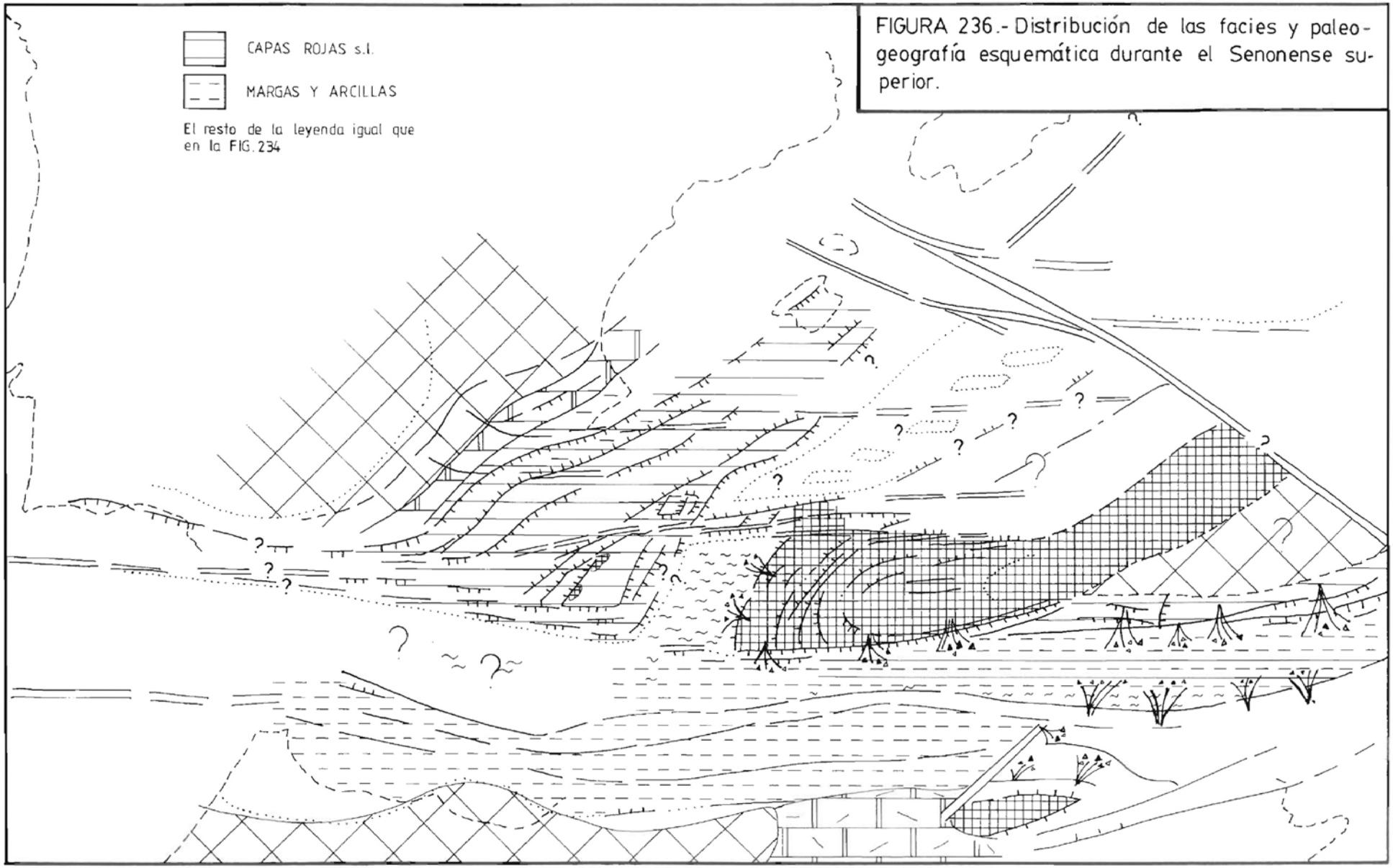


FIGURA 236.- Distribución de las facies y paleogeografía esquemática durante el Senonense superior.

en los sectores más internos del Surco de los Flyschs y de los de la cuenca situada al exterior de los Rondaides (unidades tipo Argüelles) así como en las zonas que coincidieron durante el Jurásico y Cretácico inferior con los límites entre los surcos y los umbrales (Alta Cadena, escamas del Corredor del Boyar, etc.), como se deduce de la presencia de niveles de brechas y microbrechas calcáreas, sobre todo durante el Senovense superior, que ponen de manifiesto el levantamiento y la erosión submarina de los bordes de la cuenca, probablemente debido a que empezaron a generalizarse las condiciones tectónicas compresivas. Es probable que durante el final de esta etapa tuviera lugar una subducción limitada del fondo oceánico previamente formado y el comienzo del metamorfismo y la deformación en los niveles profundos de la corteza; la ausencia o escasez de depósitos del Cretácico superior en los Rondaides podría guardar algún tipo de relación con estos fenómenos (cf. Cap. 8, ap. 5.2.).

5.3.2. El Paleoceno y el Eoceno inferior-medio.

El significado de la interrupción sedimentaria del límite Cretácico-Terciario y la polémica asociada a su interpretación es un tema suficientemente conocido, por lo no me referiré de nuevo a esta cuestión. Sí señalaré que en los dominios paleogeográficos profundos de las Zonas Externas no se produjeron cambios notables en la sedimentación, que continuó siendo de Capas Rojas relativamente margosas, mientras que en las cuencas profundas del Surco de los Flyschs y del sector comprendido entre el Penibético y los Rondaides se depositaron facies del tipo Arcillas Variegadas. Sin embargo, en ciertas zonas de la cuenca situadas al pie de taludes submarinos importantes, como es el caso de las unidades tipo Argüelles o de las de la Alta Cadena, aparecen secuencias estratigráficas diferentes, en las que abundan los sedimentos gravitacionales, y que permiten establecer la evolución general de las condiciones sedimentarias, lo cual es mucho más difícil de reconocer en las secuencias margosas.

Una caída importante del nivel del mar tuvo lugar al comienzo del Paleoceno (Fig. 248) en relación con la cual se produjo la aparición masiva de las Calizas de Microcodium. Aunque estas rocas resultan ser, sistemáticamente, turbiditas calcáreas en todas las unidades estudiadas, su presencia pone de manifiesto la alteración edáfica de carbonatos en ambiente subaéreo y, por tanto, la emersión de ciertos dominios adyacentes a las cuencas profundas, que estaban formados por rocas carbonatadas mesozoicas. Sólo en la cobertera del Maláguide he podido reconocer las colonias del Microcodium in situ, lo que permite asegurar que este dominio constituyó una de las áreas fuente de estos sedimentos, probablemente la que alimentó los sectores internos de la cuenca situada al exterior de los Rondaides, y también algunas de estas últimas unidades. Sin embargo la mayor parte de los aportes calcareníticos de Microcodium atravesaron la zona de pendiente rondaide sin apenas dejar rastro de su paso, lo que sugiere que esta zona era poco propicia para la acumulación de sedimentos. Los aportes se depositaron

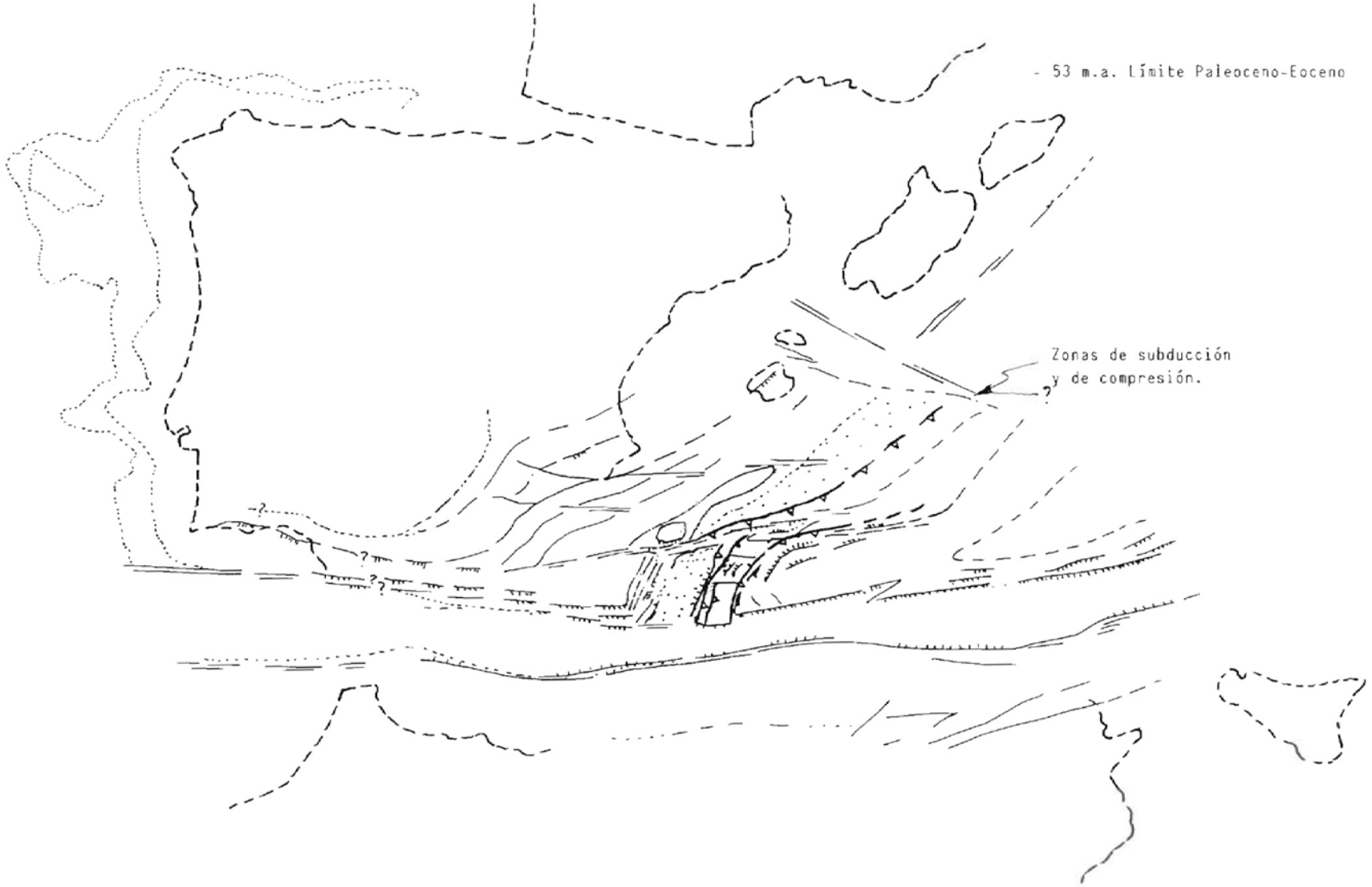


Figura 237.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental el Paleoceno-Eoceno inferior.

en su mayoría en la parte baja de la pendiente, en el dominio de las unidades tipo Argüelles pero una parte de ellos avanzó hacia el interior de la cuenca y se depositó en el futuro dominio de la unidad de Algeciras. Es probable que dentro del Subbético pudieran haber existido otras áreas emergidas durante el Paleoceno, una de las cuales pudo haber sido parte más externa del Penibético, que debió suministrar microcoditas al borde meridional del Subbético medio (región de la Alta Cadena y de las escamas del Corredor del Boyar).

Durante el Paleoceno superior y el Eoceno inferior (Fig. 248) tuvo lugar una nueva subida del nivel del mar, a consecuencia de la cual se volvieron a implantar las condiciones marinas de plataforma en el dominio Maláguide y se depositaron calizas con alveolinas y Nummulites (F. Xiquena). La transgresión alcanzó un máximo en el Eoceno medio, durante el cual reaparecieron las facies pelágicas con foraminíferos planctónicos (F. Jardín). En los sectores profundos esto determinó el cese del depósito de Calizas de Microcodium y su reemplazamiento por margas y margocalizas con esporádicas intercalaciones turbidíticas calcáreas con nummulites, de colores blancos o amarillentos en los sectores menos profundos, mientras que en las cuencas profundas continuó el depósito de Arcillas más o menos Variegadas.

Durante el Paleoceno la situación tectónica compresiva iniciada durante el Cretácico terminal se mantuvo, pero no parece haber determinado acortamientos importantes. Pero probablemente, al comienzo del Eoceno, aumentó la inestabilidad tectónica y progresaron las transformaciones metamórficas en los sectores más internos profundos. El desplazamiento relativo hacia el NE de Africa debió determinar la individualización de zonas de cizalla en los niveles profundos de la corteza, a través de una de las cuales, situada en el límite Alpujárride (Rondaide)-Maláguide se debió producir el ascenso de las peridotitas.

5.3.3. El Eoceno superior y el Oligoceno.

El aumento progresivo de la inestabilidad tectónica determinó probablemente la aparición de estructuras compresivas de importancia limitada durante el tránsito del Eoceno medio al superior, (Fig. 238) sobre todo en ciertas zonas sensibles a la deformación como debieron ser los límites entre los dominios paleogeográficos, que habían sido los más afectados por los accidentes tectónicos originados durante la etapa extensiva. Los escarpes submarinos originados por fallamiento, reactivados en régimen compresivo, constituyeron las áreas fuente de olistostromas y brechas, que se depositaron en las márgenes de las cuencas más profundas. Probablemente el dominio Rondaide y los subdominios maláguides más externos fueron especialmente sensibles a esta etapa de deformación de edad eocena que, sin embargo, no parece haber sido la responsable de la creación de las grandes estructuras actualmente reconocibles.

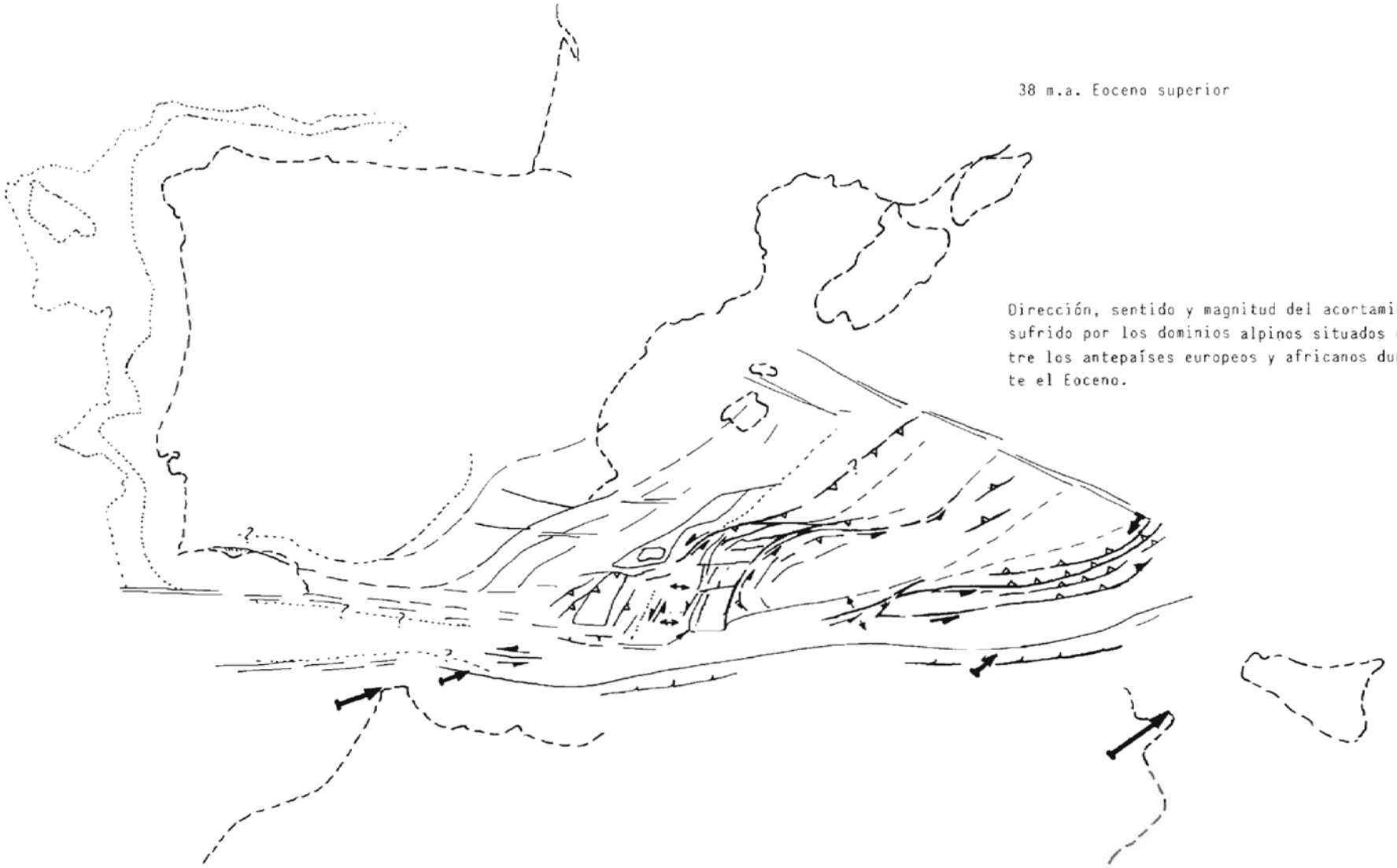


Figura 238.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante el Eoceno superior.

Las avalanchas conglomeráticas y olistostrómicas, así como los aportes calcareníticos llevados por corrientes de turbidez alcanzaron un notable desarrollo en las unidades tipo Argüelles, pero también llegaron en cantidades importantes al dominio de la unidad de Algeciras, esto es, a la porción más interna de la cuenca situada entre el Penibético y los Rondaides, donde determinaron el depósito de la parte superior y más característica de la F. Tarifa.

Por su parte, el dominio Maláguide fue sometido a un levantamiento general y también debió ser sensiblemente afectado por las deformaciones de edad eocena. A consecuencia de ellas se inició la erosión generalizada de la cobertera carbonatada mesozoica y también del sustrato paleozoico y permotriásico, y se abrieron cuencas subsidentes de poca extensión en las que empezaron a depositarse los materiales erosionados. Aunque este proceso comenzó probablemente en el Eoceno, no alcanzó un desarrollo importante en el Maláguide hasta el Oligoceno-Aquitaniense (Fig. 239), que es la época en la que se produjo el depósito del Grupo Ciudad Granada. Una parte importante de los productos de erosión del Maláguide se depositó en la parte superior de la pendiente formada por los Rondaides y los subdominios maláguides más externos. Se inició así, el depósito de la F. Horca durante el Eoceno superior-Oligoceno.

La intensidad de los procesos erosivos iniciados en el Eoceno superior fue aumentando a lo largo del Oligoceno, y una parte importante de los terrígenos producto de esta erosión, transportados por corrientes de turbidez, comenzó a acumularse en el dominio de la unidad de Algeciras: se inició así el depósito de la Formación Colorín, que es un típico sedimento turbidítico distal, depositado en una llanura submarina. En los sectores más externos de la cuenca continuó el depósito de las facies de Arcillas Variegadas o, en ciertos puntos adyacentes a relieves submarinos formados por materiales mesozoicos y terciarios carbonatados, margas claras con intercalaciones calcareníticas (F. Benaiza).

El levantamiento del dominio Maláguide y el comienzo de su erosión debe considerarse como el reflejo superficial de las importantes perturbaciones tectónicas preparoxismales (cf. Cap. 8, ap. 5.2.) que estaban ocurriendo en profundidad, a consecuencia del acercamiento de Africa con respecto a Europa desde el SE hacia el NO. Probablemente durante el Oligoceno se reactivó la subducción iniciada al final del Cretácico y se produjeron las transformaciones metamórficas de la segunda fase. Todos estos fenómenos coincidieron, además, con una importante caída del nivel del mar (Fig. 248).

A consecuencia de la situación de convergencia entre Africa y Europa, los materiales depositados en la cuenca situada entre las Zonas Externas béticas y las rifeñas, que representaba la prolongación occidental del Surco de los Flyschs Norteafricanos debieron iniciar su estructuración. Tal vez a consecuencia de ello, durante el Eoceno se produjo el levantamiento del fondo de la cuenca, lo que debió

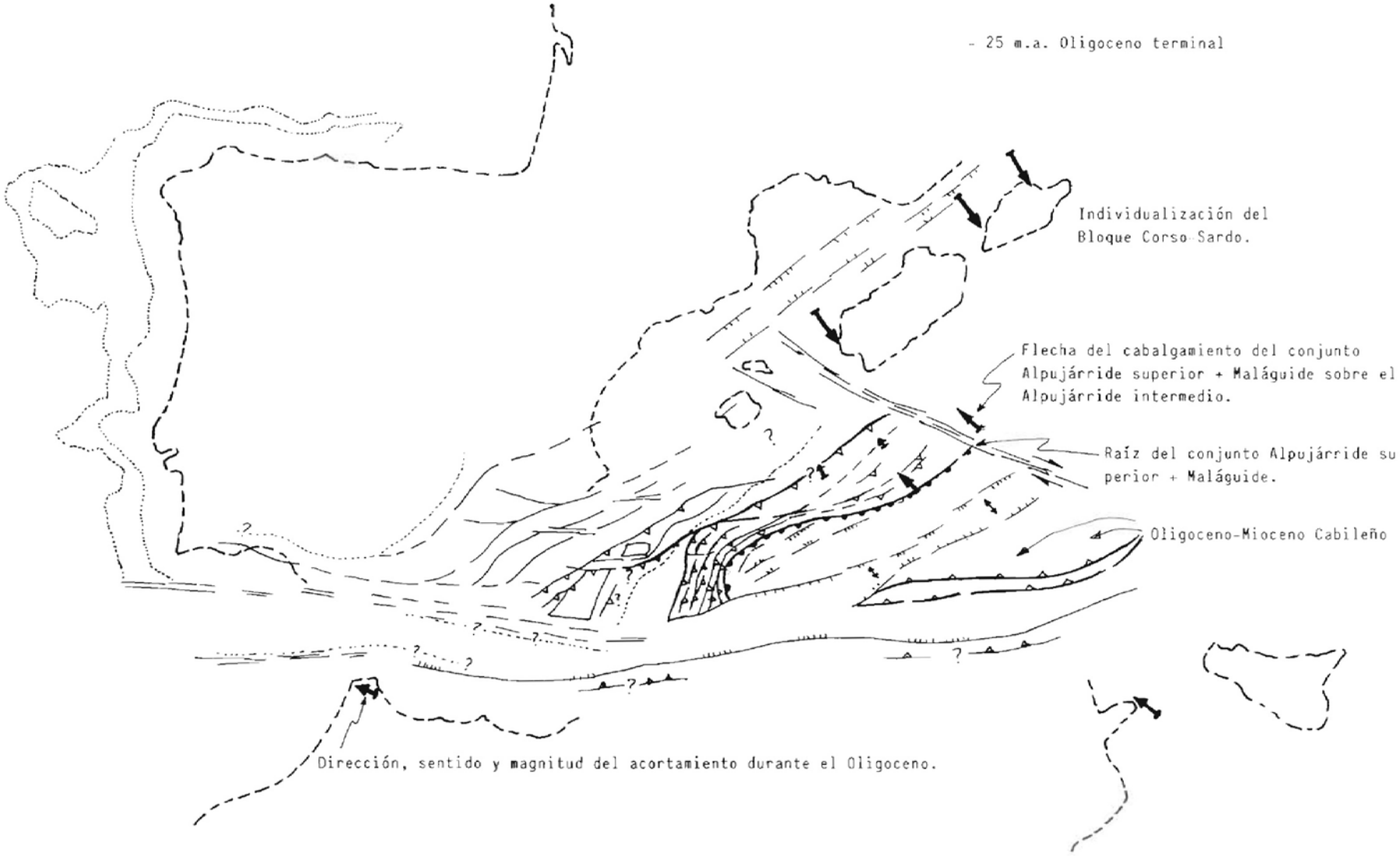


Figura 239.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante el Oligoceno.

favorecer la conexión paleogeográfica posterior entre la cuenca profunda situada entre el Penibético y los Rondaides y el cierre por el O del Surco de los Flyschs Norteafricanos.

5.3.4. El Mioceno inferior.

Durante el Mioceno inferior alcanzaron su máximo desarrollo las manifestaciones superficiales de la actividad tectónica compresiva y se produjeron rápidas transformaciones tectónicas y paleogeográficas, que pueden ser calificadas como "paroxismales" (cf. Cap. 8, ap. 5.3.). En las Zonas Internas, la estructuración en mantos, probablemente ya iniciada en tiempos anteriores, progresó espectacularmente durante el Aquitaniense. En las Zonas Externas y en el Surco de los Flyschs las deformaciones progresaron sobre todo a partir del Burdigaliense inferior.

5.3.4.1.El Aquitaniense.

La continuación de la subducción del fondo oceánico de la cuenca ubicada entre el Penibético y los Rondaides probablemente favoreció el despegue de estos últimos con respecto a su sustrato estratigráfico original, y el hundimiento de dicho sustrato y su metamorfización bajo la zona de raíz de las periodotitas del Conjunto Alpujárride superior. Al mismo tiempo, el despegue del Maláguide ya debía haberse iniciado. Estos fenómenos profundos debieron provocar al final del Oligoceno o comienzos del Aquitaniense la formación de un sistema de imbricaciones entre las unidades rondaides más internas y los elementos frontales de la Cobertera del Maláguide, que fueron arrastrados al frente del conjunto alóctono formado por el Maláguide más el Alpujárride superior, entre los cuales a su vez habría una superficie de corrimiento que determinaba el avance relativo hacia el NO del primero con respecto al segundo. Como consecuencia de ello el Alpujárride superior cabalgó sobre el Alpujárride intermedio y el conjunto de las Zonas Internas en curso de estructuración sufrió un levantamiento notable.

Durante el desarrollo de estas perturbaciones tectónicas continuó la sedimentación marina pero ya en cuencas localizadas dentro del Maláguide, y terminó el depósito del Grupo Ciudad Granada (Fig. 240). Al mismo tiempo se producía el final del metamorfismo, y la intrusión de diques subvolcánicos andesíticos en los sectores profundos y más internos del Alpujárride superior y del Maláguide, diques que eran la expresión de un magmatismo sincrónico del proceso de subducción. El sector del dominio rondaide correspondiente a la futura unidad de las Nieves fue alcanzado durante el Oligoceno terminal y/o el Aquitaniense por el frente del metamorfismo asociado a las peridotitas, durante el desarrollo, tal vez relativamente temprano de los corrimientos. Los efectos fueron inmediatos: la metamorfización de los

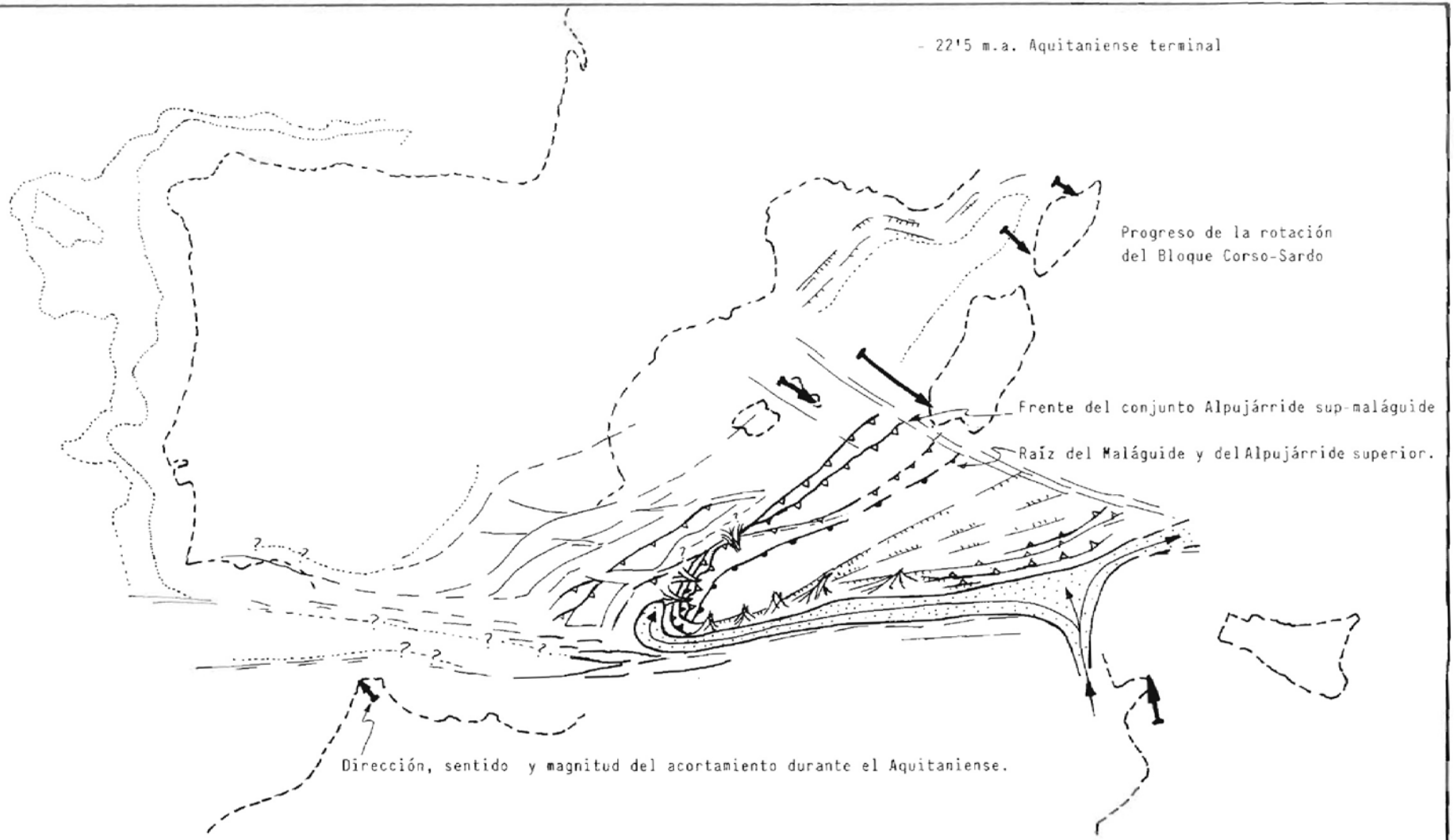


Figura 240.- reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante el Aquitaniense.

sectores internos de la unidad, el comienzo de su estructuración y la emersión de la misma. Al progresar las deformaciones, los relieves creados en su borde interno metamorfizado fueron activamente denudados y sus detritos se acumularon justo al pie NE de los mismos, dando lugar a la Brecha de la Nava que, al progresar las deformaciones hacia los sectores más externos fue afectada por ellas y recubierta por los mantos de corrimiento de procedencia más interna.

Al mismo tiempo que todos estos fenómenos sedimentarios y tectónicos ocurrían en las Zonas Internas, en el Surco de los Flyschs tenía lugar el depósito de potentes formaciones terrígenas (Fig. 240). En los sectores más occidentales y más internos de dicho Surco, situado al exterior de los Rondaides en curso de estructuración o recién estructurados, la inestabilidad tectónica era particularmente importante y los sedimentos terrígenos que llegaban a la cuenca procedían fundamentalmente de las formaciones paleozoicas maláguides y tal vez, aunque en menor medida, de las formaciones metamórficas del Alpujárride superior. Una parte de los depósitos turbidíticos de la Formación Algeciras, en un contexto tectónico como el presentado, probablemente eran deformados al poco tiempo e incorporados a una especie de prisma de acreción cuya formación pudo ya iniciarse durante el Oligoceno. Otras partes de los sectores internos de la unidad de Algeciras, probablemente constituían cuencas menores delimitadas por facturas, pero en las que continuaba el depósito turbidítico en serie normal. Difícilmente, por tanto, las avalanchas turbidíticas pudieron organizarse como sugieren los modelos clásicos de abanicos submarinos profundos.

En los sectores más externos del Surco de los Flyschs y su prolongación por la cuenca situada al interior del Penibético se produjo el depósito de las Areniscas Numídicas, en un ambiente tectónico de mayor estabilidad. Traídas desde el E por corrientes de elevada densidad, estos sedimentos llegaban al Surco de los Flyschs probablemente a través de grandes sistemas fluviales que surcaban el continente africano y que arrastraban ingentes cantidades de sedimentos cuarzosos extremadamente maduros. Estos sedimentos eran un producto de la erosión de otros sedimentos preexistentes, de edad mesozoica y terciaria, que habían sido depositados en grandes extensiones de la Plataforma Sahariana y que habían sido afectados por varios ciclos sedimentarios. Las Areniscas Numídicas probablemente sí constituyeron un gran abanico submarino profundo, aunque su morfología debió ser muy alargada a consecuencia de la predeterminación morfotectónica de la cuenca. Sin embargo, dado el predominio de la arena frente a otros elementos terrígenos de mayor tamaño, estos depósitos presentan sistemáticamente características de sedimentos proximales, aun a pesar de que fueron transportados larguísimas distancias.

En las Zonas Externas la sedimentación normal margosa continuó en muchos puntos. En las áreas adyacentes a los antiguos contactos tectónicos que habían sido reactivados, se inició el depósito de conglomerados olistostromas y turbidites en condiciones de elevada movilidad tectónica. A ciertos sectores de la cuenca, como es el caso del Peni

bético, llegaron eventuales aportes terrígenos de procedencia continental no exactamente determinada, pero que pudo ser africana, a juzgar por la presencia de terrígenos bastante parecidos (macroscópicamente), en el Oligo-Mioceno de las Zonas Externas rifeñas septentrionales.

5.3.4.2. El Burdigaliense inferior.

Una vez terminada la estructuración en mantos de corrimiento en las Zonas Internas se inició la migración hacia el O del Bloque de Alborán (Fig. 241). En el interior de este bloque se formaron cuencas menores, en las que comenzó el depósito del Grupo Viñuela. Estas cuencas eran localmente muy subsidentes y estaban delimitadas por accidentes tectónicos muy activos, a favor de los cuales comenzaban a levantarse relieves; una parte de ellos se encontraba ya emergida y suministraba cantidades importantes de terrígenos groseros a las cuencas recién creadas. La inestabilidad tectónica, especialmente patente al comienzo del Burdigaliense, disminuyó a lo largo del Burdigaliense inferior y las cuencas pasaron a ser asiento de una sedimentación detrítica fina, en la que se intercalaban niveles de silexitas y tobas volcánicas, que testimonian la existencia de un volcanismo contemporáneo.

En el borde occidental del Bloque de Alborán el progreso de la subducción a comienzos del Burdigaliense determinó la estructuración de los sectores internos del Surco de los Flyschs, el cierre de los canales de alimentación preexistentes, y el cese de los aportes terrígenos. A ello también pudo contribuir la transgresión marina sobre el Bloque de Alborán, probablemente ligada a un ascenso eustático del nivel del mar, ocurrida a lo largo del Burdigaliense inferior (Fig. 248). En las Zonas Externas, por el contrario, la evolución estratigráfica aquitano-burdigaliense fue, en ciertos sectores sobre todo como la región al N de Sierra Arana, netamente regresiva, debido a la colmatación de la cuenca por conglomerados, brechas y olistostromas, reflejo del aumento espectacular de la intensidad del diastrofismo contemporáneo.

La estructuración de los sectores internos del Surco de los Flyschs béticos conllevó la formación durante la extrema base del Burdigaliense, de una cuenca estrecha que recibía fragmentos tectonizados procedentes del frente de las Zonas Internas (Rondaides externos, tipo Pereila) y del propio borde interno de la cuenca preexistente (unidades tipo Argüelles y tipo Lenticar, unidad de Algeciras), y al mismo tiempo, los restos de una alimentación numídica, tal vez producto de la erosión del borde interno del Numídico en curso de retrocabalgamiento sobre la unidad de Algeciras. En los sectores más externos, sobre las Areniscas Numídicas aún relativamente poco deformadas se depositaron los niveles margosos y silexíticos de la Formación Supranumídica durante la misma edad.

Pero la intensidad de los procesos de deformación a la

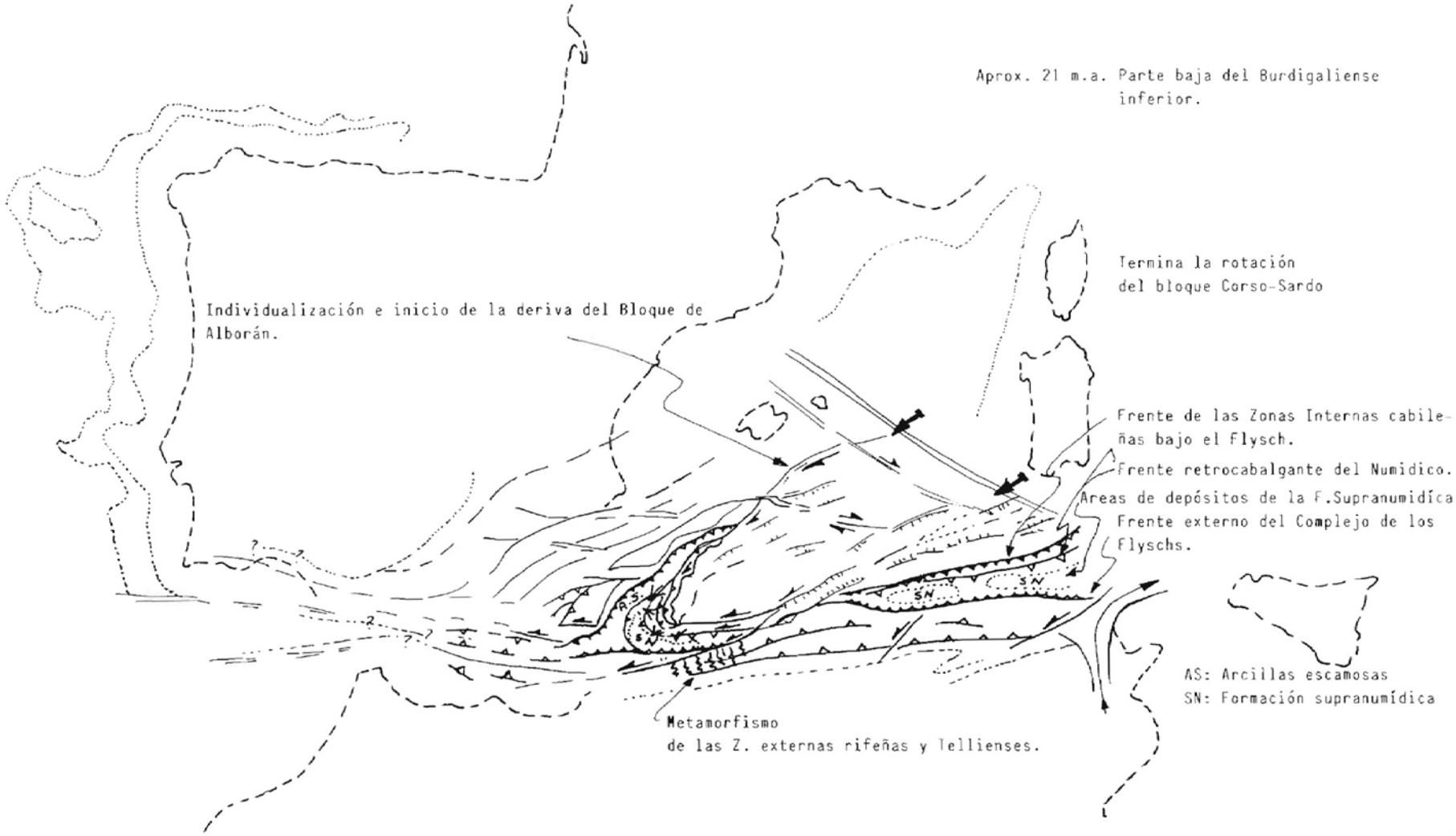


Figura 241.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante la parte baja del Burdigaliense inferior.

