

R. 52.354

~~1017/416~~
Ciencias

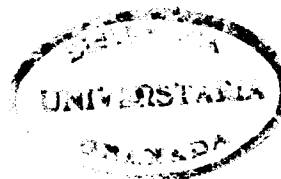
7/37

FACULTAD DE CIENCIAS
DEPARTAMENTO DE ESTRATIGRAFIA

BIBLIOTECA UNIVERSITARIA	
GRANADA	
Nº Documento	1360868x
Nº Copia	15645356

EL MIOCENO DEL SECTOR CENTRAL DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS

JOSE RODRIGUEZ FERNANDEZ
Tesis Doctoral



UNIVERSIDAD DE GRANADA

1982



**Im.Un.Gr.248.1982. Depósito legal Gr.643.1982. Printed in Spain.
Imprenta de la Universidad de Granada. Hospital Real. Granada.**

Tesis doctoral, dirigida por el Dr. D. Juan Antonio Vera Torres, Catedrático de Estratigrafía de la Universidad de Granada. Fue leída el día 27 de Octubre de 1982, ante el tribunal formado por los Profesores: Linares Rodríguez, Granada; Vera Torres, Granada; González Donoso, Málaga; Estévez Rubio, Granada y García Hernández, Granada. Obtuvo la calificación de sobresaliente "cum laude".

A mi mujer y a mi hija

AGRADECIMIENTOS

Quiero en esta líneas, agradecer sinceramente la valiosa ayuda que me han prestado numerosas personas y cuya colaboración ha contribuido a mejorar sensiblemente este trabajo.

Al profesor D. Juan A. Vera Torres, Catedrático Director del Departamento de Estratigrafía de la Universidad de Granada, por la dirección atenta y minuciosa de esta tesis.

Al profesor D. José M^a González Donoso, Catedrático de Paleontología de la Universidad de Málaga, por la determinación y datación de cuantas muestras fueron necesarias. También a D. Francisco Serrano, que además de estudiar numerosas muestras, me acompañó por la Depresión de Ronda, que él conoce bien.

Quiero agradecer a todos mis compañeros del Departamento de Estratigrafía de la Universidad de Granada, su incondicional ayuda y buena disposición; en especial a Agustín Martín con quien mantuve largas, y a veces acaloradas, conversaciones que beneficiaron mucho este trabajo. Esta gratitud es extensiva a la Sta. Petra Cobos y a D. Antonio Romero.

A los profesores D. Antonio Estevez y D. Carlos Sanz de Galdeano, del Departamento de Geotectónica, que pusieron a mi disposición sus valiosos conocimientos sobre la neotectónica del sector central de las Cordilleras Béticas.

También tengo que recordar a mis compañeros de los restantes departamentos de la Sección de Geología.

Quiero agradecer a D. Alberto Garrido, las muchas cosas que aprendí con él en algunos días de campo, y las interesantes ideas que me comunicó sobre el Neógeno de las Cordilleras Béticas, del que es buen conocedor.

A mis amigos Carlos Sánchez y Jesús Soria, que se esforzaron en realizar las ilustraciones de esta tesis.

A M. Rodríguez, S. Sánchez y M. Ceballos por las jornadas de campo y calor compartidas.

Por último quiero expresar mi agradecimiento a Margarita Garzón, mi esposa, que mecanografió el texto y derrochó amor y paciencia; su aportación a este trabajo vá más allá de lo que yo puedo expresar en estas letras.

INTRODUCCION

La bibliografía sobre el Mioceno de las Cordilleras Béticas es abundante, son numerosos los geólogos que han centrado su atención en estos materiales y consecuencia de ello, es el elevado conocimiento que se tiene sobre los mismos.

Dentro de las grandes áreas geográficas cubiertas de materiales neógenos, no todas han sido estudiadas con igual atención y por tanto no de todas se tiene el mismo nivel de conocimiento; de este modo áreas como la Depresión del Guadalquivir o las depresiones del sector oriental de la Cordillera, están bien estudiadas y son en la actualidad objeto de profundos y avanzados estudios de toda índole: paleontológicos, estratigráficos, sedimentológicos, tectónicos, etc.

En los últimos años se observa una marcada tendencia a realizar estudios, de áreas geográficas muy concretas, que insertan los conocimientos sobre los materiales neógenos en un esquema más amplio dentro de la geología regional y presentan estos datos en un contexto más dinámico y coherente.

El Mioceno del sector central de la Cordillera, en los últimos años ha quedado rezagado en esta línea ascendente de conocimiento y si bien se han hecho aportaciones muy positivas, éstas han sido esporádicas y desligadas unas de otras. Las posibles causas de esto, hay que buscarlas en lo disperso de los afloramientos, en la poca extensión superficial de los mismos, y en que las grandes depresiones como las de Guadix y Granada se encuentran en su mayor parte cubiertas por sedimentos más recientes.

Uno de los objetivos de este trabajo, es intentar recopilar y armonizar estos datos y aproximar este sector central al nivel de conocimiento del resto de la Cordillera; así como mostrar la lógica relación que tienen con éstas otras áreas.

También se ha pretendido ordenar de forma coherente estos materiales, prestando especial atención a la geometría y relaciones mutuas, laterales y verticales, entre los distintos conjuntos.

Para ello se han agrupado en grandes unidades separadas por discontinuidades de carácter regional, situadas lo más exactamente posible en el espacio y el tiempo.

Esta metodología, empleada anteriormente con éxito por otros autores, no está exenta de ciertos riesgos; pues mientras aquellos la han empleado en áreas marinas abiertas y con métodos avanzados (fundamentalmente sísmica) en este trabajo se ha realizado con los métodos convencionales de campo que posteriormente se detallan.

Lógicamente esto obligará en su día a tener que modificar los límites o la extensión de algunas de estas unidades; o a tener que modificar la adscripción de una determinada formación a una u otra unidad. Sin embargo por el momento los resultados conseguidos pueden ser utilizados y serán válidos como elemento de trabajo, tanto para su posterior modificación como para poder insertar en ellos muchos otros trabajos más específicos como sedimentológicos, neotectónicos, paleogeográficos, etc.

METODOLOGIA

El primer paso en el método de trabajo seguido ha sido una revisión bibliográfica, tan exhaustiva como ha sido posible, sobre el Mioceno de las Cordilleras Béticas; especialmente de aquellos trabajos que tenían como objeto algunos de los afloramientos o aspectos abordados.

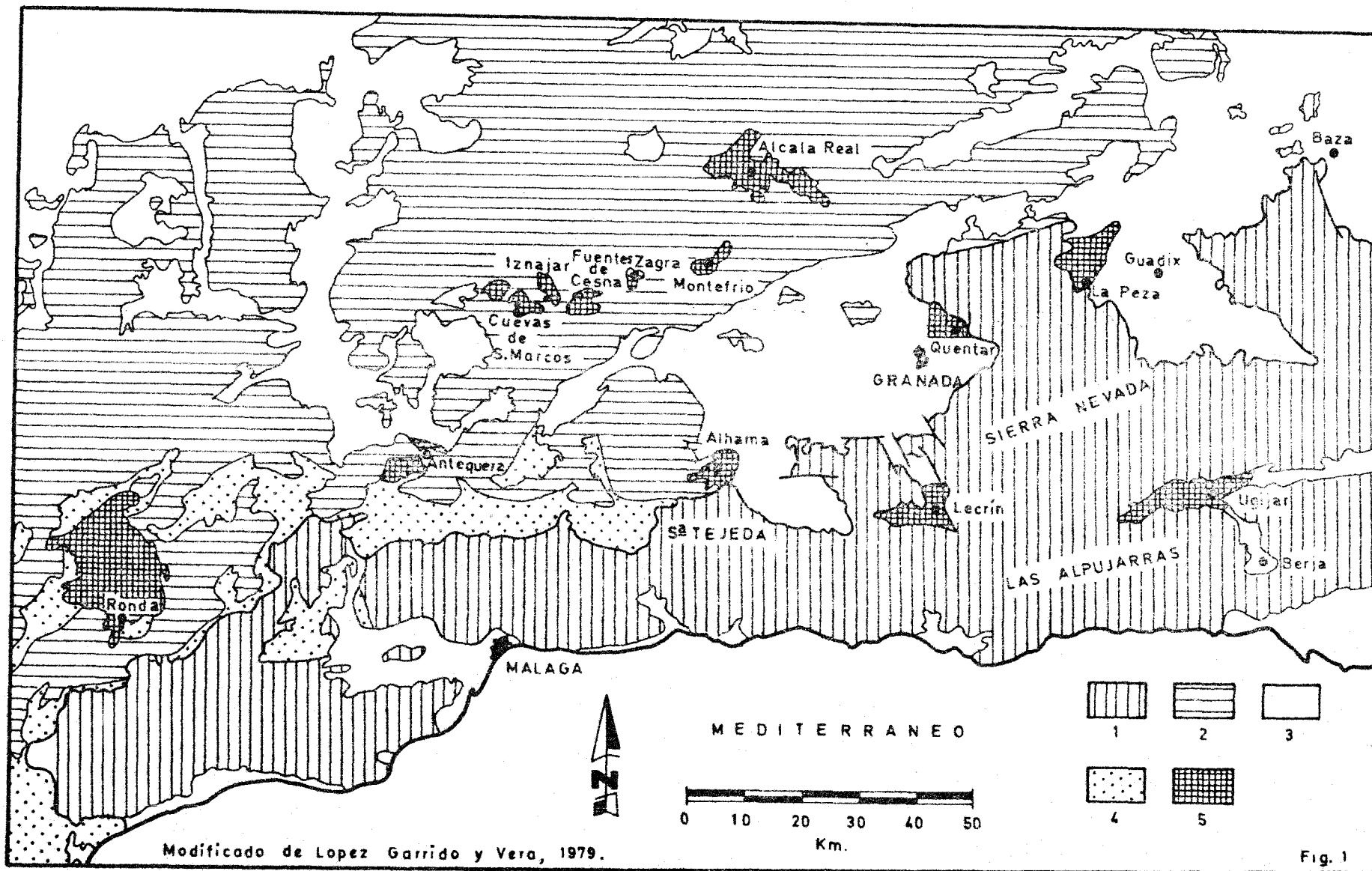
En el campo se ha procedido al levantamiento cartográfico detallado de áreas muy concretas, sobre fotogramas aéreos de escala 1:18.000.

Levantamiento de series estratigráficas, prestando especial atención a las estructuras de ordenamiento interno y a los efectos de deformaciones cohetáneas de la sedimentación.

Muestreo de algunas de estas series, o de tramos concretos de las mismas, tanto para su posterior estudio petrológico como micropaleontológico.

En el laboratorio se han estudiado los aspectos petrológicos de los materiales con láminas delgadas y microscopio petrográfico o con secciones de rocas pulidas. En algún caso las muestras han sido previamente teñidas en rojo de alizarina y ferricianuro potásico. También se ha efectuado el lavado de las muestras para su posterior estudio micropaleontológico por parte de los respectivos especialistas.

Como métodos puramente de gabinete se ha procedido a la correlación de las series levantadas dentro de un afloramiento y posteriormente a la correlación entre afloramientos o entre depresiones; dichas correlaciones se han



Situación geográfica y geológica de los afloramientos estudiados. 1.- Zonas Internas. 2.- Zonas Externas. 3.- Neógeno. 4.- Unidades del Campo de Gibraltar. 5.- Afloramientos estudiados.

efectuado en base al contenido paleontológico y edad de los materiales, posición dentro de la serie y posición con respecto a discontinuidades de gran envergadura dentro de este sector central.

Por último se ha efectuado la ampliación y el estudio de algunas fotografías tomadas en el campo.

La labor de gabinete ha concluido con la realización de esta memoria.

LOCALIZACION DEL AREA ESTUDIADA

La localización geográfica y geológica del área estudiada se muestra en la figura 1. Comprende el sector central de las Cordilleras Béticas y en ella no se incluye el segmento correspondiente a la Depresión del Guadalquivir.

Los afloramientos de la Depresión de Ronda y la porción más occidental de la Depresión de Ugijar, no se ubican en este sector central en sentido estricto; si bien se ha incluido por ser de gran interés a la hora de correlacionar con la Depresión del Guadalquivir y con las cuencas del sector occidental respectivamente.

Desde el punto de vista geológico los ejemplos estudiados se ubican en el seno de la Zona Subbética, sobre las Zonas Internas o bien en el contacto entre las Zonas Internas y Externas.

Los nombres Geográficos que aparecen en el texto están tomados de las hojas topográficas a escala 1:50.000 del Servicio Cartográfico del Ejército.

ALGUNAS CUESTIONES REFERENTES A LA NOMENCLATURA UTILIZADA

Algunos términos especialmente frecuentes en la bibliografía sobre materiales neógenos, pueden tener acepciones diferentes según los autores que las utilizan; otros no por ser muy utilizados dejan de ser ambiguos en su significado, y por último ciertos términos muy usados han pasado a ser tan comunes, que no parece lógico abandonar su uso.

A continuación se especifica el sentido con que algunos de estos términos se utilizan en este trabajo.

Se utiliza el término Afloramiento para un conjunto de materiales hoy se parados por la erosión y preservados, pero que sin embargo durante su sedimentación estuvieron unidos y hoy se identifican como parte de una cuenca sedi-

mentaria mayor. Cuando las dimensiones del mismo son tales que se pueden controlar los cambios de facies y reconstruir la morfología y límites de la cuenca sedimentaria, se denominan Depresión.

Los términos Preorogénico y Postorogénico, se han preferido no utilizar por ser confusos como tales y carecer de sentido si no se especifica qué evento tectónico se utiliza como punto de referencia, y por considerar que todo el Neógeno es sintectónico ya que el proceso tectónico no deja de actuar durante la sedimentación.

El término Maciño, no se emplea porque puede confundirse con el italiano que denomina una formación litológica y genéticamente muy diferente de las cal carenitas bioclásticas del Mioceno de las Cordilleras Béticas.

El término Molasa, se emplea para designar un conjunto de materiales acumulados en los márgenes de las cuencas y que son el registro de la elevación y erosión de relieves, tras una etapa tectónica; nunca se utiliza como nombre de roca.

Por último el término Mioceno terminal se emplea para designar la última parte del Mioceno superior, generalmente el Messinense superior. No se utiliza con el significado cronológico que Montenat (1.973, 75 y 77) y otros autores franceses le dan.

La escala bioestratigráfica y la zonación utilizada en este trabajo es la de Molina (1.979), para el Mioceno inferior y medio (p.p) y la de Serrano (1.979) para el Mioceno superior. Todas las referencias bioestratigráficas están hechas con las zonaciones propuestas por estos autores.

I. ANTECEDENTES

I-1.- EL NEOGENO DE LAS CORDILLERAS BETICAS

Los terrenos neógenos afloran ampliamente en las Cordilleras Béticas, pues cubren algo más de la mitad de su superficie y se depositaron en medios sedimentarios muy variados, desde los marinos pelágicos a los continentales.

Estos han sido testigo y parte de la historia reciente y de buena parte de la estructuración de la Cordillera, especialmente de las Zonas Externas.

Actualmente afloran repartidos en una serie de conjuntos que geográficamente coinciden, a grandes rasgos, con la situación de las antiguas cuencas sedimentarias.

Estas antiguas cuencas sedimentarias guardan estrecha relación con las grandes zonas estructurales del orogeno bético.

A continuación se exponen las características más significativas de cada uno de estos conjuntos.

I-1-1.- LA DEPRESION DEL GUADALQUIVIR

Es el afloramiento más extenso de materiales neógenos, se sitúa entre la Meseta al N. y las Zonas Subbética y Prebética al SE; al O. se hunde bajo las aguas del Océano Atlántico, en el Golfo de Cadiz.

Al conocimiento de este importante conjunto, han contribuido de modo especial los trabajos de Colom (1.952-54), Perconig (1.960-62) y más recientemente Viguié (1.974).

Una primera etapa de su historia es común con el tradicionalmente denominado "Estrecho Nordbético" y comprende el Mioceno inferior y medio.

Se caracteriza por el depósito de margas blancas, con abundantes elementos silíceos, conocidos con el nombre de "albarizas". Estas tienen sus equivalentes en el extremo oriental (prebético) donde se han denominado facies "tap".

Este "Estrecho Nordbético" es asiento de un surco marino profundo, que recibe importantes descargas de materiales turbidíticos y olistostrómicos, procedentes de los macizos situados en posiciones más meridionales.

A comienzos del Tortonense, una importante flexura del zócalo, hace que

ESQUEMA DE COLOCACION DE LOS MANTOS AFLORANTES AL NORTE DE LA PROVINCIA DE CADIZ. Según C. Viguier (1974).

N - N.O.










S - S.E.

MIOCENO MEDIO - MIOCENO SUPERIOR I

MIOCENO SUP. II : BASE

MIOCENO SUP. II : MEDIO

MIOCENO SUP. II : TERMINAL

-  Zócalo de la meseta.
-  Trias margo-yesífero
-  Subbético s.l. no diferenciado
-  Serie de base del manto del Aljibe.
-  Arenas del Aljibe
-  Albarizos
-  Mioceno de los Pájaros
-  Mioceno sup. II de base
-  Mioceno sup. II Post-manto


 Deformaciones dominantes del zócalo.

Fig. 2

la Meseta sea invadida por el mar.

Una brusca acentuación de este fenómeno, origina la formación de una fosa que recibirá las vertidas olistostrómicas de importantes cantidades de materiales subbéticos que constituyen el "Manto de Carmona".

Esta flexura de zócalo, acaecida en el Tortonense inferior, puede marcarse como el momento de generación e individualización de la "Depresión del Guadalquivir".

El "Manto de Carmona" es sellado por la sedimentación tortonense superior y messinense, de un marcado carácter regresivo. Este carácter regresivo se pone de manifiesto ya desde el Tortonense superior, por la migración de las facies someras y litorales hacia el SO.

Durante el Plioceno y Pleistoceno la regresión continúa, hasta la posición actual del Golfo de Cadiz.

Un esquema de la evolución de la Depresión del Guadalquivir durante el Mioceno superior, puede observarse en la Fig. 2.

I-1-2.- EL NEOGENO DE LA ZONA PREBETICA

Ocupa un amplio sector que vá desde las sierras de Cazorla y Segura al Mediterráneo, el límite S. lo constituyen los afloramientos subbéticos.

Mucho más complicado en el detalle que la Depresión del Guadalquivir, multitud de afloramientos salpican la región y hacen que la reconstrucción detallada de la paleogeografía sea difícil.

Los conocimientos que se tienen de sus materiales, se deben a numerosos autores que los abordaron en trabajos regionales.

El Mioceno inferior, escaso de afloramientos, está mal conocido.

Durante el Mioceno medio se desarrolla una sedimentación calcárea detrítica en las partes más septentrionales (Calvo, 1.978) y un complicado surco más profundo hacia el S. donde las series margosas adquieren importancia.

Este surco, que ocupa las partes más meridionales y que es la continuación del "Estrecho Nordbético" en su parte oriental, parece tener su continuación bajo la plataforma de Valencia en el Mediterráneo.

Su límite S. es difícil de precisar como consecuencia de estar en la

actualidad cubierto por materiales subbéticos.

La sedimentación es fundamentalmente margosa, de facies silíceas conocidas bajo la denominación de facies "tap".

Este surco recibe importantes influjos turbidíticos durante el Langhense y el Serravallense, al mismo tiempo que masas olistostrómicas de materiales subbéticos. En el Serravallense superior-Tortonense basal, el conjunto es ampliamente cabalgado por el frente subbético; especialmente ilustrativo resulta el ejemplo de la región de Moratalla, estudiado por Hoedemaeker (1.973).

El Tortonense inferior de facies calcareníticas y margosas, recubre el conjunto alóctono al mismo tiempo que transgrede sobre amplios sectores del borde septentrional prebético; algunos sectores más cercanos a la Meseta permanecen definitivamente emergidos.

El Tortonense superior, al igual que en todas las Cordilleras Béticas, se muestra regresivo dando paso en el prebético más externo a importantes series de materiales continentales desarrolladas durante el Mioceno terminal-Plioceno (Calvo et al. 1.978).

I-1-3.- EL NEOGENO DE LA ZONA SUBBETICA

La Zona Subbética, no constituye uno de estos dominios paleogeográficos con entidad propia; sus afloramientos de edad Mioceno inferior y medio serían parte del surco ocupado por el "Estrecho Nordbético". Los materiales depositados ya en el Mioceno superior forman parte en un sentido paleogeográfico de la porción más meridional de la "Depresión del Guadalquivir".

En resumen, solo se puede hablar de una sedimentación neógena sobre la Zona Subbética, en sentido estricto, a partir del Tortonense superior.

Al conocimiento de los materiales neógenos relacionados con el dominio subbético, han contribuido de modo especial en el sector occidental el trabajo de Chauve (1.968); en el sector central sus antecedentes se detallan más adelante; en el sector oriental destacan el trabajo de Foucault (1.971) y el de Paquet (1.969).

I-1-4.- EL NEOGENO DE LAS ISLAS BALEARES

Las Islas Baleares, según la opinión más generalizada, constituyen la prolongación oriental de las Cordilleras Béticas, con la excepción de Menorca.

Las series miocenas presentan una gran similitud con las que pueden observarse en el SE. de la península.

El Mioceno de las Islas Baleares puede dividirse en dos conjuntos: el Mioceno inferior y parte del medio, implicado en la tectónica de estructuración de las islas, y la parte alta del Mioceno medio y el superior, discordante sobre el resto de los materiales.

El Aquitaniense, fundamentalmente continental, está en continuidad con el Oligoceno superior, y resulta poco conocido.

El Burdigaliense-Langhense tanto en Ibiza y Formentera como en Mallorca se encuentra implicado en la estructuración de las islas; está constituido por materiales margosos y conglomeráticos en los que se incluyen grandes unidades alóctonas.

Sobre la modalidad del emplazamiento de dichas unidades, para algunos autores es el resultado de una tectónica gravitacional (Pomar, 1.976 y 1.980. Chauve et al. 1.976-77-78). Para otros por el contrario es el resultado de una tectónica tangencial (Rosenthal, 1.980).

En la llanura central de Mallorca, Colom (1.967) ha descrito una serie lacustre formada por margas con yeso y calizas lacustres con diatomitas, cuya edad está comprendida entre el Langhense y el Tortonense inferior. Series lacustres muy parecidas a la descrita por Colom (1.967) afloran en algunas depresiones de las Zonas Internas Béticas, como más adelante se verá.

Por último el Mioceno superior, fundamentalmente Tortonense, aflora transgresivo y discordante sobre el resto de la serie.

Los términos superiores de la serie neógena se encuentran actualmente sumergidos en los alrededores de las Baleares, donde se han puesto de manifiesto a partir de sondeos profundos (Ryan et al. 1.972).

I-1-5.- LAS DEPRESIONES SITUADAS ENTRE LAS ZONAS INTERNAS Y EXTERNAS

El contacto entre las Zonas Internas y Externas, en su parte centro oriental, está cubierto por una serie de grandes depresiones que tienen un registro sedimentario muy parecido.

Las más importantes de éstas son las de Granada, Guadix-Baza, Lorca-Aledo, Fortuna y Alhama de Murcia.

A su conocimiento contribuyeron de modo especial, los trabajos de Gon-

11

zález-Donoso (1.967-77-78), Vera (1.968-70) y Montenat (1.973-75-77).

El rasgo más llamativo que presentan en común, es un potente relleno de materiales de edad Mioceno superior-Plioceno, que en el Tortonense superior pierden su carácter marino para no recuperarlo más.

Con un análisis más minucioso se vé que las semejanzas que caracterizan este grupo de depresiones pueden ser mayores, como se deduce de esta serie de puntos que a continuación se enumeran:

- a) El Mioceno inferior y medio, suele estar mal representado y en escasos afloramientos.
- b) La base de las series locales comienzan por materiales detriticos de colores rojizos, depositados entre el Serravallense y el Tortonense basal, cuyo medio de depósito es por ahora mal conocido.
- c) El Tortonense inferior transgresivo, se presenta en facies calcareníticas y margosas. Sucede a éste un potente depósito de margas, caracterizado por la presencia de Turborotalia humerosa reflejo del momento en que se alcanza el máximo de la transgresión.
- d) El Tortonense terminal, ya regresivo, presenta potentes series conglomeráticas que se apoyan en los bordes sobre el substrato (Conglomerados de Murcia, Block Formation) y que pasan a margas y yesos en las partes centrales.

Esta regresión del Tortonense terminal-Messinense, suele ir acompañada de bruscas emersiones y de emisiones volcánicas como las de Barqueros. En las depresiones situadas en posiciones más orientales, estos episodios volcánicos han podido datarse entre 6,2 y 7 millones de años (Montenat et al. 1.975).

- e) A consecuencia de estas emersiones, que se producen tras la pérdida de toda comunicación con el mar, parte de las formaciones anteriormente depositadas se erosionan en los bordes y se resedimentan en las partes centrales. Este redepósito acontece en ambiente subaéreo en las zonas periféricas, y la la custré en las partes centrales (series de La Malá, Serrata de Lorca, etc.).

Desde que comienza la regresión, los bordes de estas de presiones son asiento de una fauna de vertebrados que proporciona yacimientos de casi todo el Turoloense medio y superior.

Durante el Plioceno y el Pleistoceno, las formaciones continentales re llenan estas cuencas hasta su total colmatación.

I-1-6.- LOS MATERIALES DEL MIOCENO INFERIOR Y MEDIO IMPLICADOS EN EL CONTACTO ENTRE LAS ZONAS INTERNAS Y EXTERNAS

Una serie de formaciones cuyas edades v \acute{a} n desde el Oligo-Aquitaniense al Langhense, afloran en el contacto entre las Zonas Internas y Externas. En el sector oriental este contacto, corresponde a lo que los autores holandeses han denominado "zona intermedia".

Este grupo de formaciones es de singular importancia para reconstruir la historia de dicho contacto. Afloran fuertemente tectonizadas, en poca extensión, y en su composición generalmente br \acute{e} chica y de acumulaci \acute{o} n ca \acute{o} tica de materiales dificulta enormemente el conocimiento de las mismas.

A continuaci \acute{o} n se hace una breve rese \tilde{n} a de estas formaciones.

Transgresiva sobre el Complejo Mal \acute{a} guide, las formaciones de Alosaina (Di don et al. 1.961) y Ciudad Granada (Soediono, 1.971) tienen una edad Oligoceno-Aquitaniense. Se ha discutido, por los autores que las han trabajado, si las mismas se habr \acute{i} an de interpretar como coberteras del mal \acute{a} guide o si representan el primer dep \acute{o} sito postemplazamiento del mismo.

Discordante sobre estas formaciones y/o sobre los complejos Mal \acute{a} guide y Alpuj \acute{a} rride se sitúan: en el sector oriental la Formaci \acute{o} n Fuente (Soediono, 1.971), en el central la Formaci \acute{o} n de la Vi \tilde{n} uela (Vera, 1.966 y Boulin et al. 1.973) y la "base del Tramo de Murchas" (Gonz \acute{a} lez-Donoso, 1.977-78); en el sector occidental la Formaci \acute{o} n de las Millanas (Bourgeois et al. 1.973) y los recientemente denominados "materiales transgresivos sobre las Zonas Internas de Alosaina, Almogia y Casabermeja" de Gonz \acute{a} lez-Donoso et al. (1.981).

La edad de todas estas formaciones es Burdigaliense inferior.

Discordante sobre la Formaci \acute{o} n Fuente, antes citada, se coloca la Formaci \acute{o} n Espejos (Soediono, 1.971), de edad Burdigaliense superior.

A alguna de estas formaciones citadas se le superponen tectónicamente materiales flysch asimilables a los del Campo de Gibraltar. La edad de esta superposición hay que situarla como mínimo, con posterioridad al Burdigaliense superior.

Bourgois (1.973-78) ha definido la "Formación de arcillas con bloques", se trata de una formación de arcillas de colores rojizos y verdes, que engloban grandes klippes sedimentarios de materiales cuyas edades están comprendidas entre el Trias y el Aquitaniense. La edad más reciente de la matriz arcillosa de esta formación es Burdigaliense.

Los materiales alóctonos de la región de Beas de Granada y los situados al S. de Diezma (Bourgois et al. 1.973) pueden ser atribuidos a esta "Formación de arcillas con bloques".

Un último punto a tratar, es el que concierne a la edad de la Formación de las Millanas. Bourgois et al. (1.972) le asignan una edad Burdigaliense inferior, en función de su contenido en Globigerinoides trilobus; recientemente González-Donoso et al. (1.981), señalan que en función de este dato, solo se puede decir que su edad es Aquitaniense superior o más reciente. Plantean estos autores la posibilidad de que su edad, sea Burdigaliense superior-Langhense. Caso de ser cierta esta edad, habría que correlacionarla con la Formación Espejos (Soediono, 1.971).

I-1-7.- EL NEOGENO DE LAS ZONAS INTERNAS

El Neógeno de las Zonas Internas, es posiblemente el mejor estudiado y al que más trabajos se le han dedicado, especialmente al Mioceno superior.

Las causas son: estar los depósitos excepcionalmente expuestos, y la estrecha relación que estos guardan con la problemática de la sedimentación y evolución del Mediterráneo occidental en esta época.

El Mioceno inferior y medio, nuevamente aparece en pocos afloramientos muy tectonizados y por lo general mal representado; se pueden diferenciar tres conjuntos:

- a) El Burdigaliense inferior transgresivo sobre materiales alpujárrides o maláguides.
- b) El Burdigaliense superior-Langhense suele estar representado por brechas dolomíticas con algunos episodios arenosos turbidíticos y relacionadas con klippes sedimentarios en la

cuenca.

- c) El Langhense superior-Serravallense representado por formaciones margosas como las de Los Garres o El Relojero (Montenat, 1.977).

La importante etapa tectónica ocurrida a final del Mioceno medio, origina la individualización de numerosas depresiones. Estas se caracterizan por:

- a) Un importante relleno de materiales durante el Mioceno superior.
- b) Por tener un episodio transgresivo de edad Plioceno inferior, sobre todo en las más cercanas al litoral mediterráneo.
- c) Por presentar episodios volcánicos, registrados según los casos, a finales del Mioceno medio, en el Messinense inferior, o en el Plioceno superior-Pleistoceno.

Las más significativas de estas depresiones son las de Murcia, Cartagena, Mazarrón, Huerca, Vera, Sorbas y Nijar.

Los autores que han trabajado en las mismas son entre otros: Montenat (1.973-75-77), Ott d'Estevou (1.980), Briand (1.981) y Dabrio et al. (1.981).

El Tortonense inferior es transgresivo y está representado por formaciones detríticas de tipo litoral. A éstas le suceden las facies margosas del Tortonense superior, reflejo del máximo de la transgresión.

El Tortonense terminal, ya regresivo, se manifiesta con fuertes aportes terrígenos de los relieves emergidos. Estos materiales detríticos son colonizados por arrecifes en los bordes de las cuencas más septentrionales, buenos ejemplos son los arrecifes de Purchena (Dabrio, 1.974) o los arrecifes de Cerro Tallante y del Alto de la Ventica (Briand, 1.981).

El Messinense inferior se caracteriza por una acentuación del carácter regresivo, acompañado de manifestaciones volcánicas (Hoyazo de Nijar).

A medida que transcurre el Messinense, los bordes de las cuencas más occidentales son asiento de importantes complejos arrecifales, que progredan hacia el centro de las mismas (Dabrio et al. 1.981). El máximo de la regresión se manifiesta en la erosión de estos edificios arrecifales y en el depósito de yeso en el centro de las cuencas.

Una transgresión de edad Messinense superior origina el depósito de ye

tos turbidíticos en las partes centrales, y materiales carbonatados en los bordes de las mismas (complejo carbonatado terminal de Dabrio et al. 1.981).

Una nueva transgresión de edad Plioceno inferior, se observa en las depresiones que bordean el litoral mediterráneo, (formaciones de Cuevas Viejas, Entinas etc. de Addicott et al. 1.978, y las formaciones del litoral de Mazarrón de Montenat, 1.975).