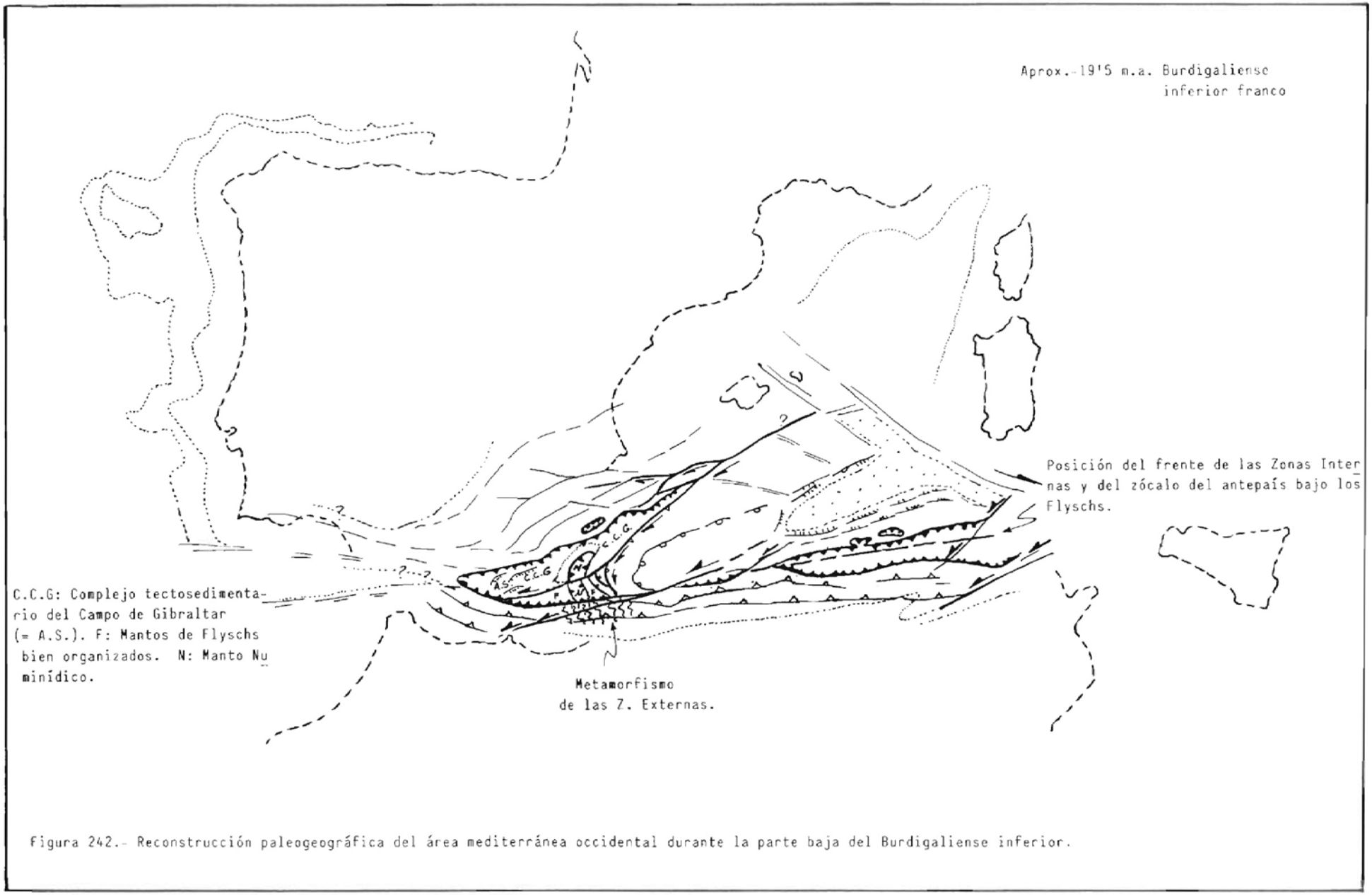


Figura 242.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante la parte baja del Burdigaliense inferior.

periferia del Bloque de Alborán (Fig. 242) progresó rápidamente al tiempo que terminaba la subducción de los restos del fondo oceánico preexistente. Una zona de trituración se instaló al frente del Bloque de Alborán, mientras que en la cuenca los materiales pasaban a sufrir una resedimentación generalizada y una serie de fragmentos de unidades constituidas por los depósitos preexistentes eran individualizados tectónicamente y se deslizaban hacia los sectores más externos a favor de la gravedad. Estos procesos se vieron facilitados y favorecidos por la existencia de un sustrato estratigráfico cretácico-paleógeno bajo las potentes formaciones areniscosas terciarias, formado por Arcillas Variegadas, que eran rocas extremadamente plásticas. Su presencia y probablemente mayor potencia bajo las Areniscas Numídicas debió favorecer el que este potente y extenso conjunto litológico tendiera a despegarse de su sustrato y a ocupar la posición tectónica superior. La irrupción de las arcillas plásticas al fondo de la cuenca, a favor de los accidentes tectónicos recién creados sería un hecho común y, por tanto se produciría la removilización y mezcla de las escasas microfaunas cretácico-paleógenas preexistentes y eventualmente, la caída de faunas planctónicas autóctonas. Al progresar el cierre de la cuenca progresó también el grado de desorganización interna de estos materiales que pasaron a constituir una "mélange" tectonosedimentaria que, en este trabajo, he denominado Complejo del Campo de Gibraltar.

A finales del Burdigaliense inferior (Fig. 242) el Complejo del Campo de Gibraltar había sido ya definitivamente erradicado de su patria original y expulsado sobre zonas más externas penibéticas y subbéticas. Al mismo tiempo se estaba iniciando el plegamiento de la cuenca subbética y el funcionamiento de accidentes paleogeográficos preexistentes bajo régimen compresivo, sea como fallas de desgarre o sea como cabalgamientos. Una de las zonas tectónicamente más activas se situó entre el Penibético y el Subbético y determinó, al final del Burdigaliense inferior, el retrocabalgamiento sobre el Penibético de ciertos elementos subbéticos, como es el caso de la Sierra de Cañete o del Lagarín, cabagalmiento que se efectuó en condiciones submarinas y sobre los materiales del Complejo del Campo de Gibraltar en posición suprapenibética: del frente de las unidades cabalgantes se desprendieron grandes cantidades de conglomerados y brechas que pasaron a constituir junto con elementos del Complejo del Campo de Gibraltar, las Formaciones olistostrómicas del Guadalteba y del Malaver.

A comienzos del Burdigaliense medio (Fig. 243) la colisión entre las Zonas Internas y las Externas ya se había efectuado, y las Zonas Externas sufrieron una generalizada fase de deformación que originó las estructuras de plegamiento y cabalgamiento más importantes que se reconocen a la escala regional. La cuenca subbética dejó, por tanto, de existir. Es probable que durante esta misma época, el Complejo del Campo de Gibraltar hubiera retrocabalgado ampliamente sobre las Zonas Internas.

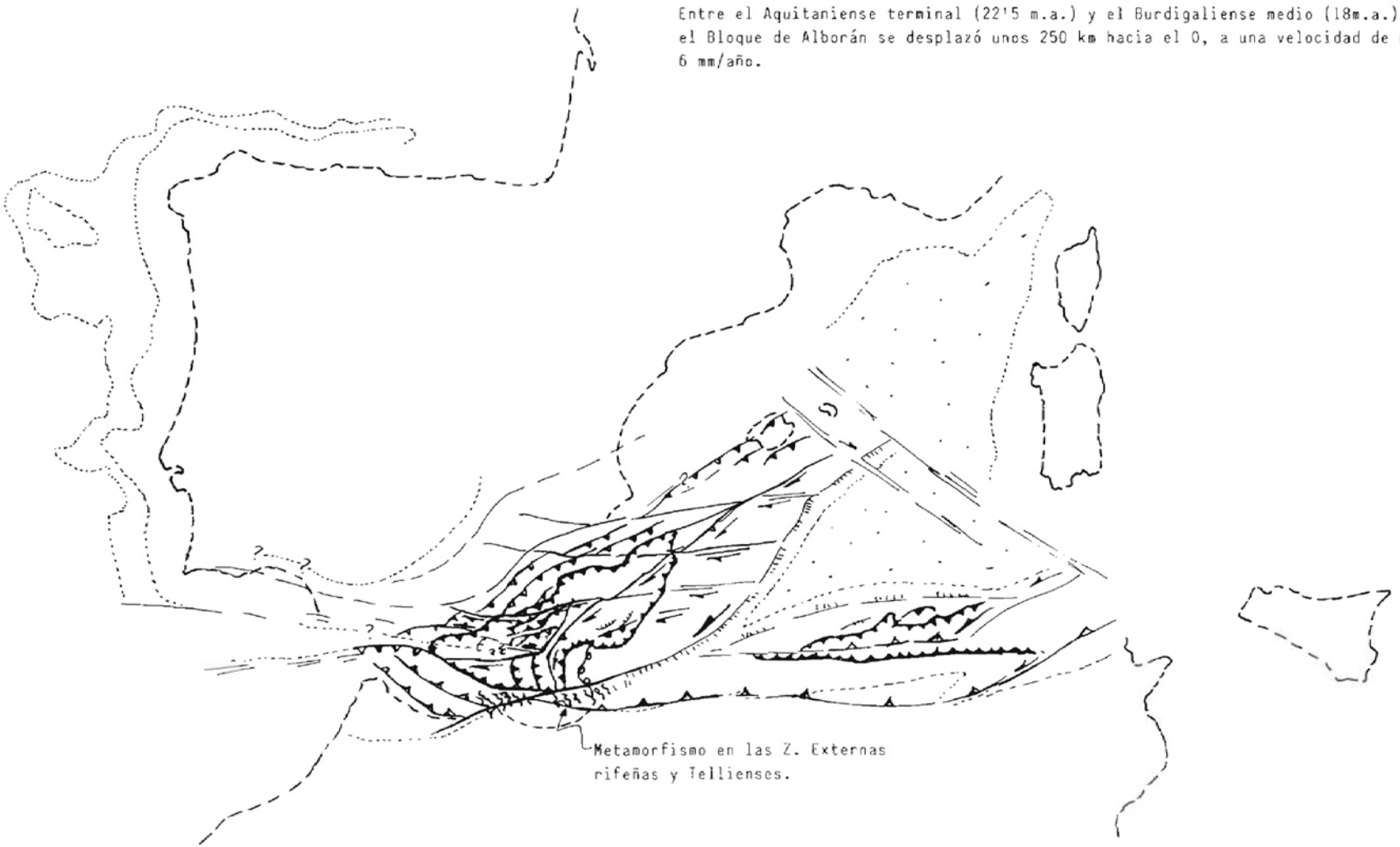


Figura 243.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental al comienzo del Burdigaliense superior.

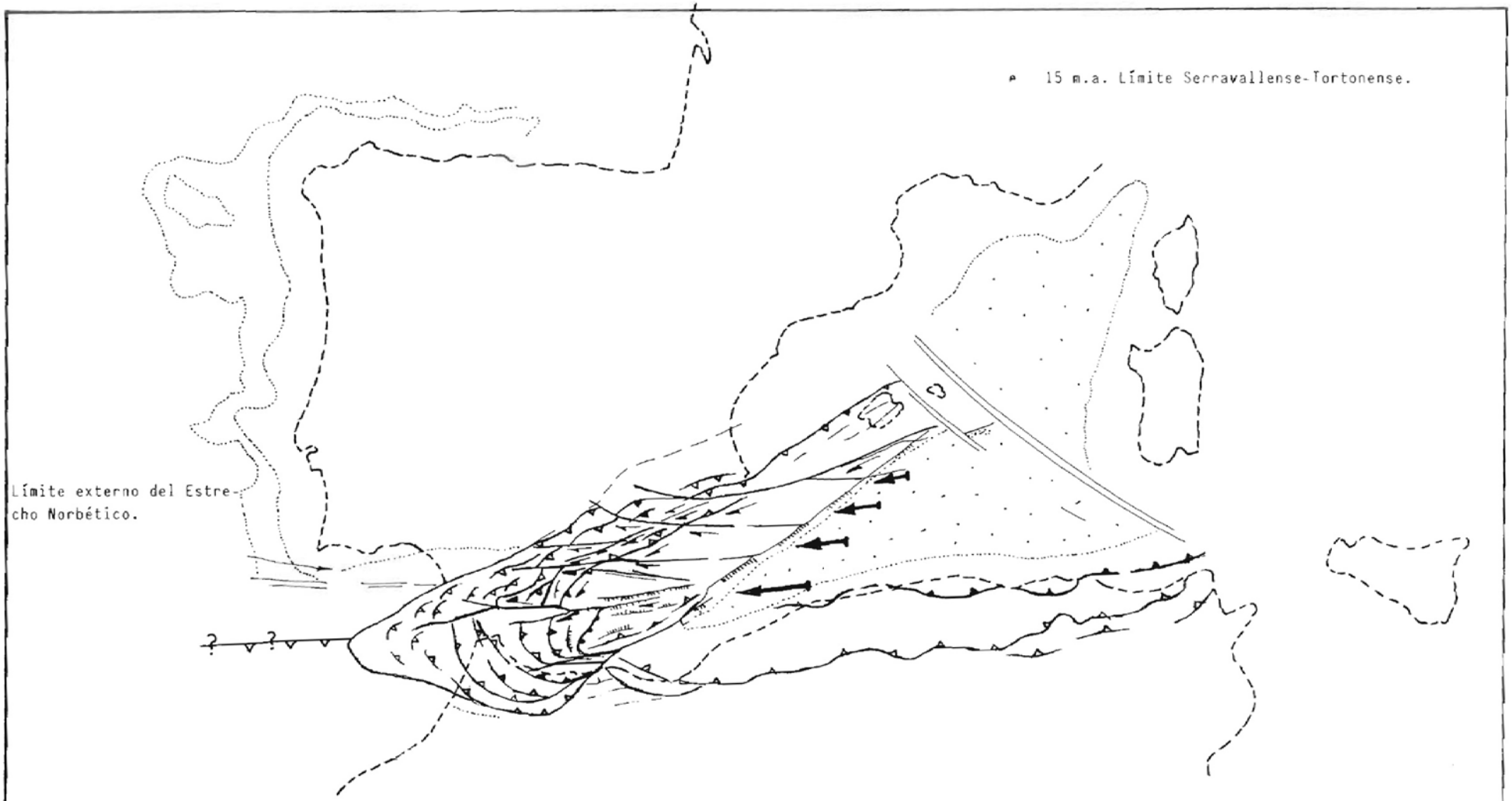


Figura 244.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental al final del Mioceno medio.

5.4. Del Burdigaliense superior de la base del Mioceno superior.

Después de las deformaciones determinadas por el paroxismo burdigaliense la mayor parte de las Zonas Internas y una parte extensa de las Zonas Externas se encontraba emergida, pero probablemente los relieves aún no eran muy importantes. No obstante entre las zonas emergidas existían áreas localmente subsidentes, probablemente delimitadas por accidentes tectónicos transcurrentes recién creados, en las que se depositaban sedimentos marinos. Estas cuencas menores debían estar interconectadas entre sí y también con una gran cuenca marina más extensa y profunda situada hacia las regiones más externas, sobre los terrenos subbéticos en parte plegados y al interior de una zona de plataforma ubicada sobre las series prebéticas poco o nada plegadas. En esta cuenca, conocida como "Estrecho Norbético", se depositaron las moronitas y, en las proximidades de accidentes tectónicos activos, olistostromas y turbiditas.

El intervalo comprendido entre el Burdigaliense medio-superior y el Langhense (Fig. 243) fue un período de relativa calma orogénica, aunque probablemente se debía producir un movimiento de bloques a favor de accidentes transcurrentes. Durante el Burdigaliense medio y superior se produjo una transgresión marina y durante el Langhense inferior una regresión; una nueva transgresión tuvo lugar durante el Langhense superior. Más tarde, en un momento aún no demasiado bien determinado, pero probablemente ya dentro al Serravallense según se reconoce en las regiones prebéticas, un nuevo pulso tectónico determinó la formación de una discordancia interna, en relación con la cual se produjo una regresión marina y una clara reactivación de la erosión en las Zonas Internas, de manera que las cuencas marinas preexistentes fueron colmatadas por sedimentos fluviodeltaicos y lacustres de edad Serravallense superior. Una nueva transgresión, durante el final del Serravallense, determinó la progresiva reimplantación de las condiciones marinas, pero fue truncada bruscamente en la extrema base del Tortonense (Fig. 248) por una importante pulsación tectónica, tras la cual continuó el ascenso del nivel del mar durante el Tortonense inferior y, como consecuencia de ello, el comienzo del depósito de formaciones marinas discordantes sobre el contacto entre las Zonas Internas y las Externas.

Durante este intervalo de tiempo se produjo el desenraizamiento completo de las Zonas Externas, su fragmentación a favor de diversos sistemas de accidentes transcurrentes y su disgregación y deslizamiento gravitacional hacia los sectores más externos, proceso que culminó con la individualización de la antefosa del Guadalquivir y el emplazamiento masivo y caótico en ella de una parte considerable de las unidades alóctonas externas a consecuencia del empuje de las Zonas Internas. Al mismo tiempo se completó la apertura de la cuenca oceánica Argelo-Balear y de las cuencas a ella adyacentes pero con sustrato continental, como es el caso de las diversas que aparecen dentro del mar de Alborán. A comienzos del Tortonense, por tanto, la Cordillera había adquirido su configuración actual en sus rasgos

Figura 245.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante el Tortonense inferior.

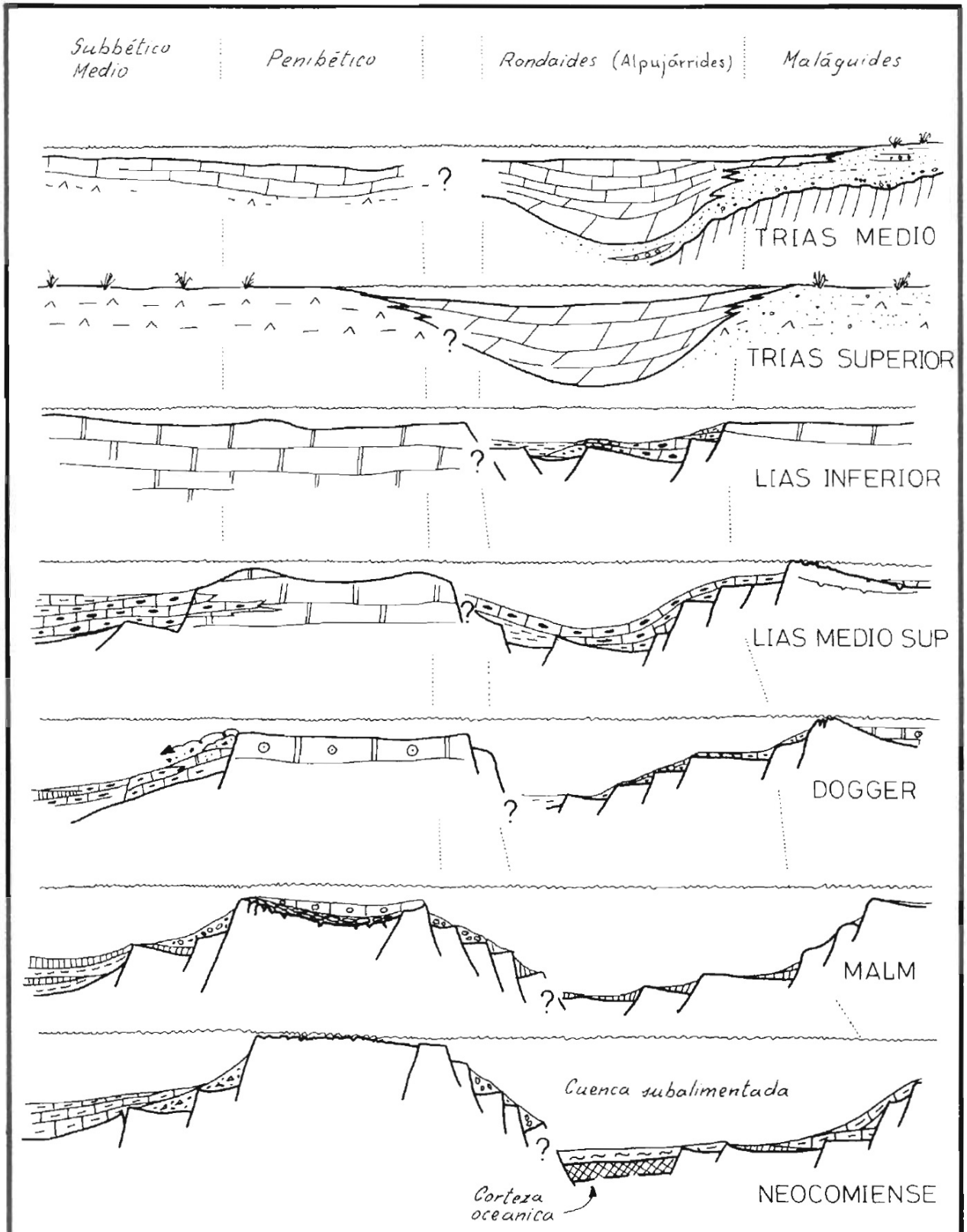


Figura 246. Evolución paleogeográfica general del Trías al Cretrácico inferior.

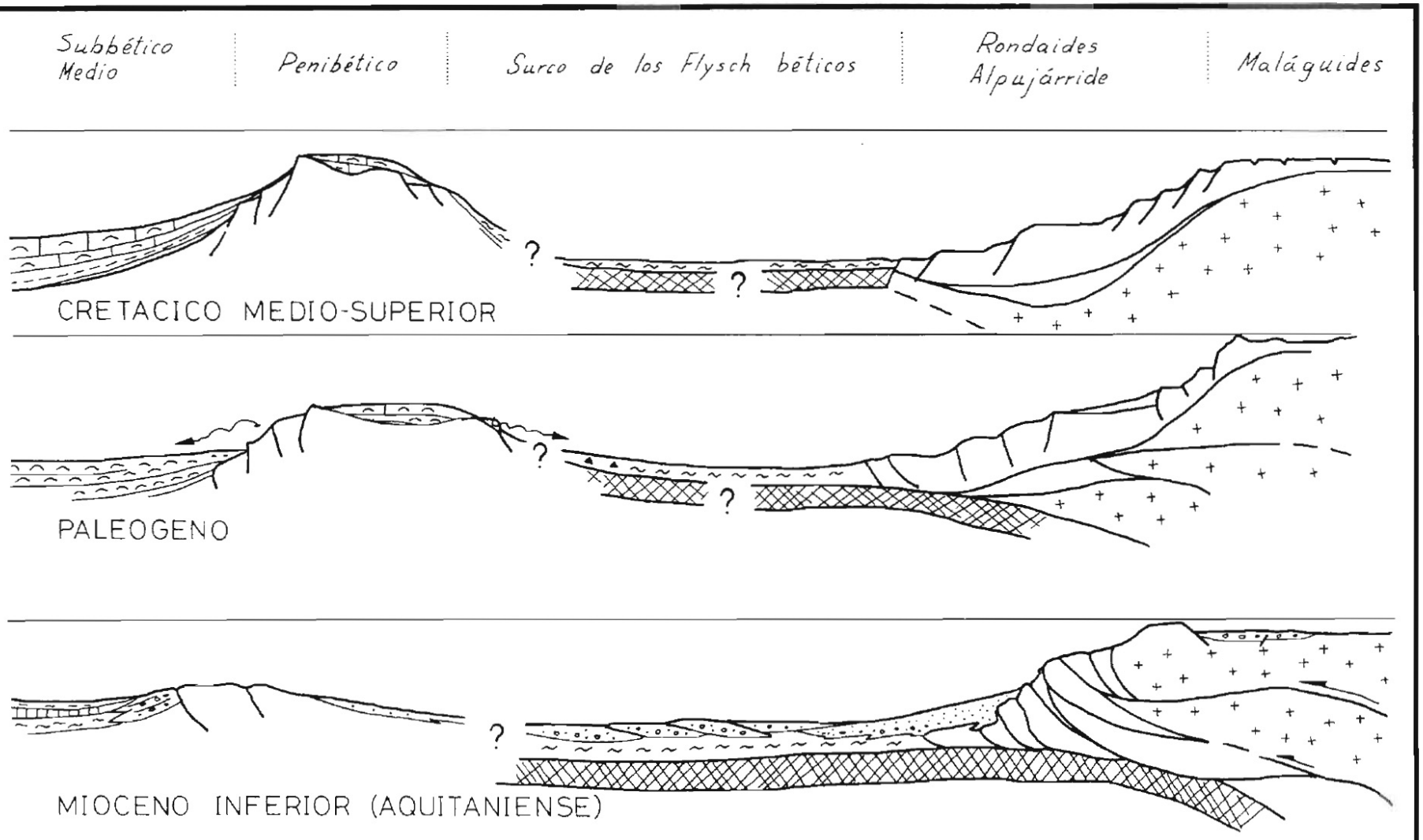


Figura 247. Evolución paleogeográfica general del Cretácico superior al Mioceno inferior.

esenciales, aunque en los sectores más externos tuvieron lugar deformaciones aún muy importantes durante el propio Mioceno superior y no hay que olvidar el papel desempeñado por las deformaciones neotectónicas, entre otras cosas, en la distribución e individualización de los relieves actuales.

6. CONCLUSIONES GENERALES.

En la figura 248 se representan las variaciones relativas del nivel del mar deducidas a partir del registro estratigráfico que ha sido estudiado en este trabajo, habida cuenta de la evolución estratigráfico-paleogeográfica general de la Cordillera Bética y de su relación con los cambios eustáticos.

En las figuras 219 a 247 queda recogida la evolución paleogeográfica de los distintos dominios estudiados y su relación con los dominios adyacentes, desde la base del Trías hasta el comienzo del Mioceno superior. Estas figuras resumen las conclusiones de este trabajo. No obstante, las siguientes conclusiones, deben ser destacadas:

1ª) Los dominios paleogeográficos tanto de las Zonas Internas como de las Externas se situaron originalmente mucho más al E de su posición actual. Las Zonas Internas en particular se debieron situar al S de Cerdeña y de las Baleares.

2ª) Las directrices paleogeográficas se orientaron dominantemente según NE-SO por tanto, subparalelas al borde del margen continental ibérico. El trazado general de este margen fue algo oblicuo al eje de la expansión oceánica mesozoica en el Océano Ligur.

3ª) Existieron, ya desde el Mesozoico, accidentes tectónicos de salto en dirección transversales, aunque no exactamente perpendiculares, a las directrices paleogeográficas, cuya orientación fue subparalela a la de los grandes accidentes transformantes Norteafricano y Norpirenaico, que fueron los responsables de saltos bruscos en las facies y de la aparición de ciertas diferenciaciones paleogeográficas en sentido longitudinal a las directrices dominantes. Entre éstos destacó el Accidente de Antequera.

4ª) La inmensa mayoría de los elementos tectónicos que actualmente forman parte de la Cordillera Bética deben ser considerados de dependencia tectono-paleogeográfica bética. No puede admitirse, habida cuenta del gran desarrollo que presentan en la Cordillera Bética y de la posición propuesta para su patria original sobre la base de los datos geológicos regionales, que grandes conjuntos de unidades tectónicas, como el Complejo del Campo de Gibraltar o los Rondaides, hayan sido "hispanizados" por las fases tectónicas terciarias a partir de determinados dominios paleogeográficos norteafricanos, como ha sido propuesto por otros autores. Sólo se puede acep-

tar la hipótesis de la "hispanización" para ciertos elementos béticos (Flyschs Cretácicos de Ubrique, Algarrobo, Corredor de Boyar y Nogales) que se debieron depositar en la terminación occidental del Surco de los Flyschs Norteafricanos, más allá de la terminación de las Zonas Internas, allí donde las Zonas Externas béticas y rifeñas aparecían enfrentadas.

5ª) La estructuración de las Zonas Internas en mantos de corrimiento se efectuó desde el SE hacia el NO y determinó la individualización de cinco grandes conjuntos de láminas alóctonas cuyo sustrato tectónico está constituído por el manto del Veleta. De abajo arriba son: el manto del Mulhacén, el Alpujárride inferior, el Alpujárride intermedio-Rondaide, el Alpujárride superior y el Maláguide. Mayoritariamente, además, el Alpujárride superior debió constituir una parte del sustrato de corteza continental de las regiones frontales del Maláguide.

6ª) Durante el desarrollo del metamorfismo alpino. las Zonas Internas se vieron implicadas en una megazona de cizalla sinistrorsa de orien tación NE-SO que determinó las deformaciones sinmetamórficas y la aparición de zonas de cizalla dúctil. Estas probablemente reaprovecharon el trazado de accidentes previos de significado paleogeográfico y condicionaron la individualización posterior de los mantos.

7ª) La estructuración de los mantos béticos fue esencialmente postmetamórfica si bien pudo iniciarse antes de y durante el final del metamorfismo alpino. En todo caso, la estructuración en mantos de las Zonas Internas no terminó hasta el Aquitaniense final.

8ª) Después de la estructuración de las Zonas Internas, a partir del Burdigaliense más bajo se produjo la individualización del Bloque de Alborán y se inició su deriva hacia el O. El primer efecto de esta deriva fue el comienzo de la estructuración del contacto entre las Zonas Internas y las Externas y la desaparición de la cuenca subbética, existente desde el Lías.

9ª) El contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas continuó siendo móvil hasta el inicio del Mioceno superior, debido a la migración del Bloque de Alborán hacia el O y SO. Durante este intervalo de tiempo se produjo la tectonización de las Zonas Internas y Externas a favor de una serie de sistemas de accidentes transcurrentes que individualizaron una serie de bloques menores. En este contexto tectónico el contacto entre las Zonas Internas y las Externas se configuró como un importante accidente transpresivo dextrorso.

10ª) El encajamiento del Bloque de Alborán en la zona situada entre el borde meridional del continente ibérico y el septentrional del continente africano provocó el aplastamiento de sus porciones occidentales, la rotación levógira de sus estructuras, la individuali-

zación de las antefosas del Guadalquivir y del Rharb (Rif) y la disgregación y/o expulsión hacia ellas de las Zonas Externas béticas y rifeñas. Hasta el Mioceno superior, por tanto, no se inició la verdadera historia postorogénica y neotectónica de la Cordillera Bética.

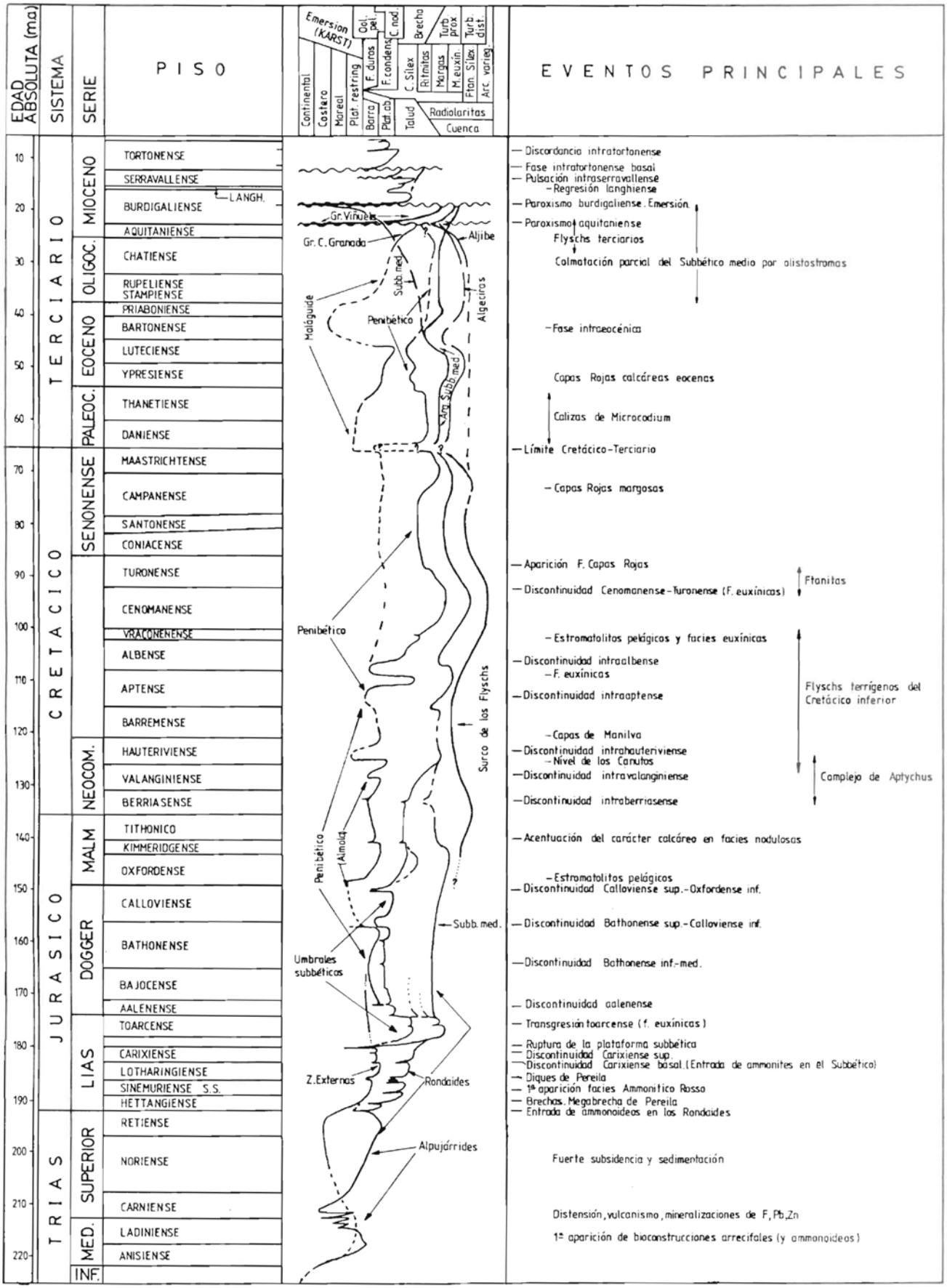


Fig. 248.- Variaciones relativas del nivel del mar y estratigrafía de eventos.

Bibliografía

Abbate, B., Catalano, R., D'Argenio, B., Di Stefano, P. y Riccobono, R. (1977):
Relationship of Algae with Depositional Environments and Faunal Assemblages of the Panormide Carbonate Plataform, Upper Triassic Northwestern Sicily,
In: Flügel, E. (ed.): Fossil Algae, 301-313, Springer.

Abbate, E., Bortolotti, V. y Passerini, P. (1970):
Olistostromes and olistoliths. In: Sestini, G. (ed.): Development of the Northern Apennines Geosyncline,
Sedim.Geol., 4,Special issue, 521-557.

Abbate, E. y Sagri, M. (1970):
The eugeosynclinal sequences. In: Sestini, G. (ed.): Development of the Northern Apennines Geosyncline,
Sedim. Geol, 4,Special issue, 251-340.

Agard, J., Destombes, J., Milliard, Y. y Morin, P. (1958):
Sur l'existence de LLandovery supérieur dans le massif paléozoïque interne du Rif au N de Tétouan (Maroc septentrionel),
C.R.Ac.Sc., 246, 2778-2780.

Aguilar, M.J., Aparicio, A., Crespo, V., Fuster, J.M., Muñoz, M., Reyes, J.L. y Sagredo, J. (1973):
Investigación de níquel en los macizos ultrabásicos de Málaga. Nuevos datos sobre la geología y petrogénesis,
Bol.Geol.Min., 84, 447-472.

Aigner, T. (1979):
Schill-Tempestite im Oberen Muschelkalk (Trias, SW-Deutschland),
N.Jb.Geol.Paläont.Abh, 157, 326-343.

Aigner, T. (1982):
Calcareous Tempestites: Storm-dominated Stratification in Upper Muschelkalk Limestones (Middle Trias, SW-Germany),
In: Einsele, G. y Seilacher, A. (eds.): Cyclic and Event Stratification, 180-198, Springer.

Akkerman, J.H., Maier, G. y Simon, O.J. (1980):
On the geology of the Alpujarride Complex in the western Sierra de las Estancias (Betic Cordilleras, SE Spain),
Geol.Mijnb., 59, 363-374.

Aldaya, F. (1966):
Sobre la estructura tectónica del extremo occidental de Sierra Arana y sectores adyacentes (Cordilleras Béticas, prov. Granada),
Acta Geol.Hisp., 1,5, 5-8.

Aldaya, F. (1969a):
Los Mantos Alpujárrides al S de Sierra Nevada,
Tesis Univ. Granada (inéd.), 527 pp.

Aldaya, F. (1969b):
Sobre el sentido de los corrimientos de los Mantos Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada (Zona Bética, provincia de Granada),
Bol.Geol.Min., 80,3, 212-217.

Aldaya, F. (1969c):
Los mantos Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada (zona Bética, provincia de Granada),
Acta Geol.Hisp., 4,5, 126-130.

Aldaya, F., García-Dueñas, V. y Navarro-Vilá, F. (1979-82):
Los Mantos Alpujárrides del tercio central de las Cordilleras Béticas. Ensayo de correlación tectónica de los Alpujárrides,

Acta Geol.Hisp., Homenatge Lluís Solè i Sabarís, 14, 154-166.

Allemann, F. y Remane, J. (1979):
Les faunes de Calpionelles du Berriasien supérieur-Valanginien. In: Busnardo, R. et al.: Hypostratotype mésogéen de l'étage Valanginien (sud-est de la France),
Les Stratotypes français, 6, 99-109, C.N.R.S. (París).

Allemann, F. y Schroeder, R. (1972):
Spiroconulus perconigi n.gen.n.sp.: A new Middle Jurassic foraminifer of Oman and Spain,
Rev.Esp.Micropal., n.extr. 30 aniv. E.N.ADARO, 199-209.

Alvarez, L., Alvarez, W., Asaro, F. y Michel, H.V. (1980):
Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction:Experimental results and theoretical interpretation,
Science, 208, 1095-1108.

Amodio-Morelli, L., Bonardi, G., Colonna, V., Dietrich, D., Giunta, G. Ippolito, F., Liguori, V., Lorenzoni, S., Paglionico, A., Perrone, V.,Piccarreta,G.,Russo,M.,Scandone,P.,Zanettin-Lorenzoni,E. y Zuppetta (1976):
L'Arco Calabro-Peloritano nell'orogene Appenninico-Maghrebide,
Mem.Soc.Geol.It., 17, 1-60.

Andrieux, J. (1971):
La structure du Rif central. Etude des relations entre la tectonique de compression et les nappes de glissement dans un tronçon de la chaîne alpine,
Not.Mém.Serv.Géol.Maroc, 235, 1-155.

Andrieux, J., Fontboté, J.M. y Mattauer, M. (1971):
Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar,
Earth Plan.Sc.Lett., 12, 191-198.

Andrieux, J. y Mattauer, M. (1973):
Précisions sur un modèle explicatif de l'Arc de Gibraltar,
B.S.G.F.(7), 15,2, 115-118.

Anónimo (1978):
Estudio de las posibilidades mineras de los Macizos Ultrabásicos de Málaga,
I.G.M.E. Col.Informe, 181 pp.

Ansorge, J., Banda, E., Mueller, S., Udías, A. y Mezcua, J. (1976):
Crustal structure under the Cordillera Betica. Preliminary results,
Reunión Geod.Cord.Bét.mar de Alborán, Secr.Pub.Univ.Granada, 9-17.

Arana, R. (1973):
Investigaciones mineralógicas en Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, España),
Tesis Univ.Granada, Secr.Pub.Univ.Granada, 633 pp.

Arana, R. y Martín, J.M. (1975):
Estudio geológico de las mineralizaciones de fluorita de la unidad de las Víboras (Sierra Nevada, Cordilleras Béticas),
Cuad.Geol.Univ. Granada, 6, 75-88.

Arana, R. y Martín, J.M. (1976):
Observaciones geológicas sobre las minas del Cerrajón (Sierra Nevada, Cordilleras Béticas),
Acta Geol.Hisp., 11,5, 129-132.

Arthur, M. A., Bottjer, D. J., Dean, W. E., Fischer, A. G., Hattin, D. E., Kauffman, E.G., Pratt, L.M. y Scholle, P.A. (1986):
Rhythmic bedding in Upper Cretaceous pelagic carbonate sequences: Varying

sedimentary response to climatic forcing,
Geology, 14, 153-156.

Arthur, M.A. y Jenkyns, H.C. (1981):
Phosphorites and paleoceanography,
Oceanol.Acta n.sp., Proc.26 Int.Gèol.Congr.Paris. Geology of Continental Margins Symp., 83-96.

Arthur, M.A. y Schlanger, S.O. (1979):
Cretaceous "oceanic anoxic events" as causal factors in development of reef-reservoired giant oil fields,
A.A.P.G.Bull., 63, 870-885.

Auboin, J. (1964):
Reflexions sur le faciés ammonitico rosso,
B.S.G.F.(7), 6, 475-501.

Auboin, J. (1965):
Geosynclines,
Devel.in Geotectonics., 1, 335 pp.

Auboin, J. y Debelmas, J. (1980):
L'Europe alpine: les chaînes pèrimèditerranèennes.Introduction. In: Gèologie des Chaînes Alpines issues de la Têthys. 26 Congr.Gèol.Int.,Paris,
Mém.B.R.G.M., 115, 62-66.

Auboin, J., Debelmas, J. y Latreille, M. (1980):
Les chaînes alpines issues de la Têthys: Introduction gènèrale. In: Gèologie des Chaînes Alpines issues de la Têthys. 26 Congr.Gèol.Int.,Paris,
Mém.B.R.G.M., 115, 7-12.

Auzende, J.M., Bonnin, J. y Olivet, J.L. (1973):
The origin of the western Mediterranean basin,
J.Geol.Soc.London, 129, 607-620.

Auzende, J.M. y Olivet, J.L. (1979):
Les donnèes de la cinèmatique des plaques et l'evolution du domaine mèditèrranèen occidental,
Rapport Sc.C.N.E.X.O. Brest, 49-58.

Avidad, J. (1976):
Los Mantos Alpujàrrides al SW de Sierra Nevada,
Tesis Univ. Bilbao (inèd.), 262 pp.

Azèma, J. (1961):
Etude gèologique des abords de Màlaga (Espagne),
Est.Geol., 17, 131-160.

Azèma, J. (1977):
Etude gèologique des zones externes des Cordillères Bètiques aux confins des provinces d'Alicante et de Murcia (Espagne),
Tesis Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 393 pp.