I-1-8.- LOS AFLORAMIENTOS NEOGENOS DE LAS COSTAS MEDITERRANEAS ENTRE ADRA Y GIBRALTAR. EL MAR DE ALBORAN

La costa mediterránea entre Adra y Gibraltar se caracteriza por presentar un litoral escarpado, donde los materiales neógenos están prácticamente ausentes.

El fenómeno puede explicarse por coincidir su trazado con un accidente de edad relativamente reciente, del mismo tipo y dirección de los que limitan por el N. y S. la Sierra de Gador.

Los afloramientos más importantes son los de la vega de Motril, Nerja, Torre del Mar, y los situados al O. de Málaga San Pedro de Alcantara, Estepona.

La edad de los mismos es Plioceno y Pleistoceno, de facies marinas o continentales según los casos (Fourniguet, 1.975).

Recientemente se ha puesto de manifiesto la existencia de materiales de edad Mioceno superior en la región de Torre del Mar, a partir de los datos obtenidos en sondeos realizados con fines hidrogeológicos (Carrasco et al. 1.978), a ellos se hará referencia posteriormente.

En la última década el conocimiento de la morfología submarina y de la geología del Mar de Alborán, han experimentado un notable incremento.

La topografía del fondo de la cuenca de Alborán refleja un conjunto de alineaciones montañosas, separadas por profundas fosas, con una dirección coincidente con las cadenas montañosas emergidas que la rodean, béticas y rifeñas (Fig. 3).

La opinión más generalizada sobre la génesis de esta porción más occidental del Mediterráneo, parece estar ligada a los subsecuentes hundimientos, acaecidos tras la etapa compresiva de finales del Mioceno medio.

El conocimiento sobre los materiales que rellenan la cuenca de Alborán,

se debe sobre todo al sondeo Joides 121, efectuado en el marco del D.S.D.P. (Ryan et al. 1.972).

El sondeo mostró una secuencia de materiales pleistocenos, bajo éstos una potente serie pliocena constituida por margas con intercalaciones turbidíticas, y bajo ésta una serie de margas compactas atribuidas inicialmente al Tortonense.

Por último, tras una brecha poligénica de matriz margosa se llegó al substrato formado por corteza continental.

Los autores antes citados interpretaron que una etapa erosiva sería la causante de la falta de materiales messinenses.

Posteriormente, Montenat y Bizon (1.975) reinterpretaron el sondeo y atribuyeron los materiales inferiores a la zona de Globorotalia dutertrei de Bolli, y a la zona N. 17 de Blow; le asignaron una edad Messinense e hicieron notar que la ausencia de evaporitas no implicaba una laguna del Messinense que según éstos, estaba bien caracterizado por la presencia de Globorotalia mediterránea y Globorotalia conomiozea.

También compararon la serie del sondeo con la de algunas cuencas del sector oriental de las Cordilleras Béticas, indicando que ésta se integraba perfectamente en el marco de la evolución paleogeográfica regional y poniendo en duda el eventual cierre del estrecho de Gibraltar.

Más recientemente Carrasco et al. (1.978), citan en el litoral de Málaga (Torre del Mar, Fig. 3) una serie que sobre el substrato paleozoico contiene materiales margosos de edad Tortonense superior-Messinense basal, con Globorotalia mediterránea y sobre éste una serie pliocena.

Concluyen los citados autores, que una fase erosiva entre la base del Plioceno y el Messinense es evidente y que podría corresponderse con la "crisis de la salinidad".

La semejanza de esta serie con la del sondeo Joides 121 e interpretada por Montenat y Bizon (1.975), es manifiesta.

Parece pues, poder deducirse que los datos anteriores no son incompatibles con la presencia de una laguna, de mayor o menor envergadura según el lugar, en el borde de la cuenca de Alborán.

Al mismo tiempo, en las partes más profundas se depositarían los mate-

riales salinos puestos de manifiesto por métodos geofísicos.

También esta situación, es equiparable a la observada en los bordes de algunas cuencas perimediterráneas más internas. En las de Granada o Guadix-Baza, que más adelante se verán, algunas series del Mioceno superior, pueden presentar lagunas equivalentes a las aquí referidas.

I-2.- ANTECEDENTES SOBRE EL AREA ESTUDIADA

Al abordar el análisis de los antecedentes bibliográficos de los afloramientos estudiados, se hará por áreas geográficas.

El hacerlo solo en orden cronológico, tendría el inconveniente de tener que saltar de una región a otra muy distantes entre sí.

Por tanto, parece más lógico hacerlo en el mismo orden en que luego se expondrá la descripción estratigráfica. Dentro de cada área geográfica, se mantiene un orden cronológico.

En ocasiones para no dilatar excesivamente esta descripción, se omite la referencia de algunos trabajos y autores, y solo se citan los que parecen ser más interesantes.

Algunos trabajos no ha sido posible acceder a ellos, y la referencia se toma de otro autor; las pocas ocasiones en que esto sucede se advierte haciendo referencia al autor del que se toman los datos.

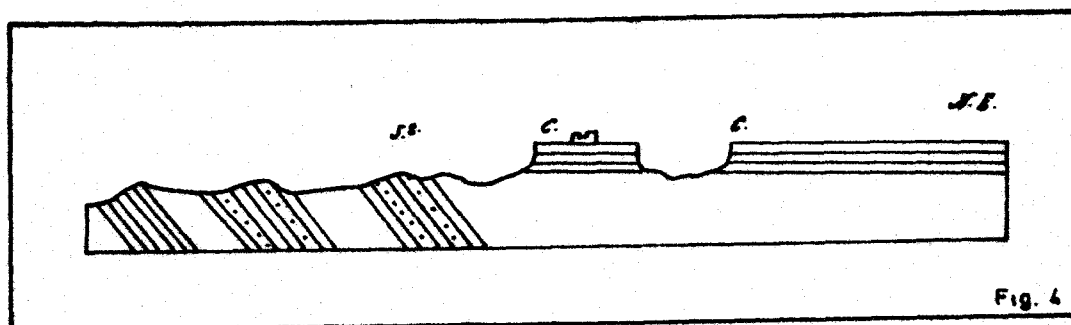
I-2-1.- ANTECEDENTES SOBRE LOS AFLORAMIENTOS ESTUDIADOS EN LA ZONA SUBBÉTICA

Las primeras noticias sobre los materiales neógenos situados en la Zona Subbética, se deben a Silvertop (1.836).

Describe, este autor, los afloramientos de Antequera, Alcalá la Real, y cita brevemente el de Montefrío. Les asigna una edad terciaria, sin más precisión.

Al observar los estratos de Antequera inclinados y los de Alcalá la Real horizontales, concluye que entre el depósito de ambos mediaron movimientos tectónicos, que modificaron la posición de los primeros.

En Alcalá la Real describe, bajo los materiales terciarios sobre los que se encuentra el Castillo de La Mota, una formación conglomerática y arenosa que se hunde bajo aquellos; representa un corte que se reproduce, por su interés histórico, en la Fig. 4.



Silvertop considera que los materiales de la Sierra de la Acauña y los de la Sierra de San Marcos, son la misma formación geológica y llama la atención sobre la importante erosión que ha tallado el relieve de la región.

A finales del siglo pasado, Gonzalo y Tarín (1.881) y los geólogos de la Misión de Andalucía comienzan a prestar atención al contenido faunístico de los materiales, y a asignar las primeras edades a las formaciones terciarias; así Bertrand y Kilian (1.889) determinan en Antequera Ostrea crassisima y Ostrea gingensis.

Michel Lévy y Bergeron (1.890) en función de algunas especies de lamelibranchios asignan una edad Helveciense a los materiales de la Depresión de Ronda.

Ya en este siglo, Orueta (1.917) estudia la Depresión de Ronda, califica de "molasa" su relleno y señala la ausencia de Mioceno inferior.

En 1.929 y 1.933, Blumenthal estudia los afloramientos de Ronda y Antequera, asignándoles una edad Burdigaliense.

Durante los años 50 y 60 las referencias al Neógeno se hacen en trabajos regionales que le prestan poca atención.

En 1.964 Vera y González-Donoso describen el afloramiento de Montefrío, señalan la presencia en el mismo de una discordancia de edad intravindobonense. También señalan, que dicha discordancia se encuentra en otros afloramientos de la Zona Subbética tales como los de Zagra y Cuevas de San Marcos, y que sería la consecuencia de un plegamiento de esta edad.

Vera en 1.966 y 1.969, suministra una cartografía donde diferencia los tramos superior e inferior de dicha discordancia.

Linares (1.968) y Mañas (1.969) en sus respectivas tesis de licenciatura describen el Mioceno situado al O. de Alcalá la Real.

Sanz de Galdeano en 1.973, describe el afloramiento de la Sierra de la Acamuña y le asigna una edad Helveciense-Tortonense.

Viguiet en 1.974, en su tesis sobre el Neógeno de la cuenca del bajo Guadalquivir, dedica algunas observaciones al que aflora en los alrededores de Ronda y lo relaciona con el que aparece en Arcos y Bornos.

Benkelil (1.976) es el primero en citar la existencia de Messinense en el Arroyo de las Culebras al S. de Ronda, implicado en una tectónica compresiva cuya edad sitúa a finales del Plioceno.

Bourgois (1.978) atribuye al Mioceno terminal el Neógeno de la Depresión de Ronda y diferencia dentro de él tres formaciones que de abajo arriba son: Formación Galapagar-Arriate, Formación Los Llanos, Formación Loma de la Cordillera. Además compara su edad con el neoestratotipo Messinense de Cuevas de Almanzora y los yesos de Sicilia.

Por último propone un esquema de evolución paleogeográfica para el conjunto Bético-Alborán en la transversal de Ronda.

En 1.979, Serrano en su tesis doctoral, hace un exhaustivo estudio de la microfauna que contienen los materiales de la Depresión de Ronda. Define cinco formaciones que denomina: El Tajo, Setenil, La Mina, Las Mesas y El Gastor; la edad de las mismas queda comprendida entre la totalidad del Tortonense y el Messinense. También compara estos resultados con otros afloramientos que estudia como el de Antequera, Iznajar y otros del sector oriental de la Cordillera.

González-Donoso et al. (1.980) precisan la edad de la discordancia de Montefrío, situándola en las proximidades del biohorizonte de aparición de Turborotalia humerosa y apuntan algunas características sobre el medio de depósito de los materiales.

Rodríguez-Fernández y Vera, en 1.980, estudian y proponen un modelo genético para explicar las estructuras de estratificación cruzada y deformada que aparecen en algunos afloramientos subbéticos. Al mismo tiempo interpretan este tipo de deformaciones en su marco paleogeográfico.

En 1.981, González-Donoso et al. describen en Alcalá la Real un corte

de edad Burdigaliense-Langhense y lo comparan con otras formaciones de la misma edad. Señalan que posiblemente la ausencia de materiales de edad Burdigaliense medio, zona de C. stainforthi, sea un fenómeno generalizado en el sector central de las Cordilleras Béticas.

I-2-2.- ANTECEDENTES SOBRE LA DEPRESION DE GRANADA

Las primeras noticias de estudios geológicos en la Depresión de Granada se deben a Silvertop, en un trabajo sobre las formaciones lacustres de Alhama y Baza publicado en 1.834.

En 1.836, estudia de nuevo la zona de Alhama y señala la presencia de materiales mesozoicos que forman el substrato de la cuenca. Interpreta que estos relieves debieron ser islas durante el Terciario.

Es Von Drasche en 1.879, quien dedica especial atención al Mioceno del borde N. de Sierra Nevada. Divide el Mioceno de la Depresión en tres conjuntos:

- Formación yesífera
- "Gonfolitas" miocénicas (Blockformation)
- Calizas miocenas

La Blockformation ("Gonfolitas" miocénicas en la traducción española) es objeto de un análisis más detallado del autor. Trás señalar sus principales afloramientos y la composición de los mismos, añade: "Es también importante el hecho de que el mayor desarrollo de la formación de gonfolitas coincide con el actual valle del Genil. Esto parece probar que donde ahora corre el río en la época miocena desembocaba en el mar un gran curso de agua, cuyos sedimentos han sido extendidos y estratificados más tarde por el mar".

Von Drasche (1.879), describe también en la Depresión de Granada el "conglomerado de la Alhambra" que lo diferencia de la Blockformation y de la Formación de Guadix. A este autor se debe el primer plano geológico donde estas formaciones aparecen delimitadas.

Gonzalo y Tarin en 1.881 y Bertrand y Kilian en 1.885 y 89, hacen observaciones sobre el Mioceno de la Depresión; después de estudiar algunos ejemplares de lamelibranquios aportan nuevos datos para su datación.

En un trabajo de 1.885 ya señalaron la relación que existía entre la

Blockformation y los yesos, indicaron que la formación yesífera se superpone a los conglomerados. Comparan también la Depresión de Granada con la del Ródano.

Es sin duda Viennot en 1.930 quien realiza el primer trabajo estratigráfico moderno de la Depresión de Granada. Presta especial atención a dos aspectos: el primero a la edad de los materiales y el segundo a las relaciones laterales y verticales de los mismos; describe Viennot, como hacia el meridiano de Monte Vives las margas y conglomerados pasan lateralmente a margas con yeso.

Contiene su trabajo un mapa geológico 1:200.000 de la Depresión y bastantes cortes geológicos de detalle.

Con anterioridad, en 1.929, Lemoine había estudiado las muestras recolectadas por Viennot en su campaña; describe seis especies de algas coraliáceas, dos de ellas por primera vez: Lithophyllun viennoti y L. oblicuum.

Trás veinte años en los que casi no se estudia la depresión, en 1.957 Linares y Colom realizan el primer estudio de foraminíferos en los materiales del valle del Genil. Ponen de manifiesto la abundancia de fauna bentónica frente a la planctónica, casi ausente, y le asignan una edad Helveciense-Tortonense.

Este mismo año (1.957), Aguirre publica un trabajo en el que da cuenta de la aparición de un molar de Equus, a partir del cual data el conglomerado de la Alhambra de edad cuaternaria.

En 1.965, González-Donoso y Vera estudian las laderas noroccidentales de Sierra Nevada y describen su serie miocena. Señalan que dicha serie está dividida en dos partes por una discordancia de edad Vindobonense. A la parte inferior, que reconocen plegada, le denominan "tramo de Canales".

González-Donoso en 1.967, en su tesis doctoral y en un trabajo subsiguiente (1.968), divide la serie miocena de la Depresión de Granada en dos tramos, que denomina "tramo inferior miocénico" y "tramo superior miocénico" respectivamente. Separados por una discordancia, divide el inferior en dos y el superior en cuatro subtramos; les asigna una edad Helveciense-Tortonense.

Define además el "tramo de Murchas" situado bajo el "tramo inferior

miocénico" cuya edad sería Oligoceno superior o Burdigaliense, y la Formación de Pinos Genil. Esta última la hace corresponder con el conglomerado que corona la Blockformation de Von Drasche.

En 1.972, Dabrio et al. describen una serie turbidítica, con evaporitas asociadas, en La Malá (tercer subtramo del tramo superior miocénico de González-Donoso, 1.967).

En 1.974, Apostolescu y Biju-Duval realizan un estudio de algunos cortes, cuyos resultados quedan recogidos en un informe interno del I.F.P.

Más reciente, en 1.977 y 1.978, González-Donoso hace una puesta al día sobre la edad de los materiales, basada en el estudio de los foraminíferos plactónicos. Por lo demás mantiene el mismo esquema estratigráfico de publicaciones anteriores.

También en 1.978, Dabrio et al. interpretan el borde NE. de la depresión y hacen una descripción de los diferentes tipos de facies que presenta el conglomerado de la Blockformation (según Von Drasche). Además proponen un esquema de evolución paleogeográfica para este sector.

Ortega (1.978) realiza un estudio sobre la mineralogía de la Blockformation.

Dabrio y Ruiz-Bustos en 1.979, dan a conocer el hallazgo de restos de hipparión en la formación fluvial que corona la Blockformation y datan ésta entre el Tortonense medio y el Tortonense superior-Messinense inferior.

Por último, Sanz de Galdeano en 1.980 publica un trabajo sobre la neotectónica del borde N. de la Depresión de Granada.

I-2-3.- ANTECEDENTES SOBRE LA DEPRESION DE GUADIX-BAZA

Una vez más, los primeros datos geológicos se deben a Silvertop, que en 1.834 publica un trabajo, ya referido, dedicado a la formación lacustre de Alhama y Baza.

En su trabajo de 1.836, también citado anteriormente, recuerda que la Depresión de Baza está rellena por depósitos de aguas someras, en la que se pueden distinguir dos grupos de materiales: unos inferiores de margas y yesos y sobre éstos calizas compactas en estratos igualmente horizontales.

En 1.889 Von Drasche, define la Formación de Guadix, le asigna un ori-

gen fluvial y señala como hacia las partes centrales disminuye el tamaño de sus componentes, hasta hacerse arcillosos. No propone ninguna edad para esta formación, pues dice no haber encontrado fósiles.

Sieguert en 1.905 (tomado de Vera, 1.970) diferencia: un Helveciense en la parte occidental y en el borde SE. y discordante sobre éste:

- 1) Tortonense marino de areniscas y limos
- 2) Calizas claras ricas en yeso, de edad Mioceno superior
- 3) Serie lacustre superior

Por último atribuye al Plioceno la Formación de Guadix.

En 1.950, Fallot et al. diferencian dentro del relleno de la Depresión dos grupos:

- uno inferior marino
- otro superior lacustre que denominan "Serie de Baza"

Al inferior le asignan una edad Vindobonense y al superior una edad Plioceno y Villafranquiense en el techo, indicando que hacia el O. la Formación se hace detrítica.

En 1.951, Colom estudia la microfauna de una serie de afloramientos marinos, éstos son:

- a) El de la localidad de Rejano al que da una edad Tortonense.
- b) Cortes de Baza, de edad Mioceno muy alto o Plioceno.
- c) Afloramiento de Gor, en el que se cita la abundancia de discoastéridos; la edad le parece estar más alto que el de Rejano y piensa que sería Mioceno superior o incluso Plioceno.

En 1.967, Fallot et al. distinguen tres conjuntos superpuestos, que de abajo arriba son:

- "Capas claras del Rio Fardes"
- "Capas de Guadix"
- Un nivel conglomerático superior.

Citan que una muestra del Mioceno marino de la base, tomada en la carretera de Diezma a Purullena y estudiada por Hottinger, proporciona una edad Tortonense.

En 1.968, Vera estudia el Mioceno del borde SO. en el sector de La Peza. Describe una potente serie miocénica, con materiales lacustres en la base,

y realiza un mapa litoestratigráfico del afloramiento.

En 1.970, publica el mismo autor un trabajo sobre la estratigrafía de toda la Depresión. Diferencia dos conjuntos separados por una etapa erosiva: el inferior de edad Mioceno, y el superior de edad Plioceno-Pleistoceno. No descarta que la base del conjunto superior contenga materiales de edad Mioceno superior.

Dentro del conjunto superior de edad Plioceno, además de la Formación de Guadix define tres formaciones más, que son:

- Formación Gorafe-Huélago
- Formación de Baza
- Formación de Serón-Caniles.

Después de realizar un estudio litológico de cada formación y analizar las relaciones entre éstas y sus respectivos medios de depósito, propone un esquema de evolución paleogeográfica de la depresión. Realiza además un mapa geológico detallado, donde aparecen representadas cada una de las formaciones definidas.

Bourgeois et al. (1.973), interpretan que los materiales terciarios que afloran, bajo la serie miocena, al S. de Diezma presentan facies flysch y que son semejantes a los del Campo de Gibraltar y a los de la zona de Colmenar.

Un año después (1.974), Apostolescu y Biju-Duval citan materiales de edad Burdigaliense superior-Langhense inferior bajo el conjunto interpretado como flysch por Bourgeois et al. (op. cit.). Estos autores, en su informe interno del I.F.P. se plantean la posibilidad de que dichos flysch puedan ser un klippe sedimentario.

En 1.974, Bruijn data el Rusciniense en la base de la Formación Gorafe-Huélago.

Más recientemente, en 1.979, Sebastian en su tesis doctoral estudia los minerales de la arcilla en las formaciones plio-pleistocenas y Peña (1.979) también en su tesis, realiza el estudio estratigráfico de estas formaciones.

I-2-4.- ANTECEDENTES DE LA DEPRESION DE UGIJAR

La Depresión de Ugijar ya fué objeto de la atención de Von Drasche, que

en 1.889 incluye en la Formación de Guadix los materiales conglomeráticos que la rellenan. Así lo hace constar en el mapa geológico que acompaña su trabajo.

Ya en este siglo Dollfus en 1.928, publica una relación con doce especies de lamelibranquios, recolectados por Maurice, todas ellas de edad Mioceno.

El año 1.929, Westerweld data como paleógeno la base de los materiales terciarios de la depresión (in Durand Delga y Fontboté, 1.960).

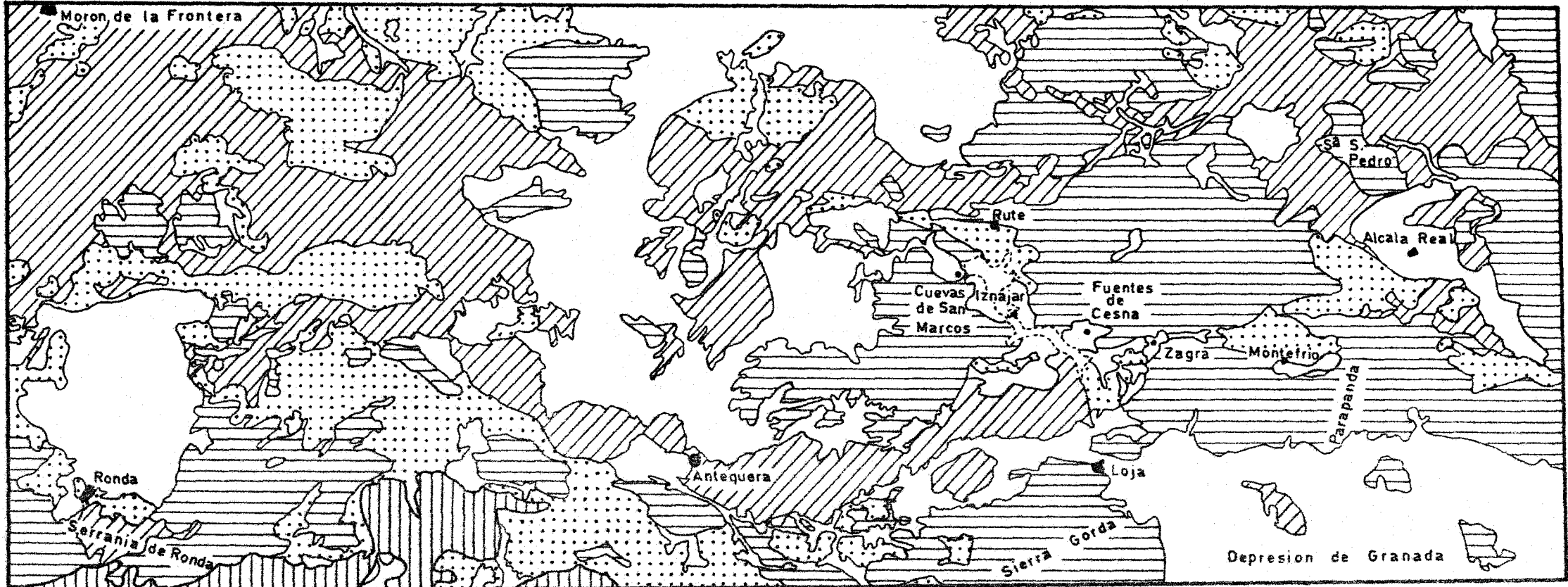
Con posterioridad, en 1.951, Colom publica el resultado del estudio de la microfauna del Mioceno de Ugijar y le asigna una edad Tortonense.

Por último Aldaya et al., en el mapa geológico de la hoja 1:50.000 de Berja, hacen una cartografía y un análisis estratigráfico detallado de los materiales neógenos de esta depresión; dicho trabajo se encuentra actualmente en prensa.



II. ESTRATIGRAFIA

AFLORAMIENTOS NEOGENOS EN LA ZONA SUBBETICA



Tomado de Vera, 1970.

- 1. Zonas internas
- 2. Triás germano-andalúz
- 3. Subbético
- 4. Paleógeno
- 5. Neógeno

LEYENDA

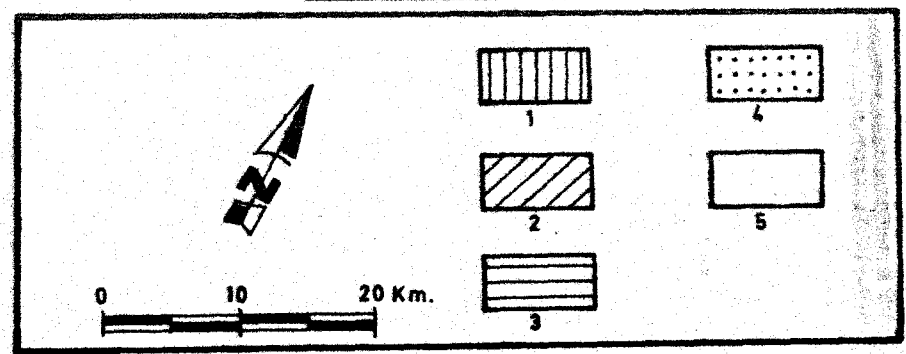


Fig. 5

La descripción de las características estratigráficas de cada uno de los afloramientos estudiados, se hará según el esquema tradicional de división de las grandes unidades de las Cordilleras Béticas, es decir Zonas Internas y Externas.

Especial interés se presta a los afloramientos situados en el límite entre éstas, donde se encuentran las depresiones de Granada y Guadix-Baza.

Las series miocenas de estas depresiones son particularmente interesantes, ya que además de adquirir un gran desarrollo tienen una evolución paleogeográfica particular.

Hacerlo así puede resultar más coherente, pues buena parte de sus anomalías y diferencias estratigráficas y sedimentarias son consecuencia de estar enmarcadas en uno u otro de estos grandes dominios.

Cada uno de éstos evoluciona de forma diferente a lo largo del Neógeno. Sólo en momentos muy concretos, los factores tectónicos y climáticos hacen converger las características estratigráficas de los distintos afloramientos. Esto sucede por ejemplo en el Tortonense inferior, cuando la transgresión de esta edad proporciona los materiales más extendidos y fáciles de identificar de todo el sector central de la Cordillera.

II-1.- EL NEOGENO DE LA ZONA SUBBETICA

De los múltiples afloramientos que salpican la Zona Subbética, en el sector estudiado (Fig. 5), se han abordado aquellos que parecían ser más interesantes, algunos de los cuales ya fueron previamente estudiados por otros autores.

El resto de los afloramientos existentes en la Zona Subbética no parece que de momento, puedan aportar mucho más al conocimiento del Mioceno en este sector de la Cordillera.

Como características comunes a los afloramientos que se describen se pueden señalar:

- a) Se trata de afloramientos de poca extensión superficial
- b) Se encuentran generalmente discordantes sobre materiales más antiguos.
- c) Están divididos en dos conjuntos estratigráficos claramente diferenciados y separados por una importante discordancia reflejo de una etapa orogénica.

Los más bajos estratigráficamente, tienen una edad Mioceno inferior y medio, los más altos tienen una edad Mioceno superior-¿Plioceno?.

Algunos afloramientos tienen materiales del conjunto superior solamente, como la Depresión de Ronda; otros los presentan de ambos conjuntos, como es el caso de Alcalá la Real.

II-1-1.- LOS AFLORAMIENTOS DISPERSOS EN EL CENTRO DE LA ZONA SUBBETICA

II-1-1-1.- EL AFLORAMIENTO DE MONTEFRÍO

El afloramiento de Montefrío se describe con mayor detalle y atención por ser el mejor conocido y el más característico. El resto de los afloramientos son desde el punto de vista litológico, ordenamiento interno, contenido faunístico etc, prácticamente iguales.

Se encuentra situado en los alrededores de esta localidad, lo cortan las carreteras que salen de Montefrío y se dirigen a Illora, Tocón, Algariño y Alcalá la Real; el mapa geológico del mismo aparece representado en la Fig. 6.

Como se indicó en el capítulo anterior, fué citado por Silvertop (1.836) y estudiado por Vera y González-Donoso (1.964), Vera (1.966), González-Donoso et al. (1.980) y Estévez et al. (en prensa).

Los materiales miocénicos se encuentran discordantes sobre Paleógeno en el N. y sobre Jurásico superior y Cretácico inferior en la parte S. del afloramiento.

Serie estratigráfica

Se pueden diferenciar los siguientes tramos: (Fig. 7).

- 1.- Areniscas bioclásticas y margas con algunos niveles de conglomerados, abundantes cantos blandos procedentes del Trias de facies keuper.

Los niveles margosos presentan ausencia de ordenamiento interno, solo en ocasiones se observa tenue laminación horizontal.

Los niveles de areniscas, están formados por calciruditas y calcarenitas bioclásticas, de color amarillo y cantos arcillosos blandos.

El material siliciclástico está formado por cuarzo muy redondeado, fragmentos de calizas, silix y micasquistos. El

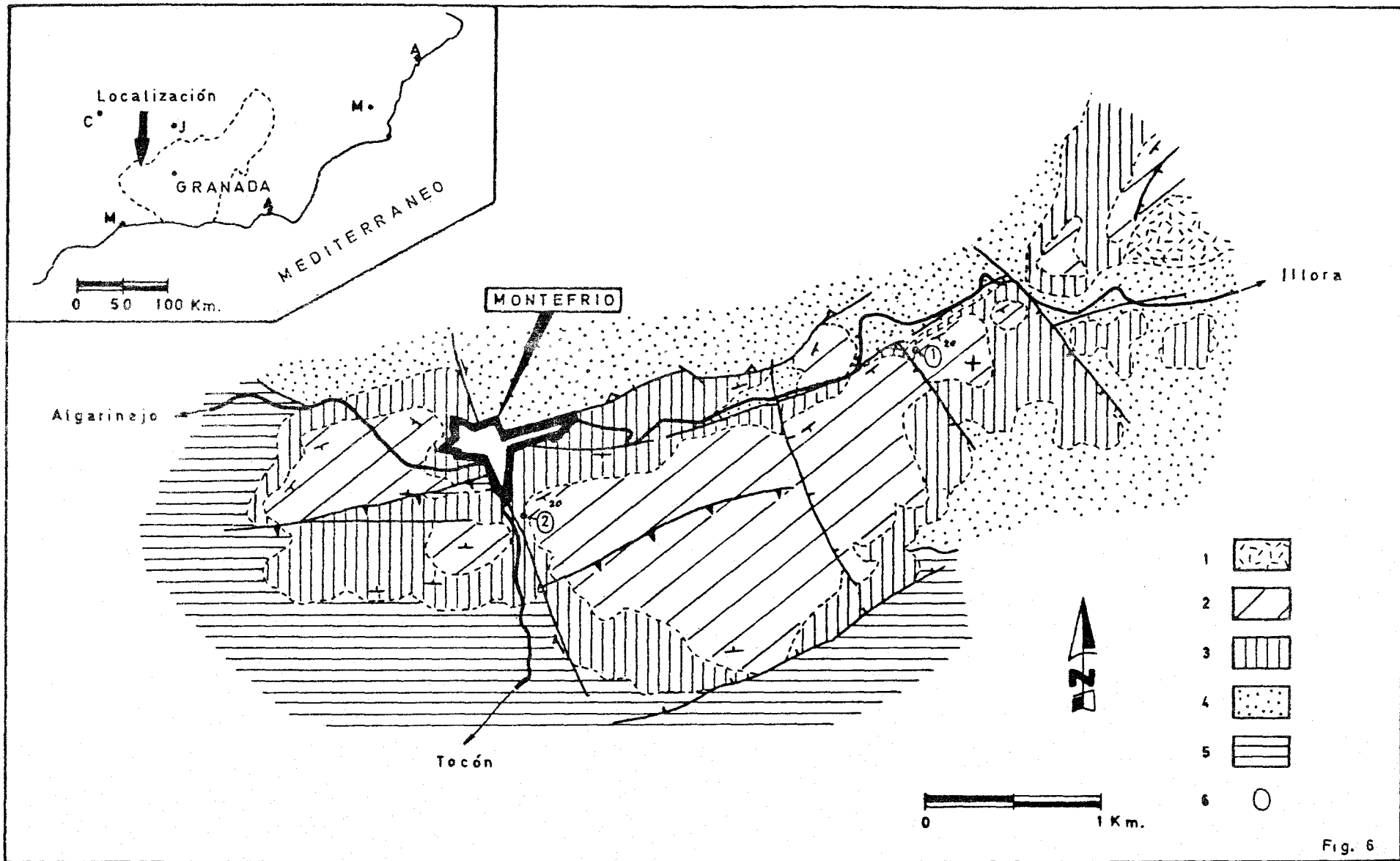


Fig. 6

LEYENDA.- 1.- Derrubios recientes. 2.- Tramo superior de la discordancia. 3.- Tramo inferior de la discordancia. 4.- Paleógeno. 5.- Mesozoico. 6.- Puntos donde mejor se observa la dicordancia intratortonense.

porcentaje en los primeros metros, puede llegar al 25% y disminuye rápidamente a valores de 1-2%.