Azèma, J., Durand-Delga, M. y Peyre, Y. (1960):
Corte del Mesozoico y del Eoceno en el Palo de Màlaga (Andalucia),
Not.Com.I.G.M.E., 59, 3-16.

Azèma, J., Foucault, A., Fourcade, E., Garcia-Hernàndez, M.,Gonzàlez-Donoso, J.M., Linares, D., Lòpez-Garrido, A.C., Rivas, P. y Vera, J.A. (1979):
Las microfacies del Juràsico y Cretàcico de las Zonas Externas de las Cordilleras Bèticas,
Secr.Pub.Univ.Granada, 83 pp.

Baena J., Torres, T., Geel, T. y Roep, T.B. (1977):
Mapa geològico y memoria explicativa de la hoja 952 (Vèlez-Blanco), escala 1:50.000,

Plan Magna, I.G.M.E.

Baena, J. y Jerez-Mir, L. (1982):
Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética (S.Str.),
I.G.M.E. Colección Informe, 256 pp.

Balanyá, J.C. (1982):
Las unidades de la zona de escamas Despeñadero-Cañamaya y su relación estructural con la Zona Bética y el Subbético Interno (Cordilleras Béticas Centrales),
Tesis Licenciatura Univ.Granada (inéd.), 90 pp.

Balanyá, J.C. (1984):
El Complejo Dorsaliano al Este de Granada: relaciones estructurales con la Zona Bética y el Subbético Interno,
I Congr.Esp.Geol., 3, 169-175.

Ballance, P.F. y Reading, H.G.(eds.). (1980):
Sedimentation in Oblique-slip Mobile Zones,
I.A.S. Spec.Pub., 4, 265 pp.

Bally, A.W., Bernouilli, D., Davis, G.A. y Montadert, L. (1981):
Listric normal faults,
Oceanol.Acta n.sp., Proc.26 Int.Géol.Congr.Paris. Geology of Continental Margins Symp., 78-101.

Balogh, K. (1974):
Kurzfassung der triassischen Stratigraphie in Ungarn. In:Zapfe, H.(ed.): Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias, Symposium, Wien, 1973,
Österr.Akad.Wissens.Schrift.Erdwiss.Komm., 2, 41-43, Springer.

Banda, E. y Channell, (1979):
Evidencia geofísica para un modelo de evolución de las cuencas del Mediterráneo occidental,
Est.Geol., 35, 5-14.

Barba, A., Martín-Serrano, A y Piles, E. (1979):
Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja 1039 (Colmenar) , escala 1:50.000,
Plan Magna, I.G.M.E.

Barrois, C. y Offret, A. (1889):
Mémoire sur la constitution géologique du Sud de l'Andalousie,de la Sierra Tejeda á la Sierra Nevada. In: Mission d'Andalousie,
Mém.Ac.Sci. Paris, 30, 79-167.

Bates, R.L. y Jackson, J.A. (1980):
Glossary of Geology (2nd. ed.),
Am.Geol.Inst., Falls Church, Virginia, 751 pp.

Bathurst, R.G.C. (1968):
Precipitation of Oöids and Other Aragonite Fabrics in Warm Seas,
In: Müller, G. y Friedman, G.M. (eds.): Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe, 1-10, Springer.

Bathurst, R.G.C. (1971):
Carbonate Sediments and their Diagénesis,
Devel.in Sedimentology, 12, 620 pp., Elsevier.

Baturin, G.N. (1982):
Phosphorites on the Sea Floor. Origin, Composition and Distribution,
Devel.in Sedimentology, 33, 343 pp, Elsevier.

Baudelot, S., Bouhdadi, S. y Durand-Delga, M. (1984):
Datation palynologique du Trias moyen au sein des Grès rouges "permo-

triassiques" des environs de Tètouan (Rif septentrional, Maroc),
C.R.Ac.Sc., 299, 1061-1068.

Bellon, H., Bordet, P. y Montenat, C. (1983):
Chronologie du magmatisme nèogène des Cordillères bètiques (Espagne mèridionale),
B.S.G.F.(7), 25,2, 205-217.

Ben Yaïch, A., Maatè, A., Feinberg, H. y Magnè, J. (1986):
Implication de niveaux du Miocène inférieur dans les rètrochevauchements de la Dorsale calcaire rifaine (Maroc): signification á l'èchelle de l'Arc de Gibraltar,
C.R.Ac.Sc.

Bentor, Y.K. (ed.) (1980):
Marine Phosphorites. Geochemistry, Occurrence, Genesis,
S.E.P.M. Spec.Pub., 29, 249 pp.

Berger, W.H. y Winterer, E.L. (1974):
Plate Stratigraphy and the fluctuating carbonate line.In:Hsü,K.J. y Jenkyns, H.C. (eds.):Pelagic Sediments:On Land and Under the Sea,
I.A.S. Spec.Pub., 1, 11-48.

Bernoulli, D. (1972):
North Atlantic and Mediterranean Mesozoic facies: a comparison,
In: Hollister, C.D. et al.: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 11, 801-871.

Bernoulli, D. y Jenkyns, H.C. (1970):
A Jurassic basin: The Glasenbach Gorge, Salzburg, Austria,
Vehr.Geol.Bundesanst.Wien., 504-531.

Bernoulli, D. y Jenkyns, H.C. (1974):
Alpine Mediterranean and Central Atlantic Mesozoic Facies in Relation to the Early Evolution of the Tethys.In: Dott, R.H. y Shaver, R.H. (eds.) : Modern and ancient geosynclinal sedimentation,
S.E.P.M. Spec.Pub., 19, 129-160.

Bernoulli, D. y Lemoine, M. (1980):
Birth and early evolution of the Tethys: the overall situation. In: Gèologie des Chaînes Alpines issues de la Tèthys. 26 Congr.Gèol.Int.,Paris,
Mém.B.R.G.M., 115, 168-179.

Bernoulli, D. y Weissert, H. (1985):
Sedimentary fabrics in Alpine ophicalcites, South Pennine Arosa zone, Switzerland,
Geology, 13, 755-758.

Bertrand, M. y Kilian, W. (1889):
Etudes sur les terrains secondaires et tertiaires dans les Provinces de Grenade et Malaga. In: Mission d'Andalousie,
Mém.Ac.Sci.Paris, 30, 378-582.

Besems, R.E. (1982):
Aspect of Middle and Late Triassic Palynology .4. Palynological information from the Triassic of the External Zone of the Betic Cordilleras in the Province of Jaen,southern Spain (with a note on the presence of Cretaceous palynomorfs in a presumed Keuper section),
Proc.Kon.Ned.Akad.Wet., 85, 1-27.

Biju-Duval, B. (1984):
Les marges continentales françaises de la Mèditerranèe,
In: Boillot,G.,Montadert,L.,Lemoine,M. y Biju-Duval,B: Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France, 251-334, Masson.

Biju-Duval, B., Dercourt, J. y Le Pichon, X. (1977):
From the Tethys to the Mediterranean seas: a plate tectonic model of the evolution of the Western Alpine system,
In: Biju-Duval, B. y Montadert,L.(eds.): Structural History of the Mediterranean Basins, Int.Symp.,Split,Yugoslavia, 143-164, Technip.

Biju-Duval, B. y Montader, L. (eds.) (1977):
Structural History of the Mediterranean Margins Int.Symp.,
Int.Symp., Split, Yugoslavia, 448 pp., Technip.

Biot, J.P. (1969):
Sur la présence de diabases amphiboliques entre Marbella et Benalmádena (Cordillères Bétiques internes, Espagne),
B.S.G.F.(7), 599-604.

Biot, J.P. (1971):
Sur les marbres métamorphiques et de la série gneissique du flanc méridional de la Sierra de Mijas (Prov. de Málaga, Espagne),
C.R.Ac.Sc., 272, 2128-2130.

Birch, G.F. (1980):
A Model of penecontemporaneous Phosphatization by diagenetic and authigenic Mechanims from the Western margin of Southern Africa. In: Bentor, Y.K.(ed.): Marine Phosphorites. Geochemistry, Occurrence and Genesis,
S.E.P.M. Spec.Pub., 29, 79-100.

Bizon, G. y Gélard, J.P. (1975):
Précisions sur l'âge de l'Oligo-Miocène Kabyle en Grande Kabylie (Algérie): conséquence structurale concernant le Numidien,
C.R.somm.S.G.F., 173-176.

Bizon, G. y Hoyez, B. (1979):
Données stratigraphiques sur les formations sous-numidiennes en Algérie,
C.R.Ac.Sc., 289, 655-658.

Blow, W.H. (1969):
Late Middle Eocene to Recent planktonik foraminiferal biostratigraphy,
Proc.I Int.Congr.Planktonik microfossils, 1, 199-422.

Blumenthal, M. (1927):
Versuch einer tektonischen Gliederung der Betischen Cordilleren von Central und Südwest Andalusien,
Ecl.Geol.Helv., 20, 487-592.

Blumenthal, M. (1928a):
Sur le dispositif des nappes de recouvrement de la Serrania de Ronda (Andalousie),
Ecl.Geol.Helv., 21, 358-365.

Blumenthal, M. (1928b):
L'existence du Bétique de Malaga dans la région de Grénade,
C.R.Ac.Sc., 187, 1059-1062.

Blumenthal, M. (1930):
Beiträge zur Geologie der betischen Cordilleren beiderseits des Rio Guadalhorce,
Ecl.Geol.Helv., 20, 41-294.

Blumenthal, M. (1931):
Géologie des chaînes pénibétiques et subbétiques entre Antequera et Loja et des zones limitrophes (Andalousie),
B.S.G.F.(5), 1, 23-94.

Blumenthal, M. (1931-33):
Das Westende des Betikums nördlich dem "Campo de Gibraltar",

Gèol.Chaînes bèt. et subbèt., 4,2,2, 3-43.

Blumenthal, M. (1933a):
Geologie der Berge um Ronda (Andalusien),
Ecl.Geol.Helv., 26, 43-92.

Blumenthal, M. (1933b):
Sur les relations tectoniques entre les zones bètique , pènibètique et subbètique du SW de l'Andalousie,
C.R.Ac.Sc., 197, 1138-1139.

Blumenthal, M. (1933c):
Sur l'autochtonie du pènibètique dans la province de Cadix (Andalousie),
C.R.Ac.Sc., 197, 1668-1670.

Blumenthal, M. (1934a):
Sur l'existence de poussèes antibètiques en Andalousie,
C.R.somm.S.G.F., 189-192.

Blumenthal, M. (1934b):
Die Grenzverhältnisse zwischen sub-und penibetischer Zone im Grenzgebiet der Provinzen Malaga, Sevilla und Càdiz. (Strecke Almargen Olvera),
Ecl.Geol.Helv., 27, 147-180.

Blumenthal, M. (1935a):
Allure de la tectonique locale et dèfinition du "double pli" gaditan (Andalousie),
B.S.G.F.(5), 2, 659-686.

Blumenthal, M. (1935b):
ReliefÜberschiebungen in den westlichen Betischen Cordilleren,
Gèol.Mèdit.occid., 4, 3-29.

Blumenthal, M. (1936):
Le matèriel stratigraphique du "double pli" gaditan,
B.S.G.F.(5), 4, 511-537.

Blumenthal, M. (1937):
Sur l'interpretation tectonique du "double pli" gaditan,
B.S.G.F.(5), 5, 9-25.

Blumenthal, M. (1937):
Esbozo geològico del Rif en la regiòn de Bokoya,
Bol.I.G.M.E., 44, 199-352.

Blumenthal, M. y Fallot, P. (1935):
Observations gèologiques sur la Sierra Arana, entre Grènade et Guadix,
Mem.R.Soc.Esp.Hist.Nat., 17, 5-74.

Bodergat, A.M., Triat, J.M. y Truc, G. (1975):
L'origine organique des Microcodium: Exemple du rôle des microorganismes dans la biocorrosion des roches carbonatées et la biosynthèse de la calcite en milieu continental,
Proc.9 Int.Sedim.Congr., Niza,2, 7-10.

Bögli, A. (1960):
Solution of Limestone and Karren formation. In: Sweeting, M.M. (ed.): Karst Geomorphology (1981),
Benchmark Papers in Geology, 59, 64-109, Hutchinson-Ross.

Boillot, G. (1984):
Geologia de los màrgenes continentales,
141 pp, Masson.

Boillot, G. (1984):
Le Golfe de Gascogne et les Pyrènèes,
In: Boillot,G., Montadert,L., Lemoine,M. y Biju-Duval,B.:Les marges con-

Blumenthal, M. (1949): 1.099
Estudio Geológico de las Cadenas Costeras al Oeste de Málaga, entre el río Guadalhorce y el río Verde,
Bol. Inst. Geol y Min. 62, 1-193.

tinentales actuelles et fossiles autour de la France, 7-81, Masson.

Boillot, G., Montadert, L., Lemoine, M. y Biju-Duval,B. (1984):
Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France,
342 pp., Masson.

Bonardi, G., Cello, G., Perrone, V., Tortorici, L., Turco, E. y Zuppetta, A. (1982):
The evolution of the northern sector of the Calabria-Peloritani Arc in a semiquantitative palynspastic restoration,
Boll.Soc.Geol.It., 101, 259-274.

Bonardi, G., Giunta, G., Perrone, V., Russo, M., Zuppetta, A. y Ciampo, G. (1981):
Osservazioni sull'evoluzione dell'arco calabro-peloritano nel Miocene inferiore: la formazione di Stilo-Capo d'Orlando,
Boll.Soc.Geol.It., 99, 365-393.

Bonini, W.E., Loomis, T.P. y Robertson, J.D. (1973):
Gravity Anomalies, Ultramafic Intrusions and Tectonics of the Region around the Strait of Gibraltar,
J.Geophys.Res., 78,8, 1372-1382.

Bortolotti, V., Passerini, P. y Sagri, M. (1970):
The miogeosynclinal sequences. In: Sestini, G.(ed.): Development of the Northern Apennines Geosyncline,
Sedim. Geol., 4, Special issue, 314, 341-344.

Borza, K. (1969):
Die Mikrofazies und Mikrofossilien des Oberjuras und der Unterkreide der Klippenzone der Westkarpaten,
Slowakischen Akademie der Wissenschaften, Bratislava, 301 pp.

Bosellini, A. (1981):
The Emilia fault : A Jurassic fracture zone that evolved into a Cretaceous-Paleogene sinistral wrench fault,
Boll.Soc.Geol.It., 100, 161-169.

Bosellini, A. (1984):
Progradation geometries of carbonate platforms: examples from the Triassic of the Dolomites, Northern Italy,
Sedimentology, 31, 1-24.

Bosellini, A. y Hsü, K.J. (1973):
Mediterranean Plate tectonics and Triassic Paleogeography,
Nature, 244, 144-146.

Bosellini, A., Masetti, D. y Sarti, M. (1981):
A Jurassic "Tongue of the Ocean" infilled with oolitic sands: The Belluno Trough, Venetian Alps, Italy,
Marine Geol., 44, 59-95.

Bosellini, A. y Rossi, D. (1974):
Triassic Carbonate Buildups of the Dolomites, Northern Italy. In: Laporte, L.(ed.): Reefs in Time and Space,
S.E.P.M. Spec.Pub., 18, 209-233.

Bosellini, A. y Winterer, E.L. (1975):
Pelagic limestone and radiolarite of the Tethyan Mesozoic: a genetic model,
Geology, 3, 279-282.

Bouillin, J.P. (1977):
Gèologie alpine de la Petite Kabylie dans les règions de Collo et d'El Milia (Algérie),

Tesis Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 511 pp.

Bouillin, J.P. (1983):
Nouvelles hypothèses sur la structure des Maghrébides,
C.R.Ac.Sc., 296, 1329-1334.

Bouillin, J.P. (1984):
Nouvelle interprétation de la liaison Apennin-Maghrébides en Calabre: conséquences sur la paléogéographie téthysienne entre Gibraltar et les Alpes,
Rev.Geol.Dyn.Geogr.Phys., 25,5, 321-338.

Bouillin, J.P. (1986):
Le "bassin maghrébin": une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes,
B.S.G.F.(8), 2,4, 547-558.

Bouillin, J.P., Bossière, G., Bourrouilh, R., Coutelle, A., Durand-Delga, M., Gélard, J.P., Géry, B., Raoult, J.F., Raymond, D. y Téfiani,M. (1984):
Mise au point sur l'âge des socles métamorphiques kabyles (Algérie),
C.R.Ac.Sc., 298, 655-660.

Bouillin, J.P., Durand-Delga, M., Gélard, J.P., Leikine, M., Raoult, J.F., Raymond, D., Tefiani, M. y Vilà, J.M. (1970):
Définition d'un flysch massylien et d'un flysch maurétanien au sein des flyschs allochtones de l'Algérie,
C.R.Ac.Sc., 270, 2249-2252.

Bouillin, J.P., Durand-Delga, M., Gélard, J.P., Leikine, M., Raoult, J.F., Raymond, D., Téfiani, M. y Vilà, J.M. (1973):
Les olistostromes d'âge Miocène inférieur liés aux flyschs allochtones kabyles de l'orogéne alpin de l'Algérie,
B.S.G.F.(7), 15,3-4, 341-344.

Bouillin, J.P., Kornprobst, J. y Raoult, J.C. (1977):
Données préliminaires sur le Complexe volcano-sédimentaire de Rekkada Mettletine (ex-Texenna), en Petite Kabylie (Algérie),
B.S.G.F.(7), 19,4, 805-813.

Bouillin, J.P. y Perret, M.F. (1982):
Datation par Conodontes du Carbonifére inférieur et mise en évidence d'une phase tectonique bretonne en Petite Kabylie (Algérie),
C.R.Ac.Sc., 295, 47-50.

Bouillin, J.P. y Raoult, J.F. (1971):
Présence sur le socle kabyle du Constantinois d'un olistostrome lié au charriage des flyschs: le Numidien peut il être un néo-autochtone?,
B.S.G.F.(7), 13,3-4, 338-362.

Boulin, J. (1964):
Problémes structuraux dans le domaine Alpujarride au Sud-Ouest de la Sierra Nevada,
Geol.Mijnb., 43, 277-281.

Boulin, J. (1970):
Les zones internes des Cordilléres Bétiques de Malaga á Motril (Espagne méridionale),
Tesis Univ. Paris, Ann. Hebert et Haug, 10, 240 pp.

Boulin, J., Bourgois, J., Chauve, P., Durand-Delga, M., Magné, Y., Mathis, V., Peyre, Y., Rivière, M. y Vera, J.A. (1973):
Age Miocène inférieur de la formation de La Viñuela, discordante sur les nappes internes bétiques (Province de Malaga),
C.R.Ac.Sc., 276, 1245-1248.

Boulin, J. y Lys, M. (1968):
Nouveaux repéres paléontologiques dans le Carbonifére des Monts de Malaga (Espagne méridionale),
C.R.Ac.Sc., 266, 1561-1563.

Bourbon, M., Caron, J.M., de Graciansky, P.C., Lemoine, M., Mègard-Galli, J. y Mercier, D. (1977):
Mesozoic evolution of the Western Alps: Birth and Development of Part of the Spreading oceanic Tethys and of its european continental Margin,
In: Biju-Duval,B. y Montadert,L. (eds.): Structural History of the Mediterranean basins, Int.Symp.,Split,Yugoslavia, 19-34, Technip.

Bourgois, J. (1970):
L'unité du San Cristobal, nouvel élément ultrapénibétique au niveau du Corridor de Boyar (province de Cadix, Espagne),
B.S.G.F.(7), 12,5, 786-793.

Bourgois, J. (1973):
Présence et définition dans la région de Cañete la Real et Grazalema d'une formation d'argiles á blocs (Prov.Seville, Cadix et Malaga, Espagne),
C.R.Ac.Sc., 276, 2939-2942.

Bourgois, J. (1974):
Nouveau témoin du substratum des flyschs crétacés. La Sierra Blanquilla (Prov.de Cadix et de Malaga, Espagne),
B.S.G.F.(7), 16,1, 36-42.

Bourgois, J. (1975):
Présence de brèches d'origine sédimentaire á éléments de Crétacé au sein du "Trias Germano-andalou".Hypothéses sur la signification de cette formation (Andalousie, Espagne),
B.S.G.F.(7), 17,6, 1092-1100.

Bourgois, J. (1977a):
D'un processus géodynamique majeur au niveau de la courbure de Gibraltar: L'hispanisation des flyschs rifains au Miocéne inférieur,
5éme. R.A.S.T. Rennes, 102-107.

Bourgois, J. (1977b):
D'une étape géodynamique majeure dans le génése de l'arc de Gibraltar: "L'hispanisation des flyschs rifains au Miocéne inférieur",
B.S.G.F.(7), 19,5, 1115-1119.

Bourgois, J. (1978):
La transversale de Ronda. Cordilléres Bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modéle d'évolution de l'Arc de Gibraltar,
Ann.Sc.Univ. Besançon, 30, 445 pp.

Bourgois, J. (1979):
L'unité de la Cañada Perella (Cordilléres Bétiques, Espagne): preuve d'une distension présinémurienne en Mediterranée occidentale,
C.R.Ac.Sc., 288, 43-46.

Bourgois, J. (1980a):
De l'origine ultra-bétique des Malaguides (Zones Internes Bétiques, Espagne),
Geol.Romana, 19, 151-170.

Bourgois, J. (1980b):
Pre-Triassic fit and alpine tectonics of continental blocks in the western Mediterranean: Discussion,
Geol.Soc.Am.Bull., 91, 631-636.

Bourgois, J., Bourrouillh, H., Chauve, P., Didon, J., Durand-Delga, M., Fourcade, E., Foucault, A., Paquet, J., Peyre, J. y Rangheard, J. (1970):
Données nouvelles sur la Géologie des Cordillères Bétiques,
Ann.Soc.Geol.Nord, 90,4, 347-393.

Bourgois, J. y Chauve, P. (1971a):
Nouvelles données stratigraphiques et tectoniques sur les Sierras du Lagarin et du Malaver (provinces de Cadix et de Malaga, Espagne mèridionale),
B.S.G.F.(7), 13, 321-327.

Bourgois, J. y Chauve, P. (1971b):
Le corridor de Boyar et ses abords.Leur place dans l'ouest des Cordillères Bétiques,
Rev.Geogr.Phys.Geol.Dyn., 13,5, 463-488.

Bourgois, J., Chauve, P. y Didon, J. (1974a):
Sur la prèsence et l'extension de la formation d'argiles à blocs dans la province de Cadix,
Ann.Sc.Univ.Besançon, 20, 89-101.

Bourgois, J., Chauve, P. y Didon, J. (1974b):
La formation d'argiles à blocs dans la province de Cadix. Cordillères Bétiques, Espagne,
2ème.R.A.S.T. Pont-à-Moussou (Nancy), 79 pp.

Bourgois, J., Chauve, P. y Dubois, M. (1971a):
Dècouverte du substratum Jurassique et Crètacè inférieur de l'unitè del Algarrobo et origine ultra-pènibètique de cette unitè (Cordillères Bètiques occidentales, Espagne),
C.R.Ac.Sc., 273, 295-297.

Bourgois, J., Chauve, P. y Dubois, M. (1971b):
Observations nouvelles sur le massif de la Silla et ses abords,
Ann.Sc.Univ.Besançon, 13, 69-75.

Bourgois, J., Chauve, P. y Dubois, M. (1973):
Etude lithostratigraphique du flysch d'Ubrique,
Ann.Sc.Univ.Besançon, 3,20, 103-109.

Bourgois, J., Chauve, P., Lorenz, C., Monnot, J., Peyre, Y., Rigo, E. y Rivière, M. (1972):
La formation d'Alozaina.Sèrie d'âge oligocène et aquitanien transgressive sur le Bètique de Malaga (règion d'Alozaina-Tolox, province de Malaga, Espagne),
C.R.Ac.Sc., 275, 531-534.

Bourgois, J., Chauve, P., Magnè, J., Monnot, P., Peyre, Y., Rigo, E. y Rivière, M. (1972):
La formation de Las Millanas. Sèrie burdigaliense transgressive sur les zones internes des Cordillères Bètiques occidentales (règion Alozaina-Tolox, prov.Malaga, Espagne),
C.R.Ac.Sc., 275, 1969-1972.

Bourgois, J., Chauve, P. y Peyre,Y. (1970):
Dèfinition de la zone de Boyar-Alazores.In:Bourgois et al.(1970):Donnèes nouvelles sur la gèologie des Cordillères Bètiques,
Ann.Soc.Geol.Nord, 90,4, 368-387.

Bourgois, J., Chauve, P. y Peyre, Y. (1971):
Essai de chronologie des èvènements tectono-sèdimentaires dans l'Ouest des Cordillères Bètiques,
C.R.somm.S.G.F., 8, 428-491.

Bourgois, J., Chauve, P. y Peyre, Y. (1972):
Les phenoménes tectono-sèdimentaires dans l'W des Cordillères Bètiques depuis l'Aquitanien,
Ann.Sc.Univ.Besançon, 17, 97-112.

Bourgois, J., Chauve, P. y Peyre, Y. (1973):
Prèsence de faciès flysch à l'Est de Grenade,
Ann.Sc.Univ. Besançon, 3,20, 139-142.

Bourrouilh, R. y Gorsline, D.S. (1979):
Pre-Triassic fit and alpine tectonics of continental blocks in the western Mediterranean,
Geol.Soc.Am.Bull., 90, 1047-1083.

Bourrouilh, R. y Gorsline, D.S. (1980):
Pre-Triassic fit and alpine tectonics of continental blocks in the Western Mediterranean: Reply,
Geol.Soc.Am.Bull., 91, 634-635.

Bousquet, J.C., Montenat, C. y Philip, H. (1976):
La evolución tectónica reciente de las Cordilleras Bèticas Orientales,
Reunión Geod.Cord.Bèt.mar Alborán, Secr.Pub.Univ.Granada, 59-78.

Boyer, S.E. y Elliot, D. (1982):
Thrust Systems,
A.A.P.G.Bull., 66,9, 1196-1230.

Braga, J.C. (1983):
Ammonites del Domerense de la Zona Subbètica (Cordilleras Bèticas,Sur de España),
Tesis Univ.Granada, Secr.Pub.Univ.Granada, 302, 410 pp.

Braga, J.C. (1986):
Upper Triassic Dasycladaceans in the Sierra de Baza (Alpujárride complex Betic Cordillera, SE Spain),
N.Jb.Geol.Paläont.Mh., 4, 239-247.

Braga, J.C., Comas, M.C., Delgado, F., García-Hernández, M., Jiménez, A.P. Linares, A., Rivas, P. y Vera, J.A. (1981):
The Liassic Rosso Ammonitico facies in the Subbetic zone (Spain).Genetic considerations,
In: Farinacci, A. y Elmi, S. (eds): Rosso Ammonitico Symp. Proc., Tecnoscienza, 61-76.

Braga, J.C., Company, M., Linares, A., Rivas, P. y Sandoval, J. (1982a):
Contribución al conocimiento bioestratigráfico del Hauteriviense-Barremense en la región de Jaén,
Cuad.Geol.Ibèr., 8, 677-689.

Braga, J.C., Company, M., Linares, A., Rivas, P. y Sandoval, J. (1982b):
Contribución a la bioestratigrafía del Aptense de las Cordilleras Bèticas,
Cuad.Geol.Ibèr., 8, 691-701.

Braga, J.C., Company, M., García-Hernández, M., Linares, A., Rivas, P. y Sandoval, J. (1982c):
El Albense superior en el sector de Huéscar (provincia de Granada, Cordilleras Bèticas),
Cuad.Geol.Ibèr., 8, 703-720.

Braga, J.C., Jiménez, A.P. y Rivas, P. (1979):
El Jurásico de la Sierra Elvira (Estudio especial del Lias medio y superior),
Cuad.Geol.Univ.Granada, 10, 597-604.

Braga, J.C. y Martín, J.M. (1985a):
Sedimentación cíclica lagunar y bioconstrucciones asociadas en el Trías superior Alpujárride,
II Col. Estrat. Paleogeogr. Triásico de España, Seo de Urgell (Lérida). Cuad.Geol.Ibér. (in litt.).

Braga, J.C. y Martín, J.M. (1985b):
Distribución de las algas dasycladáceas en el Trías Alpujárride,
II Col. Estrat. Paleogeogr. Triásico de España, Seo de Urgell (Lérida). Cuad.Geol.Ibér. (in litt.).

Braga, J.C., Martín-Algarra, A. y Rivas, P. (1984a):
Hettangian and Sinemurian of Baños de Alhama de Granada. Reference section for the West-Mediterranean Hettangian (Betic Cordillera, Southern Spain),
Geobios, 17,3, 269-273.

Braga, J.C., Martín-Algarra, A. y Rivas, P. (1984b):
Biostratigraphic sketch of the Lower Liassic of the Betic Cordilleras,
Int.Symp.Jurassic Stratigraphy, Erlangen, 1, 178-190.

Braga, J.C., Martín-Algarra, A. y Rivas, P. (1985):
Ammonites du Lias inférieur (Sinémurien, Lotharingien) de Sierra Harana (Cordillères Bétiques,Espagne),
Cahiers Inst.Cathol.Lyon, 14, 85-101.

Brandner, R. y Resch, W. (1981):
Reef development in the Middle Triassic (Ladinian and Cordevolian) of the Northern Limestone Alps near Innsbruck, Austria. In: Toomey, D.F. (ed.): European Fossil Reef Models,
S.E.P.M. Spec.Pub., 30, 203-231.

Broquet, P., Caire, A. y Mascle, G. (1966):
Structure et évolution de la Sicile occidentale (Madonies et Sicani),
B.S.G.F.(7), 8, 994-1013.

Brouwer, H.A. (1926):
Zur tektonik der betischen Kordilleren,
Geol.Rundsch., 17, 331-336.

Buchroithner, M., Flügel, E., Flügel, H.W. y Stattegger, K. (1980):
Mikrofazies, Fossilien und Herkunft der Kalk-Gerölle im Karbon-"Flysch" der Betischen Kordilleren, Spanien,
Facies, 2, 1-54.

Buntfuss, J. (1970):
Die Geologie der Kustenketten zwischen dem Rio Guadalhorce und dem Campo de Gibraltar,
Geol.Jb., 88, 373-420.

Burgos, J., Díaz de Federico, A., Morten, L. y Puga, E. (1980):
The ultramafic rocks from the Cerro del Almirez, Sierra Nevada Complex, Betic Cordilleras, Spain: preliminary report,
Cuad.Geol.Univ.Granada, 11, 157-162.

Burk, C.A. y Drake, C.L. (eds.) (1974):
The Geology of Continental Margins,
1009 pp., Springer.

Busby-Spera, C. (1985):
A Sand-Rich Submarine Fan in the Lower Mesozoic Mineral King Caldera Complex, Sierra Nevada, California,
J.Sed.Petrol., 55,3, 376-391.

Buser, M. (1977-78):
La Unidad de Pereila: Estratigrafía y tectónica (Cordilleras Béticas, Provincia de Málaga),
Cuad.Geol.Univ.Granada, 8 y 9, 147-156.
Busnardo, R. (1975):
Prébétique et Subbétique de Jaën à Lucena (Andalousie). Introduction et Trias,
Docum.Lab.Géol.Fac.Sc.Lyon, 65, 1-183.
Busnardo, R., Linares, A. y Mouterde, R. (1969):
Trias fossilifére à faciés pélagique prés de Alhama de Granada (Andalousie),
C.R.Ac.Sc., 268, 1364-1367.
Busnardo, R., Mouterde, R. y Linares, A. (1966):
Découverte de l'Hettangien dans la coupe de Alhama de Granada (Andalousie),
C.R.Ac.Sc., 263, 1036-1039.
Cabrerizo Vázquez, C.,Sebastián Pardo, E. y Rodríguez-Fernández,J. (1984):
El Mioceno de la Depresión de Guadix: Datos mineralógicos de algunas formaciones,
I Congr.Esp.Geol., 2, 227-236.
Cadet, J.P., Bonneau, M., Charvet, J., Dürr, S., Elter, P., Ferriére, J., Scandone, P. y Thiébault, F. (1980):
Les chaînes de la Méditerrannée moyenne et orientale. In: Géologie des Chaînes Alpines issues de la Téthys, 26 Congr.Géol.Int.,Paris,
Mém.B.R.G.M., 115, 98-118.
Caire, A. (1962):
Remarques sur l'évolution tectonique de la Sicile,
B.S.G.F.(7), 3,6, 545-558.
Campos, J., García-Dueñas, V., González-Lodeiro, F. y Aldaya, F. (1984):
Direcciones de traslación y apilamiento de unidades en los Mantos Alpujárrides centrales y orientales,
In: El borde Mediterráneo Español. Principales resultados y conclusiones, 15-17.
Canerot, J., Cugny, P., García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Peybernes, B., Rey, J. y Vera, J.A. (1982):
Les principaux évènements sur diverses plates-formes écrétacées des bordures mésogéenne et atlantique de la Peninsule Iberique,
Cuad.Geol.Ibér., 8, 831-845.
Carey, S.W. (1976):
The Expanding Earth,
Devel. in Geotectonics, 10, 488 pp., Elsevier.
Carmisciano, R., Dennisi, M., Puglisi, D. y Romeo, M. (1983):
Dati preliminari sulla composizione,provenienza ed etá dei livelli torbiditici calcarei del flysch di Monte Soro (Monti Nebrodi, Sicilia Centro Settentrionale),
Boll.Acc.Gioenia Sci.Nat.Catania, 16, 321, 113-129.
Carmisciano, R., Gallo, L., Lanzafame, G. y Puglisi, D. (1981):
Le calcareniti di Floresta nella ricostruzione dell'Appennino Calabro-Peloritano,
Geol.Romana, 20, 171-182.
Carmisciano, R. y Puglisi, D. (1978):
Caratteri petrografici delle arenarie del flysch di Capo d'Orlando (Mon-

ti Peloritani, Sicilia Nord-orientale),
Rend.Soc.It.Min.Petrol., 34(2), 403-424.

Catalano, R., Channell, J.E.T., D'Argenio, B., y Napoleone, G. (1976):
Mesozoic paleogeography of the Southern Apennines and Sicily. Problems of paleotectonics and paleomagnetism,
Mem.Soc.Geol.It., 15, 95-118.

Catalano, R. y D'Argenio, B. (1978):
Au essay on palinspastic restoration across western Sicily,
Geol.Romana, 17, 145-159.

Ciaranfi, N. y Loiacono, F. (1983):
Il flysch Numidico nel quadro dell'evoluzione tettonico-sedimentaria inframiocenica dell'Appennino meridionale,
Studi Geol.Geof.Reg. Pugliese e Lucana, 16, 1-43.

Coiffait, P.E., Durand-Delga, M., Feinberg, H., Lahondère, J.C. y Magné, J. (1983):
Age post-oligocène de la mise en place d'elements allochtones ultratelliens au Sud-Ouest de Constantine (Algérie),
C.R.Ac.Sc., 297, 735-742.

Colom, G. (1952):
Aquitanian-Burdigalian deposits of the North-Betic Strait, Spain,
J.Paleont., 26, 867-885.

Comas, M.C. (1978):
Sobre la Geología de los Montes Orientales: Sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno inferior (Zona Subbética, Andalucía),
Tesis Univ. Bilbao, 323 pp.

Comas, M.C. (1980a):
Existencia de "oolitos" pelágicos en el Jurásico de las Cordilleras Béticas (Zona Subbética),
IX Congr.Nac.Sedim. Salamanca, Libro de Resúmenes, 90-91.

Comas, M.C. (1980b):
Tipos de facies depositadas en relación con la cresta volcánica mediosubbética (Cordilleras Béticas, Andalucía),
IX Congr.Nac.Sedim., Salamanca.Libro de Resúmenes, 100.

Comas, M.C. (1983):
Estromatolitos pelágicos y facies asociadas en el Jurásico superior Penibético (Cordilleras Béticas),
Com. X Congr.Nac.Sedim. Menorca, 3, 30-33.

Comas, M.C., Fontboté, J.M., García-Dueñas, V., García-Martínez, L. , Puga, E. y Vera, J.A. (1967):
Remarques sur le paléovolcanisme de la région centrale de la zone subbétique (Cordillères bétiques, Espagne),
C.R.somm.S.G.F., 101.

Comas, M.C., Olóriz, F. y Tavera, J.M. (1981):
The red nodular limestones (ammonitico rosso) and associated facies: a key for settling slopes or swell areas in the subbetic upper Jurassic submarine topography (southern Spain),
In: Farinacci, A. y Elmi, S. (eds.): Rosso Ammonitico Symp. Proc. 113-136, Tecnoscienza.

Comas, M.C., Ruiz-Ortiz, P. y Vera, J.A. (1982):
El Cretácico de las Unidades Intermedias y de la Zona Subbética,
In: El Cretácico de España, Univ. Complutense, Madrid, 570-603.

Company, M. (1982):
Contribución a la bioestratigrafía del Valanginiense en las Cordilleras Béticas,
Cuad.Geol.Ibér., 8, 665-676.
Company, M., González-Donoso, J.M., Linares, D., Martín-Algarra, A., Reboll o, M., Serrano, F., Tavera, J.M. y Vera, J.A. (1982):
Diques neptúnicos en el Cretácico del Penibético: Aspectos genéticos y etapas de relleno,
Cuad.Geol.Ibér., 8, 547-564.
Company, M. y Tavera, J.M. (1982):
Los ammonites del tránsito Berriasense-Valanginiense en la región de Cehegín (prov. de Murcia, SE de España),
Cuad.Geol.Ibér., 8, 651-664.
Cook, H.E. y Enos, P. (eds) (1977):
Deep-water carbonate environments,
S.E.P.M. Spec.Pub., 25, 336 pp.
Cooper, M.R. (1977):
Eustacy during the Cretaceous: Its implications and importance,
Palaeogeogr.Palaeocl.Palaeoec., 22, 1-60.
Copponex, J.P. (1958):
Observations géologiques sur les Alpujarrides occidentales (Cordilléres bétiques, Espagne),
Bol.I.G.M.E., 70, 79-208.
Corrales, I., Rosell, J., Sanchez de la Torre, L., Vera, J.A. y Vilas, L. (1977):
Estratigrafía,
718 pp., Rueda.
Coutelle, A. y Gélard, J.P. (1968):
Existence de radiolarites á la base du "Flysch schisto-gréseux tithonique-néocomien" du col de Chellata (Grande Kabylie),
C.R.somm.S.G.F., 3, 79-80.
Cremades, J. (1979):
Contribución al conocimiento de los foraminíferos planctónicos y al estudio bioestratigráfico del Eoceno y Oligoceno del sector oriental de las Cordilleras Béticas,
Tesis Univ.Granada, Secr.Pub.Univ.Granada, 359, 350 pp.
Crowell, J.C. (1974a):
Sedimentation along the San Andreas Fault, California. In: Dott Jr, R.H. y Shaver, R.H.(eds.): Modern and Ancient Geosyclinal Sedimentation,
S.E.P.M. Spec.Pub., 19, 292-303.
Crowell, J.C. (1974b):
Origin of Late Cenozoic Basins in Southern California. In: Dickinson, W. R.(ed.): Tectonics and Sedimentation,
S.E.P.M. Spec.Pub., 22, 190-204.
Cruz-Sanjulián, J. (1972):
Posición tectónica del Trías de Antequera en la transversal de Ronda (Cordilleras Béticas, región occidental),
Cuad.Geol.Univ.Granada, 3, 165-180.
Cruz-Sanjulián, J. (1974a):
Estudio geológico del sector Cañete la Real-Teba-Osuna,
Tesis Univ.Granada, Secr.Pub.Univ.Granada, 71, 413 pp.
Cruz-Sanjulián, J. (1974b):

La nappe d'Antequera-Osuna: une nouvelle unitè allochtone dans la partie occidentale des Cordillères Bètiques (Espagne),
C.R.Ac.Sc., 278, 197-199.

Cruz-Sanjuliàn, J. (1976a):
Die Antequera-Osuna-Decke und ihre Beziehungen zum Subbetikum sowie zu den Flyscheinheiten des Campo de Gibraltar (Westliches Betisches Gebirge: Südspanien),
Geol.Jb., 20, 115-129.

Cruz-Sanjuliàn, J. (1976b):
Essay on the paleogeography of the western part of the Betic Cordillera,
N.Jb.Geol.Paläont.Mh., 7, 385-394.

Cruz-Sanjuliàn, J. y Garcia-Rosell, L. (1971):
Nota sobre la estratigrafia, estructura y posiciòn tectònica del Jabalcòn y sectores adyacentes (Cordilleras Bèticas, prov. Granada),
Cuad.Geol.Univ.Granada, 2, 115-124.

Cruz-Sanjuliàn, J., Olòriz, F. y Sequeiros, L. (1973):
El Juràsico Superior entre el Torcal de Antequera y Cañete la Real (Cordilleras Bèticas, regiòn occidental),
Cuad.Geol.Univ.Granada, 4, 15-25.

Cuevas, J., Aldaya, F., Navarro-Vilà, F. y Tubia, J.M. (1986):
Caractèrisation de deux ètapes de charriage principales dans les nappes Alpujarrides centrales (Cordillères Bètiques, Espagne),
C.R.Ac.Sc., 302,18, 1177-1180.