El material bioclástico es de fragmentos de briozoos (en ocasiones hasta un 80%), lamelibranquios, algas rojas, foraminíferos planctónicos y bentónicos (más abundantes estos últimos) y otros organismos minoritarios como balanus y gasterópodos.

El ordenamiento interno de los estratos, muestra megaestratificación cruzada en artesa con granoselección positiva dentro de éstas.

La potencia aproximada es de unos 25 metros.

Un corte detallado de este tramo puede observarse en la Fig. 7 A.

Las muestras lavadas en este primer tramo (MF. 1-2-3-4, Tabla, 3) contienen una microfauna, que permite asignarle una edad Tortonense inferior no basal, subzona de Turborotalia acostaensis.

2.- Areniscas calcáreas bioclásticas de tamaño de grano medio, la composición es la misma indicada para el tramo anterior.

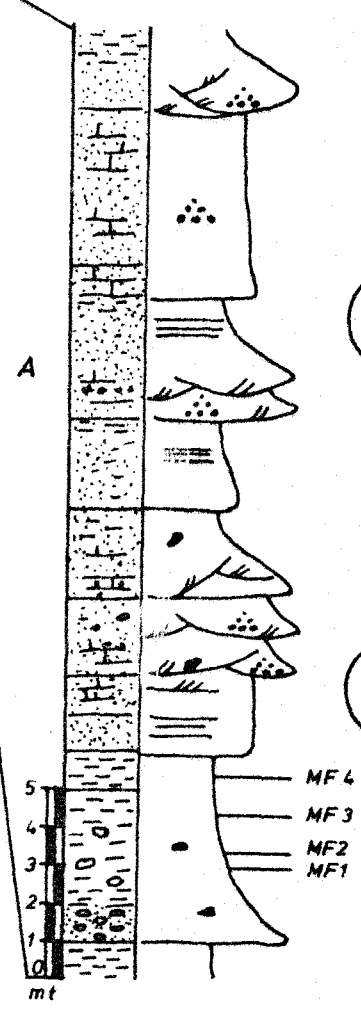
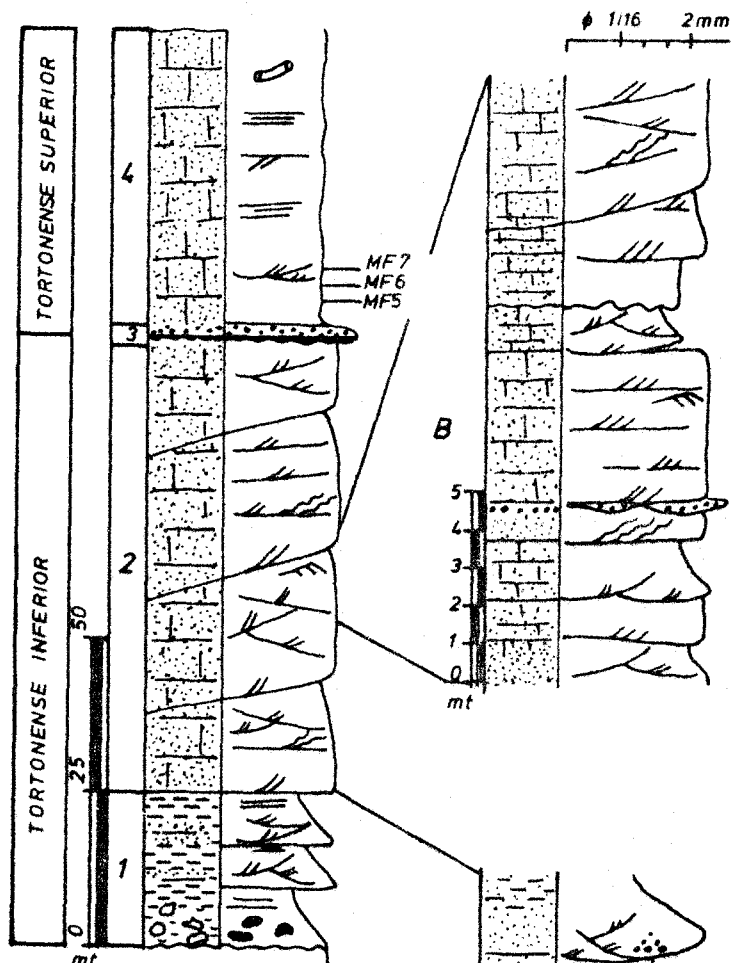
Texturalmente la roca está constituida de un armazón de bioclastos (grainstone), con escasa matriz detrítica y una elevada porosidad primaria. Los bioclastos pueden estar más o menos micritizados y el cemento es esparítico.

La diferencia con respecto al tramo anterior, se encuentra en el ordenamiento interno de los estratos.

En este tramo responde a megaestratificación cruzada con sets tabulares y cuneiformes, entre 1 y 2 metros de espesor, producidos por la migración de megaripples y dunas arenosas (sand wave). (Fotos 1 y 2, Lámina 1).

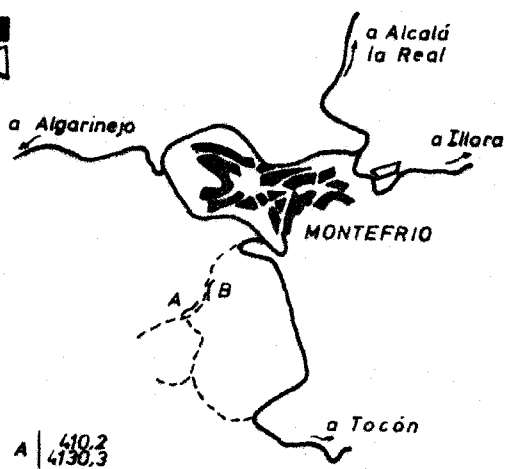
La dirección de migración de estas dunas es hacia el NO., algunas veces se pueden observar ripples de menor talla que se superponen a las dunas y migran en dirección contraria (Foto 4, Lámina 1). Son relativamente frecuentes sets con morfología de láminas en cola de pez (herringbone). (Foto 3, Lámina 1).

SERIE DE MONTEFRIO.



LEYENDA

- Siliciclásticos
- Bioclastos
- Cantos blandos
- Bioturbación



A | 410.2
| 4130.3

B | 410.3
| 4130.4

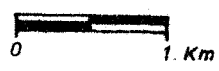


Fig. 7

Grandes superficies erosivas como las que muestra la foto 1, lámina 2, muy tendidas y de gran continuidad lateral, cepillan las estructuras previamente formadas y dan paso a la construcción de una nueva morfología de fondo.

En ocasiones, puede observarse bolsadas de material de tamaño grava, situadas en el techo de un sets de láminas y en la base de otro, coincidiendo con la superficie inter-sets.

Pueden contener concentraciones de cantos blandos (mud pebbles). También pueden pareciarse alternancias de estratos con material fino y grueso, dentro de un mismo sets. Es en estos niveles finos donde se concentran las huellas de bioturbación, lo que evidencia periodos de no acreción de la duna y posterior reactivación de la misma.

Las estructuras de bioturbación suelen ser de morfología meandriforme, sección redondeada o elíptica de unos 4 mm. de diámetro y corresponden a las descritas con el nombre de Planolites (Seilacher com. per.).

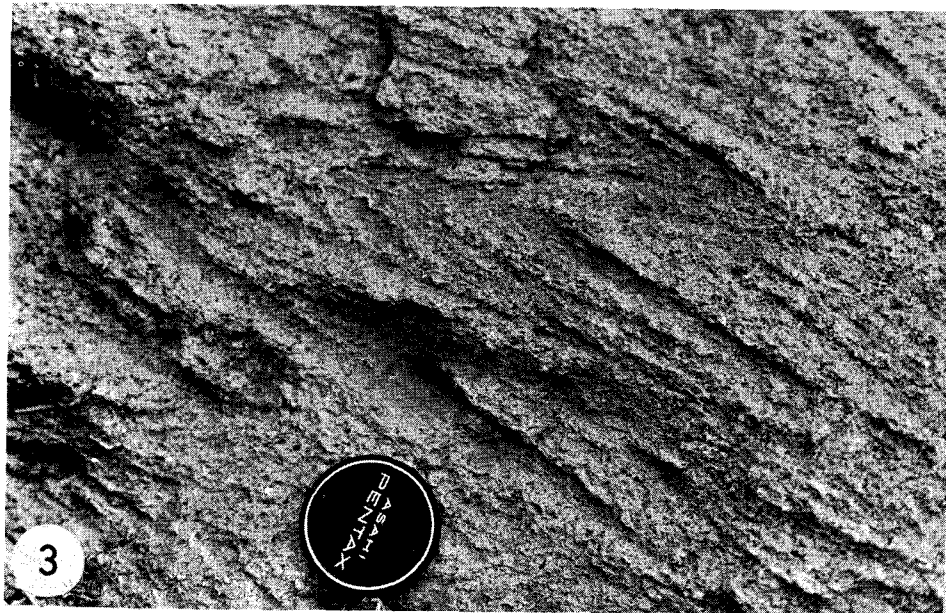
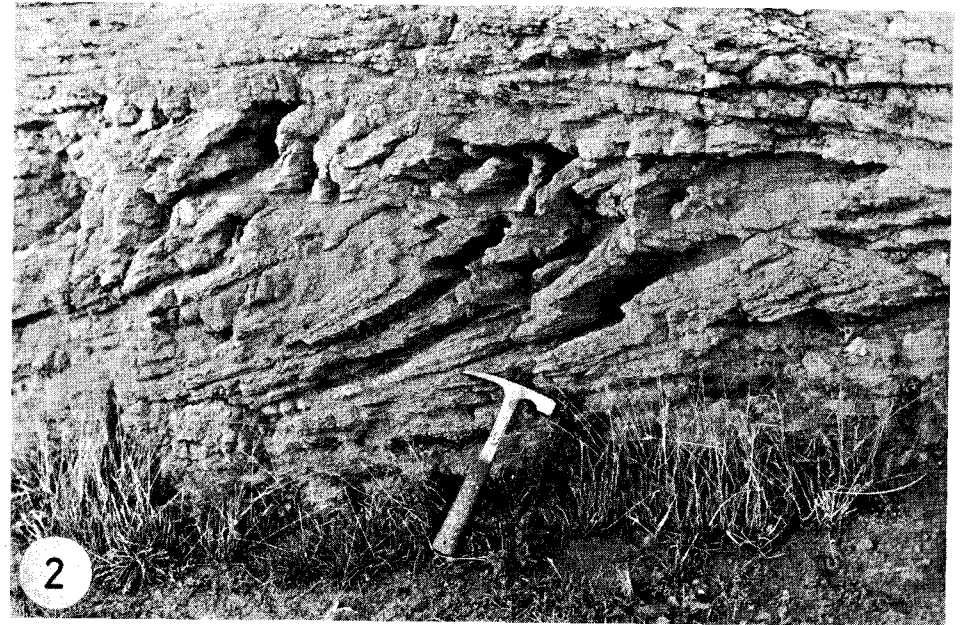
En este tramo son frecuentes los sets que presentan láminas y estratos deformados, estas estructuras de deformación son claramente sinsedimentarias. (Foto 2, Lámina 1).

Sus caracteres morfológicos y genéticos, junto con el contexto paleogeográfico en que se encuentran, conducen a relacionarlas con sacudidas sísmicas dentro de la cuenca (Rodríguez-Fernández y Vera, 1.980).

La potencia de este segundo tramo es de unos 75 metros y su morfología, a escala del afloramiento, es tabular.

LAMINA 1.- Estratificaciones cruzadas del afloramiento de Montefrío

- 1.- Megaestratificación cruzada, sets separados por superficies erosivas, sets tabulares.
- 2.- Megaestratificación cruzada deformada. Observese como un mismo estrato presenta pliegues contiguos de sentido contrario. Lateralmente la forma de los estratos cruzados es sigmoidal.
- 3.- Laminaciones contiguas de polaridad opuesta (herringbone)
- 4.- Estratificaciones cruzadas producidas por la migración de ripples en sentidos opuestos.



Una serie más detallada se puede observar en la Fig. 7B. Los tramos 1 y 2 se encuentran plegados y llegan a estar verticales en los alrededores de Montefrío (Fig. 6).

- 3.- Discordante sobre el tramo anterior, se encuentra un nivel de conglomerados con cantos de calcarenita, calizas jurásicas y sílex; con un espesor variable que oscila entre 10 y 40 cm.
- 4.- Sobre el conglomerado anterior, o sobre el tramo 2, termina la serie con calcarenitas bioclásticas de tamaño de grano medio-fino e idénticas características texturales que los otros tramos.

La composición muestra un mayor contenido de algas rojas y algunos corales solitarios (ahermatípicos).

Las estructuras de ordenamiento interno, son de un régimen hidrodinámico mucho más bajo que los tramos 1 y 2.

Fundamentalmente corresponden a estratificaciones cruzadas en artesa muy planas y anchas, laminación y estratificación plana o cruzada de bajo ángulo, y niveles con pequeños ripples de corriente y oscilación.

Los estratos, que en su ordenamiento interno evidencian menor energía, se encuentran en algunos sectores profusamente bioturbados pudiendo quedar la estratificación original parcialmente destruida. (Foto 2, Lámina, 2).

La fauna de foraminíferos que contiene este tramo, señala una edad Tortonense superior, subzona de T. humerosa (muestras MF. 5-6-7, tabla 3).

La potencia media de este último tramo es de unos 50 metros y su morfología, a escala del afloramiento, es cunei forme con aumento de potencia hacia el S.

Interpretación sedimentaria.

La composición del material, el contenido faunístico y el significado paleoecológico del mismo, la bioturbación, así como el resto de los rasgos

que caracterizan estas facies calcareníticas, permiten atribuir las a un ambiente de plataforma marina somera.

Autores anteriores han asignado a este mismo medio materiales totalmente equivalentes a los de esta serie (Viguié, 1.974; Gallego, 1.978), en otras localidades.

El tramo 1 en cuya base aparecen conglomerados y arenas margosas, con acumulaciones de ostreidos y grandes lamelibranquios, pueden representar los primeros sedimentos transgresivos sobre la Zona Subbética.

El segundo tramo correspondería a las facies de una plataforma ya instalada sobre el relieve antes transgredido.

Es difícil llegar a deducir una secuencia tipo en esta serie, como con secuencia de que todos los niveles corresponden a estructuras de alta energía; que lógicamente son las de mayor potencial de preservación.

No se aprecian cambios significativos de tamaño grano, composición o tipo de estructuras; lo que imprime una gran monotonía a toda la serie.

La estratificación cruzada de gran escala de sets cuneiformes y tabulares, evidencia un fondo móvil ocupado por megaripples y dunas que migran en general mar adentro.

La migración de estos cuerpos arenosos se efectúa de modo intermitente, como lo atestiguan las trazas de Planolites entre las láminas y estratos dentro de un sets.

Un rasgo llamativo, son las ya citadas superficies erosivas continuas y muy tendidas que cepillan los cuerpos arenosos y sobre las que se construyen otros de idénticas características.

Estos episodios hay que achacarlos a eventos anormalmente energéticos, dentro de un ambiente que ya es de alta energía. Podrían corresponder a tormentas que en las zonas más someras quedan marcadas por una erosión del fondo.

Superficies erosivas de este tipo son citadas en los trabajos de Howard (1.977), Hobday y Reading (1.972) y Anderton (1.976, in Reading, 1.978).

Una cuestión importante es llegar a conocer cual fué el tipo de corriente que originó estas estructuras de gran escala.

La estratificación cruzada muestra una dirección de transporte insistentemente dirigida hacia el N. con algunos sets de menor escala hacia el S.; éstos últimos son mucho menos frecuentes, sus láminas suelen ser más tendidas y señalan una inversión del flujo general (Foto 4, Lámina 1).

Otros rasgos tales como:

- a) bolsadas de grava y cantos blandos, situados en las superficies intersets.
- b) alternancia de materiales finos y gruesos en las láminas de un mismo sets, y
- c) superficies erosivas menores, que cortan y delimitan los sets, referidas en la literatura como superficies de reactivación; son frecuentemente reseñados como rasgos propios de dunas arenosas (sand waves) movidas por acción de mareas (Bentley, 1.970, in Reading, 1.978).

Otros niveles arenosos intercalados en la serie representan episodios menos energéticos con predominio de ripples de corriente y oscilación, de pequeña talla. El oleaje parece pues, haber sido otro de los agentes que han retrabajado este material.

En resumen, se puede concluir que el medio sedimentario sería una plataforma somera próxima a zonas de fondos duros, colonizados por organismos cuyos fragmentos esqueléticos y caparazones, suministran a la plataforma abundante material bioclástico.

El ordenamiento interno de las facies, permite reconstruir un medio de alta energía donde los cuerpos arenosos migran hacia el N. con algunas inversiones del flujo.

Más difícil resulta concluir en este afloramiento, cuales fueron los procesos de este transporte; si fueron corrientes inducidas por vientos locales u otros fenómenos meteorológicos, corrientes de mareas o incluso ambas simultáneamente.

II-1-1-2.- AFLORAMIENTO DE FUENTES DE CESNA

Se encuentra situado en los alrededores de la localidad de Fuentes de Cesna, a orillas del embalse de Iznajar; a él se accede desde Algarinejo. Anteriormente fué descrito por Pérez-Ballalta (1.970).

El afloramiento se sitúa sobre materiales mesozoicos o paleógenos y en él se puede diferenciar la siguiente serie: (Fig. 8).

- 1.- Margas blancas amarillentas, ligeras de peso y contenido elevado en espículas de esponjas y radiolarios, en todo equivalentes a las descritas en amplios sectores de la Depresión del Guadalquivir con el nombre de "albarizas".

Su espesor es difícil de conocer como consecuencia del paleorelieve que cubren.

La fauna de foraminíferos planctónicos que contienen, muestra una asociación que puede atribuirse al Tortonense inferior, subzona de T. acostaensis y que en la parte alta, está próxima a la subzona de T. humerosa (Muestras FC. 34 y 35, Tabla 3).

- 2.- Calcarenitas bioclásticas con tamaño de grano grueso y elevado contenido en cuarzo muy redondeado.

Estratificación cruzada de gran escala, en todo equivalente a la descrita en Montefrío. Presencia de sets con láminas y estratos distorsionados.

La morfología de este paquete calcarenítico, a escala del afloramiento, es tabular, buzando al SE. y su potencia es de unos 25 metros.

- 3.- Discordante sobre el tramo anterior se observan calcarenitas bioclásticas con una potencia de 70 metros, la litología y el ordenamiento interno son idénticos al tramo 2.

En las proximidades del pueblo viejo, puede observarse en estas calcarenitas un canal de unos 40 metros de anchura y unos 5 de profundidad. Dicho canal está relleno de sets tabulares de megaestratificación cruzada que atestigua migración de dunas arenosas hacia el NO.

Canales de este tipo son descritos por Anderton (1.976, in Reading 1.978) y relacionados con la acción erosiva de corrientes mareales.

Los lavados efectuados en este material no permiten precisar su edad, a causa del mal estado de conservación y abundancia de formas bentónicas.

Por su posición en la serie y la relación con afloramientos próximos, se les puede asignar una edad Tortonense superior.

Interpretación sedimentaria.

Respecto de la interpretación sedimentaria, no permite este afloramiento llegar a mayores conclusiones de las que se deducen en Montefrío.

Se ponen de manifiesto nuevamente periodos de fuerte erosión y migración de los cuerpos arenosos sobre el fondo de la plataforma con dirección hacia el NO.

II-1-1-3.- AFLORAMIENTO DE IZNAJAR

Sobre él, se encuentra el pueblo de Iznajar, está situado en la orilla del pantano de este nombre y a unos 5 Km. al O. del afloramiento anterior.

Fue descrito por Dabrio (1.969) y más recientemente por Serrano (1.979), que levantó una columna detallada y precisó su edad.

Sobre calizas jurásicas o bien sobre margas de edad paleógeno se puede observar la siguiente serie: (Fig. 8).

- 1.- Calcarenitas bioclásticas con abundantes granos de cuarzo muy redondeados.

El ordenamiento interno es de megaestratificación cruzada en artesa.

Hacia la base se observa un canal, cuya magnitud es difícil estimar a causa del buzamiento de las capas hacia el NE. relleno de calcarenitas y calciruditas con cantos de material arenoso blando, algunos superiores al metro cúbico. El relleno del canal muestra una granoselección negativa.

Hacia el techo los sets se hacen tabulares, próximos al metro de espesor y con abundantes láminas y estratos dis

torsionados.

La fauna (Serrano, 1.979) permite datar el Tortonense inferior, subzona de T. acostaensis.

La morfología de este primer tramo es tabular y el espesor de aproximadamente 100 metros.

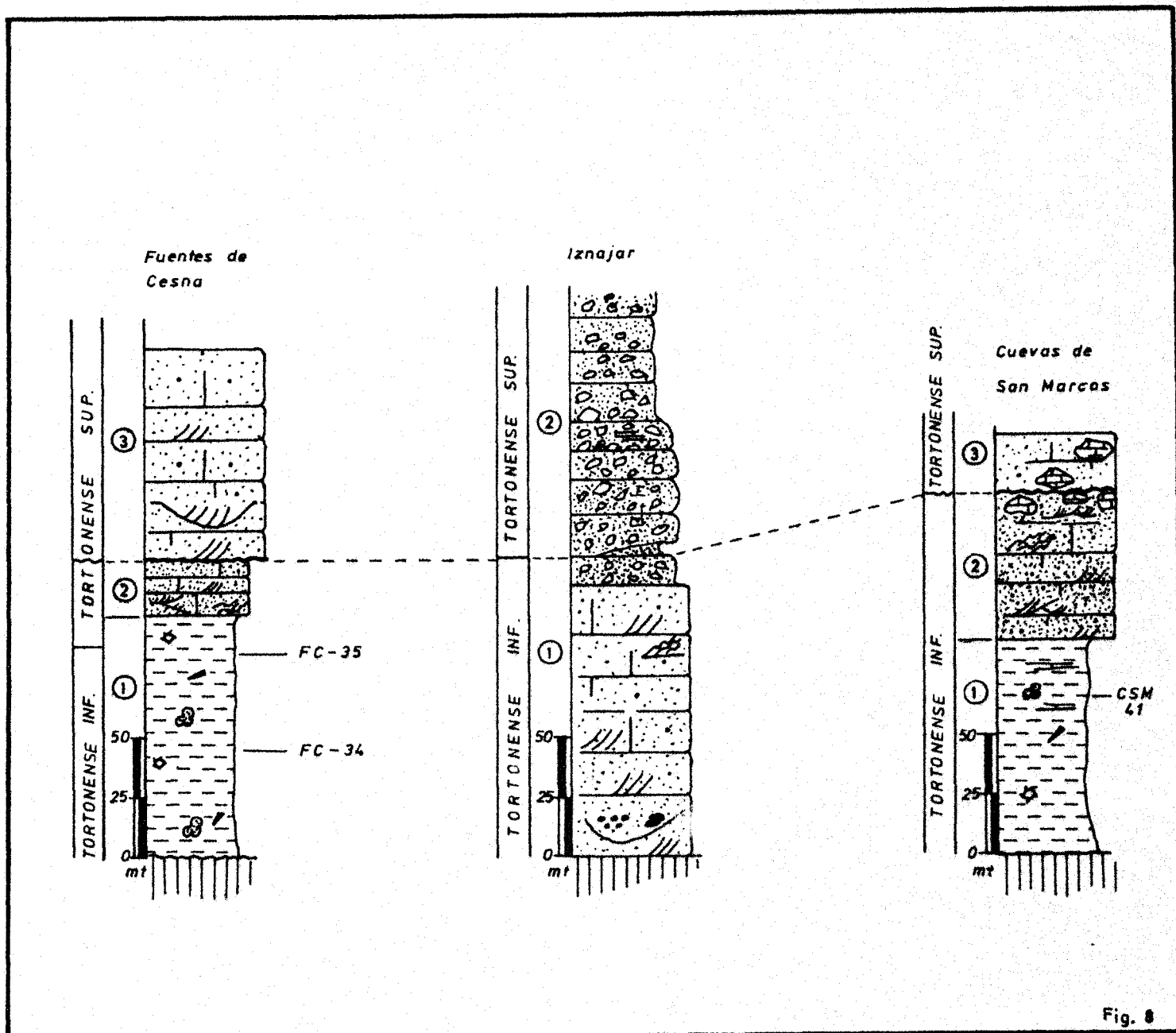


Fig. 8

2.- Conglomerados bastante redondeados con matriz calcarenítica, la naturaleza de los cantos es de calizas y sílex proceden

tes de los materiales jurásicos. Los estratos de conglomerado alternan con otros de arenas y margas en una potencia superior a los 100 metros.

El techo de la serie no se observa por estar cubierto de materiales recientes.

La edad de este tramo (Serrano, 1.979) es Tortonense superior, parte baja, subzona de T. humerosa.

Esta serie, tiene la particularidad de no observarse en ella la discordancia puesta de manifiesto en afloramientos muy próximos por el E. y O. Puede deducirse, que estaría representada por la aparición de los conglomerados; coincide que éstos ya contienen fauna que se puede asignar a la subzona de T. humerosa.

Interpretación sedimentaria.

De nuevo puede invocarse el ambiente de plataforma citado para las otras series ya descritas.

Este punto permite incorporar algunas observaciones que contribuyen a caracterizar este ambiente.

La presencia del canal mencionado en el tramo 1, relleno por grandes bloques blandos y una granoselección negativa, permite deducir la influencia de un relieve cercano con desplazamientos gravitatorios del propio material que se sedimenta. Este material deslizado excavaría y terminaría relleno el canal.

La influencia de este relieve, se pone nuevamente de manifiesto con los niveles de conglomerados del tramo 2.

II-1-1-4.- AFLORAMIENTO DE CUEVAS DE SAN MARCOS

Se sitúa inmediatamente al SE. del pueblo de Cuevas de San Marcos y próximo a la cerrada del pantano de Iznajar; anteriormente fué citado por Vera y González-Donoso (1.964), y es de características muy similares al de Fuentes de Cesna.

Pueden distinguirse en él los siguientes tramos: (Fig. 8).

- 1.- Margas blancas y amarillas de facies albarizas, que hacia el techo intercalan niveles de calcarenitas de grano fino,

con laminación horizontal y ripples de corriente.

Son abundantes en estas margas las espículas de esponjas y los radiolarios, además contienen dientes de selaceos y foraminíferos bentónicos y planctónicos que permiten datar el Tortonense inferior, subzona de T. acostaensis (muestra CSM. 41, Tabla 3). Su potencia es superior a los 60 metros.

- 2.- Calcarenitas y calciruditas con megaestratificación cruzada en artesa, en la que se observan abundantes sets con la laminación distorsionada (Rodríguez-Fernández y Vera, 1.980).

En el techo, los últimos 8-10 metros son de conglomerados de gruesos bloques de varios metros cúbicos de calizas con sílex jurásicas, embalados en una matriz calcarenítica.

La morfología del paquete parece ser tabular. En el sector situado inmediatamente al S. de la cerrada, los estratos de calcarenitas se encuentran verticales y en algún caso, invertidos y buzando al N.

- 3.- Discordantemente, se colocan calcarenitas de las mismas características, en su base aparece un conglomerado similar al situado en el techo del tramo 2. Los cantos, igualmente llegan a superar el metro cúbico.

La morfología de este tramo es cuneiforme, con aumento de potencia al S. y un espesor de aproximadamente 20 metros.

Interpretación sedimentaria.

El afloramiento de Cuevas de San Marcos contiene dos conjuntos netamente diferentes:

El primero de facies margosas, asimilable a un ambiente de cuenca con algunas intercalaciones de areniscas, correspondientes a las facies distales de una plataforma cercana.

El segundo representado por facies calcareníticas de plataforma marina somera.

Nuevamente se ponen de manifiesto las influencias de relieves cercanos,

que en este caso, incorporan a la plataforma gruesos bloques que reflejan una clara tectónica sinsedimentaria.

Las deformaciones de láminas y el material conglomerático (Tramo 2), son el anticipo del evento tectónico que produciría la discordancia que se para los tramos 2 y 3.

II-1-1-5.- AFLORAMIENTO DE ANTEQUERA

Está situado al N. y SO. de Antequera, lo corta la carretera de Antequera a Alora.

Fué mencionado por Bertrand y Kilian en 1.889 y más recientemente por Serrano (1.979).

La serie estratigráfica (Fig. 9), está constituida por los siguientes términos:

- 1.- Sobre Trias de facies keuper, se sitúan margas arenosas blancas con abundantes cantos blandos, triásicos, de colores rojos y verdes. La potencia observada es de unos 10 metros.
- 2.- Calciruditas y calcarenitas con abundantes granos de cuarzo muy redondeados, intercalan algunos niveles conglomeráticos de calizas y sílex redondeados, entre 2 y 20 cm de diámetro. Estos niveles conglomeráticos tienen el muro erosivo y su morfología es claramente canalizada.

El ordenamiento interno de la calcarenita es de megastratificación cruzada en artesa, con frecuentes láminas distorsionadas. Algunos niveles de granulometría más fina tienen estratificación cruzada de pequeña escala y suelen estar frecuentemente bioturbados.

La fauna que contienen permite datar el Tortonense superior, subzona de T. humerosa (Serrano, 1.979).