Cuevas, J. y Tubia, J.M. (1984):
Existencia de una banda blastomilonitica asociada a las peridotitas de Sierra Alpujata (Alpujàrrides occidentales),
In: El borde Mediterràneo Español. Principales resultados y conclusiones, 9-10.

Challinor, J. (1978):
A Dictionary of Geology (5th.ed.),
365 pp., Univ. Wales Press.

Chalouan, A. (1983):
Mise en èvidence d'une phase tectonique antè-visèenne dans la nappe palèozoique supèrieure du Rif interne (Maroc),
I.G.C.P. Newsletter, 5, 37-40.

Chamòn, C., Quinquer, R., Crespo, V., Aguilar, M. y Reyes, J.L. (1976):
Mapa geològico y memoria explicativa de la hoja 1052 (Alora), escala 1:50.000,
Plan Magna, I.G.M.E.

Channell, J.E.T. (1976):
Umbrian palaeomagnetism and the concept of the African-Adriatic promontory,
Mem.Soc.Geol.It., 15, 119-128.

Channell, J.E.T. (1977):
Palaeomagnetism of limestones from the Gargano Peninsula (Italy),and the implication of these data,
Geophys.J.R.astr.Soc., 51, 605-616.

Channell, J.E.T., D'Argenio, B. y Horvath, F. (1979):
Adria,the African Promontory, in Mesozoic Mediterranean Palaeogeography,
Earth Sc.Rev., 15, 213-292.

Channell, J.E.T., Lowrie, W., Medizza, F. y Alvarez, W. (1978):
Palaeomagnetism and tectonics in Umbria, Italy,

Earth Plan.Sc.Letters, 39, 199-210.

Chauve, P. (1960):
Etude de quelques affleurements jurassiques de la région d'Alcalà de los Gazules (province de Cadix, Espagne),
B.S.G.F.(7), 2, 345-351.

Chauve, P. (1961):
Sur l'extension de l'unité de Paterna dans le Nord-Ouest de la province de Cadix (Cordillères Bétiques),
C.R.somm.S.G.F., 271-272.

Chauve, P. (1960-62):
Structure géologique de la région centrale de la province de Cadix (Espagne),
Liv.Mém.Prof.Fallot, Mém.hors sér.S.G.F., 1, 257-264.

Chauve, P. (1962):
La unidad de Paterna en el Norte de la provincia de Cádiz,
Not.Com.I.G.M.E., 67, 103-108.

Chauve, P. (1963):
Sur la signification et l'origine de l'Unité de Paterna (Province de Cadix, Espagne),
C.R.somm.S.G.F., 3, 83-84.

Chauve, P. (1967):
Tectonique du Subbétique dans le Nord de la province de Cadix (Espagne méridionale),
B.S.G.F.(7), 9, 235-245.

Chauve, P. (1968):
Etude géologique du Nord de la province de Cadix (Espagne méridionale),
Mem.I.G.M.E., 69, 377 pp.

Chauve, P. (1969):
Les rapports du Subbétique et du Pénibétique dans la Serrania de Grazalema,
Bol.Geol.Min., 80-111, 218-230.

Chauve, P., Azéma, J. y **Fourcade, E.** (1978):
Place structurale des Baléares dans l'édifice bétique,
C.R.Ac.Sc., 287, 435-438.

Chauve, P. y **Didon, J.** (1960):
Rapports entre les zones subbétiques et le Flysch à l'Est d'Alcalà de los Gazules (Province de Cadix, Espagne méridionale),
C.R.Ac.Sc., 251, 752-754.

Chauve, P. y **Didon, J.** (1961):
Estudio de algunos cortes en el límite de las zonas subbéticas y el flysch al Este de Alcalà de los Gazules (Provincia de Cádiz),
Not.Com.I.G.M.E., 61, 177-192.

Chauve, P., Didon, J. y **Peyre, Y.** (1968):
Le Crétacé inférieur du Penibétique (Zone de Ronda-Torcal). Cordillères Bétiques, Espagne,
B.S.G.F.(7), 10, 56-64.

Chauve, P. y **Hoppe, P.** (1962a):
Nouvelles données stratigraphiques et tectoniques sur le Corridor de Boyar (Province de Cadix, Espagne),
B.S.G.F.(7), 4, 303-310.

Chauve, P. y **Hoppe, P.** (1962b):
Sur l'existence d'affleurements de l'unité de Paterna dans la région

d'El Bosque-Zahara (province de Cadix, Espagne),
C.R.Ac.Sc., 255, 330-332.

Chauve, P. y Hoppe, P. (1963):
Nuevos datos estratigràficos y tectònicos sobre el corrimiento de Boyar (provincia de Càdiz, España),
Not.Com.I.G.M.E., 72, 227-238.

Chauve, P., Magnè, J. y Sigal, J. (1966):
Stratigraphie de l'unitè de l'Algarrobo (province de Cadix, Espagne),
C.R.somm.S.G.F., 227.

Chauve, P., Mataillet, R., Pechoux, J. y Rangheard, Y. (1976):
Phènomènes tectono-sedimentaires dans le partie occidentale de la Sierra du Nord de Majorque (Balèares, Espagne),
Ann.Sc.Univ.Besançon, 26, 31-33.

Chauve, P., Mathis, V., Peyre, Y. y Rivière, M. (1973):
Sur la prèsence du tufs dans les sediments d'âge burdigalien de la règion de la Viñuela-Alcaucìn-Zafarraya-Riogordo (prov.Malaga, Espagne mèridionale),
Ann.Sc.Univ.Besançon, 20, 153-165.

Chauve, P. y Peyre, Y. (1966):
Sur l'existence del'unitè de Paterna et du "Subbètique à Jurassique marneux" dans la règion de la Sierra del Tablòn,
C.R.somm.S.G.F., 6, 229-230.

Checa, A. (1985):
Los Aspidoceratidae en Europa (Ammonitina, Fam.Aspidoceratidae: Subfamilias Aspidoceratinae y Physodoceratinae),
Tesis Univ.Granada, Secr.Pub.Univ.Granada, 413 pp.

Checa, A., Martìn-Algarra, A. e Higueras, P. (1979):
Revisiòn de la serie de los Baños de Alhama. Problemas paleogeogràficos del contacto entre Zonas Internas y Externas,
Trab.Estratigrafìa II. Dpto.Estratigrafìa Univ.Granada (inèd.), 19 pp.

Checa, A., Molina, J.M. y Olòriz, F. (1983):
Intercalaciones calcarenìticas en las facies "Ammonìtico Rosso" del Juràsico Superior de la Sierra del Ahillo (Subbètico externo, Cordilleras Bèticas),
Com. X Congr.Nac.Sedim., Menorca, 3, 17-20.

Chilingar, G.V., Bissell, H.J. y Fairbridge, R.W. (eds.) (1967):
Carbonate Rocks. Origin, Occurrence and Classification,
Devel. in Sedimentology, 9 A, 471 pp., Elsevier.

Chiocchini, V., Franchi, R., Guerrera, F., Ryan, W.B.F. y Vannucci, S. (1980):
Geologia di alcune succesioni torbiditiche Cretaceo-Terziarie appartenenti ai "Flyschs Maurètaniens" e alla "Nappe Numidienne" del Rif settentrionale (Marocco),
Studi Geol.Cam., 4, 37-66.

D'Argenio, B., Horvath, F. y Channell, J.E.T. (1980):
Paleotectonic evolution of Adria, the African promontory. In: Gèologie des Chaînes Alpines issues de la Tèthys, 26 Congr.Gèol.Int., Paris,
Mèm.B.R.G.M., 115, 331-351.

Dabrio, C.J. (1973):
Geologìa del sector del Alto Segura (Zona Prebètica),
Tesis Univ.Granada, Secr.Pub.Univ.Granada, 28, 388 pp.

Dabrio, C.J. y Polo, M.D. (1985):

Interpretaciòn sedimentaria de las calizas de crinoides del Carixiense subbètico,
Mediterrànea Ser.Geol., 4, 55-67.

Dabrio, C.J. y Vera, J.A. (1970):
Caracteristicas sedimentarias del Jurâsico subbètico en la regiòn Algarinejo-Rute,
Acta Geol.Hisp., 5,1, 8-11.

Dahanayake, K. (1983):
Depositional Environments of Some Upper Jurassic Oncoids,
In: Peryt, T.(ed.): Coated Grains, 377-385, Springer.

Darot, M. (1973):
Mèthodes d'analyse structurale et cinèmatique. Application à l'ètude du massif ultrabasique de la Sierra Bermeja (Serrania de Ronda, Andalousie, Espagne),
Tesis 3er ciclo, Univ. Nantes, 120 pp.

Darot, M. (1974):
Cinèmatique de l'extrusion, à partir du manteau des pèridotites de la Sierra Bermeja (Serrania de Ronda, Espagne),
C.R.Ac.Sc., 278, 1673-1676.

Davies, G.R. (1970):
Algal-Laminated Sediments, Gladstone Embayment, Shark Bay, Western Australia. In: Logan, B.W., Davies, G.R., Read, J.F. y Cebulski, D.E.: Carbonate Sedimentation and Environments, Shark Bay, Western Australia,
A.A.P.G.Mem., 13, 169-205.

Davis , P.J., Bubela, B. y Ferguson, J. (1978):
The formation of ooids,
Sedimentology, 25, 703-730.

De Booy, T. y Egeler, C.G. (1961a):
Remarks on the tectonic position of the Betic of Malaga in SE Spain and on its relation to the Subbetic,
Geol.Mijnb., 40,2.

De Booy, T. y Egeler, C.G. (1961b):
The occurrence of Betic of Malaga in the Sierras de Almagro, Cabrera and Alhamilla (SE Spain),
Geol.Mijnb., 40, 209-218.

De Clercq, S.W.G., Smit, J. y Veenstra, E. (1975):
A marine tuffaceous sediment in the Lower Miocene of the Vèlez Blanco-Lorca region, southeastern Spain,
GUA Papers of Geology, 1,7, 89-105.

De Roever, W.P., Egeler, C.G. y Nijhuis, H.C. (1961):
Nota preliminar sobre la geologia de la llamada zona mixta tal como se desarrolla en el extremo este de la Sierra de los Filabres (SE de España),
Not.Com.I.G.M.E., 63, 223-232.

De Roever, W.P. y Nijhuis, H.J. (1963):
Plurifacial alpine metamorphism in the eastern Betic Cordilleras (SE Spain) with special reference to the genesis of the glaucophane,
Geol.Rundsch., 53, 324-336.

De Smet, M.E.M. (1984a):
Investigations of the Crevillente Fault Zone and its Role in the Tectogenesis of the Betic Cordilleras, Southern Spain,
Tesis Univ. Libre Amsterdam, Free Univ. Press, 174 pp.

De Smet, M.E.M. (1984b):
Wrenching in the External Zone of the Betic Cordilleras, Southern Spain, *Tectonophysics, 107, 57-79.*
De Vries, W.C.P. y Zwaan, K.B. (1967):
Alpujarride succession in the central Sierra de las Estancias, province of Almeria, SE Spain,
Proc.Kon.Ned.Akad.Wet., 70,4, 443-453.
De Weber, P., Duée, G. y El Kadiri, K. (1985):
Les séries stratigraphiques des klippes de Chrafate (Rif septentrional, Maroc) témoins d'une marge continentale subsidente au cours du Jurassique-Crétacé,
B.S.G.F.(8), 1,3, 363-379.
Debelmas, J. (1975):
Reflexions et hypothéses sur la paléogéographie crétacé des confins alpino-apenniniques,
B.S.G.F.(7), 17,6, 1002-1012.
Debelmas, J., Oberhauser, R., Sandulescu, M. y Trümpy, R. (1980):
L'arc alpino-carpathique. In: Géologie des Chaînes Alpines issues de la Téthys, 26 Congr.Géol.Int., Paris,
Mém.B.R.G.M., 115, 86-96.
Del Olmo, A., De Pablo, J.G., Aldaya, F., Campos, J., Chacón, J., García-Dueñas, V., García-Rossell, L., Sanz de Galdeano, C., Orozco, M. y Torres-Roldán, R.(in litt.):
Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja 1062 (Cortes de la Frontera), escala 1:50.000,
Plan Magna, I.G.M.E.
Del Olmo, A., Moreno, F., Campos, J., Estévez, A., García-Dueñas, V., García-Rossell, L., Martín-Algarra, A., Orozco, M. y Sanz de Galdeano, C. (in litt.):
Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja 1051 (Ronda), escala 1:50.000,
Plan Magna, I.G.M.E.
Delgado, F. (1970):
Estudio geológico de la Sierra del Gibalto y sectores adyacentes,
Tesis Licenciatura, Univ.Granada (inéd.), 95 pp.
Delgado, F. (1977):
Primary textures in dolostones and recristallized limestones: a technique for their microscopic study,
J.Sed.Petrol., 47,3, 1339-1341.
Delgado, F. (1978):
Los Alpujárrides en la Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España),
Tesis Univ.Granada (inéd.), 483 pp.
Delgado, F., Estévez, A. y López-Garrido, A.C. (1984):
Evolución tectono-estratigráfica de la terminación occidental de la Depresión de Granada (sector de Loja-Riofrío),
In: El borde Mediterráneo Español. Principales resultados y conclusiones, 68-70.
Delgado, F., Estévez, A., Martín, J.M. y Martín-Algarra, A. (1981):
Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los mantos alpujárrides (Cordilleras Béticas),
Est.Geol., 37, 45-57.
Delgado, F., Linares, A., Sandoval, J. y Vera, J.A. (1981):

Contribution à l'étude de l'ammonitico rosso du Dogger dans le zone Subbétique,
In: Farinacci, A. y Elmi, S. (eds.): Rosso Ammonitico Symp., Proc., 181-197, Tecnoscienza.

Delgado, F., Ovejero, G. y Jacquin, J.P. (1971):
Localización estratigráfica y medio paleogeográfico de las mineralizaciones (galena y fluorita) de la Sierra de Baza (Granada, España),
I Congr.Hisp.Luso-Amer.Geol.Econ., E-4, 13, 119-125.

Delgado, F. y Sanz de Galdeano, C. (1981):
Estudio geológico de la Sierra del Gibalto y sectores próximos (provincias de Granada y Málaga),
Est.Geol., 37, 69-75.

Dercourt,J., Zonenshain, L., Ricou,L., Kazmin,V., Le Pichon,X., Knipper,A. Grandjacquet,C.,Sborschikov,I.,Boulin,J.,Sorokhtin,O.,Geyssant,J.,Lepvrier C.,Biju-Duval,B.,Sibuet,J.,Savostin,L.,Westphal,M. y Lauer,J. (1985):
Présentation de 9 cartes paléogéographiques au 1/20.000.000 s'étendant de l'Atlantique au Pamir pour la période du Lias à l'actuel,
B.S.G.F., 1,5, 637-652.

Dercourt,J., Zonenshain,L., Ricou,L., Kazmin,V., Le Pichon,X., Knipper,A., Grandjacquet,C.,Sbortshikov,J.,Geyssant,J.,Lepvrier,C.,Pechersky,D.,Boulin J.,Sibuet,J.,Savostin,L.,Sorokhtin,O.,Westphal,M. et al. (1986):
Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias,
Tectonophysics, 123, 241-315.

Dewey, J.F., Pitman III, W.C., Ryan, W.B.F. y Bonnin, J. (1973):
Plate tectonics and the evolution of the Alpine system,
Geol.Soc.Am.Bull., 84, 3137-3180.

Díaz de Federico, A., Gómez-Pugnaire, M.T., Puga, E. y Sassi, F.P. (1979):
New problems in the Sierra Nevada Complex (Betic Cordilleras, Spain),
N.Jb.Geol.Palaont.Mh., 10, 577-585.

Díaz de Federico, A., Gómez-Pugnaire, M.T., Puga, E. y Torres-Roldán, R. (1977-78):
Igneous and metamorphic processes in the Geotectonic evolution of the Betic Cordilleras (Southern Spain),
Cuad.Geol.Univ.Granada, 8 y 9, 37-60.

Díaz de Federico, A. y Puga, E. (1974):
Nuevas observaciones sobre la formación de mármoles conglomeráticos de la zona Bética (Cordilleras Béticas, España),
Tecniterras, 1, 17-24.

Díaz de Federico, A. y Puga, E. (1976):
Estudio geológico del complejo de Sierra Nevada entre los meridianos de Lanjarón y Pitres,
Tecniterras, 9, 1-10.

Dickey Jr, J.S. (1970):
Partial fusion products in Alpine-Type peridotites: Serrania de la Ronda and other examples,
Min.Soc.Am. Spec.Pap., 3, 33-49.

Dickey Jr, J.S., Lundeen, M.T. y Obata, M. (1979):
Explanatory text to accompany geologic map of the Ronda ultramafic complex, southern Spain,
Geol.Soc.Am. Chart Series, 29, 1-4.

Dickey Jr, S.J. y Nicol, L.D. (1979):

La historia petrológica del Complejo Ultramáfico de Ronda,
Bol.Geol.Min., 90,2, 175-183.

Dickey Jr, J.S., Obata, M. y Suen, C.J. (1979):
Chemical Differentiation of the Lower Lithosphere as Represented by the Ronda Ultramafic Massif, Southern Spain,
In: Ahrens, L. H. (ed.): Origin and Distribution of the elements, 587-595, Pergamon.

Dickinson, W.R. (ed.) (1974):
Tectonics and Sedimentation,
S.E.P.M. Spec.Pub., 22, 204 pp.

Didon, J. (1960):
Le Flysch gaditan au Nord et au Nord-Est d'Algésiras (Prov.de Cadix, Espagne),
B.S.G.F.(7), 2, 352-361.

Didon, J. (1961a):
Existence d'un Flysch oligo-miocène dans l'unité d'Argüelles (région d'Estepona, prov. Malaga, Espagne),
C.R.somm.S.G.F., 10, 284-285.

Didon, J. (1961b):
Le Lias marnocalcaire des environs de Gaucín (Espagne méridionale),
Not.Com.I.G.M.E., 61, 41-50.

Didon, J. (1960-62):
Les unités ultrabétiques de la zone du flysch gaditan au nord et nord-est d'Algésiras (Schéma tectonique et interprétation paléogéographique),
Liv.Mém.Prof.Fallot, Mém.hors sér.S.G.F., 1, 265-272.

Didon, J. (1964):
Présence de Miogypsinidés à la base des Grés de l'Aljibe (Espagne méridionale),
C.R.somm.S.G.F., 1, 32-33.

Didon, J. (1966):
Styles tectoniques de l'unité de l'Aljibe au Nord du Détroit de Gibraltar (Espagne méridionale),
B.S.G.F.(7), 8, 521-526.

Didon, J. (1967):
L'unité parautoctone d'Almarchal dans la zone du flysch du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale),
C.R.somm.S.G.F., 5, 201-202.

Didon, J. (1969):
Etude géologique du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale),
Tesis Univ. Paris, 539 pp.

Didon, J. (1973a):
Accidents transverses et coulissages longitudinaux dextres dans la partie N de l'Arc de Gibraltar (Cordillères Bétiques occidentales,Espagne),
B.S.G.F.(7), 15, 77-190.

Didon, J. (1973b):
Présence d'un niveau à Miogypsinidés dans le flysch d'Algésiras (Espagne méridionale). Consequences paléogéographiques et structurales,
B.S.G.F.(7), 15,1, 2 pp.

Didon, J. (1977):
Rôle des phénomènes de glissement et d'écoulement par gravité dans la mise en place du matériel flysch à la périphérie de l'arc de Gibraltar. Conséquences,

B.S.G.F.(7), 19,4, 765-771.

Didon, J. y Durand-Delga, M. (1959):
Existence d'un flysch marno-grèseux du Tithonique-Nèocomien au Nord de Gibraltar (Espagne mèridionale),
C.R.Ac.Sc., 248, 2779-2781.

Didon, J. y Durand-Delga, M. (1960):
Existencia de un flysch margo-yesoso (sic) del Titònico-Neocomiense al Norte de Gibraltar (España meridional),
Not.Com.I.G.M.E., 57, 193-198.

Didon, J. y Durand-Delga, M. (1973):
Colloque de Gibraltar de l'action thèmatique programmèe de l'I.N.A.G. "Gèodynamique de la Mèditerranèe occidentale",
B.S.G.F.(7), 15,2, 160-188.

Didon, J., Durand-Delga, M., Esteras, M., Feinberg, H. y Magnè, J. (1984):
La Formation des Grès numidiens de l'arc de Gibraltar s'intercale stratigraphiquement entre des argiles oligocénes et des marnes burdigaliennes,
C.R.Ac.Sc., 299,3, 121-128.

Didon, J., Durand-Delga, M. Fontbotè, J.M., Magnè, J. y Peyre, Y. (1961):
El Oligoceno superior del Bètico de Màlaga (Andalucìa),
Not.Com.I.G.M.E., 61, 115-130.

Didon, J., Durand-Delga, M. y Kornprobst, J. (1973):
Homologies gèologiques entre deux rives du detroit de Gibraltar,
B.S.G.F.(7), 15,2, 77-105.

Didon, J. y Feinberg, H. (1979):
Donnèes nouvelles sur l'àge et la signification gèodynamique du Miocène des Beni-Issef: importance de la tectonique burdigalienne dans le Rif septentrional (Maroc),
C.R.somm.S.G.F., 4, 183-187.

Didon, J., Fernex, F., Lorenz, C., Magnè, J. y Peyre, Y. (1969):
Sur un niveau remarquable de silexite dans le Nèogène infèrieur d'Espagne mèridionale et d'Italie du Nord,
B.S.G.F.(7), 11, 841-853.

Didon, J. y Hoyez, B. (1977a):
Le Numidien dans l'arc bètico-rifain: hypothèses sur sa mise en place sèdimentaire et tectonique,
Ann.Soc.Geol.Nord, 98, 9-24.

Didon, J. y Hoyez, B. (1977b):
Dèplacement tardif de la nappe numidienne en direction du NNW à la pèripherie de l'arc de Gibraltar,
5ème R.A.S.T. Rennes, 199.

Didon, J. y Hoyez, B. (1978):
Les sèries à faciès mixte, numidien et grèso-micacè dans le Rif occidental (Maroc),
C.R.somm.S.G.F., 6, 304-306.

Didon, J. y Peyre, Y. (1964):
Sur deux dispositifs tectoniques remarquables dans les Cordillères Bètiques à l'Ouest du Mèridien de Malaga (Andalousie),
C.R.Ac.Sc., 259, 1988-1991.

Dott Jr, R.H. y Shaver, R.H. (eds.) (1974):
Modern and ancient geosynclinal sedimentation,
Soc.Econ.Paleont.Min., Spec.Pub., 19, 380 pp.

Dubar, G., Peyre, N. y Peyre, Y. (1960):
Observations nouvelles sur le Jurassique inférieur et moyen dans les Cordillères Bétiques sur la transversale de Malaga (Andalousie),
B.S.G.F.(7), 2, 330-339.

Dubois, M. y Magné, J. (1972):
Présence de Burdigalien dans la région d'Ubrique (Province de Cadix, Espagne méridionale),
Ann.Sc.Univ.Besançon, 17, 113-116.

Dubois, R. (1976):
La suture Calabro-Apenninique Crétace-Eocène et l'overture tyrrenienne Néogène; étude pétrographique et structurale de la Calabre Centrale,
Tesis Univ.Paris VI, 567 pp.

Duée, G. (1969):
Analyse structurale et stratigraphique de la nappe du Monte Soro (Flysch Externe des Monts Nebrodi, Sicile),
Bull.Serv.Géol.Algérie, 39, 73-87.

Dunham, R.J. (1969a):
Early Vadose Silt in Townsend Mound (Reef) New Mexico. In: Friedman,G.M. (ed.): Depositional Environments in Carbonate Rocks,
S.E.P.M. Spec.Pub., 14, 139-181.

Dunham, R.J. (1969b):
Vadose Pisolite in the Capitan Reef (Permian), New Mexico and Texas. In: Friedman, G.M.(ed.): Depositional Environments in Carbonate Rocks,
S.E.P.M. Spec.Pub., 14, 182-191.

Durand-Delga, M. (1963):
Essai sur la structure des domaines émergés autour de la Méditerranée occidentale (Resumé),
Geol.Rundsch., 53, 534-535.

Durand-Delga, M. (1965):
Le problème de la position structurale du flysch Albo-Aptien dans le nord du Rif: le nappe de Mellousa-Chouamat (Maroc),
C.R.somm.S.G.F., 2, 58-59.

Durand-Delga, M. (1966):
Titres et travaux scientifiques,
Imp. Priestier, Paris, 43 pp.

Durand-Delga, M. (1967):
Structure and Geology of the Northeast Atlas Mountains. In: Guide-Book to the Geology and history of Tunisia,
Petr.Explor.Soc.Libya, 9 th. Annual Field Conf., 59-83.

Durand-Delga, M. (1968):
Coup d'oeil sur les unités Malaguides des Cordillères Bétiques (Espagne),
C.R.Ac.Sc., 266, 190-193.

Durand-Delga, M. (1969):
Mise au point sur la structure du Nord Est de la Berberie,
Bull.Serv.Géol.Algérie, 89-131.

Durand-Delga, M. (1971):
Les unités à Mésozoïque métamorphique d'El Milia à Texenna (Algérie) et leur cadre structural,
B.S.G.F.(7), 13, 328-337.

Durand-Delga, M. (1972):
La courbure de Gibraltar, extrémité occidentale des chaînes alpines,

unit l'Europe et l'Afrique,
Ecl.Geol.Helv., 65,2, 267-278.

Durand-Delga, M. (1973):
Hypothèses sur la genèse de la courbure de Gibraltar,
B.S.G.F.(7), 15,2, 119-120.

Durand-Delga, M. (1980a):
Le Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problemes géodynamiques liées à celle-ci,
Mém.Soc.Géol.France, 10, 203-224.

Durand-Delga, M. (1980b):
Considérations sur les flyschs du Crétacé Inférieur dans les chaînes alpines d'Europe,
B.S.G.F.(7), 22,1, 15-30.

Durand-Delga, M. (1981):
Ouvertures océaniques en Méditerranée occidentale et dislocation des chaînes alpines,
In: Wezel, F.C.(ed.): Sedimentary bassins of Mediterranean Margins, 417-437, Tecnoprint.

Durand-Delga, M., Didon, J., Foucault, A. y Paquet, J. (1970):
Dorsale Bétique. In: Bourgois et al.: Données nouvelles sur la géologie des Cordilléres Bétiques,
Ann.Soc.Geol.Nord, 90,4, 382-384.

Durand-Delga, M. y Fontboté, J.M. (1960):
Le problème de l'âge des nappes alpujarrides d'Andalousie,
Rev.Geogr.Phys.Geol.Dyn.(2), 3,4, 181-187.

Durand-Delga, M. y Fontboté, J.M. (1980):
Le cadre structurale de la Méditérranée occidentale. In: Géologie des Chaînes Alpines issues de la Téthys, 26 Congr.Géol.Int., Paris,
Mém.B.R.G.M., 15, 67-85.

Durand-Delga, M. y Foucault, A. (1967):
La dorsale Bétique, nouvel élément paléogéographique et structural des Cordilléres Bétiques au bord sud de la Sierra Arana (Prov. de Grenade, Espagne),
B.S.G.F.(7), 9, 723-728.

Durand-Delga, M. y Foucault, A. (1968):
Un élément de la dorsale bétique: le Jabalcón (Prov. de Grenade, Espagne),
B.S.G.F.(7), 10, 65-74.

Durand-Delga, M., Hottinger, L., Marçais, J., Mattauer, M., Milliard, Y. y Suter, G. (1960-62):
Données actuelles sur la structure du Rif,
Liv.Mém.Prof.Fallot, Mém.hors sér.S.G.F., 1, 399-422.

Durand-Delga, M. y Kornprobst, J. (1963):
Esquisse géologique de la région de Ceuta (Maroc),
B.S.G.F.(7), 5, 1049-1057.

Durand-Delga, M., Kornprobst, J., Leikine, M. y Raoult, J.F. (1964a):
Le Lias des unités paléozoiques au nord de Tétouan (Rif interne, Maroc),
C.R.Ac.Sc., 258, 5925-5928.

Durand-Delga, M. y Lambert, A. (1955):
Existence d'un flysch schisto-gréseux tithonique et néocomien aux abords des massifs anciens kabyles (Algérie),
C.R.somm.S.G.F., 9-10, 200-203.

Durand-Delga, M., Lambert, A. y Magnè, J. (1955):
Le repère Vraconien-Cènomanien inférieur dans le flysch schisto-grèseux Crétacè des Kabylies,
C.R.somm.S.G.F., 11-12, 221-224.

Durand-Delga, M., Leikine, M. y Magnè, J. (1964b):
Au sujet du Nummulitique liè à la zone palèozoique du Rif interne (Maroc),
C.R.Ac.Sc., 259, 1167-1170.

Durand-Delga, M. y Lespinasse, P. (1965):
Le Miocène des Beni-Issef (Rif septentrional) et ses rapports avec le nappe Numidienne,
C.R.somm.S.G.F., 10, 321-323.

Durand-Delga, M. y Magnè, J. (1961):
Prèsence d'Oligocène supèrieur sous le front des nappes alpujarrides au Nord-Est de Grenade (Andalousie),
C.R.Ac.Sc, 252, 559-561.

Durand-Delga, M., Magnè, J. y Peyre, Y. (1959):
Dècouverte du Crètacè moyen dans le Bètique de Malaga et le Pènibètique d'Antequera (Andalousie),
C.R.Ac.Sc., 249, 2796-2798.

Durand-Delga, M. y Mattauer, M. (1959a):
Les unitès structurales internes de la "Zone marno-schisteuse" du Rif septentrional,
C.R.Ac.Sc., 248, 2364-2366.

Durand-Delga, M. y Mattauer, M. (1959b):
Les unitès structurales externes de la "Zone marno-schisteuse" du Rif septentrional,
C.R.Ac.Sc., 248, 2499-2501.

Durand-Delga, M. y Mattauer, M. (1959c):
Existence dans le Rif (Maroc) d'une nappe supèrieur à matèriel "Numidien" (nappe du J. Sougna),
C.R.somm.S.G.F., 8, 225-227.

Durand-Delga, M. y Mattauer, M. (1960):
Sur l'origine ultra-rifaine de certaines nappes du Rif septentrional,
C.R.somm.S.G.F., 2, 22.

Durand-Delga, M. y Villiaumey, M. (1963):
Sur la stratigraphie et la tectonique du groupe du Jebel Mousa (Rif septentrional, Maroc),
B.S.G.F.(7), 5, 70-79.

DÜrr, S.H. (1967):
Geologie der Serrania de Ronda und ihrer sudwestlichen Ausläufer (Andalusien),
Geol.Romana, 6, 1-73.

DÜrr, S.H., Hoeppener, R., Hoppe, P. y Kockel, F. (1961):
Die Geologie der Berge zwischen dem Guadalhorce und dem Campo de Gibraltar,
Geol.Rundsch., 51, 239-249.

DÜrr, S., Hoeppener, R., Hoppe, P. y Kockel, F. (1960-62):
Gèologie des montagnes entre le rio Guadalhorce et le Campo de Gibraltar (Espagne mèridionale),
Liv.Mèm.Prof.Fallot, Mèm.hors sèr.S.G.F., 1, 209-227.

Egeler, C.G. (1963):

On the tectonic of the eastern Betic Cordilleras (SE Spain),
Geol.Rundsch., 53, 260-269.

Egeler, C.G. (1974):
On the evolution of structure and metamorfism during the alpine orogeny in the eastern and central Betic zone (Betic Cordilleras, Spain),
Geol.Mijnb., 53(6), 273-277.

Egeler, C.G. y **Fontboté, J.M.** (1976):
Aperçu gèologique sur les parties centrale et orientale des Cordillères Bètiques,
B.S.G.F., 18,3, 571-582.

Egeler, C.G. y **Simon, O.J.** (1969):
Sur la tectonique de la zone bètique (Cordillères Bètiques, Espagne). Etude basèe sur la recherche dans le secteur compris entre Almeria et Velez-Rubio,
Verh.Kon.ned.Akad.Wet.Afd.Nat.(2), 15,3, 90 pp.

Einsele, G. y **Seilacher, A. (eds.)** (1982):
Cyclic and Event Stratification,
525 pp., Springer.

Ellemberger, F. y **Lemoine, M.** (1978):
Historical Background and General Framework of European Geology,
In: Lemoine, M.(ed.): Geological Atlas of Alpine Europe and Adjoining Alpine Areas, 1-15, Elsevier.

Elorza, J.J. y **Garcia-Dueñas, V.** (1981):
Mapa geològico y memoria explicativa de la hoja 1054 (Vèlez Màlaga), escala 1:50.000,
Plan Magna, I.G.M.E.

Enos, P. (1983):
Shelf. In: Scholle, P.A., Bebout, D.G. y Moore, E.M. (eds.): Carbonate Depositional Environments,
A.A.P.G.Mem., 33, 267-296.

Ernst, W.G. (1973):
Blueschist metamorphism and P-T regimes in active subduction zones,
Tectonophysics, 17, 255-272.

Ernst, W.G. (1974):
Metamorphism and Ancient Continental Margins,
In: Burk, C.A. y Drake, L. (eds.): The Geology of Continental Margins, 907-919, Springer.

Esteban, M. (1973):
Caliche textures and "Microcodium",
Boll.Soc.Geol.It., 92, 105-125.

Esteban, M. (1976):
Vadose Pisolite and Caliche,
A.A.P.G.Bull., 60,2, 2048-2057.

Esteban, M. y **Klappa, C.** (1983):
Subaerial Exposure. In: Scholle, P.A., Bebout, D.G. y Moore, M. (eds.): Carbonate Depositional Environments,
A.A.P.G.Mem., 33, 1-54.

Esteban, M. y **Pray, L.C.** (1983):
Pisoids and Pisolite Facies (Permian), Guadalupe Mountains, New Mèxico and West Texas,
In: Peryt, T.(ed.): Coated Grains, 503-537, Springer.

Estèvez, A., Delgado, F., Sanz de Galdeano, C. y Martìn Al-

garra, A. (1985a):
Los Alpujàrrides al sur de Sierra Nevada. Una revisiòn de su estructura,
Mediterrànea Ser.Geol., 4, 5-32.
Estèvez, A., Gonzàlez-Donoso, J.M., Linares, D., Martìn-Algarra, A., Sanz de Galdeano, C. y Serrano, F. (1984):
El cabalgamiento Finiserravallense del Norte de Sierra Arana (Cordillera Bètica). Observaciones sobre la caracterizaciòn bioestratigràfica del Serravallense,
Mediterrànea Ser.Geol., 3, 151-173.
Estèvez, A., Gonzàlez-Donoso, J.M., Linares, D., Lòpez-Garrido, A.C., Rodrìguez-Fernàndez, J., Sanz de Galdeano, C. y Serrano, F. (1985b):
El Neògeno del Valle de los Guàjares (Cordillera Bètica, Granada),
Mediterrànea Ser.Geol., 4, 33-54.
Estèvez, A., Lòpez-Garrido, A.C. y Sanz de Galdeano, C. (1976):
Estudio de las deformaciones recientes en el sector del Negratìn (Depresiones de Guadix-Baza),
Reuniòn Geod.Cord.Bèt.mar Alboràn, Secr.Pub.Univ.Granada, 165-192.
Estèvez, A. y Pèrez-LLorente, F. (1974):
Estudio geològico del sector de Càñar-Soportùjar,vertiente meridional de Sierra Nevada,
Est.Geol., 30, 515-541.
Estèvez, A. y Sanz de Galdeano, C. (1980):
La nèotectonique des environs de la Sierra Arana (Prov.de Grenade),
Cuad.Geol.Univ.Granada, 11, 7-29.
Estèvez, A. y Sanz de Galdeano, C. (1983):
Nèotectonique du secteur central des chaînes Bètiques (Bassins du Guadix-Baza et de Grenade),
Rev.Geol.Dyn.Geogr.Phys., 24,1, 23-34.
Estèvez, A. y Sanz de Galdeano, C. (1984):
Neotectònica de la Depresiòn de Granada y àreas pròximas. Mètodos empleados para el estudio de las deformaciones Neotectònicas,
Energìa nuclear, 149-150, 249-257.
Estèvez, A. y Torres-Roldàn, R.L. (1980):
3 julio 1980: Ronda-Estepona (Itinerario geològico). In: Fontbotè, J.M. y Estèvez, A.: Geologìa de la Cordillera Bètica. Excursiòn n.47A, 26 Congr.Gèol.Int., Paris,
Bol.Geol.Min., 91,2, 249-292.
Estèvez, C. y Chamòn, C. (1978):
Mapa geològico y memoria explicativa de la hoja 1053-1067 (Màlaga-Torremolinos), escala 1:50.000,
Plan Magna, I.G.M.E.
Fabricius, F. (1966):
Beckensedimentation und Riffbildung au der Wende Trias Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen,
Int.Sedim.Petrogr. Series, 9, 143 pp., E.J. Brill, Leiden.
Fabricius, F. (1968):
Calcareous Sea Bottoms of the Raetian and Lower Jurassic Sea from the West Part of the Northern Calcareous Alps,
In: Müller, G. y Friedman, G.M.(eds.): Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Western Europe, 240-249, Springer.
Fabricius, F., Friedrichsen, H.J. y Jacobshagen, V. (1970):
Paläotemperaturen und Paläoklima in Obertrias und Lias der Alpen,

Geol.Rundsch., 59,2, 805-826.

Fallot, P. (1937):
Essai sur la gèologie du Rif septentrional,
Not.Mèm.Serv.Gèol. Maroc, 40, 548 pp.

Fallot, P. (1945):
Estudios geolôgicos en la zona subbètica entre Alicante y el rio Guadiana Menor,
Mem.Inst.Lucas Mallada C.S.I.C., 719 pp.

Fallot, P. (1948):
Les Cordillères Bètiques,
Est.Geol., 4, 259-279.

Fallot, P. (1954):
Comparaison entre Cordillères Bètiques et Alpes Orientales,
R.Soc.Esp.Hist.Nat.,Tomo Homenaje Prof.Hernàndez-Pacheco, 259-279.

Fallot, P., Faure-Muret, A., Fontbotè, J.M. y **Solè-Sabaris, L.** (1960):
Estudios sobre las series de Sierra Nevada y de la llamada "Mischungszone",
Bol.I.G.M.E., 71, 347-557.

Fallot, P. y **Marin, A.** (1939):
La Cordillera del Rif,
Mem.I.G.M.E., 817 pp.

Fallot, P. y **Solè-Sabaris, L.** (1957):
Observaciones geolôgicas sobre el Jabalcòn (prov.de Granada),
Mem.Com.Inst.Geol.Dip.Barcelona, 60, 3-72.

Fallot, P., Solè-Sabaris, L. y **Lemoine, M.** (1954):
Observations sur le Trias Bètique et ses algues calcaires,
Mem.Com.Inst.Geol.Dip.Barcelona, 11, 23-60.

Farinacci, A. y **Elmi, S. (eds.)** (1981):
Rosso Ammonitico Symposium, Proceedings,
602 pp., Tecnoscienza.

Farinacci, A., Malantrucco, G., Mariotti, N. y **Nicosia, U.** (1981):
Ammonitico Rosso Facies in the Framework of the Martani Mountains.Paleoenvironmental evolution during Jurassic,
In: Farinacci, A. y Elmi, S. (eds.): Rosso Ammonitico Symp., Proc., 311-398, Tecnoscienza.

Feinberg, H. y **Olivier, P.** (1983):
Datation de termes aquitaniens et burdigaliens dans la zona prèdorsalienne bètico-rifaine et ses consèquences,
C.R.Ac.Sc., 296, 473-476.

Felder, T. (1978):
Zur geologischen Entwicklung der Betischen Interzonen der westlichen Serrania de Ronda,
Mitt.Geol.Inst.Eidg.Tech.Hoch.Univ.Zürich (N.F.), 222.

Felder, T. (1980):
Geologic Evolution of Westernmost part of the Internal Betic zone (Betic Cordilleras, Southern Spain),
Geol.Rundsch., 69-1, 131-148.

Felder, T.E. (1981):
Les Malaguides de la Serrania de Ronda et leur relations aux autres unitès des zones internes des Cordillères Bètiques (Espagne mèridionale),
Ecl.Geol.Helv., 74/1, 161-173.

Fernex, F. (1964a):

Essai de corrélation des unités bétiques sur la trasversale de Lorca-Aguilas,
Geol.Mijnb., 43, 326-330.

Fernex, F. (1964b):
Répartition du métamorphisme dans les zones bétiques orientales sur la transversale de Lorca-Aguilas (Espagne méridionale),
C.R.Ac.Sc., 258, 5678-5681.

Fernex, F. (1968):
Tectonique et Paléogéographie du Bétique et du Pénibétique orientaux. Transversale de La Paca-Lorca-Aguilas (Cordillères Bétiques, Espagne méridionale),
Tesis Univ.Paris (inéd.), 983 pp.

Fernex, F., Lorenz, C. y Magné, J. (1965):
A propos de l'âge de la mise en place des nappes bétiques (Espagne méridionale),
C.R.Ac.Sc., 260, 933-936.