- 3.- Discordantes sobre las calcarenitas, se encuentran conglomerados con matriz arenosa muy calcárea de color blanco rosado, con una tenue laminación. La naturaleza de los cantos es de calizas, sílex o calcarenitas, como las del tramo 2. Contienen estos conglomerados algunos niveles calcáreos de

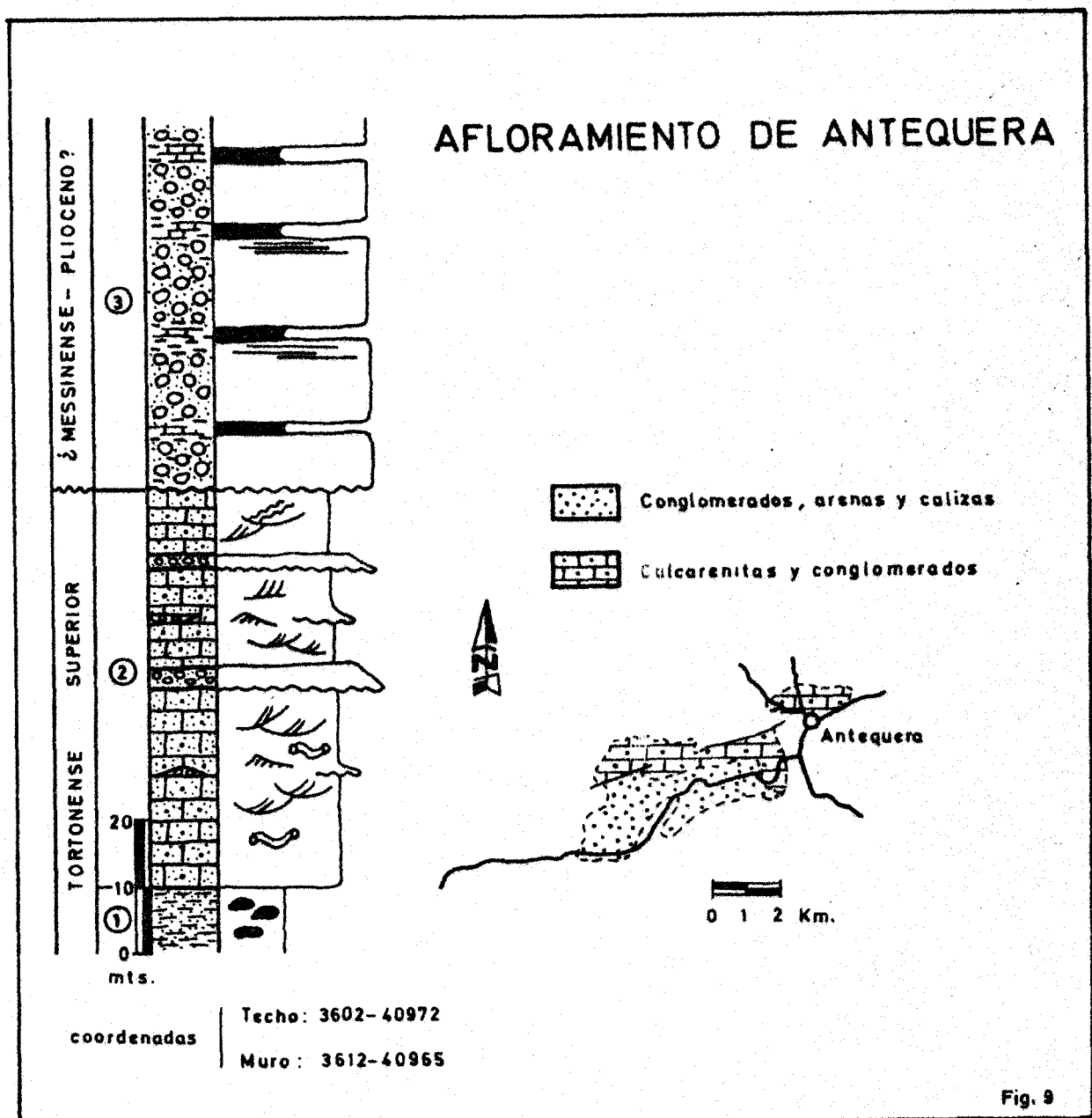
tipo caliche.

Los lavados realizados resultaron azoicos pero dada su posición estratigráfica y similitud de facies con otros afloramientos de la Zona Subbética, pueden atribuirse a Mioceno terminal-Plioceno.

Interpretación sedimentaria.

El afloramiento de Antequera presenta dos conjuntos diferentes: El primero formado por los tramos 1 y 2, es similar a los ya descritos y corresponde a un ambiente de plataforma somera, con aportes conglomeráticos canalizados procedentes de los materiales subbéticos que la rodean.

El segundo corresponde a la parte superior de la serie, depositada en un ambiente continental y posiblemente lacustre; correspondería al depósito tras la regresión definitiva del mar de este sector de la Zona Subbética, acaecida en el Mioceno superior.



II-1-2.- EL NEOGENO DE ALCALA LA REAL

El afloramiento de materiales neógenos de Alcalá la Real está situado en plena Zona Subbética, su mitad meridional se encuentra en subbético medio y la parte más septentrional del mismo en subbético externo.

Con una extensión próxima a los 50 Km en su parte central se localiza el pueblo de Alcalá la Real.

La descripción de sus materiales fué abordada por Silvertop (1.836), con posterioridad Linares (1.968) y Mañas (1.969) estudiaron la parte occidental; Sanz de Galdeano (1.973) describió el afloramiento de la Sierra de la Acamuña. González-Donoso et al. (1.981), precisaron la edad de parte de los materiales y los compararon con algunas formaciones de igual edad descritas en otras áreas.

Los materiales.

Contiene este afloramiento materiales marinos, divididos en tres conjuntos de edades: Burdigaliense inferior, Burdigaliense superior-Langhense inferior y Tortonense respectivamente. Un último conjunto, continental, puede ser atribuido al Mioceno terminal-Plioceno.

Dado que las series son diferentes según que parte del afloramiento se estudie, se describen los materiales en tres sectores.

II-1-2-1.- SECTOR SUR. ALCALA LA REAL-SANTA ANA

Sobre materiales paleógenos y aquitanienses, afloran margas calcáreas blancas con una potencia superior a los 40 metros.

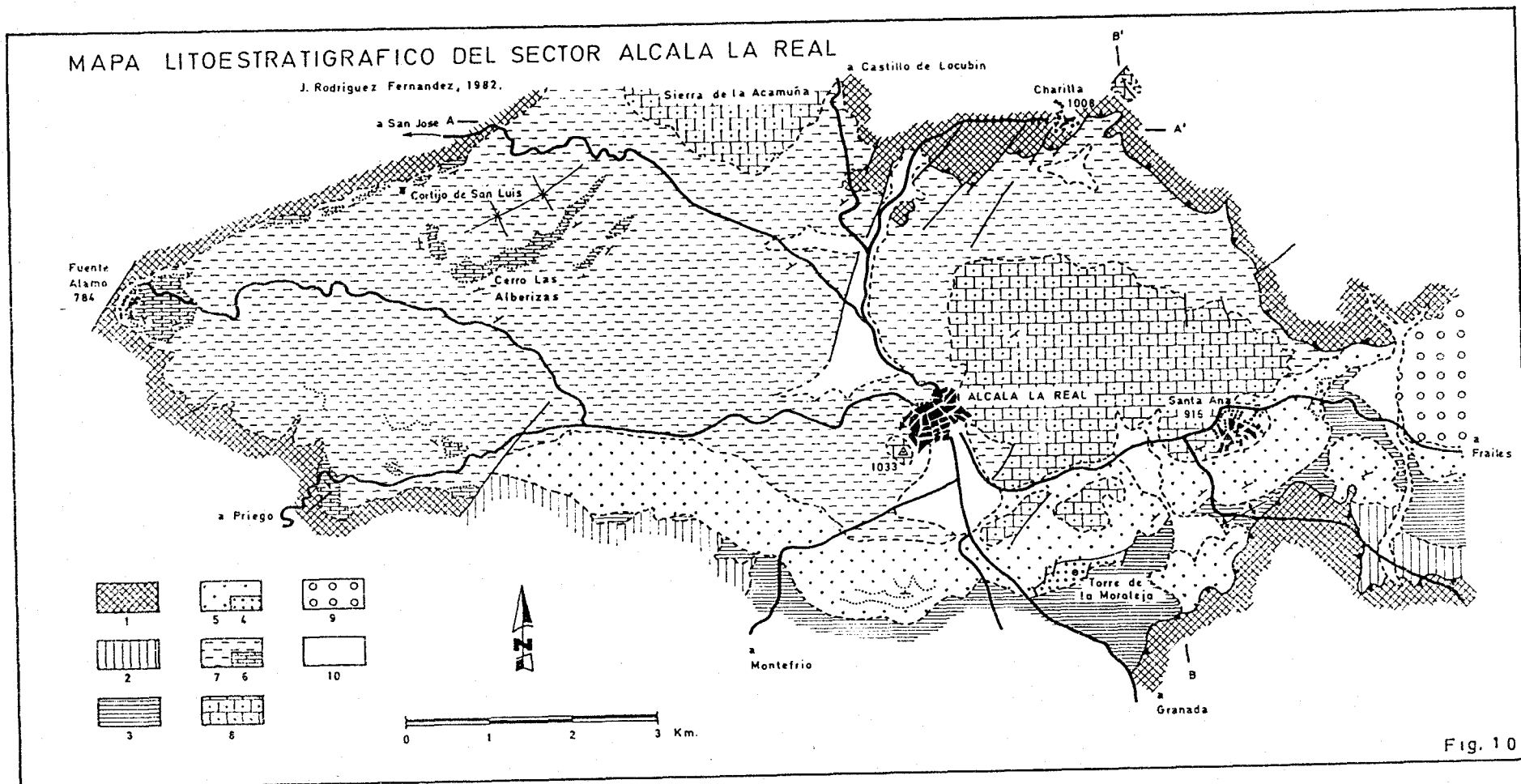
Estas margas contienen una rica fauna planctónica, bien conservada, que permite datar el Burdigaliense inferior basal, subzona de Globigerinoides altiaperturaus. Sobre ésta o sobre el Paleógeno, antes mencionado, se sitúa un conjunto de materiales que se definen como FORMACION ALCALA LA REAL.

FORMACION ALCALA LA REAL.

Anteriormente fué descrita de modo informal y estudiada por González-Donoso et al. (1.981).

Nombre y situación.

Aflora en una franja de 1 Km de anchura aproximada, de dirección E.-O. (Fig. 10).



- LEYENDA.** 1.- Materiales mesozoicos. 2.- Calcarenitas y margas rosadas, Paleógeno. 3.- Margas calcáreas blancas, Burdigaliense inferior. 4.- Calizas de algas, Formación Alcalá la Real. 5.- Calcarenitas, conglomerados y margas, Formación Alcalá la Real, Burdigaliense superior-Langhense inferior. 6.- Calcarenitas bioclásticas, Tortonense inferior. 7.- Margas calcáreas grises, Tortonense inferior-superior (p.p). 8.- Calciruditas y calcarenitas bioclásticas, Tortonense superior. 9.- Conglomerados, arenas y calizas con lignito, ¿Messinense-Plioceno?. 10.- Aluvial.

El nombre procede de la localidad de Alcalá la Real, situada inmediatamente al N.

Morfología y límites.

A escala del afloramiento la morfología parece ser tabular.

Reposa discordantemente sobre materiales paleógenos, o sobre las margas del Burdigaliense basal antes referidas.

Sobre ellas se colocan discordantes materiales de edad Tortonense, en la parte occidental del afloramiento.

En el extremo oriental, la formación se estructura en un antiolinal cuyo flanco S. se hunde bajo materiales triásicos de facies keuper y rocas subvolcánicas. Esta situación puede observarse en una desviación que se dirige al S., 500 metros antes de entrar en la aldea de Santa Ana.

Sección tipo.

La sección tipo (Fig. 11) puede observarse en la carretera comarcal C-336, que desde Alcalá la Real se dirige a Montefrío, a la altura del Km 2,5.

Presenta en su base un nivel de óxidos de hierro, siguen 30 metros de calcarenitas bioclásticas con menos del 10 % de material siliciclástico, estratificación cruzada de bajo ángulo y estructuras de bioturbación en forma de U (Foto 3, Lam. 2). Además contiene cantos arcillosos de tamaño entre 1 y 10 cm.

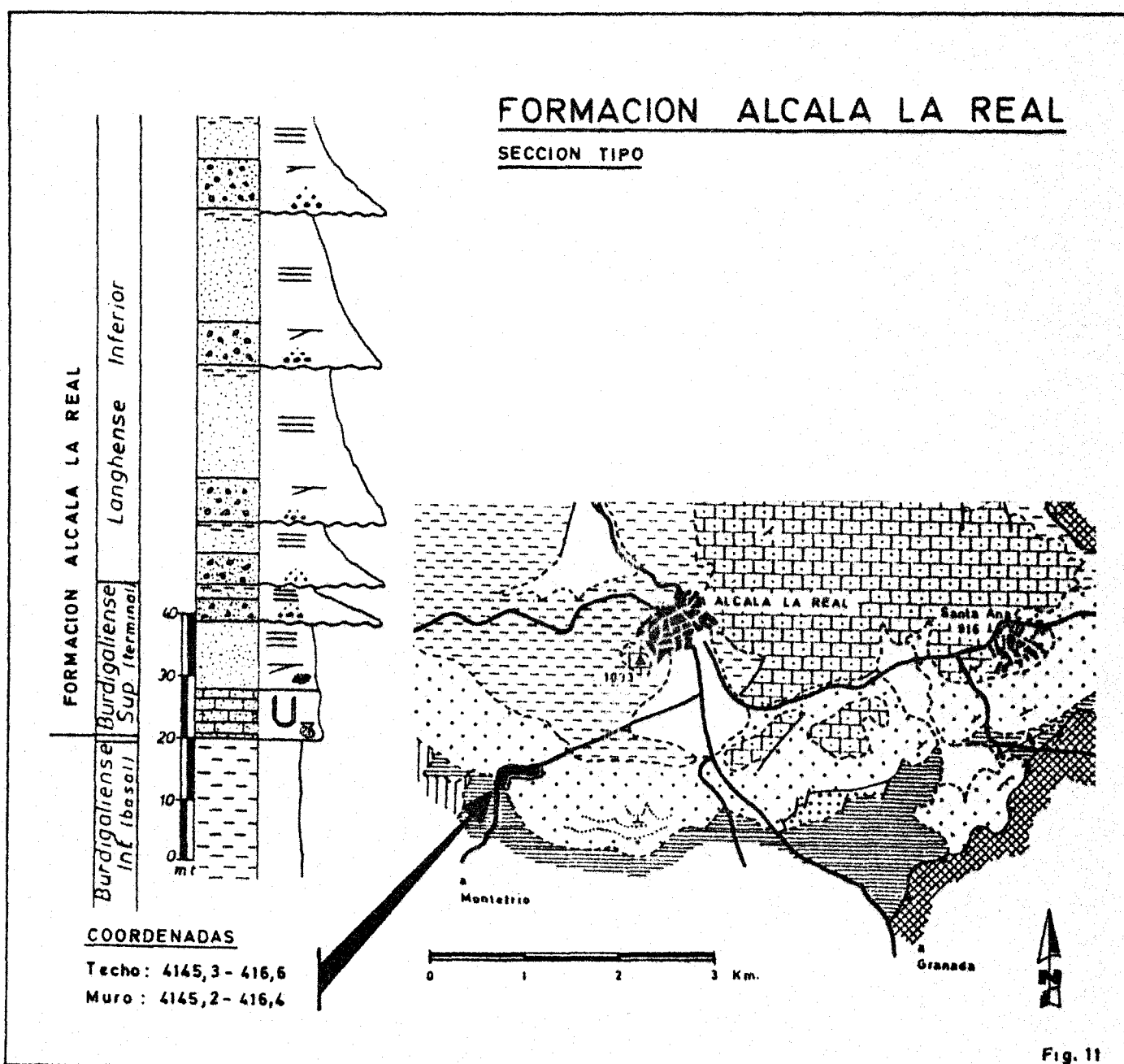
El resto de la serie está formado por una alternancia rítmica de conglomerados con arenas y margas, de un marcado carácter molásico. Su potencia es superior a 100 metros.

Cada ritmo comienza por un nivel de conglomerados, cuya potencia oscila entre 3 y 7 metros, los cantos son de caliza, sílex, arenisca y otros conglomerados y su tamaño llega a tener hasta 30 cm de diámetro. La matriz, que es calcarenítica, impide que los cantos esten en contacto unos con otros; cuando lo hacen muestran profundas huellas de disolución bajo presión.

Hacia la parte alta, los conglomerados pasan a calcarenitas con laminación horizontal o estratificación cruzada de bajo ángulo, hacia el techo la calcarenita se hace más margosa.

El espesor de los tramos calcareníticos y margosos oscila entre 5 y 20 metros. Esta alternancia rítmica muestra una tendencia estratocreciente.