Fischer, A.C. (1964):
The Lofer Cyclothems of the Alpine Triassic.In: Merriam, D.F.(ed.): Symposium on Cyclic Sedimentation,
Kansas Geol.Surv.Bull., 169, 107-149.

Fischer, A.G. (1976):
Pelagic sediments as clues to the Earth behavior,
Mem.Soc.Geol.It., 15, 1-8.

Fischer, A.G. (1981):
Climatic oscillations in the biosphere,
Biotic crisis in ecological and evolutionary time, 103-131.

Fischer, A.G. (1982):
Long-Term Climatic Oscillations Recorded in Stratigraphy,
Studies in Geophysics. Climate in Earth History, 97-104,

Fischer, A.G. y Arthur, M.A. (1977):
Secular variations in the Pelagic realm. In: Cook, H.E. y Enos, P.(eds): Deep-Water Carbonate Environments,
S.E.P.M. Spec.Pub., 25, 19-50.

Fischer, A.G. y Garrison, R.E. (1967):
Carbonate lithification on the Sea-Floor,
J.Geology, 75, 488-496.

Flügel, E. (1974):
Kalkalgen aus Riffkomplexen der alpin-mediterranen Obertrias,
Verh.Geol.B.A., 2-3, 297-346.

Flügel, E. (ed.) (1977):
Fossil Algae,
375 pp., Springer.

Flügel, E. (1978):
Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken,
454 pp., Springer.

Flügel, E. (1981):
Paleoecology of Upper Triassic Reefs in the Northern Calcareous Alps. In: Toomey, D.F.(ed.): European Fossil Reef Models,
S.E.P.M. Spec.Pub., 30, 291-359.

Flügel, E. (1982):
Microfacies analysis of limestones,
633 pp., Springer.

Flügel, E. (1982):
Evolution of Triassic Reef: current concepts and problems,
Facies, 6, 217-328.
Flügel, E., Flügel-Kahler, E., Martin, J.M. y Martin-Algarra, A. (1984):
Middle Triassic Reefs from Southern Spain,
Facies, 11, 173-218.
Folk, R.L. y Mc Bride, E.F. (1978):
Radiolarites and their relation to subjacent "oceanic crust" in Liguria, Italy,
J.Sed.Petrol., 48,4, 1069-1102.
Fontboté, J.M. (1957):
Tectoniques superposées dans la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Espagne),
C.R.Ac.Sc., 245, 1324-1326.
Fontboté, J.M. (1970):
Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas,
Cuad.Geol.Univ.Granada, 1, 71-78.
Fontboté, J.M. y Estévez, A. (1980):
Geología de las Cordilleras Béticas,
Bol.Geol.Min., 91-2, 249-292.
Fontboté, J.M., Estévez, A., Navarro-Vilá, F., Orozco, M. y Sanz de Galdeano, C. (1972a):
Mapa geológico de España, escala 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Morón de la Frontera (82),
I.G.M.E.
Fontboté, J.M., Estévez, A., Navarro-Vilá, F., Orozco, M. y Sanz de Galdeano, C. (1972b):
Mapa geológico de España, escala 1:200.000. Síntesis de la cartografía existente. Algeciras (87),
I.G.M.E.
Fontboté, J.M., Fontboté, L. y Amstutz, G.C. (1983):
Observations on the Setting of the Strata-Bound F-(Pb-Zn) Deposits in the Triassic of the Alpujarrides (Betic Cordillera, Southern Spain),
In: Schneider, H.J.(ed.): Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe, 250-258, Springer.
Fontboté, J.M. y García-Dueñas, V. (1968):
Essai de systématisation des unités subbétiques allochtones dans le tiers central des Chaînes Bétiques,
C.R.Ac.Sc., 266, 186-189.
Fontboté, J.M. y Quintero, I. (1960):
Lavas almohadilladas (pillow-lavas) en los afloramientos volcánicos de la transversal Iznalloz-Jaén (Cordillera Subbética),
Not.Com.I.G.M.E., 60, 1-9.
Fontboté-Rubio, L. (1976):
El metamorfismo alpino en las series alpujárrides de Sierra Tejeda,
Tesis Licenciatura Univ.Granada (inéd.), 90 pp.
Fontboté-Rubio, L. (1981):
Strata-bound Zn-Pb-F-Ba deposits in carbonate rocks: New aspects of paleogeographic location, facies factors and diagenetic evolution (With a comparison of occurrences from the Triassic of Southern Spain,the Triassic-Liassic of Central Perú and other localities),
Tesis Univ.Heidelberg, 192 pp.

Foucault, A. (1964):
Sur les rapports entre les zones prebètiques et subbètiques entre Cazorla (Prov. Jaen) et Huescar (Prov. Grenade, Espagne),
Geol.Mijnb., 43, 268-272.
Foucault, A. (1971):
Etude géologique des environs des sources du Guadalquivir (provinces de Jaen et Grenade, Espagne méridionale),
Tesis Univ.Paris VI, 633 pp.
Foucault, A. (1974):
Travaux et titres scientifiques et universitaires,
Paris, 36 pp.
Foucault, A. (1976):
Compléments sur la géologie de la Sierra Arana et de ses environs (Prov. Grenade, Espagne),
B.S.G.F., 18,3, 649-658.
Foucault, A. y Paquet, J. (1970):
La structure de l'ouest de la Sierra Arana (province de Grenade, Espagne),
C.R.Ac.Sc., 271, 16-19.
Foucault, A. y Paquet, J. (1971):
Sur l'importance d'une tectorogénèse hercynienne dans la région centrale des Cordillères Bétiques,
C.R.Ac.Sc., 272, 2756-2758.
Fourcade, E., Azéma, J., Chabrier, G., Chauve, P., Foucault, A. y Rangheard, Y. (1977):
Liaisons paléogéographiques au Mesozoïque entre les Zones Externes Bétiques, Corso-Sardes et Alpines,
Rev.Geogr.Phys.Géol.Dyn.(2), 19,4, 377-388.
Fourcade, E., Chauve, P. y Chabrier, G. (1982):
Stratigraphie et tectonique de l'île d'Ibiza, témoin du prolongement de la nappe subbétique aux Baléares (Espagne),
Ecl.Geol.Helv., 75,2, 415-436.
Friedman, G.M. (1964):
Diagenesis and litification in carbonate sediments,
J.Sed.Petrol., 34, 777-813.
Friedman, G.M. (1968):
The Fabric of Carbonate Cement and Matrix and its Dependence on the Salinity of Water,
In: Müller, G. y Friedman, G.M.: Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe, 11-20, Springer.
Friedman, G.M. (ed.) (1969):
Depositional Environments in Carbonate Rocks,
S.E.P.M. Spec.Pub., 14, 209 pp.
Friedman, G.M. y Sanders, J.E. (1967):
Origin and occurrence of dolostones. In: Chilingar, G.V., Bissell, H.J. y Fairbridge, R.W. (eds.): Carbonate Rocks: Origin, Occurrence and Classification,
Devel.in Sedimentology, 9 A, 267-348, Elsevier.
Fruth, I. y Scherreiks, R. (1984):
Hauptdolomit-Sedimentary and Paleogeographic Models (Norian, Northern Calcareons Alps),
Geol.Rundsch., 73,1, 305-319.

Füchtbauer, H. y Richter, D.K. (1983a):
Carbonate Internal breccias: a source of mass flows at early geosinclinal platform margins in Greece. In: Stanley, D.J. y Moore, G.T. (eds.): The Shef-Break: Critical Interface on Continental Margins,
S.E.P.M. Spec.Pub., 33, 207-215.

Füchtbauer, H. y Richter, D.K. (1983b):
Relation between submarine fissures, internal breccias and mass flows during Triassic and earlier rifting periods,
Geol.Rundsch., 72,1, 53-66.

Fürsich, F.T. (1979):
Genesis, environments and ecology of Jurassic hardgrounds,
N.Jb.Geol.Paläont.Abh., 158,1, 1-63.

Galán, E., Gonzàlez, J.M., Fernàndez-Nieto, C. y Barcelò, G. (1984):
Mineralogìa de los materiales de la Formaciòn de La Viñuela (Cordilleras Bèticas),
Est.Geol., 40, 259-267.

Gallegos, J.A. (1975):
Los Alpujàrrides al W de Sierra Nevada,
Tesis Univ.Granada, Secr.Pub.Univ.Granada, 111, 494 pp.

Galvez, R. y Orozco, M. (1980):
Estructuras de superposiciòn complejas en la Cordillera Bètica (Regiòn de los Montes, de Màlaga),
Bol.Geol.Min., 91-6, 697-704.

Ganeb, M. (1974):
Stand der Kenntnisse über die Stratigraphie der Trias Bulgariens. In: Zapfe, H. (ed.): Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias, Symposium, Wien, 1972,
Osterr.Akad.Wissens.Schrift.Erdwiss.Komm., 2, 93-96, Springer.

Garcìa-Dueñas, V. (1966):
Individualizaciòn de diversas unidades alòctonas en la zona Subbètica (Transversal de Granada),
Acta Geol.Hisp., 3, 11-14.

Garcìa-Dueñas, V. (1967a):
La Zona Subbètica al N de Granada,
Tesis Univ. Granada (inèd.), 417 pp.

Garcìa-Dueñas, V. (1967b):
Unidades paleogeogràficas en el sector central de la Zona Subbètica,
Not.Com.I.G.M.E., 101-102, 73-100.

Garcìa-Dueñas, V. (1969a):
Les unitès allochtones de la zone Subbètique dans la trasversale de Grenade (Cordillères Bètiques, Espagne),
Rev.Geogr.Phys.Geol.Dyn., 11,2, 211-222.

Garcìa-Dueñas, V. (1969b):
Consideraciones sobre las series del Subbètico interno que rodean la Depresiòn de Granada (Zona Subbètica),
Acta Geol.Hisp., 4,1, 9-13.

Garcìa-Dueñas, V. (1970):
Mapa geològico y memoria explicativa de la hoja 991 (Iznalloz), escala 1:50.000,
I.G.M.E. 1a. Serie.

Garcìa-Dueñas, V. y Navarro-Vilà, F. (1976):
Unitès Alpujarrides, Malaguides et autres unitès alloctones au nord de

la Sierra Nevada (Cordilléres Bètiques, Andalousie),
B.S.G.F.(7), 18,3, 641-648.

García-Dueñas, V. y Navarro-Vilà, F. (1980):
Mapa geològico y memoria explicativa de la hoja 934 (La Peza), escala 1:50.000,
Plan Magna, I.G.M.E.

García-Hernàndez, M. (1978):
El Juràsico terminal y el Cretàcico inferior en las Sierras de Cazorla y del Segura (Zona Prebética),
Tesis Univ.Granada, Secr.Pub.Univ.Granada, 190, 347 pp.

García-Hernàndez, M., González-Donoso, J.M., Linares, A., Rivas, P. y Vera, J.A. (1976):
Características ambientales del Lías inferior y medio en la zona Subbética y su significado en la interpretación general de la Cordillera,
Reunión Geod.Cord.Bét.mar Alborán, 125-157.

García-Hernàndez, M., López-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A. y Vera, J.A. (1982):
Cambios eustáticos en el Cretàcico de la Cordillera Bética: Comparación de la evolución sedimentaria en un dominio de plataforma (Zona Prebética) y otro de umbral pelàgico (Penibético),
Cuad.Geol.Ibér., 8, 581-597.

García-Hernàndez, M., López-Garrido, A.C., Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1980):
Mesozoic paleogeographic evolution of the external zones of the Betic Cordillera,
Geol.Mijnb., 59(2), 155-168.

García-Hernàndez, M., Lupiani, E. y Vera, J.A. (1986):
La sedimentación liàsica en el sector central del Subbético medio: una clave para la interpretación de la evolución de un rift intracontinental,
XI Congr.Nac.Sedim. Barcelona, Acta Geol.Hisp. (in litt.).

García-Hernàndez, M., Rivas, P. y Vera, J.A. (1979):
El Lías infracarixiense en la Zona Subbética,
Cuad.Geol.Univ.Granada, 10, 367-374.

García-Monzón, G. y Kampschuur, W. (1975):
Mapa geològico y memoria explicativa de la hoja 1014 (Vera), escala 1:50.000,
Plan Magna, I.G.M.E.

García-Monzón, G., Kampschuur, W. y Vissers, R. (1975):
Mapa geològico y memoria explicativa de la hoja 1013 (Macael), escala 1:50.000,
Plan Magna, I.G.M.E.

García-Ramos, J.C., García-Domingo, A., González-Lastra, J.A., Hernàiz, P. Ruiz, P. y Valenzuela, M. (1984):
Significado ecológico y aplicaciones sedimentológicas de la traza fósil "Tubotomaculum" del Eoceno-Mioceno inferior de Andalucía. In: Obrador,A. (ed.): Tomo Homenaje a Luis Sánchez de la Torre,
Publ.Geología, 20, 373-370.

García-Revuelta, J. (1984):
Los ostràcodos del Albiense de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas,
Tesis Licenciatura, Univ.Complutense, Madrid,(inèd.), 148 pp.

García-Revuelta, J. y Martínez-Gallego, J. (1984):
Ostrácodos del Albense superior y Vraconense de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas,
I Congr.Esp.Geol., 1, 431-442.

García-Rossell, L. (1972):
Estudio geológico de la transversal Ubeda-Huelma y sectores adyacentes,
Tesis Univ.Granada (inéd.), 549 pp.

García-Yebra, R., Rivas, P. y Vera, J.A. (1972):
Precisiones sobre la edad de las coladas volcánicas jurásicas en la región Algarinejo-Lojilla (Zona Subbética),
Acta Geol.Hisp., 7,5, 133-137.

Garrett, P. (1970):
Phanerozoic stromatolites: Non-competitive ecologic restriction by grazing and burrowring animals,
Science, 169, 171-173.

Garrido-Megías, A. (1973):
Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (provincias de Huesca y Lérida),
Tesis Univ.Granada (inéd.), 395 pp.

Garrido-Megías, A. (1981):
Cuencas sedimentarias. Análisis tectosedimentario,
Fundación Universidad y Empresa, Madrid.

Garrison, R.E. y Fischer, A.G. (1969):
Deep-Water Limestones and Radiolarites of the Alpine Jurassic.In: Friedman, G.M. (ed.): Depositional Environments in Carbonate Rocks,
S.E.P.M. Spec.Pub., 14, 20-56.

Gavala, J. (1924):
Mapa geológico de la provincia de Cádiz, escala 1:200.000,
I.G.M.E., Madrid.

Gebelein, C.D. (1977):
Dynamics of Recent Carbonate Sedimentation and Ecology. Cape Sable, Florida,
Int.Sedim.Petrogr. Series, 16, E.J. Brill, Leiden.

Geel, T. (1966):
Biostratigraphy of Upper Jurassic and Cretaceous sediments near Caravaca (SE Spain) with special emphasis on Tintinnina and Nannoconus,
Geol.Mijnb., 45, 375-385.

Geel, T. (1967):
The relation between the Betic of Malaga and some post-Eocene formation in the area near La Fuensanta-La Parroquia (Prov. de Murcia, SE Spain),
Geol.Mijnb., 46, 400-405.

Geel, T. (1973):
The geology of the Betic of Malaga, the Subbetic, and the zone between these two units the Vélez Rubio area (Southern Spain),
GUA Papers of Geology, 5, 181 pp.

Geel, T. (1979):
Malaguide and Subbetic jurassic sediments between Velez-Rubio and Caravaca (eastern Betic Cordillera, SE Spain),
Symp."Sedimentation jurassique Weuropeen" A.S.F. Spec.Pub., 1, 335-344.

Gélard, J.P. (1969):
Le flysch á base schisto-gréseuse de la bordure méridionale et orientale

du massif de Chellata: le flysch Maurétanien (Grande Kabylie, Algérie),
B.S.G.F.(7), II, 676-686.

Gélard, J.P. (1979):
Geologie du Nord-Est de la Grande Kabylie (un segment interne de l'orogène littoral nord-africain),
Resumen Tesis Univ.Dijon, 10 pp.

Gélard, J.P., Lorenz, C. y Magné, J. (1973):
L'âge de la transgression (Oligocène terminal-Aquitanien basal) sur le socle de Grande-Kabylie (Algérie),
C.R.somm.S.G.F., 15,1, 7-9.

Gélard, J.P. y Sigal, J. (1974):
Le flysch massylien de Tagdinat (Grande Kabylie): étude stratigraphique et structurale,
B.S.G.F.(7), 16,5, 526-536.

Geyer, O.F. y Hinkelbein, K. (1971):
Einsenoolitische Kondensations-Horizonte im Lias der Sierra Espuña (Provinz. Murcia, Spanien),
N.Jb.Geol.Paläont.Mh., 7, 398-414.

Geyssant, J. (1980):
Corrélations péri-adriatiques le long des Alpes Orientales: rapport entre domaines austro-alpin et sud-alpin et tectogénése crétacé,
B.S.G.F.(7), 22,1, 31-42.

Gingsburg, R.N.(ed.) (1975):
Tidal Deposits. A Casebook of Recent Examples and Fossil Counterparts,
428 pp., Springer.

Gingsburg, R.N. y Hardie, L.A. (1975):
Tidal and Storm Deposits, Nortwestern Andros Island, Bahamas,
In: Gingsburg, R.N.(ed.): Tidal Deposits, 201-208, Springer.

Gómez-Pugnaire, M.T. (1981):
Evolución del metamorfismo alpino en el complejo Nevado-Filábride de la Sierra de Baza (Cordilleras Béticas, España),
Tecniterrae, 41, 5-130.

Gómez-Pugnaire, M.T. (1984):
The distribution and significance of pre-mesozoic metamorphism in the Betic Cordilleras (SE Spain, Nevado-Filábride Complex): Discussion of existence and intensity of the Alpine Overprint,
In: Sassi, F.P. y Julivert, J.(eds.): I.G.C.P.,Newsletter, 6,5, 57-64.

Gómez-Pugnaire, M.T., Fontboté, J.M. y Sassi, F.P. (1981a):
On the occurrence of a metaconglomerate in the Sierra de Baza (Nevado-Filábride Complex, Betic Cordilleras, Spain),
N.Jb.Geol.Paläont.Mh., 7, 405-418.

Gómez-Pugnaire, M.T., Martínez-Fernández, F.J., Sassi, F.P., Gil-Ibarguchi, J.I., Pascual, E. y Simancas, F. (1981b):
Outlines of the Pre-Alpine metamorphism in Spain,
In: Karamata, S. y Sassi, F.P.(eds.): I.G.C.P.,Newsletter, 3,5, 70-76.

Gómez-Pugnaire, M.T., Puga, E. y Sassi, F.P. (1976-77):
New data on the alpine metamorphic history of the Nevado-Filábride Complex in the Sierra de Baza area (Betic Cord., Spain),
Min.Petrogr.Acta, 21, 29-41.

Gómez-Pugnaire, M.T. y Sassi, F.P. (1983):
Pre-alpine metamorphic features and alpine overprints in some parts of the Nevado-Filábride basement (Betic Cordilleras, Spain),

Mem.Sci.Geol., Ist.Geol.Min.Univ.Padova, 36, 49-72.

Gómez-Pugnaire, M.T., Torres-Ruiz, J. y Martínez-Martínez, J.M. (1981c):
Escapolita en rocas de las series permo-triásicas del Complejo Nevado-Filábride (Cord.Béticas). Origen,
Bol.Soc.Esp.Min., 4, 37-46.

González-Donoso, J.M. (1977-78):
Los materiales miocénicos de la Depresión de Granada,
Cuad.Geol.Univ.Granada, 8 y 9, 191-203.

González-Donoso, J.M., Linares, D., Martín-Algarra, A., Molina, E. y Serrano, F. (1983-86):
Sobre la edad y el significado tectosedimentario de la formación del Pantano de Andrade (Cordillera Bética, provincia de Málaga, España),
Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat.(Geol.), 81,3-4, 275-285.

González-Donoso, J.M., Linares, D., Martín-Algarra, A., Rebollo, M., Serrano, F. y Vera, J.A. (1983):
Discontinuidades estratigráficas durante el Cretácico en el Penibético,
Est.Geol., 39, 71-116.

González-Donoso, J.M., Linares, D., Martín-Algarra, A. y Serrano, F. (in litt.):
El Complejo tectosedimentario del Campo de Gibraltar. Datos sobre su edad y significado geológico,
Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat.(Geol.).

González-Donoso, J.M., Linares, D. y Molina, E. (1981):
Nuevos datos acerca de la edad de los materiales miocénicos transgresivos sobre las zonas internas de las Cordilleras Béticas en la provincia de Málaga,
Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat.(Geol.), 79, 103-113.

González-Donoso, J.M., Linares, D., Molina, E., Serrano, F. y Vera, J.A. (1982):
Sobre la edad de la formación de La Viñuela (Cordilleras Béticas,provincia de Málaga),
Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat.(Geol.), 80, 255-275.

González-Donoso, J.M., Linares, D., Rebollo, M. y Serrano, F. (1982):
Bioestratigrafía del Albense Medio-Turonense Medio basada en foraminíferos planctónicos. Penibético, Cordilleras Béticas,
Cuad.Geol.Ibér., 8, 739-759.

González-Donoso, J.M., Linares, A. y Rivas, P. (1971):
Precisiones estratigráficas sobre la unidad de Moclín (Zona Subbética, provincia de Granada),
Cuad.Geol.Univ.Granada, 2, 177-179.

González-Donoso, J.M., Linares, A. y Rivas, P. (1974a):
El Lías inferior y medio de Poloria (serie del Zegrí, Zona Subbética, norte de Granada),
Est.Geol., 30, 639-654.

González-Donoso, J.M., Linares, A. y Rivas, P. (1974b):
Sur la position stratigraphique du genre "Orbitopsella" dans le secteur central ds Chaînes Bétiques, Sud d'Espagne. VI Coll.Africain de Micropaleontologie Tunis,
Ann.Min.Géol. Tunis, 28, 253-259.

González-Donoso, J.M. y Vera, J.A. (1965):
Estudio geológico de una parte de las laderas norteoccidentales de Sierra Nevada (Granada),

Not.Com.I.G.M.E., 78, 93-124.

González-Donoso, J.M. y Vera, J.A. (1968):
Sur la presence de terrains postectoniques anté-burdigaliens au bord Sud-Ouest du Bassin de Guadix (Cordillères Bètiques, Espagne),
C.R.Ac.Sc., 266, 49-51.

González-Lodeiro, F., Orozco, M., Campos, J. y García-Dueñas, V. (1984):
Cizallas dúctiles y estructuras asociadas en los Mantos del Mulhacén y Veleta:Primeros resultados sobre Sierra Nevada y Sierra de los Filàbres,
In: El borde Mediterràneo Espanol. Principales resultados y conclusiones, 5-8.

Grasso, M., Guerrera, F., Loiacono, F., Puglisi, D., Romeo, M., Balenzano, F., Carmisciano, R., Di Pierro, M., González-Donoso, J.M. y Martin-Algarra, A. (in litt.):
Caratterizzazione sedimentologica, biostratigrafica e mineralogico-petrografica di "Successioni Miste" inframioceniche affioranti in Spagna (Catena Betica) e in Italia Meridionale (Mti. Nebrodi e Appennino Lucano),
Boll.Soc.Geol.It.

Griffon, J.C. (1966):
La dorsale calcaire au Sud de Tètouan,
Not.Mèm.Serv.Geol.Maroc, 184, 149-223.

Guerrera, F. (1981-82):
Successions turbiditiques dans les flyschs maurètanien et numidien du Rif (Maroc),
Rev.Geol.Dyn.Geogr.Phys., 23,2, 85-96.

Guerrera, F., Loiacono, F. y Grasso, M. (1986):
Dati preliminari sulle succesioni oligo-mioceniche "miste" affioranti lungo la catena Betica-Maghrebide-Appennino meridonale: una famiglia di flysch con evidenti implicazioni paleogeografiche e paleotettoniche,
Boll.Soc.Geol.It., 105, 99-110.

Guerrera, F. y Puglisi, D. (1983):
Le Arenarie di Yesoma in Somalia: un possibile equivalente meridionale delle piu'note "Nubian Sandstones",
Rend.Soc.Geol.It., 6, 43-47.

Guerrera, F. y Wezel, F.C. (1974):
Nuovi dati stratigraphi sui flysch oligo-miocenici siciliane e considerazioni tettoniche relative,
Rev.Min.Siciliana, 27-51.

Gutnic, M. (1969):
La Dorsale rifaine dans la règion d'Asifane,
Not.Mèm.Serv.Gèol.Maroc, 194, 51-110.

Gwinner, M. (1971):
Geologie der Alpen,
477 pp., Sweizerbart, Stuttgart.

Hallam, A. (1975):
Jurassic Enviroments,
269 pp., Cambrigde University Press.

Hallam, A. (1978):
Eustatic cycles in the Jurassic,
Paleogeogr.Paleocl.Paleoec., 23, 1-32.

Hallam, A. (1980):
A revised sea level curve for the early Jurassic,

J.Geol.Soc.London, 138, 735-743.

Hallam, A. (1984):
Pre-Quaternary Sea-Level changes,
Ann.Rev.Earth Planet.Sci., 12, 205-243.

Hallam, A. y Bradshaw, M.J. (1979):
Bituminous shales and oolitic ironstones as indicators of transgressions and regressions,
J.Geol.Soc.London, 136, 157-164.

Hancock, J.M. y Kauffman, E.G. (1979):
The great transgressions of the Late Cretaceous,
J.Geol.Soc.London, 136, 175-186.

Hardenbol, J. y Bergreen, W.A. (1978):
A new Paleogene Numerical Time Scale,
A.A.P.G. Studies in Geology, 6, 213-234.

Harland, W.B. (1971):
Tectonic transpression in Caledonian Spitzbergen,
Geol.Mag., 108, 27-42.

Harland, W.B., Cox, A.V., LLewellyn, P.G., Pickton, C.A.G., Smith, A.G. y Walters, R. (1982):
A geologic time scale,
131 pp., Cambrigde Univ.Press.

Hays, J.D. y Pitman, W.C.III (1973):
Lithosperic plate motions, sea-level changes and climatic and ecologic consequences,
Nature, 246, 18-22.

Hebeda, E.H., Boelrijk, N.A.I.M., Priem, H.N.A., Verdurmen, E.A.TH., Verschure, R.H. y Simon, O.J. (1980):
Excess radiogenic Ar and undisturbed Rb-Sr systems in basic intrusives subjected to Alpine metamorphism in southearstern Spain,
Earth.Plan.Sc.Let., 47, 81-90.

Heckel, P.H. (1972):
Recognition of ancient shallow marine enviroments. In: Rigby, J.K. y Hamblin, W.K. (eds.): Recognition of Ancient Sedimentary Environments,
S.E.P.M. Spec.Pub., 16, 226-286.

Heim, A. (1946):
Problemas de erosiòn submarina y sedimentaciòn pelàgica del presente y del pasado,
Rev.Museo de La Plata, Argentina, 4,22, 125-178.

Heim, A. (1958):
Oceanic sedimentation and submarine discontinuities,
Ecl.Geol.Helv., 51, 642-649.

Heller, P.L. y Dickinson, W.R. (1985):
Submarine Ramp Facies Model for Delta-Fed, Sand-Rich Turbidite Systems,
A.A.P.G.Bull., 69,6, 960-976.

Herbig, H.C. (1983):
The Carboniferous of the Betic Cordillera (Southern Spain),
X Congr.Int.Estrat.Geol.Carbonífero (Libro de resúmenes), 18, 102.

Herbig, H.G. (1984):
Rekonstruktion eines nicht mehr existenten sedimentationsraumes-Die Kalkgerölle im Karbon-Flysch der Malagiden (Betische Kordillere, Südspanien),
Facies, 11, 1-108.

Herbig, H.G. y Mamet, B. (1983):
Fossils and age of the limestone boulders in the Marbella Formation (Betic Cordillera, Southern Spain),
X Congr.Int.Estrat.Geol.Carbonífero (Libro de resúmenes), 40, 46.

Herbig, H.C. y Mamet, B. (1985):
Stratigraphy of Limestones boulders, Marbella Formation (Betic Cordillera, Southern Spain),
Actas X Congr.Int.Estrat.Geol.Carbonífero, 1, 199-212.

Hermes, J.J. (1963):
Planktonic Foraminifera from Tertiary of the region of Vêlez-Rubio. Appendix to Mac-Gillavry et al. (1963),
Geol.Rundsch., 53, 256-259.

Hermes, J.J. (1966):
Tintinnids from the Silurian of the Betic Cordilleras, Spain,
Rev.Micropal., 8,4, 211-214.

Hermes, J.J. (1977a):
Remarcks on the Middle Eocene to Miocene sequence of the Sierra de la Puerta (South Prebetic) near Caravaca, SE Spain,
Proc.Kon.Ned.Akad.Wet., 80(2), 100-105.

Hermes, J.J. (1977b):
Late Burdigalian Folding in the Subbetic north of Velez Blanco, Province of Almeria, SE Spain,
Proc.Kon.Ned.Akad.Wet., 80(2), 89-99.

Hermes, J.J. (1978a):
The stratigraphy of the Subbetic and Southern Prebetic of the Vêlez Rubio-Caravaca area and its bearing on transcurrent faulting in the Betic Cordilleras of Southern Spain,
Proc.Kon.Ned.Akad.Wet., 81,1, 1-54.

Hermes, J.J. (1978b):
The Prebetic zone, the Guadalquivir basin and the Balearic promontory,
C.R.somm.S.G.F., 4, 187-190.

Hermes, J.J. (1984):
New data from the Vêlez-Rubio Corridor: support for the trascurrent nature of this linear structure,
Proc.Kon.Ned.Akad.Wet., 87,3, 319-333.

Hermes, J.J. (1985):
Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España meridional),
Est.Geol., 41, 157-176.

Hermes, J.J. y Borradaile, G.J. (1985):
On orogeny and epeirogeny in the study of Phanerozoic and Archean Rocks,
Geos.Canada, 12,4, 148-151.

Hermes, J.J. y Kuhry, B. (1969):
Remarks on the age of emplacement of the Betic of Malaga in the Sierra Espuña, Spain,
Geol.Mijnb., 48,1, 72-74.

Hermes, J.J. y Kuhry, B. (1970):
Reply to "Transgressivitè de l'Eocène supèrieur dans les Malaguides de la Sierra de Espuña (Cordillères Bètiques, Sudest de l'Espagne). Mise au point", by J. Paquet,
Geol.Mijnb., 49,1, 59-60.

Hermes, J.J. y Smit, J. (1976):

New data on "silexites" of the west mediterranean area,
Proc.Kon.Ned.Akad.Wet., 79,2, 114-122.

Hernández-Pacheco, F. (1936):
Los materiales bituminosos de la Serranía de Ronda,
Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat., 36,5, 245 pp.

Hernández-Pacheco, A. (1967):
Estudio petrográfico y geoquímico del macizo ultramáfico de Ojén (Málaga),
Est.Geol., 23, 85-143.

Hoedemaecker, P.J. (1973):
Olistostromes, and other delapsional deposits, and their occurrence in the region of Moratalla (prov. of Murcia, Spain),
Scripta Geol., 19, 1-207.

Hoeppener, R., Hoppe, P., Mollat, H., Muchow, S., Dürr, S. y Kockel, F. (1963):
Über den westlichen abschnitt der Betischen Kordilleren und seine beziehungen zum gesamtorogen,
Geol.Rundsch., 53, 269-296.

Hoeppener, R., Hoppe, P., Dürr, S. y Mollat, H. (1964):
Ein querschnitt durch die Betischen Kordilleren bei Ronda (SW Spanien),
Geol.Mijnb., 43, 282-298.

Hoeppener, R. y Kockel, F. (1959):
Lias vor und in den Rondaïden (Südspanien),
N.Jb.Geol.Paläont.Mh., 417-424.

Hollmann, R. (1962):
Ueber Subsolution und die "Knollenkalke" des Calcare Ammonitico Rosso Superiore im Monte Baldo (Malm; Norditalien),
N.Jb.Geol.Paläont.Mh., 4, 163-179.

Hollmann, R. (1964):
Subsolution-Fragmente (Zur Biostratonomie der Ammonoiden im Malm des Monte Baldo/Norditalien),
N.Jb.Geol.Paläont.Abh., 119, 22-82.

Hoppe, P. (1968):
Stratigraphie und Tektonik der Berge um Grazalema (SW Spanien),
Geol.Jb., 86, 267-338.

Hoppe, P. (1972):
Das tektonische Fenster von Cañete la Real (Südspanien),
Geol.Jb., 2, 3-37.

Horvath, F. y Channell, J.E.T. (1977):
Further evidence relevant to the African/Adriatic promontory as a palaeogeographic premise for Alpine orogeny,
In: Biju-Duval, B. y Montadert, L.(eds.): Structural History of the Mediterranean basins, Int.Symp.Split, Yugoslavia, 182, 133-142.

Hoyez, B. (1976):
Dispersion du materiel quartzeux dans les formations aquitaniennes de Tunisie septentrionale et d'Algérie Nord-Orientale,
B.S.G.F.(7), 17,6, 1147-1156.

Hsü, K.J. (1971):
Origin of the Alps and Western Mediterranean,
Nature, 233,3, 44-48.

Hsü, K.J. (1974):
Mélanges and their distinction from olistostromes. In: Dott Jr, R.H. y

Shaver, R.H (eds.): Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation, *S.E.P.M. Spec.Pub., 19, 321-333.*

Hsü, K.J. (1977):
Tectonic Evolution of the Mediterranean Basins,
In: Nairn, A.E.M., Kanes, W.H. y Stehli, F.G. (eds.): The Ocean Basins and Margins, 4A: The Eastern Mediterranean, 29-75, Plenum.

Hsü, K.J. (1980):
Terrestrial catastrophe caused by cometary impact at the end of Cretaceous,
Nature, 292, 201-203.

Hsü, K.J. (1983):
Actualistic Catastrophism,
Sedimentology, 30,1, 3-9.

Hsü, K.J. y Jenkyns, H.C. (eds.) (1974):
Pelagic sediments: on Land and under the sea,
I.A.S. Spec.Pub., 1, 447 pp.

Hudson, J.D. y Jenkyns, H.C. (1969):
Conglomerates in the Adnet limestones of Adnet (Austria), and the origin of the "Scheck",
N.Jb.Geol.Paläont.Mh., 552-558.

Ippolito, F., D'Argenio, B., Pescatore, T. y Scandone, P. (1975):
Structural-Stratigraphic units and tectonic Framework of Southern Apennines,
In: Squyres, C. (ed.): Geology of Italy, Earth Sci.Soc. Lybian Arab Republic, 317-328.

Jacquin, J.P. (1970):
Contribution á l'étude géologique et minière de la Sierra de Gádor (Almería, Espagne),
Tesis Univ.Nantes, 501 pp.

Janoschek, W.R. y Matura, A. (1980):
Austria,
In: Geology of the European Countries, 26 Congr. Géol. Int., Paris, 1-88, Dunod.

Jansen, H. (1936):
De Geologie van de Sierra de Baza en van de Aangrenzende Gebieden der Sierra Nevada en Sierra de los Filabres (Zuid-Spanje),
Tesis Univ.Amsterdam, 99 pp.

Jenkyns, H.C. (1970):
Growth and disintegration of a carbonate platform,
N.Jb.Geol.Paläont.Mh., 6, 325-344.

Jenkyns, H.C. (1971a):
The genesis of condensed sequences in the Tethyan Jurassic,
Lethaia, 4, 327-352.

Jenkyns, H.C. (1971b):
Speculations on the Genesis of Crinoidal Limestones in the Tethyan Jurassic,
Geol.Rundsch., 60, 471-488.

Jenkyns, H.C. (1972):
Pelagic "oolites" from the Tethyan Jurassic,
J.Geol., 80, 21-33.

Jenkyns, H.C. (1974):
Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalke) in the

Mediterranean Jurassic: a diagenetic model. In: Hsü, K.J. y Jenkyns, H. C. (eds.): Pelagic Sediments: On Land and under the Sea, *I.A.S. Spec.Pub., 1, 249-271.*

Jenkyns, H.C. (1978):
Pelagic Environments,
In: Reading, H.C. (ed.): Sedimentary Environments and Facies, 314-371, Blackwell.

Jenkyns, H.C. (1980a):
Cretaceous anoxic events: from continents to oceans,
J.Geol.Soc.London, 137, 171-188.

Jenkyns, H.C. (1980b):
Tethys: past and present,
Proc.Geol.Ass., 91, 107-118.

Jerez-Mir, F. (1979):
Contribución a una nueva síntesis de las Cordilleras Béticas,
Bol.Geol.Min., 90,1, 503-555.

Jerez-Mir, F. (1980):
Propuésta de un nuevo modelo tectónico general para las Cordilleras Béticas,
Bol.Geol.Min., 92,1, 1-18.

Jerez-Mir, L. (1973):
Geología de la Zona Prebética en la transversal de Elche de la Sierra y sectores adyacentes (provincia de Albacete y Murcia),
Tesis Univ.Granada (inéd.), 750 pp.

Jerez-Mir, L. (1979):
Mapa geológico y memoria explicaiva de la hoja 889 (Calasparra), escala 1:50.000,
Plan Magna, I.G.M.E.

Jerez-Mir, L. (1984):
Sobre la reconstrucción de la cuenca Alpina del Mediterráneo occidental y su deformación orogénica,
I Congr.Esp.Geol., 5, 333-355.

Jiménez, A.P. y Rivas, P. (1979):
El Toarcense en la zona Subbética,
Cuad.Geol.Univ.Granada, 10, 397-411.

Julivert, M., Fontboté, J.M, Ribeiro, A. y **Conde, L.E.N.** (1977):
Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, escala 1:1.000.000,
I.G.M.E.

Jutson, D.J. (1980):
Oligo-miocene benthonic foraminifera from barranco Blanco, province of Almería, SE Spain,
Rev.Esp.Micropal., 12-3, 365-381.

Kampschuur, W. (1972):
Geology of the Sierra de Carrascoy (SE Spain), with emphasis on alpine polyphase deformation,
GUA Papers of Geology, 1,4, 114 pp.

Kampschuur, W. (1975):
Data on thrusting and metamorphism in the eastern Sierra de los Filabres: Higher Nevado-Filabre Units and the glaucophanitic greenschist facies,
Tectonophysics, 27, 57-81.

Kampschuur, W., Langenberg, C.W. y **Rondeel, H.E.** (1973):

Polyphase Alpine deformation in the Eastern part of the Betic Zone of Spain,
Est.Geol., 29,3, 209-222.

Kampschuur, W., Langenberg, C.W., Rondeel, H.E., Espejo, J.A., Crespo, A. y Pignatelli, R. (1974):
Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja 953 (Lorca), escala 1:50.000,
Plan Magna, I.G.M.E.

Kampschuur, W. y Rondeel, H.E. (1975):
The origin of the Betic orogen, southern Spain,
Tectonophysics, 27, 39-56.

Karig, D.E. (1971):
Origin and development of marginal basins in the western Pacific,
J.Geophys.Res., 76, 2542-2561.

Kelts, K. (1981):
A comparison of some aspects of sedimentation and translational tectonics from the Gulf of California and the Mesozoic Tethys, Northern Penninic Margin,
Ecl.Geol.Helv., 74,2, 317-338.

Kennedy, W.J. y Cobban, W.A. (1976):
Aspects of ammonite biology, biogeography, and biostratigraphy,
Spec.Papers in Paleontology, 17, 94 pp.

Kerckhove, C., Caron, C., Charollais, J. y Pairis, J.L. (1980):
Panorama des séries synorogéniques des Alpes occidentales. In: Géologie des Chaînes Alpines issues de la Têthys, 26 Congr.Géol.Int., Paris,
Mem.B.R.G.M., 115, 234-255.

Kerr, R.A. (1983):
Suspect Terranes and Continental Growth,
Science, 222, 36-38.

Klappa, C.F. (1978):
Biolithogenesis of Microcodium; elucidation,
Sedimentology, 25, 489-522.

Kockel, F. (1959):
Conodontos del Paleozoico de Málaga,
Not.Com.I.G.M.E., 53, 149-164.

Kockel, F. (1963):
Die Geologie des Gebietes zwischen dem Rio Guadalhorce und dem Plateau von Ronda (Südspanien),
Geol.Jb., 81, 413-480.

Kockel, F. y Stoppel, D. (1962):
Nuevos hallazgos de conodontos y algunos cortes en el Paleozoico de Malaga (Sur de España),
Not.Com.I.G.M.E., 68, 133-170.

Kollárová-Andrusoudvà, V. y Bystricky, J. (1974):
Übersicht über den gegenwärtigen stand der Biostratigraphie der Trias der Westkarpaten. In: Zapfe, H. (ed.): Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias, Symposium, Wien, 1973,
Osterr.Akad.Wissens.Schrift.Erdwiss.Komm., 2, 125-136, Springer.

Kornprobst, J. (1966):
La chaîne du Haouz de la Hafa Oueddana au col d'Azlu d'Arabia,
Not.Mém.Serv.Géol.Maroc, 184, 9-60.

Kornprobst, J. (1974):

Kornprobst, J. (1974):
Contribution á l'étude pètrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc septentrional),
Not.Mèm.Serv.Gèol.Maroc, 251, 226 pp.

Kornprobst, J. (1976):
Signification structurale des peridotites dans l'orogéne Bètico-Rifain: arguments tirés de l'étude des detritus observès dans les sediments paleozoiques,
B.S.G.F., 18,3, 607-618.

Kozur, H., Kampschuur, W., Mulder-Blanken, C.W.H. y Simon, O.J. (1974):
Contribution to the triassic ostracode faunes of the Betic Zone (Southern Spain),
Scripta Geol., 23, 1-56.

Kozur, H., Mulder-Blanken, C. y Simon, O.J. (1980):
Zawidkella kampschuuri n.gen.n.sp., a holothurian sclerite from the Triassic of the Betic Zone (Southern Spain),
Proc.Kon.Ned.Akad.Wet., 83,4, 345-353.

Kozur, H., Mulder-Blanken, C.W.H. y Simon, O.J. (1985):
On the Triassic of the Betic Cordilleras (Southern Spain), with special emphasis on holothurian sclerites,
Proc.Kon.Ned.Akad.Wet., 88,1, 110.

Kozur, H. y Simon, O.J. (1972):
Contribution to the Triassic microfaune and stratigraphy of the Betic Zone (Southern Spain),
Rev.Esp.Micropal., n.extr.30 Aniv., E.N. ADARO, 143-158.

Krajewski, K.P. (1981a):
Phosphate Microstromatolites in the High-Tatric Albian Limestones in the Polish Tatra Mts.,
Bull.Acad.Polon.Sc., 39,2, 175-183.

Krajewski, K.P. (1981b):
Phosphate pizolite structures from condensed limestones of the High-Tatric Albian (Tatra Mts.),
Ann.Soc.Geol.Pol., 51,3/4, 339-352.

Krajewski, K.P. (1981c):
Pelagiczne stromatolity z wapieni albu wierchowego Tatr.,
Kwartalnik Geologiczni, 25,4, 731-759.

Krajewski, K.P. (1983):
Albian Pelagic Phosphate-Rich Macrooncoids from the Tatra Mts. (Poland),
In: Peryt, T.M. (ed.): Coated Grains , 344-357, Springer.

Krajewski, K.P. (1984):
Early diagenetic phosphate cements in the Albian condensed glauconitic limestone of the Tatra Mountains, Western Carpathians,
Sedimentology, 31,4, 443-470.

Lancelot, Y. (1980):
Birth and evolution of the "Atlantic Tethys" (Central North Atlantic). In: Gèologie des Chaînes Alpines issues de la Têthys, 26 Congr.Gèol.Int. Paris,
Mèm.B.R.G.M., 115, 215-223.

Lancelot, J.R., Reille, J.L. y Wezel, F.C. (1977):
Etude morphologique et radiochronologique de zircons detritiques des flyschs "numidien" et "grèso-micace". Consequences palèogèographiques á l'échelle de la Mediterranée occidentale,

B.S.G.F.(7), 19,4, 773-780.

Laporte, L.(ed.) (1974):
Reefs in Time and Space. Selected Examples from the Recent and the Ancient,
S.E.P.M. Spec.Pub., 18, 256 pp.

Laubscher, H. y Bernoulli, D. (1977):
Mediterranean and Tethys,
In: Nairn, A.E.M., Kanes, W.H. y Stehli, F.G.(eds.):The Ocean Basins and Margins, 4A; The Eastern Mediterranean, 1-28, Plenum.

Le Hégarat, G. y Remane, J. (1968):
Tithonique supérieur et Berriasien de la bordure Cévenole. Correlation des Ammonites et de Calpionelles,
Geobios, 1, 7-70.

Le Pichon, X. (1968):
Sea-floor Spreading and continental Drift,
J.Geophys.Res., 73,12, 3661-3698.

Le Pichon, X., Francheteau, J. y Bonnin, J. (1973):
Plate Tectonics,
Devel.in Geotectonics, 6, 300 pp., Elsevier.

Leblanc, D. (1975):
Etude géologique dans le Rif Externe Oriental au Nord de Taza (Maroc),
Tesis Univ.Paul Sabatier, Toulouse, 293 pp.

Leblanc, D. (1980):
L'accident du Nekor et la structure du Rif oriental (Maroc),
Rev.Geogr.Phys.Geol.Dyn., 22,4-5, 267-277.

Leblanc, D. y Feinberg, H. (1982):
Nouvelles données stratigraphiques et structurales sur le Numidien du Rif oriental (Maroc). Implications géodinamiques,
B.S.G.F.(7), 14,4, 861-865.

Leblanc, D. y Olivier, P. (1984):
Role of strike-slip faults in the Betic-Rifain orogeny,
Tectonophysics, 101, 345-355.

Lehman, U. (1976):
The ammonites. Their life and their world,
246 pp., Cambrigde University Press.

Leikine, M. (1969):
La Chaîne du Haouz au Nord de Tétouan (Jebel Dersa),
Not.Mém.Serv.Géol. Maroc, 194, 7-43.

Leine, L. (1968):
Rauhwackes in the Betic Cordilleras, Spain: Nomenclature,description and genesis of weathered carbonate breccias of tectonic origin,
Tesis Univ.Amsterdam, 112 pp.

Lemoine, M.(ed.) (1978):
Geological Atlas of Alpine Europe and Adjoining Alpine Areas,
584 pp., Elsevier.

Lemoine, M. (1982):
Tectonique synsédimentaire mésozoïque dans les Alpes Occidentales: naissance et évolution d'une marge continentale passive,
Mém.Géol.Univ.Dijon, Liv.Jub.G.Lucas, 7, 347-361.

Lemoine, M. (1984):
La marge occidentale de la Téthys Ligure. In: Boillot, G., Montadert, L. Lemoine, M. y Biju-Duval, B.: Les marges continentales actuelles et fos-

siles autour de la France, 3ème partie,
157-248, Masson.

Lemoine, M. (1985):
Structuration jurassique des Alpes occidentales et palinspastique de la Têthys Ligure,
B.S.G.F.(8), 1,1, 126-137.

Leonardi, P. (1967):
Le Dolomiti: Geologia dei Monti tra Isarco e Piave,
C.N.R. e Giunta Prov.Trento, 1019 pp.

Linares, A. (1979):
El Aaleniense en la zona Subbética,
Cuad.Geol.Univ.Granada, 10, 413-424.

Linares, A. y Vera, J.A. (1966):
Precisiones estratigráficas sobre la serie mesozoica de Sierra Gorda (Cordilleras Béticas, Provincia de Granada),
Est.Geol., 21, 66-99.

Linares, D. (1977):
Estudio de los foraminíferos planctónicos del Cretácico superior de las Cordilleras Béticas (sector central),
Tesis Univ.Granada, 410 pp.

Link, M.H. y Nilsen, T.H. (1980):
The Rock Sandstone, an Eocene sand-rich deep-sea fan deposit, northern Santa Lucia Range, California,
J.Sed.Petrol., 50, 583-602.

LLopis-LLadó, N. (1970):
Fundamentos de Hidrogeología Cárstica,
269 pp., Blume, Madrid.

Loeblich Jr., A.R. y Tappan, H. (1964):
Treatise on invertebrate Paleontology.Part C, Protista,Sarcodina, Chiefly "Thecamoebians" and Foraminiferida,
900 pp., Geol.Soc.Am. & Univ.Kansas Press.

Logan, B.W., Rezak, R. y Ginsburg, R.N. (1964):
Classification and environmental significance of algal stromatolites,
J.Geol., 72, 68-83.

Logan, B.W., Davies, G.R., Read, J.F. y Cebulski, D.E. (1970):
Carbonate sedimentation and Environments, Shark Bay, Western Australia,
A.A.P.G.Mem., 13, 223 pp.

Loiacono, F., Paglionico, A. y Pellegrino, M.C. (1983):
Le quarzoareniti del Flysch Numidico di Campomaggiore (PZ): Indagine per l'utilizzazione in Campo industriale,
Geol.Applic.Idrog.Bari, 18,1, 63-80.

Loiacono, F. y Puglisi, D. (1983):
Studio sedimentologico-petrografico del flysch di Reitano (Oligocene-Miocene inferiore, Sicilia),
Boll.Soc.Geol.It., 102, 307-328.

Loomis, T.P. (1972a):
Contact metamorphism of Pelitic Rock by the Ronda ultramafic intrusion, Southern Spain,
Geol.Soc.Am.Bull., 83, 2449-2474.

Loomis, T.P. (1972b):
Diapiric emplacement of the Ronda high-temperature ultramafic intrusion, Southern Spain,

Geol.Soc.Am.Bull., 83, 2475-2496.

Loomis, T.P. (1975):
Tertiary mantle diapirism,orogeny and plate tectonics east of the strait of Gibraltar,
Am.J.Sci., 275, 1-30.

López-Garrido, A.C. (1971):
Geología de la Zona Prebética al NE de la provincia de Jaén,
Tesis Univ.Granada, Secr.Pub.Univ.Granada, 317 pp.

López-Garrido, A.C. y Orozco, M. (1970):
Estudio estratigráfico del sector centro-oriental de Sierra Arana (Cordilleras Béticas),
Acta Geol.Hisp., 5,1, 4-7.

Lorenzoni, S. y Zanettin-Lorenzoni, E. (1983):
Note illustrative della carta geologica della Sila alla scala 1:200.000,
Mem.Sci.Geol., Ist.Geol.Min.Univ.Padova, 36, 317-342.

Loutit, T.S. y Kennett, J.P. (1981):
Australasian Cenozoic sedimentary cycles, global sea level changes and the deep sea sedimentary record,
Oceanológica Acta, n.sp., 26 Congr.Géol.Int.,Paris, Geology of Continental Margins Symp., 45-63.

Lowrie, W. (1980):
A palaeomagnetic overview of the Alpin system. In: Géologie des Chaînes Alpines issues de la Téthys, 26 Congr.Géol.Int., Paris,
Mém.B.R.G.M., 15, 316-330.

Lucas, G. (1966):
Fond durcis, lacunes sous-marines, séries condensées et ondes marines seismiques ou "tsunami",
C.R.Ac.Sc., 262, 2141-2144.

Lundeen, M.T. (1978):
Emplacement of the Ronda peridotite, Sierra Bermeja, Spain,
Geol.Soc.Am.Bull., 89, 172-180.

Maate, A. (1984):
Etude géologique de la couverture mésozoïque et cenozoïque des unités ghomarides au Nord de Tétouan (Rif interne, Maroc),
Tesis 3er ciclo, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 161 pp.

Mac Pherson, J. (1874):
Memoria sobre la estructura de la Serranía de Ronda,
Impr.Revista Médica, Cádiz.

Mac-Gillavry, H.G. (1964):
Speculations based upon a comparison of the stratigraphies of the different tectonic units between Velez-Rubio and Moratalla,
Geol.Mijnb., 43, 299-309.

Mac-Gillavry, H.G., Geel, T., Roep, T.B. y Soediono, H. (1963):
Further notes on the geology of the Betic of Malaga, the Subbetic and the zone between these two units, in the region of Velez-Rubio (Southern Spain),
Geol.Rundsch., 53, 233-256.

Magné, J. y Paquet, J. (1967):
Données nouvelles sur l'éocène supérieur, l'oligocène et le miocène inférieur, de la zone separant le Subbétique du Bétique de Malaga au nord de la Sierra Espuña (Cordillères Bétiques, Espagne),
B.S.G.F.(7), 9, 225-234.

Magnè, J., Peyre, Y., Del Valle, M. y Vera, J.A. (1969):
La serie estratigràfica del Gallo-Vilo (Prov. de Màlaga, España),
Acta Geol.Hisp., 4,3, 67-71.

Magnè, J. y Raymond, D. (1971):
Dècouverte d'argiles à blocs dans la règion de Dellys-Tizgirt (Grande Kabylie, Algèrie); leur place parmi les formations oligo-miocènes du nord de la Grande Kabylie,
B.S.G.F.(7), 13, 363-370.

Magnè, J. y Raymond, D. (1972):
Dans le Nord de la Grande Kabylie le Numidien a un âge compris entre l'Oligocène moyen et le Burdigalien inférieur,
C.R.Ac.Sc., 274, 3052-3055.

Magnè, J. y Raymond, D. (1974):
Le Nèogene "post nappes" de la règion de Dellys-Tizi Ouzou (Algèrie): un enregistreur de l'èvolution dynamique du NW de la Grande Kabylie après le burdigalien,
B.S.G.F.(7), 16,5, 537-542.

Mäkel, G.H. (1981):
Differences in tectonic evolution of superposed Malaguide and Alpujarride tectonic units in the Espuña area (Betic Cordilleras, Spain),
Geol.Mijnb., 203-208.

Mäkel, G.H. (1982):
Statistical analysis of paleocurrent directions in the Malaguide Complex in the zone from Chirivel to the Sierra Espuña (Betic Cordilleras, Spain),
Proc.Kon.Ned.Akad.Wet., 85(2), 241-248.

Mäkel, G.H. (1985):
The geology of Malaguide Complex and its bearing on the geodynamic evolution of the Betic-Rif Orogen (Southern Spain and Northern Morocco),
GUA Papers of Geology, 1,22, 1-263.

Mäkel, G.H., Roep, T.B. y Ten Kate, G.H.Z. (1984):
Sediment-petrography of Malaguide rocks from the Sierra de Espuña (Betic Cordilleras, Spain): Comparison of results from a descriptive and a quantitative analysis,
Geol.Mijnb., 39-46.

Mäkel, G.H. y Rondeel, H.E. (1979):
Differences in stratigraphy and metamorphism between superposed Malaguide and Alpujarride units in the Espuña area (Betic Cordilleras, Spain),
Est.Geol., 35, 109-117.

Mäkel, G.H., Rondeel, H.E. y Vanderberg, J. (1984):
Triasic paleomagnetic data from the Subbetic and the Malaguide Complex of the Betic Cordilleras (Southeast Spain),
Tectonophysics, 101, 131-141.

Martin, J.M. (1979):
La dolomitizaciòn basal del Lias inferior subbètico,
Cuad.Geol.Univ.Granada, 10, 583-589.

Martin, J.M. (1980a):
Las dolomias de las Cordilleras Bèticas,
Tesis Univ.Granada, Secr.Pub.Univ.Granada, 265, 201 pp.

Martin, J.M. (1980b):
Crisis de salinidad y estromatolitos,
IX Congr.Nac.Sedim., Salamanca, Libro de resùmenes, 80-81.

Martín, J.M. (1982):
Caracterización ambiental de los carbonatos marinos fósiles,
Bol.Geol.Min., 93,2, 99-114.

Martín, J.M. y Arana, R. (1976):
Estudio geológico de las "Minas del Aguila" (Sierra Nevada),
Est.Geol., 32, 385-390.

Martín, J.M. y Braga, J.C. (1985):
Bioconstrucciones del Anisiense-Ladiniense en el Trias Alpujárride,
II Col.Estrat.Paleogeogr.Triásico España, Seo de Urgell (Lérida). Cuad. Geol.Ibér. (in litt.).

Martín, J.M. y Dabrio, C.J. (1981):
Calizas de crinoides del Carixiense subbético: historia diagenética,
Bol.R.Soc.Esp.Hist.Nat.(Geol.), 79, 287-291.

Martín, J.M. y Delgado, F. (1980):
Biostromes of Dasycladacean Algae and Stromatolites: a peculiar interbedding,
Sedim. Geol., 25, 117-126.

Martín, J.M. y Torres-Ruiz, J. (1982):
Algunas consideraciones sobre la convergencia de medios de depósitos de las mineralizaciones de hierro y plomo-zinc-fluorita de origen sedimentario encajadas en rocas triásicas de los Complejos Nevado-Filábride y Alpujárride del sector central de las Cordilleras Béticas,
Bol.Geol.Min., 93-94, 314-329.

Martín-Algarra, A. (1980a):
Las unidades del contacto entre las Zonas Internas y las Externas al SE de Ronda (Cordilleras Béticas, Andalucía),
Tesis Licenciatura, Univ.Granada (inéd.), 139 pp.

Martín-Algarra, A. (1980b):
Rasgos de la sedimentación y su evolución a lo largo del Mesozoico en el dominio de la unidad de las Nieves (Cordilleras Béticas, Andalucía),
IX Congr.Nac.Sedim., Salamanca , Libro de resúmenes, 88-89.

Martín-Algarra, A., Checa, A., Olóriz, F. y Vera, J.A. (1983):
Un modelo de sedimentación pelágica en cavidades kársticas: La Almola (Cordillera Bética),
Com. X Congr.Nac.Sedim., Menorca, 3, 21-24.

Martín-Algarra, A. y Estévez, A. (1984):
La brèche de la Nava: dépôt continental synchrone de la structuration pendant le Miocène inférieur des zones internes de l'Ouest des Cordillères Bétiques,
C.R.Ac.Sc., 299,2,8, 463-466.

Martín-Algarra, A. y Martínez-Gallego, J. (1984):
El Paleógeno del Penibético (Cordillera Bética),
Mediterránea Ser.Geol., 3, 41-64.

Martín-Algarra, A., Olóriz, F. y Estévez, A. (1979):
La serie de La Almola. Precisiones estratigráficas y consideraciones sobre el contacto entre Zonas Internas y Externas en la transversal de Ronda,
Cuad.Geol.Univ.Granada, 10, 283-291.

Martín-Algarra, A., Sanz de Galdeano, C. y Estévez, A. (in litt.):
L'évolution sedimentaire miocène de la région au Nord de la Sierra Arana (Cordillères Bétiques) et sa relation avec la mise en place du Bloc d'Alboran,

B.S.G.F.

Martín-Algarra, A. y Vera, J.A. (1982):
El Cretácico del Penibético, las unidades del Campo de Gibraltar, las Zonas Internas y las unidades implicadas en el contacto entre Zonas Internas y Externas,
In: El Cretácico de España, Univ.Complutense, Madrid, 603-628.

Martín-Serrano, A. y Piles, E. (in litt)
Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja 1078 (La Línea), escala 1:50.000,
Plan Magna, I.G.M.E.

Martínez del Olmo, W., García-Mallo, J., Leret-Verdú, G., Serrano-Oñate, A. y Suárez-Alba, J. (1984):
Modelo tectosedimentario del Bajo Guadalquivir,
I Congr.Esp.Geol., 1, 199-213.

Martínez-Gallego, J. (1977):
Estudio micropaleontológico del Nummulítico de un sector comprendido entre Moreda-Piñar-Pedro Martínez (Zona Subbética),
Tesis Univ.Granada, Secr.Pub.Univ.Granada, 175, 206 pp.

Martini, E. (1971):
Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplancton zonation,
Proc. II Planktonik conference, Roma, 1970, 2, 739-785, Tecnoscienza.

Massari, F. (1975):
The hardgrounds of the "Scaglia Rossa veneta" (Southern Alps, Italy),
Proc. IX Congr.Int.Sedim., 243-247.

Massari, F. (1979):
Oncoliti e stromatoliti pelagiche nell Rosso Ammonitico veneto,
Mem.Soc.Geol.It., 32, 1-21.

Massari, F. (1981):
Cryptalgal fabrics in the Rosso Ammonitico sequences of the Venetian Alps,
In: Farinacci, A. y Elmi, S. (eds.): Rosso Ammonitico Symp., Proc., 435-469.

Massari, F. (1983):
Oncoids and stromatolites in the Rosso Ammonitico Sequences (Middle-Upper Jurassic) of the Venetian Alps, Italy,
In: Peryt, T.M. (ed.): Coated Grains, 358-366, Springer.

Massari, F. y Dieni, I. (1983):
Pelagic Oncoids and Ooids in the Middle-Upper Jurassic of Eastern Sardinia,
In: Peryt, T.M.(ed.): Coated Grains, 367-376, Springer.

Massari, F. y Medizza, F. (1973):
Stratigrafia e paleogeografia del Campaniano-Maastrichtiano nelle Alpi Meridionali (con particolari rieguardo agli hardgrounds della Scaglia Rossa Veneta),
Mem.Sci.Geol., Ist.Geol.Min.Univ.Padova, 28, 1.

Mathis, V. (1974):
Etude géologique de l'extrémité orientale de la Zone de Colmenar (Province de Malaga, Espagne),
Tesis 3er ciclo, Univ.Besançon, 201 pp.

Matsumoto, T. (1980):
Inter-regional Correlation of Transgressions and Regressions in the Cretaceous Period,

Cretaceous Research, 1, 359-373.
Mattauer, M. (1960):
Nouvelles données sur la Dorsale calcaire du Rif (Maroc),
C.R.Ac.Sc., 250, 374-376.
Mattauer, M. (1963):
Le style tectonique des chaînes telliene et rifaine,
Geol.Rundsch., 53, 296-313.
Mauthe, F. (1970):
Das Subbetische Schollenland zwischen Olvera und Montellano (Prov. Cadiz und Seville, Südwestspanien),
Geol.Jb., 88, 421-469.
Mauthe, F. (1971):
La Geologia de la Serrania de Ronda (Cordillera Bética Occidental),
Bol.Geol.Min., 82,1, 1-63.
Mc Bride, E.F. y Folk, R.L. (1979):
Features and origin of italian jurassic radiolarites deposited on continental crust,
J.Sed.Petrol., 49,3, 837-868.
Mègard, F. (1969):
La partie orientale du massif des Bokoya,
Not.Mèm.Serv.Gèol.Maroc, 194, 123-181.
Meglas, A.G. (1982a):
Introducción al anàlisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinàmico de cuencas,
V Congr.Latinoamericano de Geología, Buenos Aires.
Meglas, A.G. (1982b):
La evolución del mar de Alborán y Cadenas Bético-Maghrébides durante el Neógeno,
V Congr.Latinoamericano de Geología, Buenos Aires.
Meglas, A.G., Leret, G., Martínez del Olmo, W. y Soler, R. (1983):
La sedimentación neógena en las Béticas: anàlisis tectosedimentario,
Mediterránea Ser.Geol., 1, 83-103.
Merriam, D.F.(ed.) (1964):
Symposium on Cyclic Sedimentation,
Kansas Geol.Surv.Bull., 636 pp.
Miall, A.D. (1984):
Principles of Sedimentary Basin Analysis,
490 pp., Springer.
Miall, A.D. (1986):
Eustatic Sea Level Changes Interpreted from Seismic Stratigraphy: A Critique of the Methodology with Particular Reference to the North Sea Jurassic Record,
A.A.P.G.Bull., 70,2, 131-137.
Michard, A. y Chalouan, A. (1978):
Présence de l'orogène varisque dans le socle interne rifo-kabyle (microplaque d'Alboran, s.l.),
C.R.Ac.Sc., 287, 903-906.
Michard, A., Chalouan, A., Montigni, R. y Quazzani-Touhami, M. (1983):
Les nappes cristallophylliennes du Rif (Sebtides, Maroc), témoins d'un édifice alpin de type penninique incluant le manteau supérieur,
C.R.Ac.Sc., 296, 1337-1340.
Michel-Levy, A. y Bergeron, J. (1890):

Estudio geológico de la Serranía de Ronda,
Bol.I.G.M.E., 17, 325 pp.

Michelau, P. (1942):
Das Paläozoikum der Betischen Ketten nordwestlich von Malaga,
Tesis Univ.Berlin (inéd.), 26 pp.

Middleton, G.V. y Hampton, M.A. (1973):
Sediment Gravity Flows and Deposition. In: Turbidites and Deep Water Sedimentation,
S.E.P.M. Pacific Section Short Course, 1, 1-38.

Milliard, Y. (1959):
Sur l'existence du Permien dans le massif paléozoïque interne du Rif (Maroc),
C.R.Ac.Sc., 249, 1051-1052.

Milliman, J.D. (1966):
Submarine lithification of carbonate sediments,
Science, 153, 994-997.

Misik, M. (1966):
Microfacies of the Mesozoic and Tertiary limestones of the west Carpathians,
Sloven.Akad.Vid., 269 pp.

Mitchell, A.H.G. y Reading, H.G. (1978):
Sedimentation and Tectonics,
In: Reading, H. G. (ed.) : Sedimentary environments and Facies, 439-476, Blackwell.

Mitchum Jr, R.M., Vail, P.R. y Thompson III, S. (1977):
Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, Part.2: The depositional sequenceas a basic unit for stratigraphic analysis. In: Payton, C.E. (ed.): Seismic Stratigraphy. Application to Hidrocarbon Exploration,
A.A.P.G.Mem., 26, 53-62.

Miyashiro, A. (1973):
Paired and unpaired metamorphic belts,
Tectonophysics, 17, 240-254.

Molina, E. (1979):
Oligoceno-Mioceno inferior por medio de foraminíferos planctónicos en el sector central de las Cordilleras Béticas,
Tesis Univ.Granada, 342 pp.

Molina, J.M. (1981):
Los Alpujárrides al S de Serón (Sierra de los Filábres), provincia de Almería),
Tesis Licenciatura Univ.Granada (inéd.), 156 pp.

Molina, J.M. y Orozco, M. (1983):
Unidades alpujárrides y deformaciones tardías al Sur de Serón (provincia de Almería),
Est.Geol., 39, 41-52.

Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1983):
Discontinuidades sedimentarias y procesos relacionados en el Jurásico Medio-Superior-Cretácico de la Sierra de Cabra (Subbético Externo, Cordilleras Béticas),
Com. X Congr.Nac.Sedim., Menorca, 3, 25-29.

Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1984):
Colonias de corales y facies oncolíticas en el Dogger de las Sierras de

Cabra y Puente Genil (Subbético Externo, Provincia de Cordoba), *Est.Geol., 40, 455-461.*

Molina, J.M., Ruiz-Ortiz, P.A. y Vera, J.A. (1985):
Sedimentación marina somera entre sedimentos pelágicos en el Dogger del Subbético Externo (Sierras de Cabra y Puente Genil, Provincia de Córdoba), *Trabajos Geol., 15, 128-146.*

Mollat, H. (1968):
Schichtenfolge und tektonischer Bau der Sierra Blanca und ihrer Umgebung, *Geol.Jb., 86, 471-532.*

Mon, R. (1969):
Rapports entre la nappe de Malaga et les unités alpujarrides á l'Ouest de Malaga (Espagne), *C.R.Ac.Sc., 268, 1008-1011.*

Mon, R. (1971):
Estudio geológico del extremo occidental de los Montes de Málaga y de la Sierra de Cártama (Prov. de Málaga), *Bol.Geol.Min., 82,2, 132-146.*

Montadert, L. (1984):
La marge continentale au Nord du Golfe de Gascogne et le bassin d'Aquitaine. In: Boillot, G., Montadert, L., Lemoine, M. y Biju-Duval, B.: Les marges continentales actuelles et fossiles autour de la France, 2éme partie, *85-154, Masson.*

Montenat, C. (1974):
Les formations néogénes et quaternaires du Levant espagnol (Provinces d'Alicante et de Murcia), *Tesis Univ. Paris-Orsay (inéd.), 1170 pp.*

Montenat, C. (1975):
Le Néogéne des Cordillères Bétiques. Essai de synthése stratigraphique et paléogéographique, *Paris, Rapport B.E.I.C.I.P. (inéd.), 187 pp.*

Montenat, C. (1977):
Les bassins néogénes du lévant d'Alicante et de Murcia (Cordillères Bétiques orientales, Espagne). Stratigraphie, Paléogéographie et Evolution dynamique, *Docum.Lab.Géol.Fac.Sci.Lyon, 69, 345 pp.*

Monty, C.L.V. (1971):
An autoecological approach of intertidal and deep water stromatolites, *Ann.Soc.Géol.Belg., 94, 265-276.*

Monty, C.L.V. (1972):
Recent algal Stromatolitic deposits, Andros Island, Bahamas. Preliminary report, *Geol.Rundsch., 61, 742-783.*

Monty, C.L.V. (1973):
Les nodules de manganése sont des stromatolithes océaniques, *C.R.Ac.Sc., 276, 3285-3288.*

Monty, C.L.V. (1976):
The origin and development of cryptalgal fabrics. In: Walter, M.R.(ed.): Stromatolites, *Devel. in Sedimentology, 20, 193-249, Elsevier.*

Monty, C.L.V. (1977):
Evolving concepts on the Nature and the Ecological significance of stromatolites,
In: Flügel, E. (ed.): Fossil algae, 15-35, Springer.
Mörner, N.A. (1980):
Relative Sea-level, Tectono-eustasy, Geoidal-eustasy and Geodynamics during Cretaceous,
Cretaceous Research, 1, 329-340.
Morten, L. y Puga, E. (1984):
Blades of olivines and orthopyroxenes in ultramafic rocks from the Cerro del Almirez, Sierra Nevada Complex, Spain: relics of quench-textured harzburgites ?
N.Jb.Min.Mh., 5, 211-218.
Mourier, T., Frizon de Lamotte, D. y Feinberg, H. (1982):
Etapes de la structuration tertiaire des zones internes rifaines dans le chaînon des Bokoya (Rif central, Maroc),
C.A.Ac.Sc., 294, 1147-1150.
Müller, G. y Friedman, G.M. (eds.) (1968):
Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe,
255 pp., Springer.
Müller, J. y Fabricius, F. (1974):
Magnesian-calcite nodules in the Ionian deep-sea: an actualistic model for the formation of some nodular limestones. In: Hsü, K.J. y Jenkyns, H.C. (eds.): Pelagic Sediments: on Land and under the sea,
I.A.S. Spec.Pub., 1, 235-247.
Müller-Jungbluth, W.H. (1968):
Sedimentary Petrologic Investigation of the Upper Triassic "Hauptdolomit" of the Lechtaler Alps, Tyrol, Austria,
In: Müller, G. y Friedman, G.M. (eds.): Carbonate Sedimentology in Central Europe, 228-239, Springer.
Mullins, H.T. (1983):
Comments on "Eustatic control of turbidites and winnowed turbidites",
Geology, 57-60.
Mullins, H.T., Wise Jr, S.W., Gardulski, A.F., Hinchey, E.J., Masters, P.M. y Siegel, D.I. (1985):
Shallow subsurface diagenesis of Pleistocene periplatform ooze: northern Bahamas,
Sedimentology, 32,4, 473-494.
Mutti, E., Parea, G.C., Ricci-Lucchi, F., Sagri, M., Zanzucchi, G., Ghibaudo, G. y Iaccarino, S. (1975):
Exemples of Turbidite Facies Associations from Selected Formations of the Northern Apennines,
IX Int.Congr.Sedim. Nice, Field.Trip.A-II, 120 pp.
Mutti, E. y Ricci-Lucchi, F. (1975):
Turbidite Facies and Facies Associations. In: Mutti et al.(1975): Examples of Turbidite Facies and Facies Associations from Selected Formations of the Northern Apennines,
IX Int.Congr.Sedim. Nice, Field.Trip.A-II, 21-36.
Navarro-Vilà, F. (1977):
Los mantos Alpujárrides y Malàguides al N de Sierra Nevada,
Tesis Univ.Bilbao (inéd.), 282 pp.
Navarro-Vilà, F. y Tubía, J.M. (1983):

Essai d'une nouvelle différentiation des nappes Alpujarrides dans le secteur occidental des Cordillères Bétiques,
C.R.Ac.Sc., 296, 111-114.

Nesteroff, W. y Ryan, W.R.F. (1973):
Séries stratigraphiques et implications tectoniques du forage Joides 121 en mer d'Alboran,
B.S.G.F.(7), 15,2, 113-114.

Nicolas, A. y Jackson, E.D. (1972):
Répartion en deux provinces des peridotites des chaînes Alpines logeant la Méditerranée: implications géotectoniques,
Schweiz.Min.Petrogr.Mitt., 479-495.

Nijhuis, H.J. (1964):
Pluri facial Alpine metamorphism in the South-eastern Sierra de los Filabres south of Lubrin, SE Spain,
Tesis Univ.Amsterdam, 151 pp.

Nilsen, T.H. (1983-84):
Trench-Fill submarine-fan facies associations of the Upper Cretaceous Chugach Terrane, Southern Alaska,
Geo-Marine Letters, 3, 179-185.

Nold, M., Uttinger, J. y Wildi, W. (1981):
Géologie de la Dorsale Calcaire entre Tétouan et Assifane (Rif interne, Maroc),
Not.Mém.Serv.Géol.Maroc, 300, 233 pp.

Núñez, A., Martinez, W. y Colodrón, I. (1976):
Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja 934 (Murcia), escala 1:50.000,
Plan Magna, I.G.M.E.

Obata, M. (1977):
Petrology and Petrogenesis of the Ronda High-Temperature Peridotite Intrusion, Southern Spain,
Tesis Massachusetts Inst.Technol., 219 pp.

Obata, M. y Lundeen, M.T. (1979);
Geologic map of the Ronda ultramafic complex, southern Spain,
Geol.Soc.Am., MC-29.

Obert, D. (1984):
Géologie des Babors (Algérie); importance de la paléotectonique alpine dans l'orogenèse tellienne,
Rev.Géol.Dyn.Géogr.Phys., 25,2, 99-117.

Obrador, A.(ed.) (1984):
Homenaje a Luis Sánchez de la Torre. Grupo Español de Sedimentología,
Pub.Geología, 20, 428 pp.

Odin, G.S. y Letolle, R. (1980):
Glauconitization and Phosphatization Environments: a tentative comparison. In: Bentor, Y.K.(ed.): Marine Phosphorites. Geochemistry, Occurrence, Genesis,
S.E.P.M. Spec.Pub., 29, 227-237.

Odin, G.S. y Curry, D. (1981):
L'échelle numérique des temps paléogénes en 1981,
C.R.Ac.Sc., 293, 1003-1006.

Ogg, J.G., Steiner, M.B., Oloriz, F. y Tavera, J.M. (1984):
Jurassic magnetostratigraphy, 1. Kimmeridgian-Tithonian of Sierra Gorda and Carcabuey, southern Spain,

Earth Plan.Sci.Let., 71, 147-162.

Ogniben, L. (1960):
Nota illustrativa dello Schema geologico della Sicilia nord-orientale,
Riv.Min.Siciliana, 64-65, 183-212.

Ogniben, L. (1963):
Il Flysch Numidico nel quadro della geologia della Sicilia,
Mem.Soc.Geol.It., 4, 1-18.

Ogniben, L. (1964):
Arenarie tipo Taveyannaz in Sicilia,
Geol.Romana, 3, 125-170.

Ogniben, L. (1969):
Schema introduttivo alla geologia del confine calabro-lucano,
Mem.Soc.Geol.It., 8,4, 453-763.

Ogniben, L. (1970):
Schemi paleotettonistici anzichè paleogeografici in regioni di corrugamento: l'essempio della Sicilia,
Mem.Soc.Geol.It., 9,4, 793-816.

Ogniben, L. (1973):
Schema geologico della Calabria in base ai dati odierni,
Geol.Romana, 12, 243-585.

Olivet, J.L., Auzende, J.M. y Bonnin, J. (1973):
Structure et evolution tectonique du bassin d'Alboran,
B.S.G.F.(7), 15,2, 108-112.

Olivet, J.L., Bonnin, J., Beuzart, P. y Auzende, J.M. (1982):
Cinèmatique des plaques et palèogèographie: une revue,
B.S.G.F.(7), 24, 875-892.

Olivet, J.L., Bonnin, J., Bouzart, P. y Auzende, J.M. (1984):
Cinèmatique de l'Atlantique nord et central,
Rapport Sc./ C.N.E.X.O. Brest.

Olivier, P. (1978):
Etude gèologique et structurale de la règion de Jebha (Rif, Maroc). La terminaison NE de l'accident de Jebha-Chrafate,
Tesis 3er ciclo, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 129 pp.

Olivier, P. (1979):
Nouvelles donnèes sur le Palèogène Rifain (Maroc),
C.R.somm.S.G.F., 2, 60-63.

Olivier, P. (1981-82):
L'accident de Jebha-Chrafate (Rif, Maroc),
Rev.Gèol.Dyn.Gèogr.Phys., 23,2, 97-106.

Olivier, P. (1984):
Evolution de la limite entre Zones Internes et Zones Externes dans l'arc de Gibraltar (Maroc-Espagne),
Tesis Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 229 pp.

Olivier, P. y Magnè, J. (1985):
Tèmoins de la sèdimentation aptienne et albienne á la bordure des Zones Internes bètico-rifaines (Arc de Gibraltar),
C.R.Ac.Sc., 301,5, 329-334.

Olòriz, F. (1978):
Kimmeridgense-Titònico inferior en el sector central de las Cordilleras Bèticas (Zona Subbètica). Paleontologia. Bioestratigrafia,
Tesis Univ.Granada, Secr.Pub.Univ.Granada, 184, 758 pp.

Olòriz, F. (1979):

El Kimmeridgense en la Zona Subbética,
Cuad.Geol.Univ.Granada, 10, 475-488.

Olóriz, F. y Fernández-LLebrez, C.J. (1979):
El Kimmeridgense y Tithónico en el Arroyo de los Molinos: un avance al conocimiento del Jurásico superior en el Campo de Gibraltar (Provincia de Cádiz, España meridional)
Cuad.Geol.Univ.Granada, 10, 293-298.

Olóriz, F. y Tavera, J.M. (1979):
El Tithónico en la zona Subbética,
Cuad.Geol.Univ.Granada, 10, 489-508.

Olóriz, F., Tavera, J.M. y Cruz-Sanjulián, J. (1979):
Precisiones sobre la bioestratigrafía del Jurásico superior del Subbético Interno en el sector de Teba (Prov. de Málaga, Cordilleras Béticas),
Cuad.Geol.Univ.Granada, 10, 299-305.

Orozco, M. (1972):
Los alpujárrides en Sierra de Gádor occidental,
Tesis Univ.Granada, Secr.Pub.Univ.Granada, 379 pp.

Orozco, M. y Gálvez, R. (1979):
The development of folds in bedded chert and related rocks in the Malaguide Complex, Southern Spain,
Tectonophysics, 56, 277-295.

Ortega-Huertas, M., Sebastián Pardo, E., Rodríguez-Gallego, M. y López-Aguayo, F. (1983):
Mineralogía de arcillas en sedimentos turbidíticos de las unidades del Campo de Gibraltar (Cádiz),
Tecniterrae, 51, 43-48.

Orueta, D. (1917):
Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda,
Mem.I.G.M.E., 32, 1-576.

Ott d'Estevou, P. (1980):
Evolution dynamique du bassin néogène de Sorbas (Cordillères Bétiques orientales, Espagne),
Docum.Trav.I.G.A.L. Paris, 264 pp.

Ovejero, G., Tona, F., Marín, J.M., Gutiérrez, A., Jacquin, J.P., Servajean, G. y Zubiaur, J.F. (1975):
Las mineralizaciones de plomo-fluorita de Sierra de Lújar (Provincia de Granada),
V Jorn.Min.Met. Bilbao, 9, 83-119.

Oxburgh, E.R. y Turcotte, D.L. (1970):
Thermal Structure of Island Arcs,
Geol.Soc.Am.Bull., 81, 1665-1688.

Oxburgh, E.R. y Turcotte, D.L. (1971):
Origin of paired metamorphic belts and crustal dilatation in island-Arc Regions,
J.Geophys.Res., 72, 1315-1327.

Paquet, J. (1966):
Age de la mise en place des unités supérieures du Bétique de Malaga et de la partie méridionale du Subbétique (transversale de la Sierra Espuña province de Murcia, Espagne),
B.S.G.F.(7), 8, 946-954.

Paquet, J. (1969):
Etude géologique de l'ouest de la province de Murcie (Espagne),

Mém.S.G.F., 3, 1-270.

Paquet, J. (1970):
Transgressivitè de l'Eocene supèrieur dans les Malaguides de la Sierra Espuña (Cordillères Bètiques, Sud-Est de l'Espagne). Mise au point,
Geol.Mijnb., 49,1, 61-64.

Paquet, J. (1970):
La zone-limite entre internides et externides dans l'E des Cordillères Bètiques. In: Bourgois et al.: Donnèes nouvelles sur la gèologie des Cordillères Bètiques,
Ann.Soc.Geol.Nord, 90,2, 387-389.

Paquet, J. (1974):
Tectonique èocène dans les Cordillères Bètiques; vers une nouvelle conception de la palèogèographie en Mèditerranèe occidentale,
B.S.G.F.(7), 16,1, 58-73.

Paquet, J., Kampschuur, W., Baena, J., Velando, F., Garcia-Monzón, G. y Rondeel, H.E. (1974):
Mapa geològico y memoria explicativa de la hoja 932 (Coy), escala 1:50.000,
Plan Magna, I.G.M.E.

Payton, C.E.(ed.) (1977):
Seismic Stratigraphy. Application to Hidrocarbon Exploration,
A.A.P.G.Mem., 26, 516 pp.

Pendón, J.C. (1974):
Rasgos sedimentològicos de las areniscas en las unidades de Algeciras y del Aljibe (Campo de Gibraltar),
Cuad.Geol.Univ.Granada, 5, 101-115.

Pendón, J.G. (1977):
Diferentes tipos de trazas orgànicas existentes en las turbiditas del Campo de Gibraltar,
Est.Geol., 33, 23-33.

Pendón, J.G. (1978):
Sedimentación turbidítica en las unidades del Campo de Gibraltar,
Tesis Univ.Granada, Secr.Pub.Univ.Granada, 260 pp.

Pendón, J.G. y Polo, M.D. (1975):
Estudio mineralògico de las areniscas de la serie de Punta Carnero (Unidad de Algeciras) y de las areniscas del Aljibe (Unidad Aljibe). Campo de Gibraltar,
Acta Geol.Hisp., 10,4, 146-149.

Pendón, J.G. y Vera, J.A. (1975):
Turbiditas del Campo de Gibraltar. Facies y asociaciones de facies,
Cuad.Geol.Univ.Granada, 6, 143-164.

Percival,Jr, S.F. y Fischer, A.G. (1977):
Changes in calcareous nannoplancton in the Cretaceous Tertiary biotic crisis at Zumaya, Spain,
Evol.Theory, 2, 1-35.

Perconig, E. (1960-62):
Sur la constitution gèologique de l'Andalousie Occidentale, en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne mèridionale),
Liv.Mèm.Prof.Fallot, Mèm.hors sèr.S.G.F., 1, 229-256.

Perconig, E. (1968):
Microfacies of the Triassic and Jurassic sediments of Spain,
Int.Sedim.Petrogr. Series, 10, 63 pp., E.J. Brill, Leiden.

Peryt, T.(ed.) (1983):
Coated Grains,
655 pp., Springer.
Peyre, N. y Peyre, Y. (1960):
Observaciones geológicas sobre Sierra Espuña (Murcia),
Not.Com.I.G.M.E., 59, 3-22.
Peyre, Y. (1960):
La "série du Pedroso", série-type d'une zone paléogéographique nouvelle dans le Jurassique des Cordillères Bétiques,
C.R.Ac.Sc., 251, 1883-1885.
Peyre, Y. (1960-62):
Etat actuel de nos connaissances sur la structure des Cordillères Bétiques sur la transversal de Malaga. Faits nouveaux, problémes et hipothéses,
Liv.Mém.Prof.Fallot, Mém.hors sér.S.G.F., 1, 199-208.
Peyre, Y. (1962):
El Subbético con Jurásico margoso o Subbético meridional como unidad paleogeográfica y tectónica de las Cordilleras Béticas,
Not.Com.I.G.M.E., 67, 133-144.
Peyre, Y. (1969a):
Présentation de deux coupes tectoniques d'ensemble dans les Cordillères Bétiques au Nord de Malaga (Andalousie),
C.R.somm.S.G.F., 2, 38-39.
Peyre, Y. (1969b):
Essai sur la paléogéographie des Cordillères Bétiques au Crétacé Inferieur: la transversale de Malaga,
C.R.somm.S.G.F., 2, 45-49.
Peyre, Y. (1974):
Géologique d'Antequera et de sa région (Cordillères Bétiques, Espagne),
Tesis Univ.Paris, Inst.Nat.Agronomique, Paris, 528 pp.
Piles, E., Estévez, C., Barba, A., Aguilar, M. y Reyes, J.L. (1977):
Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja 1066 (Coín), escala 1:50.000,
Plan Magna, I.G.M.E.
Piles, E., Chamón, C., Estévez, C., Crespo, A., Aguilar, M. y Reyes, J.L. (1978):
Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja 1065 (Marbella), escala 1:50.000,
Plan Magna, I.G.M.E.
Pisa, G. (1974):
Stratigraphische Tabelle der südalpinen Trias. In: Zapfe, H. (ed.): Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias, Symposium, Wien, 1973,
Osterr.Akad.Wissens.Schrift.Erdwiss.Komm., 2, 160, Springer.
Pitman III, W.C. (1978):
Relationship between eustacy and stratigraphic sequences of passive margins,
Geol.Soc.Am.Bull., 89, 1389-1403.
Pitman III, W.C. y Talwani, M. (1972):
Sea Floor spreading in the North Atlantic,
Geol.Soc.Am.Bull., 83, 619-646.
Platt, J.P. (1982):
Emplacement of a fold-nappe, Betic orogen, southern Spain,

Geology, 10, 97-102.

Platt, J.P. y Behrmann, J.H. (1986):
Structures and fabrics in a crustal-scale shear zone, Betic Cordillera, SE Spain,
J.Struct.Geol., 8,1, 15-33.

Platt, J.P., Behrmann, J.H., Martinez, J.M. y Vissers, R.L.M. (1984):
A zone of Mylonite and related ductile deformation beneath the Alpujarride Nappe Complex, Betic Cordilleras, S Spain,
Geol.Rundsch., 73,2, 773-785.

Pomar, L. (1976):
Procesos telodiagenèticos en rocas carbonatadas del litoral catalàn y Baleares: su relaciòn con microorganismos,
Resumen Tesis Univ.Barcelona, 20 pp.

Pomar, L., Esteban, M., LLimona, X. y Fontarnau, R. (1975):
Acciòn de llquenes, algas y hongos en la Telodiagènesis de las rocas carbonatadas de la zona prelitoral catalana,
Rev.Inst.Inv.Geol.Univ.Barcelona, 30, 38-117.

Portero, J.M. y Alvaro, M. (1984):
La Depresiòn del Guadalquivir, cuenca de antepaìs durante el Neògeno: Gènesis, evoluciòn y relleno final,
I Congr.Esp.Geol., 3, 241-252.

Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M., Oen, I.S., Verdurmen, E.A.T. y Verschure, R.H. (1979):
Isotopic dating of the emplacement of the Ultramafic Masses in the Serrania de Ronda, Southern Spain,
Contr.Min.Petrol., 70, 103-109.

Puga, E. (1971):
Investigaciones petrològicas en Sierra Nevada occidental,
Tesis Univ.Granada (inèd.), 269 pp.

Puga, E. (1977):
Sur l'existence dans le complexe de la Sierra Nevada (Cordillère Bètique Espagne du Sud) d'èclogites et sur leur origine probable à partir d'une croute ocèanique mèsozoïque,
C.R.Ac.Sc., 285, 1379-1382.

Puga, E. (1980):
Hypothèses sur la gènese des magmatisme calcoalcalins intra-orogènique et post-orogènique alpins, dans les Cordillères Bètiques,
B.S.G.F.(7), 22, 243-250.

Puga, E. y Diaz de Federico, A. (1976):
Metamorfismo polifàsico y deformaciones alpinas en el complejo de Sierra Nevada (Cordilleras Bèticas). Implicaciones geodinàmicas,
Reuniòn Geod.Cord.Bèt.mar Alboràn, Secr.Pub.Univ.Granada, 79-114.

Puga, E. y Diaz de Federico, A. (1984a):
Materiales indicativos de una asociaciòn ofiolìtica en el Complejo de Sierra Nevada y su significado geodinàmico,
In: El borde Mediterràneo Español. Principales resultados y conclusiones, 21-22.

Puga, E. y Diaz de Federico, A. (1984b):
La formaciòn de metatufitas del Complejo de Sierra Nevada y sus implicaciones en la evoluciòn geodinàmica de este complejo,
In: El borde Mediterràneo Español. Principales resultados y conclusiones, 23-25.

Puga, E., Díaz de Federico, A. y Fontboté, J.M. (1974):
Sobre la individualización y sistematización de las unidades profundas de la Zona Bética,
Est.Geol., 30, 543-549.
Puga, E., Morten, L., Bondi, M., Bargossi, J.M., Ruiz-Cruz, M.D. y Díaz de Federico, A. (1983):
Metamorphosed "ophites" from Archidona region, Subbetic Zone (Spain),
Est.Geol., 39, 307-317.
Puga, E. y Ruiz-Cruz, M.D. (1980):
Observaciones petrológicas y geoquímicas sobre el magmatismo básico mesozoico del sector central de la Cordillera Subbética,
Cuad.Geol., 11, 127-155.
Pugin, L. (1962):
Le Rhétien, étage du Trias ou du Jurassique ?
C.R. et Mém.Col. Jurassique Luxembourg, 91-99.
Puglisi, D. (1979):
Variazioni Composizionali nelle arenarie del flysch di Reitano (Monti Nebrodi, Sicilia centro settentrionale),
Min.Petrogr.Acta, 23, 13-46.
Puglisi, D. (1981):
Studio geologico-petrografico del Flysch di Monte Soro nei Peloritani occidentali (Sicilia),
Min.Petrogr.Acta, 25, 103-115.
Purser, B.H. (1969):
Synsedimentary marine lification of Middle Jurassic Limestones in the Paris Basin,
Sedimentology, 12, 205-230.
Purser, B.H.(ed.) (1973):
The Persian Gulf: Holocene carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea,
471 pp., Springer.
Purser, B.H. y Evans, G. (1973):
Regional Sedimentation along the Trucial Coast, SE Persian Gulf,
In: Purser, B.H. (ed.): The Persian Gulf. Holocene carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea, 211-231, Springer.
Purser, B.H. y Loreau, J.P. (1973):
Aragonitic, supratidal en crustation on the Trucial Coast, Persian Gulf,
In: Purser, B.H. (ed.): The Persian Gulf. Holocene carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea, 343-376, Springer.
Raoult, J.F. (1962):
Etude stratigraphique de l'Unité de Turrant-El Queddan (Sierra de Haouz, Rif Septentrional, Maroc),
C.R.somm.S.G.F., 3, 65-67.
Raoult, J.F. (1963):
Remarques sur la tectorogénèse du Haouz (Rif septentrional, Maroc),
C.R.somm.S.G.F., 10, 337-339.
Raoult, J.F. (1966):
La chaîne du Haouz du col d'Azlu d'Arabra au Bab Aonzar,
Not.Mém.Serv.Géol.Maroc, 184, 61-148.
Raoult, J.F. (1968):
Chévauchements d'âge Eocène dans la Dorsale du Djebel Bou Abed (Est de la Chaîne Numidique, Algérie),

C.R.Ac.Sc., 266, 861-864.

Raoult, J.F. (1969a):
Nouvelles donnèes sur les flyschs au Nord du Kef Sidi Dris et dans la zone du Col des Oliviers (Nord du Constantinois, Algèrie),
B.S.G.F.(7), 11, 516-522.

Raoult, J.F. (1969b):
Relations entre le Dorsale Kabyle et les flyschs sur le transversale du Djebel Khedin (Nord du Constantinois, Algèrie); phases tangentielles èocénes, palèogèographie,
B.S.G.F.(7), 9, 523-543.

Raoult, J.F. (1969c):
La sèrie de Tengout: unitè externe de la Dorsale Kabyle annonçant le flysch de Penthièvre (Nord du Constantinois, Algèrie),
C.R.Ac.Sc., 268, 2548-2551.

Raoult, J.F. (1972):
Prècisions sur le Flysch Massylien: sèrie stratigraphique, variations des faciès, nature du materiel remaniè (Nord du Constantinois, Algèrie),
Bull.Soc.Hist.Nat. Afrique Nord, 63, 73-92.

Raoult, J.F. (1973a):
Remarques sur la communication écrite de J. Delteil, B. Ferret, P. Guardia et J. Polvèche: "Gèodynamique de l'Algèrie occidentale", 1972, C.R. somm.S.G.F., 414-417, 1 depl.pl.,
B.S.G.F.(7), 15,1, 4 pp.

Raoult, J.F. (1973b):
L'arc de Gibraltar. Rèunion extr.S.G.F. Compte Rendu,
B.S.G.F.(7), 15,2, 129-159.

Raoult, J.F. (1974):
Geologie du centre de la chaîne Numidique (Nord du Constantinois, Algèrie),
Mèm.S.G.F., 121, 1-163.

Raoult, J.F. (1975):
Evolution palèogèograhique et structurale de la chaîne alpine entre le Golfe de Skikda et Constantine (Algèrie orientale),
B.S.G.F.(7), 17, 394-409.

Raoult, J.F., Renard, M. y Mellères, F. (1982):
Le flysch maurètanien de Guerrouch: cadre structural, donnèes sèdimentologiques et gèochimiques (Petite Kabylie, Algèrie),
B.S.G.F.(7), 24,3, 611-626.

Rat, P. (1982):
Factores condicionantes en el Cretàcico de España,
Cuad.Geol.Ibèr., 8, 1059-1076.

Raymond, D. (1976a):
Evolution sèdimentaire et tectonique du nord-ouest de la Grande Kabylie (Algèrie) au cours du cycle alpin,
Tesis Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 155 pp.

Raymond, D. (1976b):
Evolution sèdimentaire et tectonique du Nord-Ouest de la Grande Kabylie (Algèrie) au cours du cycle Alpin,
Ann.Sc.Univ. Besançon, 26, 47-76.

Raymond, D. (1977):
Structure et èvolution alpine d'un segment interne de l'orogène maghrèbin: le Nord-Ouest de la Grande Kabylie (Algèrie),

B.S.G.F.(7), 19,4, 797-804.

Read, J.F. (1976):
Calcretes and their distinction from Stromatolites.In: Walter,M.R.(ed.): Stromatolites,
Devel. in Sedimentology, 20, 55-71, Elsevier.

Reading, H.G.(ed.) (1978):
Sedimentary Environments and Facies,
557 pp., Blackwel.

Rebollo, M. (1980):
Estudio micropaleontológico del Albense superior-Cenomanense inferior en el sector Ronda-Antequera (Málaga),
Tesis Licenciatura, Univ.Granada (inèd.).

Reuber, I., Michard, A., Chalouan, A., Juteau, T. y Yermoumi, B. (1982):
Structure and emplacement of the Alpine-type peridotites from Beni Bousera, Rif, Morocco: a polyphase tectonic interpretation,
Tectonophysics, 82, 231-251.

Rey, J. (1972):
Recherches gèologiques sur le Crètacè inférieur de l'Estremadura (Portugal),
Tesis Univ.Toulouse, 529 pp.

Reyment, R.A. (1977):
Las Transgresiones del Cretàcico medio en el Atlàntico sur,
Asoc.Geol.Argentina Rev., 32(4), 291-299.

Reyment, R.A. (1979a):
La problemàtica global del Cretàcico medio,
Cuad.Geol.Ibèr., 5, 317-326.

Reyment, R.A. (1979b):
Events of the Mid-Cretaceons in South America,
An.Acad.Brasil.Cienc., 51(3), 489-500.

Reyment, R.A. y Mörner, N.A. (1977):
Cretaceous Transgressions and regressions exemplified by the South Atlantic,
Paleont.Soc.Japan Spec.Pap., 21, 247-261.

Richter, D. (1983):
Calcareous Ooids: A Sinopsis,
In: Peryt, T.(ed.): Coated Grains, 71-99, Springer.

Rigby, J.K. y Hamblin, W.K.(eds.) (1972):
Recognition of ancient sedimentary environments,
S.E.P.M. Spec.Pub., 16, 340 pp.

Rioult, M. y Royant, G. (1975):
La "croute stromatolitique in Manara",horizon rèpère de l'Aptien. Albien dans la serie briançonnaise du Monte Armelta (Alpes Ligures),
Proc. IX Congr.Int.Sedim. Niza, 10, 123-128.

Rivas, P. (1979):
Zonaciòn del Carixiense en la zona Subbètica,
Cuad.Geol.Univ.Granada, 10, 383-388.

Rivas, P., Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1978):
Itinerarios geológicos en las zonas externas de las Cordilleras Bèticas. Itinerario: Granada-Jaèn y Cabra-Loja,
Pub.Dpto.Estr.Univ. Granada, 40 pp.

Rivera, S. (1975):
Estudio litoestratigràfico y sedimentológico del Complejo Colmenar-Pe-

riana en el sector de Periana-Alcaucín (Prov. de Málaga),
Tesis Licenciatura Univ.Granada (inéd.), 151 pp.

Rivière, M., Bouillin, J.P., Courtois, C., Gélard, J.P. y Raoult, J.F. (1977):
Etude minéralogique et géochimique des tuffites découvertes dans l'Oligo-Miocène Kabyle (Grande Kabylie, Algérie). Comparaison avec les tuffites de la région de Malaga (Espagne),
B.S.G.F.(7), 19,5, 1171-1177.

Rivière, M., Bourgois, J. y Feinberg, H. (1980):
Evolution de la zone Bétique au Miocène inférieur: asynchronisme tectonique entre l'Est et l'Ouest (Cordillères Bétiques, Espagne),
C.R.somm.S.G.F., 1, 21-24.

Rodríguez-Fernández, J. (1982):
El Mioceno del sector central de las Cordilleras Béticas,
Tesis Univ.Granada, Secr.Pub.Univ.Granada, 379, 224 pp.

Rodríguez-Fernández, J. (1983):
Caracterización y división en unidades del Mioceno del Sector Central de las Cordilleras Béticas,
Com. X Congr.Nac.Sedim. Menorca, 5, 1-3.

Rodríguez-Fernández, J. (1984):
Les rampes carbonatées du Miocène supérieur du bassin de Ronda,
V European Regional Meeting I.A.S., Marsella, 379-380.

Roep, T.B. (1972):
Stratigraphy of the "Permo-Triassic" Saladilla formation and its tectonic setting in the Betic of Malaga (Velez-Rubio region, SE Spain),
Proc.Kon.Ned.Akad.Wet., 75,3, 223-247.

Roep, T.B. (1974):
The Hercynian diastrophism in the Betic of Malaga, SE Spain: a discussion,
Geol.Mijnb., 53,6, 245-247.

Roep, T.B. (1980):
Condensed Cretaceons limestones in a section near Xiquena,Betic of Malaga SE Spain. I. General description and comparison with other areas in SE Spain,
Proc.Kon.Ned.Akad.Wet., 83,2, 183-200.

Roep, T.B. y Mac Gillavry, H.J. (1962):
Preliminary note on the presence of distinct tectonic units in the Betic of Malaga of the Velez-Rubio region (SE Spain),
Geol.Mijnb., 41, 423-429.

Rondeel, H.E. (1965):
Geological Investigations in the Western Sierra Cabrera and adjoining areas, South-eastern Spain,
Tesis Univ.Amsterdam, 161 pp.

Ruget, C. y Sigal, (1969):
Notas sobre la presencia del género Duostomina (foraminíferos) en los estratos de edad Triásica de Alhama de Granada, España,
Rev.Esp.Micropal., 1,2, 237-241.

Ruiz-Ortiz, P. (1979):
El Jurásico de las series y Unidades Intermedias entre Prebético y Subbético,
Cuad.Geol.Univ. Granada, 10, 545-551.

Ruiz-Ortiz, P. (1980):

Análisis de facies del Mesozoico de las Unidades Intermedias (entre Castril-Prov. de Granada y Jaén),
Tesis Univ.Granada, Secr.Pub.Univ.Granada, 270, 272 pp.

Ruiz-Ortiz, P.A., Molina, J.M. y Vera, J.A. (1985):
Coral-Ooid-Oncoid Facies in a shallowing-upward sequence of the Middle Jurassic (External Subbetic, Southern Spain),
6th European Regional Meeting, I.A.S., Lérida, 403-406.

Rutten, M.G. (1969):
The Geology of western Europe,
520 pp., Elsevier.

Ryan, W.B.F., Cita, M.B., Dreyfus, M., Burckle, L.H. y Saito, T. (1974):
A paleomagnetic assignment of Neogene stage boundaries and the development of isochronous datum planes between the Mediterranean, the Pacific and Indian oceans in order to investigate the response of the world ocean to the Mediterranean "Salinity Crisis",
Riv.Ital.Paleont., 80,4, 631-688.

Salobreña, C. (1977):
Geología del sector Ojén-Monda (Prov. de Málaga) Cordilleras Béticas (España),
Tesis Licenciatura Univ.Granada (inéd.), 86 pp.

Salvador, A. (1985):
Chronostratigraphic and Geochronometric Scales in COSUNA stratigraphic Correlation Charts of the United States,
A.A.P.G.Bull., 69,2, 181-189.

Sanders, J.E. y Friedman, G.M. (1967):
Origin and Occurrence of Limestones. In: Chilingar, G.V., Bissell, H.J. y Fairbridge, R.W.(eds.): Carbonate Rocks. Origin,Occurrence and Classification,
Devel. in Sedimentology, 9 A, 169-265, Elsevier.

Sandoval, J. (1979a):
El Bajocense en la Zona Subbética,
Cuad.Geol.Univ.Granada, 10, 425-440.

Sandoval, J. (1979b):
El Bathonense en la Zona Subbética,
Cuad.Geol.Univ.Granada, 10, 441-451.

Sandoval, J. (1983):
Bioestratigrafía y Paleontología (Stephanoceratáceae y Perisphinctaceae) del Bajocense y Bathonense de las Cordilleras Béticas,
Tesis Univ.Granada, Secr.Pub.Univ.Granada, 613 pp.

Sanz de Galdeano, C. (1973):
Geología de la Transversal Jaén-Frailes (Provincia de Jaén),
Tesis Univ.Granada, Secr.Pub.Univ.Granada, 83, 274 pp.

Sanz de Galdeano, C. (1983):
Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas,
Est.Geol., 39, 157-165.

Sanz de Galdeano, C. (1985):
Estructura del borde oriental de la Sierra de Gádor (Zona Alpujárride, Cordilleras Béticas),
Acta Geol.Hisp., (in litt.).

Sanz de Galdeano, C. (1986):
Structure et stratigraphie du secteur oriental de la Sierra Almijara, Zone Alpujarride, Cordillères Bétiques,

Est.Geol., (in litt.).

Sanz de Galdeano, C., Rodríguez-Fernández, J. y López-Garrido, A.C. (1985):
A strike-slip corridor within the Alpujarra Mountains (Betic Cordilleras Spain),
Geol.Rundsch., 74/3, 641-655.

Savelli, D., Tramontana, M. y Wezel, F.C. (1981):
Sedimentological and structural interpretation of subbotom data: examples from Peri-Tyrrhenian bassins,
Boll.Geofisica Teorica ed Aplicata, 23,90-91, 107-124.

Schlager, W. (1974):
Preservation of cephalopod skeletons and carbonate dissolution on ancient Tethyan sea floors. In: Hsü, K.J. y Jenkyns, H.C. (eds.): Pelagic Sediments: on Land and under the Sea,
I.A.S. Spec.Pub., 1, 49-70.

Schlanger, S.O. y Jenkyns, H.C. (1976):
Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences,
Geol.Mijnb., 55, 179-184.

Schmidt, M. (1937):
Probleme in der westmediterranen Kontinentaltrias und Versuche zu ihrer Lösung,
Geol.Ch.Bèt.Subbèt., 4,3, 1-57.

Schneider, J. (1977):
Carbonate Construction and Decomposition by Epilithic and Endolithic Micro-organisms in Salt and Freshwater,
In: Flügel, E.(ed.): Fossil Algae, 248-260, Springer.

Scholle, P.A., Bebout, D.G. y Moore, C.M.(eds.) (1983):
Carbonate Depositional Environments,
A.A.P.G.Mem., 33, 708 pp.

Schwarzacher, W. y Fischer, A.G. (1982):
Limestone-Shale Bedding and Perturbations of the Earths Orbit,
In: Einsele, R. y Seilacher, A. (eds.): Cíclic and Event Stratigraficación, 72-95, Springer.

Sequeiros, L. (1972):
Bioestratigrafía del Calloviense de Sierra Gorda (Cordilleras Bèticas),
Cuad.Geol.Univ.Granada, 3, 95-104.

Sequeiros, L. (1972):
Bioestratigrafía del Oxfordense en el borde NE de Sierra Gorda (Cordilleras Bèticas),
Cuad.Geol.Univ.Granada, 3, 105-112.

Sequeiros, L. (1974):
Paleobiogeografía del Calloviense y Oxfordense en el sector central de la zona Subbètica,
Tesis Univ.Granada, Secr.Pub.Univ.Granada, 65, 635 pp.

Sequeiros, L. (1979):
El Calloviense en la zona Subbètica,
Cuad.Geol.Univ.Granada, 10, 453-462.

Sequeiros, L. y Olóriz, F. (1979):
El Oxfordense en la zona Subbètica,
Cuad.Geol.Univ.Granada, 10, 463-474.

Serrano, F. (1975):
Estudio geológico (litoestratigráfico y sedimentológico) del sector Colmenar-Villanueva del Rosario,

Tesis Licenciatura, Univ.Granada (inèd.), 118 pp.

Serrano, F. (1979):
Los foraminíferos planctònicos del Mioceno superior de la cuenca de Ronda y su comparaciòn con los de otras àreas de las Cordilleras Bèticas,
Tesis Univ.Màlaga, 272 pp.

Sestini, G.(ed.). (1970):
Development of the Northern Apennines Geosyncline,
Sedimentary Geology, 4, Special Issue, 3/4.

Seyfried, H. (1978):
Der Subbetische Jura von Murcia (Südost-Spanien),
Geol.Jb., 29, 3-201.

Seyfried, H. (1979):
Ensayo sobre el significado paleogeogràfico de los sedimentos del Juràsico de las Cordilleras Bèticas Orientales,
Cuad.Geol.Univ.Granada, 10, 317-348.

Seyfried, H. (1980a):
Genesis of hardgrounds in the Tethyan Jurassic,
2nd. European Regional Meeting I.A.S., Bologne, 181-184.

Seyfried, H. (1980b):
Uber die Bildungsbereiche mediterraner Jurasedimente am beispiel der Betischen Kordillere (Südost-Spanien),
Geol.Rundsch., 69-1, 149-178.

Seyfried, H. (1981):
Genesis of "regressive" and "transgressive" pelagic sequences in the Tethyan Jurassic,
In: Farinacci, A. y Elmi, S.(eds.): Rosso Ammonitico Symp., Proc., Roma, 547-579, Tecnoszienza.

Sheldon, R.P. (1980):
Episodicity of Phosphate Deposition and Deep Ocean Circulation. An Hypothesis. In: Bentor, Y.K.(ed.): Marine Phosphorites. Geochemistry, Occurrence, Genesis,
S.E.P.M. Spec.Pub., 29, 239-247.

Shinn, E.A. (1968):
Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks,
J.Sed.Petrol., 38, 215-223.

Shinn, E.A. (1969):
Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf,
Sedimentology, 12, 109-144.

Shinn, E.A. (1983):
Tidal Flat. In: Scholle, P.A., Bebout, D.G. y Moore, C.M. (eds.): Carbonate Depositional Environments,
A.A.P.G.Mem., 33, 171.

Shinn, E.A., LLoyd, R.M. y Ginsburg, R.N. (1969):
Anatomy of a modern carbonate tidal-flat. Andros Island, Bahamas,
J.Sed.Petrol., 39,3, 1202-1228.

Silvester, A.G. y Smith, R.R. (1976):
Tectonic Transpression and Basement-Controlled Deformation in San Andres Fault Zone, Salton Trough, California,
A.A.P.G.Bull., 60,12, 2081-2102.

Simms, M. (1984):
Dolomitization by Thermal Convection in Carbonate Platforms (Abstact),

A.A.P.G.Bull., 68, 528.

Simon, O.J. (1963):
Geological Investigation in the Sierra de Almagro, Southeastern Spain,
Tesis Univ.Amsterdam, 164 pp.

Simon, O.J. y Kozur, H. (1977):
New data on the (Permo-) Triassic of the Betic zone (Southern Spain),
Cuad.Geol.Univ.Granada, 4, 307-322.

Simon, O.J. y Visscher, H. (1983):
El Pérmico de las Cordilleras Béticas. In: Martinez-Diaz, C.(coord.): Carbonífero y Pérmico de España,
Actas X Congr.Int.Estrat.Geol.Carbonífero, I.G.M.E., 453-499.

Simon, O.J., Westerhof, A. y Rondeel, H. (1976):
A propos d'une nouvelle paléogéographie de la zone Bétique (Espagne méridionale); Implications géodynamiques,
B.S.G.F.(7), 18,3, 601-605.

Smit, J. (1979):
Microcodium, its earliest occurrence and other considerations,
Rev.Micropal., 22-1, 44-50.

Smit, J. y Hertogen, J. (1980):
An extraterrestrial event at the Cretaceous-Tertiary boundary,
Nature, 285, 198-200.

Soediono, H. (1969):
Planctonic foraminifera from the Velez-Rubio region, SE Spain. Part I: The Ciudad Granada formation (Oligo-Miocene),
Rev.Esp.Micropal., 1,3, 335-353.

Soediono, H. (1970):
Planctonic foraminifera from the Velez-Rubio region, SE Spain. Part 2: The Espejos formation,
Rev.Esp.Micropal., 11,3, 215-234.

Soediono, H. (1971):
Geological investigations in the Chirivel area, province of Almeria, Southeastern Spain,
Tesis Univ.Amsterdam, 144 pp.

Soler, R., Martinez del Olmo, W., Meglas, A.G. y Abeger, J.A. (1983):
Rasgos básicos del Neógeno del Mediterráneo Español,
Mediterránea Ser.Geol., 1, 71-82.

Stanley, D.J. y Moore, G.T.(eds.) (1983):
The Shelf-Break: Critical Interface on Continental Margins,
S.E.P.M. Spec.Pub., 33, 467 pp.

Staub, R. (1926):
Gedanken zur Tektonik Spaniens,
Vierterjahrsch.d.Naturf.Ges.Zürich, 71, 196-261.

Staub, R. (1934):
Der Deckenbau Südspaniens in den Betischen Cordilleren,
Vierterjahrsch.d.Naturf.Ges.Zürich, 79, 271-332.

Steiner, M.B., Ogg, J.G. y Sandoval, J. (in litt.):
Jurassic Magnetostratigraphy, 3. Bathonian-Bajocian of Carcabuey, Sierra Harana and Campillo de Arenas (Subbetic Cordillera, Southern Spain),
Earth Plan.Sci.Let.,

Surińach, E. y Udías, A. (1976):
Determinación de la raiz de Sierra Nevada-Filábres a partir de medidas de refracción sísmica y gravimetría,

Reunión Geod.Cord.Bét. mar Alboran, Secr.Pub.Univ.Granada, 25-34.

Sweeting, N.M. (1972):
Karst Landforms. 5: The Superficial Features of Limestones: Karren or Lapies,
74-102, Macmillan Press Ltd.

Sweeting, N.M.(ed.) (1981):
Karst Geomorphology,
Benchmark Papers in Geology, 427 pp., Dowden, Hutchinson & Ross.

Tapponnier, P. (1977):
Evolution tectonique du système alpin en Méditerranée: poinçonnement et écrassement rigide-plastique,
B.S.G.F.(7), 19,5, 437-460.

Tavera, J.M. (1985):
Los ammonites del Tithónico superior-Berriasense de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas),
Tesis Univ.Granada, Secr.Pub.Univ.Granada, 381 pp.

Tavera, J.M. (1979):
El tránsito Jurásico-Cretácico en la zona Subbética,
Cuad.Geol.Univ.Granada, 10, 509-511.

Tchalenko, J.S. (1970):
Similarites between Shear Zones of different Magnitudes,
Geol.Soc.Am.Bull., 81, 1625-1640.

Thrailkhill, J. (1976):
Speleothems. In: Walter, M.R. (ed.): Stromatolites,
Devel. in Sedimentology, 20, 73-86, Elsevier.

Tichy, G. (1974):
Beiträge zur Paläokologie und Stratigraphie der Trissischen Megalodonten (Bivalven). In: Zapfe, H.(ed.): Die Stratigraphie der Alpin-Mediterranen Trias,
Osterr.Akad.Wissens.Schrift.Erdwiss.Komm., 2, 177-182, Springer.

Toomey, D.F.(ed.) (1981):
European Fossil Reef Models,
S.E.P.M. Spec.Pub., 30, 546 pp.

Torres-Roldán, R. (1974):
El metamorfismo progresivo y la evolución de la serie de facies en las metapelitas Alpujárrides al SE de Sierra Almijara (Sector Central, Cordilleras Béticas, España),
Cuad.Geol.Univ.Granada, 5, 21-77.

Torres-Roldán, R. (1977):
Présence de roches litées à silicates calciques et scapolite dans les séries alpujarrides au SW de la Sierra Nevada (Espagne du Sud): Leur signification géologique,
C.R.Ac.Sc., 284, 1643-1645.

Torres-Roldán, R. (1978):
Scapolite-bearing and related calc-silicate layers from the Alpujárride Series (Betic Cordilleras of Southern Spain). A discussion on their origin and some comments,
Geol.Rundsch., 67,1, 342-355.

Torres-Roldán, R. (1979a):
The tectonic subdivision of the Betic Zone (Betic Cordilleras, southern Spain): Its significance and one possible geotectonic scenario for the westernmost alpine belt,

Am.J.Sci., 279, 19-51.

Torres-Roldàn, R. (1979b):
La evolución tectonometamórfica del Macizo de los Reales (Extremo occidental de la zona Bética). Un ensayo sobre el origen de gradientes anómalos de alta temperatura en el dominio cortical Alpujárride-Malágueide de la zona Bética (Cordilleras Béticas, Andalucía),
Tesis Univ.Granada (inéd.), 230 pp.

Torres-Roldàn, R. (1981a):
Plurifacial metamorphic evolution of the Sierra Bermeja peridotite aureole (Southern Spain),
Est.Geol., 37, 115-133.

Torres-Roldàn, R. (1981b):
Aplicación de los Geotermómetros y Geobarómetros de Cordierita-Granate y Cordierita-Biotita al discernimiento de la evolución del proceso anatéctico en el Complejo Migmatítico de la unidad de (tipo) Blanca (Zona Bética, N de Estepona, Andalucía),
Bol.Soc.Esp.Min., 2, 99-118.

Torres-Roldàn, R. (1983):
Fractionated melting of metapelite and further cristal melt equilibria. The example of the Blanca unit, migmatite complex, north of Estepona (southern Spain),
Tectonophysics, 96, 95-123.

Torres-Roldàn, R., Poli, G. y Peccerillo, A. (1986):
An Early Miocene arc-tholeiitic magmatic dike event from the Alboran Sea. Evidence for precollisional subduction and back-arc crustal extension in the westernmost Mediterranean,
Geol.Rundsch., 75,1, 219-234.

Torres-Ruiz, J. (1980):
Los yacimientos de hierro de la comarca del Marquesado del Zenete: Alquife y Las Piletas (Granada, Cordilleras Béticas),
Tesis Univ.Granada, Secr.Pub.Univ.Granada y Diput.Prov.Granada, 321 pp.

Torres-Ruiz, J. (1983):
Genesis and evolution of the Marquesado and Adjacent Iron Ore Deposits, Granada, Spain,
Econ.Geol., 78, 1657-1673.

Torres-Ruiz, J., Velilla, N., Martín, J.M., Delgado, F. y Fenoll Hach-Alí, P. (1985):
The fluorite- (Ba-Pb-Zn) deposits of the "Sierra de Baza" (Betic Cordillera, Southeast, Spain),
Bull.Min., 108, 421-436.

Tricart, P. (1984):
From passive margin to continental collision: a tectonic scenario for the western Alps,
Am.J.Sci., 284, 97-120.

Tricart, P. y Lemoine, M. (1983):
Serpentinite oceanic botton in south Queyras ophiolites (French Western Alps): record of the incipient oceanic opening of the Mesozoic Ligurian Tethys,
Ecl.Geol.Helv., 76;3, 611-629.

Trümpy, R. (1960):
Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps,
Geol.Soc.Am.Bull., 71, 843-908.

Trümpy, R. (1970):
Stratigraphy in montain belts,
Geol.Soc.London Quart.Jour., 126, 293-318.
Trümpy, R. (1975):
Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss Alps: a presumed former continental margin and its problems,
Am.J.Sci., 275,A, 209-238.
Trümpy, R. (1976):
Du Pélerin aux Pyrénnées,
Ecl.Geol.Helv., 69,2, 249-264.
Tubía, J.M. (1984):
Emplazamiento hacia el ENE del Manto de Los Reales (Alpujárrides Occidentales): Criterios estructurales y de petrofábrica,
Est.Geol., 40, 177-182.
Tubía, J.M. (1985a):
Sucesiones metamórficas asociadas a rocas ultramáficas en los Alpujárrides occidentales (Cordilleras Béticas, Málaga),
Tesis Univ.Bilbao (inéd.), 238 pp.
Tubía, J.M. (1985b):
Significado de las deformaciones internas en las peridotitas de Sierra Alpujata (Málaga),
Est.Geol., 41,5-6, 369-380.
Tubía, J.M. y Cuevas, J. (1984):
Sistemas de deslizamiento intracristalino de alta temperatura en tectonitas con cuarzo: ejemplo del manto de Ojén,
In: El borde Mediterráneo Espanol. Principales resultados y conclusiones, 11-12.
Tubía, J.M. y Cuevas, J. (1985):
Fábrica del cuarzo en tectonitas de Alta temperatura (Manto de Ojén,Cordilleras Béticas),
Est.Geol., 41,3-4, 147-155.
Tubía, J.M. y Cuevas, J. (1986):
High-Temperature emplacement of the Los Reales peridotite nappe (Betic Cordillera, Spain),
J.Struct.Geol., 8,3/4, 473-482.
Tubía, J.M. y Navarro-Vilà, F. (1984):
Criterios para la diferenciación entre los esquistos de grado medio del Complejo Malàguide y del manto de los Reales al W de Málaga. La posición del contacto de corrimiento,
In: El borde Mediterráneo Espanol. Principales resultados y conclusiones, 33-34.
Udías, A. (1976):
The program of deep seismic soundings in Spain,
Reunión GeodÍn.Cord.Bét. mar Alborán, Secr.Pub.Univ.Granada, 3-7.
Unrug, R. (1982):
Geodynamic evolution of the Carpathians,
Ann.Soc.Geol.Pol., 52,1/4, 39-66.
Vail, P.R., Mitchum Jr, R.M., Todd, R..G., Widmier, J.M., Thompsom III, S. Sangree, J.B., Bubb, J.N. y Hatlelid, W.G. (1977):
Seismic stratigraphy and global changes of sea level. In: Payton, C.E. (ed.): Seismic stratigraphy. Application to Hidrocarbon Exploration,
A.A.P.G.Mem., 26.

Vail, P.R., Mitchum Jr, R.M. y Thompson III, S. (1977):
Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 3: Relative changes of sea level from Coastal Onlap. In: Payton, C.E. (ed.): Seismic stratigraphy. Application to Hidrocarbon Exploration,
A.A.P.G.Mem., 26, 63-81.

Vail, P.R., Mitchum Jr, R.M. y Thompson III, S. (1977):
Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 4: Global Cycles of relative changes of sea level. In: Payton, C.E. (ed.): Seismic stratigraphy. Application to Hidrocarbon Exploration,
A.A.P.G.Mem., 26, 83-97.

Van Bemmelen, R.W. (1927):
Bijdrage tot de geologie der Betische Ketens in de provincie Granada,
Tesis E.T.S. Delft, 176 pp.

Van Bemmelen, R.W. (1969):
Origin of the Western Mediterranean Sea,
Geol.Mijnb., 26, 13-52.

Van de Fliert, J.R., Graven, H., Hermes, J.J. y De Smet, M.E.M. (1980):
On stratigraphic anomalies associated with major transcurrent faulting,
Ecl.Geol.Helv., 73/1, 223-237.

Van den Boogard, M. (1965):
Two conodont faunas from the Paleozoic of the Betic of Malaga near Vélez Rubio, SE Spain,
Proc.Kon.Ned.Akad.Wet., 68, 33-37.

Van den Bosch, J.W.H. (1971):
Carte gravimètrique du Maroc au 1:500.000,
Not.Mém.Serv.Géol. Maroc, 234.

Van den Bosch, J.W.H. (1974):
Quelques principes généraux de l'interprétation gravimétrique illustrés par des exemples empruntés à la carte gravimètrique du Maroc (Structure du Rif et intrusions granitiques du Maroc Central),
Not.Mém.Serv.Géol.Maroc, 35,255, 117-136.

Van Hinte, J.E. (1978a):
A Jurassic time scale,
A.A.P.G. Studies in Geology, 6, 289-297.

Van Hinte, J.E. (1978b):
A Cretaceous time scale,
A.A.P.G. Studies in Geology, 6, 269-287.

Van Veen, G.W. (1969):
Geological investigations in the region west of Caravaca, South-eastern Spain,
Tesis Univ.Amsterdam, 149 pp.

Vanderberg, J. (1983):
Reappraisal of paleomagnetic data from Gargano (South Italy),
Tectonophysics, 98, 29-41.

Vanderberg, J., Klootwijk, C.T. y Wonders, A.A.H. (1978):
Late Mesozoic and Cenozoic movements of the Italian Peninsula: Further paleomagnetic data from Umbrian sequence,
Geol.Soc.Am.Bull., 89, 133-150.

Vass, D. y Bagdasarjan, G.P. (1978):
A Radiometric Time Scale for the Neogene of the Paratethys Region,
A.A.P.G. Studies in Geology, 6, 179-203.

Vegas, R. y Banda, E. (1982):

Tectonic Framework and Alpine Evolution of the Iberian Peninsula,
Earth Evol.Sci., 4, 320-343.

Vegas, R. y Muñoz, M. (1984):
Sobre la evolución geodinámica del borde meridional de la Placa Ibérica,
I Congr.Esp.Geol., 3, 105-118.

Velando, F. y Paquet, J. (1974):
Mapa geológico y memoria explicativa de la hoja 911 (Cehegín), escala 1:50.000,
Plan Magna, I.G.M.E.

Vera, J.A. (1963):
Primer Campamento de Geología de la Universidad de Granada,
Not.Com.I.G.M.E., 264-270.

Vera, J.A (1966):
La unidad de "Parapanda-Hacho de Loja". Su individualidad estratigráfica y tectónica en la zona Subbética,
Acta Geol.Hisp., 1,1, 3-6.

Vera, J.A. (1968):
El Mioceno del borde SW de la Depresión de Guadix,
Acta Geol.Hisp., 3,5, 124-127.

Vera, J.A. (1969):
Estudio geológico de la zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes,
Mem.I.G.M.E., 72, 187 pp.

Vera, J.A. (1971):
Mapa de distribución de afloramientos y facies del Jurásico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas (1970), .
Cuad.Geol.Ibér., 2,

Vera, J.A. (1981):
Correlación entre las Cordilleras Béticas y otras Cordilleras Alpinas durante el Mesozoico,
Mem.R.Acad.Esp.Ciencias, 129-160.

Vera, J.A. (1984a):
Aspectos sedimentológicos en la evolución de los dominios alpinos mediterráneos durante el Mesozoico. In: Obrador, A.(ed.): Libro Homenaje al Prof. L. Sánchez de la Torre,
Pub. Geología, 20, 25-54.

Vera, J.A. (1984b):
Discontinuidades estratigráficas en materiales pelágicos: caracterización, génesis e interpretación,
I Congr.Esp.Geol., 1, 109-122.

Vera, J.A., Molina, J.M. y Ruiz-Ortiz, P. (1984):
Discontinuidades estratigráficas, diques neptúnicos y brechas sinsedimentarias en la Sierra de Cabra (Mesozoico , Subbético Externo). In: Obrador, A. (ed.): Libro Homenaje al Prof. L. Sánchez de la Torre,
Pub. Geología, 20, 141-162.

Vezzani, L. (1966):
Nota preliminare sulla stratigrafia della formazione di Albidona,
Boll.Soc.Geol.It., 85, 767-776.

Vezzani, L. (1968):
Studio stratigrafico dela Formazione delle Crete Nere (Aptiano-Albiano) al confine calabro-lucano,
Atti.Acc.Gioenia Sc.Nat.Catania, 20, 189-222.

Vezzani, L. (1968):
Geologia della tavoletta Castronuovo di S.Andrea (Prov. di Polenza, F. 211, IV-SE),
Atti.Acc.Gioenia Sci.Nat.Catania, 19, 9-108.
Vezzani, L. (1970):
Le ofioliti della zona tra Castelluccio Inferiore e S. Severino Lucano (Polenza),
Atti.Acc.Gioenia Sci.Nat.Catania, 2, 1-49.
Vezzani, L. (1970):
Il Flysch di Albidona nell'area del confine tra Calabria e Lucania,
Geol.Romana, 9, 101-126.
Vezzani, L. (1971):
Il Trias in Sicilia,
Boll.Sed.Acc.Gioenia Sci.Nat.Catania, ser.4, 10,10, 853-860.
Viguier, C. (1974):
Le Nèogène de l'Andalousie Nord-Occidentale (Espagne). Histoire gèologique du bassin du bas Guadalquivir,
Tesis Univ. Bordeaux, 449 pp.
Voet, H.W. (1967):
Geological Investigations in the northern Sierra de los Filabres around Macael and Cóbdar, South-eastern Spain,
Tesis Univ. Amsterdam, 122 pp.
Völk, H.R. (1967):
Zur Geologie und Stratigraphie des Neogens-beckens von Vera, Südost-Spanien,
Tesis Univ. Amsterdam, 160 pp.
Völk, H.R. y Rondeel, H.E. (1964):
Zur gliederung des jungtertiar in Becken von Vera, Südost-Spanien,
Geol.Mijnb., 43, 310-315.
Walker, R.G. y Mutti, E. (1973):
Turbidite Facies and Associations. In: Turbidites and Deep Water Sedimentation,
S.E.P..M. Pacific Section Short Course, 1, 119-157.
Walter, M.R.(ed.) (1976):
Stromatolites,
Devel. in Sedimentology, 20, 790 pp., Elsevier.
Weissert, H.J. y Bernoulli, D. (1985):
A transform margin in the Mesozoic Tethys: evidence from the Swiss Alps,
Geol.Rundsch., 74,3, 665-679.
Wendt, J. (1965):
Synsedimentare Bruchtektonik im Jura Westsiziliens,
N.Jb.Geol.Paläont.Mh., 286-311.
Wendt, J. (1969):
Stratigraphie un Paläogeographie der Roten Jurakalks im Sonnwendgebirge (Tirol, Osterreich),
N.Jb.Geol.Paläont.Abh., 132, 219-238.
Wendt, J. (1970):
Stratigraphische Kondensation in triadischen und Jurassischen Cephalopodenkalken der Tethys,
N.Jb.Geol.Paläont.Mh., 433-448.
Wendt, J. (1971):
Genese und Fauna submariner sedimentärer spaltenfüllungen im Mediterra-

ner Jura,
Palaeontographica Abt.A, 136,1-6, 122-192.

Wendt, J. (1974):
Encrusting organism in deep-sea manganese nodules. In: Hsü, K.J. y Jenkyns, H.C. (eds.): Pelagic Sediments: on Land and under the sea,
I.A.S. Spec.Pub., 1, 437-447.

Wendt, J. (1976):
Submarine Spaltenfüllungen,
Zbl.Geol.Paläont., 2, 5/6, 245-251.

Wendt, J., Aigner, T. y Neugebauer, J. (1984):
Cephalopod limestone deposition on a shallow pelagic ridge: the Tafilalt Platform (upper Devonian, eastern Anti-Atlas, Morocco),
Sedimentology, 31,5, 601-745.

Westerhof, A.E. (1975):
Genesis of Magnetite Ore near Marbella,Southern Spain: Formation by oxidation of silicates in polimetamorphic gedrite-bearing and other rocks,
GUA Papers of Geology, 1,6, 216 pp.

Westerhof, A.E. (1977):
On the contact relations of high-temperature peridotites in the Serrania de Ronda, Southern Spain,
Tectonophisics, 39, 579-591.

Westerweld, J. (1929):
De bouw der Alpujarras en het tektonish verband der oostelijke betische ketens,
Tesis E.T.S. Delft, 120 pp.

Wezel, F.C. (1966):
La sezione tipo del Flysch Numidico: stratigrafia preliminare della parte sottostante al Complesso Panormide (Membro di Portella Colla),
Atti.Acc.Gioenia Sci.Nat.Catania, 28, 71-92.

Wezel, F.C. (1967a):
Numidian Flysch. Reitano Flysch. In: Angeluci, A. et al.(eds.): Sedimentological characteristics of zone Italian Turbidites,
Geol.Romana, 6, 396-403.

Wezel, F.C. (1967b):
Lineamenti sedimentologici del Flysch Numidico della Sicilia Nord-orientale,
Mem.Ist.Geol.Min.Univ.Padova, 26, 3-30.

Wezel, F.C. (1968):
Osservazioni sui sedimenti dell'Oligocene-Miocene inferiore della Tunisia settentrionale,
Mem.Soc.Geol.It., 7, 417-439.

Wezel, F.C. (1970a):
Geologia del Flysch Numidico della Sicilia Nord-Orientale,
Mem.Soc.Geol.It., 9, 225-280.

Wezel, F.C. (1970b):
Numidian Flysch: an Oligocene-early Miocene Continental Rise Deposit off the Africain Platform,
Nature, 228,5268, 275-276.

Wezel, F.C. (1970c):
Prossimalità, distalità e analisi dei bacini dei flysch: un punto de vista attualistico,
Mem.Soc.Nat.Napoli, 78, 481-488.

Wezel, F.C. (1970d):
Interpretazione dinamica della "eugeosinclinale Meso-mediterranea",
Riv.Min.Siciliana, 124-126, 187-198.
Wezel, F.C. (1973):
Diacronismo degli eventi geologici oligo-miocenici nelle Maghrebidi,
Riv.Min.Siciliana, 142-144, 219-232.
Wezel, F.C. (1974):
Flysch successions and the tectonic evolution of Sicily during the Oligocene and early Miocene,
In: Squres, C.(ed.): Geology of Italy, Petr.Explor.Soc. Libya, 1-23.
Wezel, F.C. (1975):
Diachronism of depositional and diastrophic events,
Nature, 253,5489, 255-257.
Wezel, F.C. (1977):
Widespread manifestations of Oligocene-lower Miocene volcanism around Western Mediterranean,
In: Biju-Duval, B. y Montadert, L. (eds.): Structural History of the Mediterranean Basins, Int.Symp.Split, Yugoslavia, 287-301, Technip.
Wezel, F.C.(ed.) (1981):
Sedimentary Basins of Mediterranean Margins,
520 pp., Tecnoprint.
Wezel, F.C. (1981):
The structure of the Calabro-Sicilian Arc: krikogenesis rather than subduction,
In: Wezel, F. C. (ed.): Sedimentary Basins of Mediterranean Margins, 485-487, Tecnoprint.
Wezel, F.C. (1982):
The Tirrenian Sea: a rifted krikogenic-swell bassin,
Mem.Soc.Geol.It., 24, 531-568.
Wezel, F.C. y Guerrera, F. (1973):
Nuovi dati sulla età e posizione strutturale del flysch di Tusa in Sicilia,
Boll.Soc.Geol.It., 92, 193-211.
Wezel, F.C., Savelli, D., Bellagamba, M. y Napoleone, G. (1979):
Stile della sedimentazione quaternaria nel bacino della Sardegna (mar Tirreno),
Atti.Con.Sci.Naz.P.F.Oceanografia e Fondi Marini, Roma, 753-767.
Wezel, F.C., Savelli, D., Bellagamba, M. y Bartole, R. (1981):
Plio-Quaternary depositional style of sedimentary bassins along insular Tyrrenian margins,
In: Wezel, F.C. (ed.): Sedimentary Basins of Mediterranean Margins, 239-269, Tecnoprint.
Wilcox, R.E., Harding, T.P. y Seeley, D.R. (1973):
Basic Wrench Tectonics,
A.A.P.G.Bull., 57, 74-96.
Wildi, W. (1979):
Evolution de la plate-forme carbonatée de type austro-alpin de la Dorsale calcaire (Rif Interne, Maroc Septentrional) au Mesozoique,
B.S.G.F.(7), 21,1, 49-56.
Wildi, W. (1980):
Detrital deep water sedimentation by continuous flow deposition in the Middle to Upper Jurassic of the External Rif mountain Chain (Morocco).

(Abstract),
1st European Regional Meeting I.A.S., Bochum., 121-123.

Wildi, W. (1981):
Le Ferrysch: cone de sédimentation détritique en eau profonde à la bordure nord-ouest de l'Afrique au Jurassique moyen à supérieur (Rif externe, Maroc),
Ecl.Geol.Helv., 74,2, 481-527.

Wildi, W. (1983):
La chaînes tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène,
Rev.Géol.Dyn.Geogr.Phys., 24,3, 201-297.

Wildi, W. y Enay, R. (1979):
Sédimentation détritique diachrone en eau profonde dans le Jurassique Moyen à Superieur du Rif Externe (Maroc),
C.R.Ac.Sc., 289, 575-579.

Wildi, W., Nold, M. y Uttinger, J. (1977):
La Dorsale Calcaire entre Tétouan et Assifane (Rif Interne, Maroc),
Ecl.Geol.Helv., 70,2, 371-415.

Williams, L.A. (1983):
Deposition of the Bear Gulch Limestone: a Carboniferous Plattenkalk from Central Montana,
Sedimentology, 30,6, 843-860.

Wilson, J.L. (1975):
Carbonate Facies in Geologic History,
471 pp., Springer.

Wilson, J.L. y Jordan, C. (1983):
Middle Shelf.In: Scholle, P.A., Bebout, D.G. y Moore, C.M.(eds.): Carbonate Depositional Environments,
A.A.P.G.Mem., 33, 297-344.

Winkler, H. (1976):
Petrogenesis of Metamorphic Rocks (4th ed.),
334 pp, Springer.

Wonders, A.A.H. (1980):
Middle and late Cretaceous Planctonic Foraminifera of the Western Mediterranean area,
Utrecht Micropal.Bull., 24, 1-157.

Zanettin-Lorenzoni, E. (1982):
Relationships of main structural elements of Calabria (Southern Italy),
N.Jb.Geol.Paläont.Mh., 7, 403-418.

Zankl, H. (1968):
Sedimentological and Biological characteristics of a Dachsteinkalk Reef Complex in the Upper Triassic of the Northern Calcareous Alps,
In: Müller, G. y Friedman, G.M. (eds.): Carbonate Sedimentology in Central Europe, 215-218, Springer.

Zapfe, H.(ed.) (1974):
Die Stratigraphie der alpin-mediterranen Trias, Symposium, Wien, 1973,
Osterr.Akad.Wissens.Schrift.Erdwiss.Komm., 251 pp., Springer.

Zapfe, H. (1974):
Trias in Osterreich. In: Zapfe, H. (ed.): Die stratigraphie der alpin-mediterranen Trias, Symposium, Wien, 1973,
Osterr.Akad.Wissens.Schrift.Erdwiss.Komm., 2, 245-251, Springer.

INDICE DE FIGURAS

Figura 1.- Esquema tectónico de las Cordilleras alpinas que circundan al Mediterráneo occidental 14
Figura 2.- Esquema tectónico de la Cordillera Bética 17
Figura 3.- Area reconocida y área cartografiada en este trabajo. 28
Figura 4.- Distribución de algas y foraminíferos en el Trías de la Cordillera Bética 32
Figura 5.- Biozonación del Lías inferior al Bajocense de la Cordillera Bética por ammonites, y distribución de otros organismos de interés estratigráfico 33
Figura 6.- Idem figura 5, del Bathonense al final del Jurásico.. 34
Figura 7.- Biozonación del Cretácico inferior de la Cordillera Bética mediante ammonites, tintínidos y foraminíferos planctónicos 35
Figura 8.- Biozonación del Cretácico superior de la Cordillera Bética mediante foraminíferos planctónicos 36
Figura 9.- Biozonación del Paleógeno mediante foraminíferos planctónicos 37
Figura 10.- Biozonación del Neógeno mediante foraminíferos planctónicos 38
Figura 11.- Esquema tectónico del Oeste de la Cordillera Bética.. 46
Figura 12.- Algunos relieves importantes de la Cordillera Bética occidental 48
Figura 13.- Distribución de grupos en el Penibético 52
Figura 14.- Algunas de las principales series estratigráficas del Penibético 56
Figura 15.- Esquema-resumen de la estratigrafía del Penibético... 59
Figura 16.- Mapa geológico del Penibético al E y SE de Ronda 61
Figura 17.- Mapa geológico de las Sierras del Valle de Abdalajís. 62
Figura 18.- Serie esquemática del Trías del Penibético 65
Figura 19.- Mapa geológico del Jarastepar 71
Figura 20.- Principales afloramientos del Grupo Líbar y posición de la Franja Dolomítica 72
Figura 21.- Algunos cortes en el Penibético cerca de Ronda 74
Figura 22.- La dolomitización del Grupo Líbar en el Puntal de la Raya 75
Figura 23.- Miembros de la Formación Endrinal 78
Figura 24.- Modelo sedimentario para la Formación Endrinal 86
Figura 25.- Mapa geológico del Torcal de Antequera y sus aledaños 88
Figura 26.- Panorámica del Hacho de Montejaque, corte geológico a través del mismo 90
Figura 27.- Mapa geológico de la región de Montejaque-Líbar 94
Figura 28.- Cortes de detalle en los Llanos de Líbar 98
Figura 29.- Ambientes de depósito de la Formación Torcal 105
Figura 30.- Condiciones de depósito de las principales facies de la Formación Torcal 110

Figura 31.- Crinoiditas de la Fuenfría. Corte del Camorro Alto... 121
Figura 32.- Nivel de los Canutos. Corte del Cortijo del Castillo. 122
Figura 33.- Nivel de los Canutos. Vista de campo (Los Canutos de Manilva) 123
Figura 34.- Aspectos de paleokarst 127
Figura 35.- Mapa geológico de la región de Ubrique-Grazalema.. 129
Figura 36.- El paleokarst en Grazalema 131
Figura 37.- El paleokarst en Villaluenga. Esquema cartográfico... 134
Figura 38.- Diques neptúnicos 136
Figura 39.- El paleokarst al NE de Benaocaz 138
Figura 40.- La base del Grupo Espartina en Sierra Hidalga y los Canutos 142
Figura 41.- Sucesión espacio-temporal de los modelos de formación de las distintas discontinuidades estratigráficas del Grupo Espartina y de los sedimentos a ellas asociados 147
Figura 42.- Leyenda de las figuras 43 a 45 148
Figura 43.- Modelo para explicar la formación de las discontinuidades estratigráficas del Grupo Espartina y de los sedimentos a ellos asociados. Sectores internos del Penibético y región de los Llanos de Líbar. De Tithónico superior al Albense superior 149
Figura 44.- Idem figura 43. Sectores centrales y externos del Penibético. Del Hauteriviense superior al Albense superior-Cenomanense inferior..... 150
Figura 45.- Idem figura 43. Penibético en su conjunto. Del Cenomanense-Turonense al Mioceno inferior 151
Figura 46.- Paleogeografía esquemática y contexto sedimentario durante la karstificación y la formación de la zona de los estromatolitos pelágicos fosfatados 156
Figura 47.- Posición de los estromatolitos pelágicos fosfatados del Penibético 164
Figura 48.- Texturas de los estromatolitos pelágicos fosfatados.. 164
Figura 49.- Estromatolitos pelágicos fosfatados 166
Figura 50.- Microestromatolitos con polaridad de crecimiento contraria a la del estromatolito principal. Modo de formación 170
Figura 51.- Aspecto de campo (vista en planta) de las brechas formadas a partir de fragmentos de estromatolitos pelágicos fosfatados, de calizas margocalizas glauconíticas y de calizas oolíticas pelágicas. Albense superior. Los Canutos de Manilva 174
Figura 52.- Agregado de cristales de un sulfato, posiblemente baritina, entre las láminas de un estrmatolito pelágico fosfatado del Albense superior-Vraconense (Hacho de Montejaque) 174
Figura 53.- Algunos cortes en los sedimentos estratificados del Grupo Espartina 176
Figura 54.- Series estratigráficas en las Capas Blancas y Capas Rojas 177

Figura 55.- Distribución regional y variaciones en el espesor de las formaciones postaptenses del Grupo Espartina 178
Figura 56.- Distribución regional y variaciones en el espesor de los materiales del Grupo Espartina en intervalos de tiempo sucesivos 179
Figura 57.- Corte de las Brechas del Dornajo al O de la Formación del Chiquero 189
Figura 58.- Corte de Tajo Almarado 196
Figura 59.- Corte de la Fuente del Chiquero 197
Figura 60.- Oscilaciones de la velocidad de sedimentación en el Cretácico del Penibético: su posible relación con los cambios eustáticos 199
Figura 61.- Idem figura 60 en el Terciario de Tajo Almarado, y su relación con los cambios en el sentido de enrollamiento de los foraminíferos planctónicos y la aparición y desaparición de géneros 200
Figura 62.- Leyenda de las figuras 63 a 67 206
Figura 63.- Modelo de evolución paleogeográfica del Penibético, del Trías medio al Lías inferior-medio 208
Figura 64.- Idem, del Dogger al Malm inferior 210
Figura 65.- Idem, del Malm superior - Valanginiense inferior al Hauteriviense 214
Figura 66.- Idem, del Hauteriviense superior - Albense inferior al Cenomanense medio - Turonense medio 216
Figura 67.- Idem, del Senonense inferior al Oligoceno - Mioceno inferior 219
Figura 68.- Unidades subbéticas de la Cordillera Bética occidental 224
Figura 69.- Cortes en el límite Penibético - Subbético 233
Figura 70.- Las series subbéticas más externas del O de la Cordillera Bética..... 241
Figura 71.- Series estratigráficas de algunas unidades subbéticas que han sido consideradas ultrapenibéticas por diferentes autores 241
Figura 72.- Esquema geológico del Corredor del Boyar y sus aledaños 249
Figura 73.- Algunos cortes en las escamas del Corredor del Boyar.. 250
Figura 74.- Esquema tectónico y mapa geológico de la Alta Cadena.. 256
Figura 75.- Algunas series estratigráficas de la Alta Cadena I.... 263
Figura 76.- Algunas series estratigráficas de la Alta Cadena II... 264
Figura 77.- Tres cortes en la escama de La Parrilla. Caserío de Campos (Sierra del Gibalto) 264
Figura 78.- Evolución paleogeográfica de los dominios subbéticos situados al exterior del Penibético (1) 283
Figura 79.- Evolución paleogeográfica de los dominios subbéticos situados al exterior del Penibético (2) 284
Figura 80.- Esquema de las posiciones estructurales del Complejo del Campo de Gibraltar 294
Figura 81.- Serie sintética esquemática del Flysch Masílico 309
Figura 82.- Serie sintética esquemática del Flysch Mauritaniense.. 310

Figura 83.- Mapa geológico de la región Almarchal-Facinas 315
Figura 84.- La unidad del Algarrobo al NE de Alcalá de los Gazules. Corte en las cercanias del Puerto del Algarrobo.. 318
Figura 85.- Series de detalle en la unidad del Flysch del Corredor del Boyar 321
Figura 86.- Algunos cortes en la formación margoareniscosa de Ubrique 324
Figura 87.- Correlación entre los Flysch cretácicos béticos 327
Figura 88.- Serie estratigráfica sintética de la unidad de Algeciras 330
Figura 89.- El Complejo del Grupo de Gibraltar al S del Torcal y al SE del Valle de Abdalajís 332
Figura 90.- La unidad de Algeciras en la región del Valle de Abdalajís 333
Figura 91.- Mapa geológico de la orilla N del Estrecho de Gibraltar 339
Figura 92.- Series de la Formación Algeciras entre el Torcal y el Valle de Abdalajís 340
Figura 93.- Serie estratigráfica sintética de la unidad del Aljibe 350
Figura 94.- Resumen de las características petrográficas de algunas formaciones turbidíticas del Complejo del Campo de Gibraltar y de sus equivalentes mediterráneos 358
Figura 95.- Mapa geológico de la región de la Hoya 362
Figura 96.- Paleogeografía hipotética del surco de los Flyschs y áreas adyacentes durante el Cretácico medio y superior (p.p.). Sector africano según Wildi (1983) 376
Figura 97.- Paleogeografía hipotética del surco de los Flyschs durante el Aquitaniense. Posición de los grandes sistemas deposicionales 377
Figura 98.- Esquema ilustrativo de la paleogeografía de la terminación occidental del Surco de los Flyschs durante el Mioceno inferior (Aquitaniense) 381
Figura 99.- Esquema tectónico del sector occidental de las Zonas Internas 414
Figura 100.-El contacto entre las Zonas Internas y las Externas en el Sector Oriental 416
Figura 101.-El contacto entre las Zonas Internas y las Externas en el Sector Central 418
Figura 102.-El contacto entre las Zonas Internas y las Externas en la región de Colmenar 420
Figura 103.-El contacto entre las Zonas Internas y las Externas en la Serranía de Ronda 422
Figura 104.-El contacto entre las Zonas Internas y las Externas en el extremo occidental de la Cordillera Bética 424
Figura 105.-Esquema ilustrativo de la estructura de la Cordillera Bética de acuerdo con la teoría de la succión (A) y reconstrucción paleogeográfica resultante (B) 429
Figura 106.-Esquemas ilustrativos de las diferentes concepciones paleogeográficas que conllevan los términos "Dorsal" y Rondaides. Inspirado: A en Durand-Delga (1980a) y B en Wildi (1983) y datos propios 433

Figura 107.- Mapa geológico de la Unidad de Argüelles 441
Figura 108.- Serie sintética de las Unidades tipo Argüelles 445
Figura 109.- Serie sintética de la Unidad de las Nieves 462
Figura 110.- Modelo sedimentario para la F. tipo Kössen 479
Figura 111.- Algunas series de la secuencia condensada de la Unidad de las Nieves 486
Figura 112.- Panorámicas del borde interno metamorfizado de la Unidad de las Nieves 493
Figura 113.- Mapa geológico de la Unidad de las Nieves entre Igualeja y las Turquillas 495
Figura 114.- Sucesión de eventos costáneos con el depósito de la Brecha de la Nava 500
Figura 115.- Reconstrucción esquemática de la evolución tectónica y paleogeográfica durante el depósito de la Brecha de la Nava 501
Figura 116.- Mapa geológico de la región entre la Almola y el Tajo de Pompeya 503
Figura 117.- Mapa geológico de la región entre el Puerto de la Abeja y Puerto Martínez (Unidades de Cabrilla y Pereila) 504
Figura 118.- Algunas series de las Unidades tipo Cabrilla 506
Figura 119.- Corte de los Baños de Alhama de Granada. A.-Situación. B.-Dos posibles interpretaciones de la estructura. C.-Series levantadas, correlación 513
Figura 120.- Ammonites de las series de los Baños de Alhama 514
Figura 121.- Los Rondaides de Sierra Arana. Esquema tectónico y posición de los cortes de la figura 122 517
Figura 122.- Ammonites del Lías inferior rondaide al S de Sierra Arana 518
Figura 123.- Mapa geológico de las Sierras de Algatocín y Benadalid 524
Figura 124.- Algunos cortes geológicos en la Unidad de Pereila.... 529
Figura 125.- Cortes del Lías inferior en el Cerro de la Laguna.... 530
Figura 126.- El Lías del Arroyo de Limas 532
Figura 127.- Bioestratigrafía por ammonites establecidapara el Lías inferior de la Cordillera Bética (Braga, Martín-Algarra y Rivas, 1984b) 540
Figura 128.- Algunas de las principales series tetuánides rifeñas. Básicamente tomadas de Raoult (1966:1,8); Griffon (1966:3), Megard (1969:6) y Wildi et al. (1977: 2,3, 4,5 y 7) 549
Figura 129.- Cuadro resumen de la geología de la Almola 554
Figura 130.- Cortes en la serie postliásica de la Almola 557
Figura 131.- Corte de la Cueva (Punta F de la figura 129) 558
Figura 132.- Los espeleotemas y los sedimentos asociados 560
Figura 133.- Evolución paleogeográfica esquemática de la Almola... 572
Figura 134.- El Tajo de los Enamorados 575
Figura 135.- Cortes en el extremo S del Tajo de los Enamorados.... 576
Figura 136.- Mapa geológico de la región de El Chorro 581

Figura 137.- A.- Serie estratigráfica sintética de Castillones B.- Cortes de detalle en las calizas nodulosas y Brechas 582
Figura 138.- Posición relativa de los subdominios diferenciados dentro del conjunto Rondaide-Tetuánide y de las otras unidades que aparecen implicadas en el contacto entre las Zonas Internas y las Externas, y reconstrucción muy hipotética de la morfología de la cuenca durante el Cretácico inferior 606
Figura 139.- Evolución paleogeográfica del dominio Rondaide - Tetuánide durante el Trías - Lías inferior 615
Figura 140.- Evolución paleogeográfica del dominio Rondaide - Tetuánide del Lías superior al Neocomiense 616
Figura 141.- Evolución paleogeográfica del dominio Rondaide - Tetuánide del Cretácico superior al Oligoceno 620
Figura 142.- Mapa geológico de la región de Yunquera 636
Figura 143.- Mapa geológico de la Sierra de Alcaparaen 638
Figura 144.- Serie estratigráfica sintética de la Unidad de Yunquera 640
Figura 145.- Diagrama blastesis-deformación de los principales minerales que constituyen la Unidad de Yunquera 648
Figura 146.- Distribución cartográfica de las zonas metamórficas distinguidas en el área de Yunquera 648
Figura 147.- Mapa geológico de Sierra Blanca y sectores adyacentes (Simplificado de Mollat, 1968) 653
Figura 148.- Mapa geológico de la región de Banahavis y del Valle del Guadaira (algo modificado de Bunt Guss, 1970).... 654
Figura 149.- Serie sintética de la Unidad de Blanca y cuadro de correlación 656
Figura 150.- Distribución cartográfica de las facies mineralógicas reconocibles en las peridotitas de Sierra Bermeja, según Obata (1977), algo modificado 670
Figura 151.- Columna esquemática de la U. Reales en la Sierra de las Aguas 670
Figura 152.- Distribución de minerales según las zonas distinguidas (A) y diagrama blasteis - deformación para la F. Puerto de las Guardas (B), según Torres-Roldán (1981) 676
Figura 153.- Mapa geológico al N de la Sierra de las Aguas 678
Figura 154.- Mapa geológico y cortes de la región de Casares 689
Figura 155.- Correlación de la serie de la Unidad de Yunquera con la serie sintética alpujárride 698
Figura 156.- Serie sintética del Paleozoico y Permotrías malágide 712
Figura 157.- Los elementos frontales de la cobertera maláguide entre Altbajate y el mar 732
Figura 158.- Los elementos frontales de la cobertera maláguide en el Convento de las Nieves y la región de Ardales 738

Figura 159.- Series estratigráficas de la cobertera maláguide en la región del Verdón 744
Figura 160.- Serie estratigráfica de la Unidad de Robledo (según Peyre, 1974) 747
Figura 161.- Serie sintética de la cobertera maláguide en sus afloramientos clásicos 752
Figura 162.- Esquema geológico del Rif 758
Figura 163.- Algunas series de la cobertera Ghomáride y de la "Dorsal Interna" del Rif 761
Figura 164.- Mapa geológico de la región Turón - Andrade (1) y cortes de la F. Pantano de Andrade (2) que han suministrado microfauna planctónica (cfr. González-Donoso et al., 1983/86) 765
Figura 165.- Asociaciones de foraminíferos reconocidos por González-Donoso et al. (1983-86) en el miembro lutítico de la F. del Pantana de Andrade 766
Figura 166.- Series tipo de los subdominios paleogeográficos malágüides y posición relativa propuesta 780
Figura 167.- Evolución paleogeográfica del Dominio Maláguide 784
Figura 168.- Mapa geológico de la región de la Viñuela 790
Figura 169.- El grupo Viñuela en la región de San Pedro de Alcántara - Benahavís (modificado de Buntfuss, 1970) 795
Figura 170.- Mapa geológico de la región Alozaina - Tolox 796
Figura 171.- Mapa geológico de la Depresión de Rio Pliego. Posición del Cortijo de la Almolaya y situación de las muestras de la figura 177 798
Figura 172.- Mapa de afloramientos neógenos postparoxismales de la Cordillera Bética 806
Figura 173.- El Mioceno medio s.l. sobre las Zonas Internas 810
Figura 174.- Mapa geológico del Mioceno de los Pajaros y corte con la situación de las muestras de la figura 175. 817
Figura 175.- Mioceno de los Pajaros (microfaunas) 818
Figura 176.- Las formaciones miocenas al N de Sierra Arana 820
Figura 177.- Mioceno medio al NO de Sierra Espuña (microfaunas). 825
Figura 178.- El paleorrelieve Tortonense de El Chorro: mapa de contornos de la base del Mioceno superior 831
Figura 179.- Esquema tectónico del Penibético 844
Figura 180.- Cortes geológicos a través de las Sierras del Valle de Abdalajís y del Torcal 847
Figura 181.- Dispositivo en bloques del Penibético. Su relación con una tectónica transcurrente (compárese con la figura 179) 852
Figura 182.- Esquema tectónico de la Alta Cadena (A) y situación paleogeográfica hipotética preexistente (B) 856
Figura 183.- Mapa geológico de la Unidad de las Nieves en la transversal de la Torrecilla 861
Figura 184.- Mapa geológico de la región entre Yunquera y Puerto Martinez 864

Figura 185.- Cortes seriados del sinclinal de la Torrecilla (flanco inverso) entre Igualeja y el río Verde 867
Figura 186.- Cortes seriados del sinclinal de la Torrecilla al SO de Yunquera 868
Figura 187.- Cortes seriados de las Sierras Prieta y Bonela 875
Figura 188.- Cortes seriados de Puerto Martínez y la Sierra de Alcaparain 876
Figura 189.- Principales accidentes y estructuras de plegamiento reconocibles en las Zonas Internas de la Cordillera Bética occidental 884
Figura 190.- Cortes geológicos de la Unidad de Yunquera 887
Figura 191.- Cortes geológicos a través de Sierra Blanca. Reinterpretados de Mollat (1968) 890
Figura 192.- Distribución regional de los grandes conjuntos alpujárrides 902
Figura 193.- Estructura de la Unidad de las Nieves en la transversal de Sierra Prieta. Estimación aproximada del acortamiento sufrido a consecuencia de la tectónica hacia el NO 909
Figura 194.- Esquema de la estructura de la Unidad de las Nieves en la región del Picacho y etapas de su formación.... 910
Figura 195.- Esquema ilustrativo de la variación de la estructura del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas en sentido longitudinal 919
Figura 196.- Cortes geológicos del contacto entre las Zonas Internas y las Externas 920
Figura 197.- Cuadro-resumen de la cronología de las deformaciones y de la evolución paleogeográfica sinorogénica 928
Figura 198.- Evolución en la posición de las placas Africanas e Ibérica con respecto a la Placa Europea, considerada ésta fija, a consecuencia de la apertura del Atlántico. Según Olivet et al. (1984) 946
Figura 199.- Implicaciones de la apertura del Atlántico en la evolución tectonopaleogeográfica de los dominios alpinos del Mediterráneo occidental 949
Figura 200.- Las unidades tectónicas del Arco de Gibraltar 957
Figura 201.- El Bloque de Alborán 959
Figura 202.- Esquema simplificado de la deriva hacia el O del Bloque de Alborán 964
Figura 203.- Cortes ilustrativos de la estructura del frente de las Zonas Internas en la C. Bética y el en Rif 966
Figura 204.- Rotación antihoraria de las estructuras de las Zonas Internas alrededor del Estrecho de Gibraltar 968
Figura 205.- Los accidentes y fracturas principales de la Cordillera Bética (simplificado de Sanz de Galdeano, 1983) 972
Figura 206.- Relaciones paleogeográficas del Prebético con otros domínios de plataforma autóctonos y parautóctonos (según Fourcade et al., 1977) 974

Figura 207.- Hipótesis alternativas sobre la posición de las zonas de acreción oceánica mesozoicas que, a través del área mediterránea occidental conectaban el Proto-atlántico y el Tethys Ligur 982
Figura 208.- Extensión de los diques subvolcánicos andesíticos de las Zonas Internas, según Torres-Roldán et al. (1986) 990
Figura 209.- A.- Corte sintético a través de la Cordillera Bética occidental. B.- Anomalías gravimétricas y su relación con la posición de estructuras importantes 1004
Figura 210.- Modelo de evolución tectono-paleogeográfica de las Zonas Internas de la Cordillera Bética occidental... 1005
Figura 211.- Anomalías paleotectónicas y relevos paleogeográficos determinados por el accidente transformante de Ante-quera 1010
Figura 212.- Propuesta de reconstrucción palinspástica para la Zona Prebética 1017
Figura 213.- Propuesta de reconstrucción palinspástica para las Unidades Intermedias 1018
Figura 214.- Propuesta de reconstrucción palinspástica para el Subbético Externo 1020
Figura 215.- Propuesta de reconstrucción palinspástica para el Subbético medio y elementos afines 1021
Figura 216.- Propuesta de reconstrucción palinspástica para el Subbético interno y el Penibético y variación de la posición de las Zonas Internas durante el Burdiga-liense inferior 1022
Figura 217.- Propuesta de reconstrucción palinspástica para el Complejo del Campo de Gibraltar y sus equivalentes norteafricanos 1028
Figura 218.- Paleogeografía de los dominios béticos durante el Cretácico superior 1034
Figura 219.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante el Paleozoico terminal, el Trías y el Lías inferior, sobre la base de la evolución cinemática del Atlántico, establecida por Olivet et al. (1984) 1039
Figura 220.- Distribución de las facies y paleogeografía esquemá-tica durante el Trías medio (Ladiniense) 1041
Figura 221.- Distribución de las facies y paleogeografía esquemá-tica durante el Trías superior (Noriense) 1042
Figura 222.- Distribución de las facies y paleogeografía esquemá-tica durante el Lías inferior 1045
Figura 223.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante el Lías medio .....
Figura 224.- Distribución de las facies y paleogeografía esquemá-tica durante el Lías medio (Domerense). Africa según Wildi (1983) 1048
Figura 225.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante el Dogger 1050

Figura 226.- Distribución de facies y paleogeografía esquemática durante el Dogger 1051
Figura 227.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante el Malm 1053
Figura 228.- Distribución de las facies y paleogeografía esquemática durante el Malm 1054
Figura 229.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante el Neocomiense 1057
Figura 230.- Distribución de las facies y paleogeografía esquemática en el Neocomiense 1058
Figura 231.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante el Aptense 1-60
Figura 232.- Distribución de facies y paleogeografía esquemática en el Aptense 1061
Figura 233.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante el Cretácico medio 1063
Figura 234.- Distribución de las facies y paleogeografía esquemática durante el Cretácico "medio" 1064
Figura 235.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante el Senonense Superior y su relación con otras regiones alpinas 1066
Figura 236.- Distribución de las facies y paleogeografía esquemática durante el Senonense superior 1067
Figura 237.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental en el Paleoceno-Eoceno inferior 1069
Figura 238.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante el Eoceno superior 1071
Figura 239.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante el Oligoceno 1073
Figura 240.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante el Aquitaniense 1075
Figura 241.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante la parte baja del Burdigaliense inferior 1078
Figura 242.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante la parte alta del Burdigaliense inferior 1079
Figura 243.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental al comienzo del Burdigaliense superior.... 1081
Figura 244.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental al final del Mioceno Medio 1082
Figura 245.- Reconstrucción paleogeográfica del área mediterránea occidental durante el Tortonense inferior 1084
Figura 246.- Evolución paleogeográfica general del Trías al Cretácico inferior 1085
Figura 247.- Evolución paleogeográfica general del Cretácico superior al Mioceno inferior 1086
Figura 248.- Variaciones relativas del nivel del mar y estratigrafía de eventos .....

Esta tesis fue publicada originalmente en papel durante el verano de **1987**, en dos volúmenes (200 ejemplares), con fondos del Departamento de Estratigrafía y Paleontología de la Universidad de Granada (40%) y del propio autor (60%), con el número de **Depósito Legal GR.672-1987** y con el **I.S.B.N. 84-600-5143-9.**

La digitalización y edición en versión electrónica fueron realizadas por el propio autor con la inestimable ayuda del Sr. D. Antonio Hita López, a quien el autor quiere expresar con estas líneas su más profunda gratitud.

El presente documento se ha elaborado a partir del escaneo del manuscrito original (texto dactilografiado, figuras delineadas a mano y láminas fotográficas originales), y se corresponde casi exactamente con el original publicado en papel, que es el mismo que se presentó ante la comisión formada por los profesores Dres. D. José María Fontboté Mussolas (Barcelona, Presidente), D. Michel Durand-Delga (Toulouse, Vocal 1º), D. José María González Donoso (Málaga, Vocal 2ª), D. Luis Pomar Gomá (Mallorca, Vocal 3º) y D. Pascual Rivas Carrera (Granada, Secretario) el día de la *defensa publica de la Tesis Doctoral en Granada, el 13 de febrero de 1987*. Las únicas diferencias con respecto al original publicado en papel han consistido en la corrección de las erratas tipográficas detectadas y en la limpieza de manchas generadas en el manuscrito original en papel por el paso del tiempo y/o durante su escaneo, que se han corregido usando los programas Adobe Photoshop y Vista Previa para PC y Mac, respectivamente. Esta última aplicación se usó también para el montaje del documento *.pdf final a partir de los ficheros *.TIF y/o *.JPG originales de cada página/figura/lámina, resultantes del escaneo, tras su limpieza y/o corrección de erratas. Las figuras coinciden con las páginas a las que corresponden, aunque no aparecen numeradas, excepto aquellas que, por ser de mayor tamaño en el original, se reprodujeron como banderas que aparecían plegadas dentro del texto en papel, banderas que no fueron numeradas como páginas independientes. Tampoco están numeradas las láminas fotográficas ni sus leyendas, que aparecían incluidas al final del volumen 2 de la versión publicada en papel, mientras que en esta versión electrónica se han insertado en la posición aproximada en la que citan por primera vez en el texto, para facilitar su consulta. Una última diferencia con respecto a la versión original en papel consiste en la inserción, por parte del autor, de algunos comentarios a modo de notas a pie de página, que se refieren a aspectos de este trabajo que se pueden considerar obsoletos por haber sido claramente superados, al entender del propio autor, a tenor de nuevos datos obtenidos en trabajos posteriores realizados por él mismo y/o sus colaboradores, principalmente.

Con las líneas que siguen el autor quiere agradecer a las muchas personas que le han animado a preparar esta edición digital, sobre todo a través de sus peticiones continuadas de este trabajo, que, a pesar de su antigüedad, todavía parece seguir teniendo interés para muchos investigadores y profesionales.

Por último, agradezco al Sr. D. Fernando Carrión Moles y a la Sra. María de los Ángeles García Gil por la ayuda prestada para la inclusión de este trabajo en el repositorio institucional de la Biblioteca de la Universidad de Granada.

En Granada, España, a 26 de junio de 2022.