Los primeros metros de la serie no son levigables, los niveles que siguen a continuación contienen la siguiente fauna planctónica: Globigerinoides siccanus DE STEFANI, Globigerinoides subquadratus subquadratus BRONNIMANN, Globigerinoides trilobus trilobus (REUSS), Globigerinoides trilobus inmaturos LE ROY, Globigerinoides trilobus irregularis LE ROY, Globigerina woodi woodi JENKINS, Globigerina sp. cf. G. brazieri JENKINS, Globorotalia (Turborotalia) acrostoma WEZEL, Globorotalia (Turborotalia) praescitula BLOW, Globorotalia (Turborotalia) pseudocontinosa JENKINS, Globigerinita incrusta AKERS, Globocadrina dehiscens (CHAPMAN, PARR y COLLINS), Globocadrina altispira altispira (CUSHMAN y JARVIS), Cassigerinella chipolensis (CUSHMAN y PONTON).



En función de esta fauna, los materiales que la contienen puede atribuirse al Burdigaliense superior, biozona de G. sicanus.

El resto de la serie contiene una asociación de foraminíferos planctónicos caracterizada por: Praeorbulina glomerosa glomerosa (BLOW), Praeorbulina glomerosa curva (BLOW), Praeorbulina transitoria (BLOW), Globigerinoides sicanus DE STEFANI, Globigerinoides subquadratus subquadratus BRONNIMANN, Globigerinoides subquadratus subelongatus BRONNIMANN y RESIG, Globigerinoides trilobus trilobus (REUSS), Globigerinoides trilobus irregularis LE ROY, Globigerina brazieri JENKINS, Globigerina venezuelana HEDBERG, Globorotalia (Turborotalia) acrostoma WEZEL, Globorotalia (Turborotalia) pseudocontinua JENKINS, Globorotalia (turborotalia) praescitula BLOW, Globigerinita in-crusta AKERS, Globoquadrina altispira (CUSHMAN y JARVIS).

En función de esta fauna, los materiales de la parte superior de esta serie corresponden a la base del Langhense, zona de P. glomerosa curva, subzona de P. transitoria.

Otras secciones de referencia.

En las inmediaciones del Km 393,5 de la carretera de Alcalá la Real a Granada, en el paraje denominado Torre de Moraleja, se observa que las calcarenitas basales de la serie tipo, cambian de facies a calizas de algas. La roca está constituida en su práctica totalidad por algas rodofíceas, que se encuentran formando rodolitos. El resto del material corresponde a bioclásticos (fragmentos de lamelibranquios, corales, briozoos y foraminíferos planctónicos). El material siliciolástico, cuarzo fundamentalmente, no supera el 2 %.

Otra sección de referencia, es la que se puede observar 1 Km al S. de Santa Ana (Fig. 10). En este punto puede apreciarse como el flanco S. del anticlinal que constituye el Cerro Mariblanca, queda cubierto por los materiales triásicos que se superponen tectónicamente en la Formación de Alcalá la Real.

Interpretación sedimentaria.

El tramo de calcarenitas, que constituye la base de la serie, puede asimilarse a una plataforma somera con cambios de facies a zonas colonizadas por las algas rodofíceas.

El medio, muy somero tendría una velocidad de sedimentación relativamen

te rápida como la atestiguan los cantos blandos y los burow en U propios de una inchnofacies de skolitos.

La parte superior de la serie, de caracter rítmico, corresponde a un de pósito con frecuentes aportes conglomeráticos producto de la erosión de los relieves subbéticos.

Así pues, la Formación de Alcalá la Real es el resultado de la transgre sión del Burdigaliense superior sobre la Zona Subbética y el consiguiente depósito molásico producto de la erosión de los relieves subbéticos emergi dos.

Correlaciones.

Por el momento, no se conocen muchas formaciones sobre la Zona Subbética que puedan correlacionarse con ésta de una manera precisa. Puede hacerse sin embargo, con la parte de la serie descrita por Hermes (1.977) al N. de Velez Blanco.

Mejor es la correlación que se puede hacer con las Formaciones de More da y Doña Marina (Comas, 1.978).

Estas dos formaciones, así como las descritas por Hermes contienen en la base materiales de edad Burdigaliense inferior, correlacionables con los materiales infrayacentes de la Formación de Alcalá la Real.

Estos materiales de edad Burdigaliense inferior no se incluyen en la formación, pues entre ambos media una discordancia y una laguna estratigrá fica que lejos de ser un fenómeno local, se manifiesta como un hecho gene ralizado en todas las Cordilleras Béticas (Molina, 1.978; González-Donoso et al. 1.981).

II-1-2-2.- SECTOR NORORIENTAL. LA SERIE DE CHARILLA

Cuatro Km al N. de Alcalá la Real se encuentra la localidad de Charilla donde puede observarse la siguiente columna: (Fig. 12).

- 1.- Mergas grisáceas azuladas, con pátina blanquecina de alteración y una rica fauna de foraminíferos planctónicos, radiolarios y espiculas de esponjas (facies de "albarizas"); con una potencia de unos 120 metros sin que aflore el muro de las mismas.

Tres muestras recogidas en éstas (AR. 13981, AR.027282

y AR.127282, Tabla 3) proporcionan: las dos primeras una edad Tortonense basal anterior a la aparición de Turborotalia acostaensis; la tercera, de un nivel estratigráficoamente más alto, proporciona una edad Tortonense inferior, zona de T. acostaensis subzona de T. acostaensis.

- 2.- Sobre este conjunto de margas se superponen tectónicamente 80 metros de materiales triásicos de facies keuper con abundantes rocas subvolcánicas y materiales calizos de edad jurásico; definidos en esta área anteriormente por Sanz de Galdeano (1.973) con el nombre de Unidad del Vadillo Alto.
- 3.- Sobre los materiales subbéticos y coronando la serie, 20-30 metros de calcarenitas bioclásticas datadas inmediatamente al O. (Sierra de la Acamuña) como Tortonense superior.

En esta serie descrita se observa que el material subbético se encuentra metido dentro de la serie miocena, al mismo tiempo dicho material es claramente correlacionable con el que algunos Km al S. cabalga a la Formación de Alcalá la Real antes descrita. (ver Fig. 12).

Algún dato más puede apoyar estos hechos observados: Un sondeo para captación de agua efectuado hace cuatro años, 300 metros al NE. de Charilla, proporcionó la siguiente columna: (1)

- 0 - 11 m.- Calizas con margas
- 11 - 18 m.- Calizas limpias amarillas
- 18 - 41 m.- Calizas amarillentas
- 41 - 47 m.- Calizas de color gris azulado
- 47 - 61 m.- Calizas y margas gris azulado
- 61 - 85 m.- Margas grises

Los materiales cortados por este sondeo de 0 - 61 metros puede fácilmente asignarse a la serie mesozoica de la Unidad del Vadillo Alto (ver Sanz de Galdeano 1.973, pag. 23); de 61 - 85 metros las margas grises pueden

(1) Este sondeo fué efectuado por la empresa Aguas Subterráneas S. A. por encargo del Ayuntamiento de Alcalá la Real, en el año 1.978. Los datos del mismo han sido facilitados por la empresa IN.GE.MI.SA.

correlacionarse con el material tortonense que dicha unidad presenta debajo, solo 300 metros al S. del punto donde se efectuó el sondeo. Dada la fecha en que se realizó éste, no ha sido posible obtener muestras del material, situación que habría apoyado definitivamente esta interpretación.

Otros hechos importantes convergen con la interpretación dada y que serán comentados en un capítulo posterior.

II-1-2-3.- SECTOR NOROCCIDENTAL-SAN JOSE-SIERRA DE LA ACAMUÑA

La característica más llamativa de este área es la elevada potencia de la serie miocena, que supera los 600 metros de materiales margosos y calcareníticos (Fig. 12).

Sobre materiales triásicos formados por una brecha de margas con yeso que engloban cantos de material jurásico y cretácico, reposa discordantemente la siguiente serie:

- 1.- Calcarenitas bioclásticas de grano fino con un conglomerado basal, poco potente, en el que abundan los elementos arcillosos de material triásico; también son frecuentes cristales idiomorfos de cuarzo (jacintos de Compostela). Su potencia es aproximadamente de unos 40 metros.

En el borde N. este material puede estar desde vertical a ligeramente invertido. En las inmediaciones del cortijo de S. Luis estas calcarenitas muestran gruesos olistolitos de materiales jurásicos y cretácicos de varios metros cúbicos.

La naturaleza del material (no levigable) impide obtener fauna que permita datar los materiales.

- 2.- Continúa la serie con 350 metros de margas grisáceas blanquecinas de facies "albarizas", en las que frecuentemente se intercalan niveles calcareníticos y arenas de grano fino, con sus límites superior e inferior difusos y una tenue laminación como único ordenamiento del material.

Estos niveles más duros dibujan un sinclinal de dirección aproximada N-50-E cuyo eje se hunde hacia el NE., y que se pone muy bien de manifiesto en el Cerro de las Albarizas.

Los foraminíferos planctónicos que contienen estas margas (Muestra AR. 04981, Tabla 3) dan una edad Tortonense inferior, subzona de T. acostaensis.

Los últimos 50 metros de margas, de iguales características, contienen una asociación faunística que data el Tortonense superior, subzona de T. humerosa (Muestra AR. 23981, Tabla 3).

3.- La serie termina con un paquete de más de 250 metros de calcarenitas bioclásticas, que forman la Sierra de la Acauña; éstas cubren en discordancia al resto de los materiales miocenos, o a los triásicos de la Unidad del Vadi-
llo Alto.

También forman parte de este paquete de calcarenitas, aquellas sobre las que se asienta el castillo de La Mota, y la gran mesa que al E. de Alcalá la Real forma el Cerro de S. Marcos (Fig. 12).

Este material, muestra en su base una alternancia de niveles con estratificación cruzada de gran escala en artesa y otros arenosos de más baja energía con laminación horizontal, ripples de corriente y oscilación. Una muestra lavada en los niveles más blandos (Muestra A. 018779, Tabla 3) proporciona una edad Tortonense superior, subzona de T. humerosa.

Hacia el techo la serie evoluciona de modo estrato y granocreciente con aumento de la energía, puesto de manifiesto por estratificaciones cruzadas de gran escala.

La Fig. 13 reproduce una serie de detalle, levantada en estos materiales.

Por último en el extremo oriental, ya cerca de la localidad de Frailes, aflora un paquete de más de 80 metros, de gruesos conglomerados de matriz arenosa con estratos de caliza travertínica y niveles de lignito. No se han podido datar por el momento, pero dada su similitud con otros de iguales características en la región (afloramiento de Antequera) podrían corresponder al Mioceno terminal - Plioceno.

Interpretación sedimentaria.

El Mioceno superior de Alcalá la Real presenta dos conjuntos litológicos cuyas facies y significado son netamente diferentes.

COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS DEL SECTOR DE ALCALA LA REAL.

San José-La Acamuña

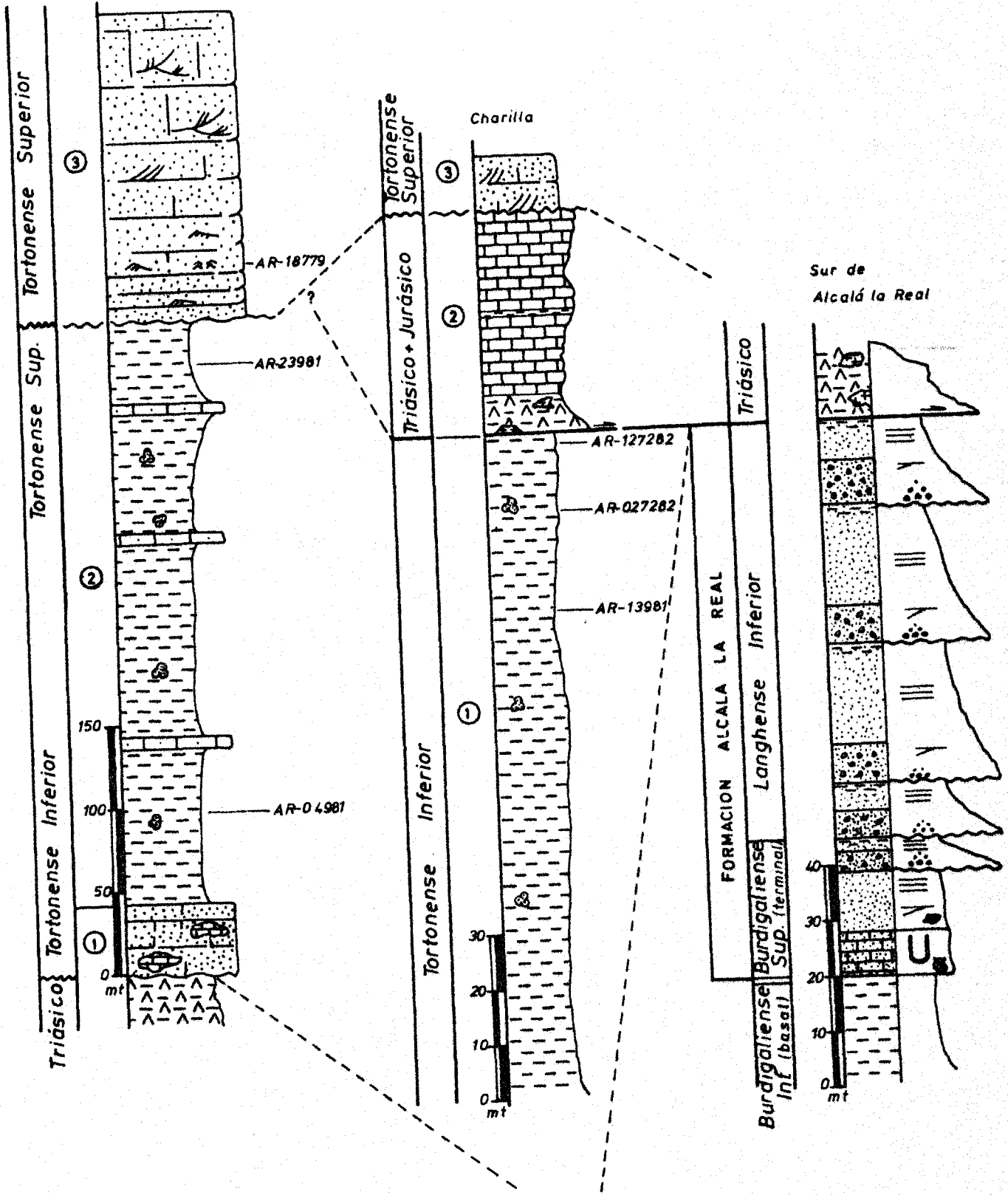


Fig. 12

El conjunto inferior es transgresivo sobre materiales subbéticos o terciarios más antiguos, sus facies son de margas ricas en fauna planctónica y propia de un medio marino abierto.

Indentadas en estas margas, hay algunas intercalaciones de calcarenitas bioclásticas de grano fino y ordenamiento interno de muy baja energía. Igual que en otros afloramientos, se interpretan como facies distales de plataforma.

Esta plataforma, fuente del material que produce las intercalaciones aludidas, queda evidenciada en las calcarenitas basales del sector San José-La Acamuña y en afloramientos de igual edad situados más al S. tales como el tramo inferior de las series de Montefrío o Iznajar.

Durante esta sedimentación margosa se produce en la cuenca el emplazamiento olistostrómico de la Unidad del Vadillo Alto.

El conjunto superior, discordante, de facies calcareníticas se interpreta nuevamente como la sedimentación propia de una plataforma carbonatada somera.

En el cerro de S. Marcos, al E. de Alcalá la Real se constata de nuevo que los cuerpos arenosos migran en dirección al N. - NO.

El afloramiento de la Sierra de la Acamuña (Fig. 13), está constituido en su base por una alternancia de niveles de alta energía y granulometría grosera con otros de baja energía y material más seleccionado.

Los niveles de alta energía tienen estratificación cruzada en artesa de gran escala y el tamaño de grano es de arena media-gruesa. Los de baja energía, de granulometría arenosa fina y muy fina presentan laminación horizontal, ripples de corriente u oleaje, laminación cruzada de bajo ángulo y abundante bioturbación.

En conjunto la serie muestra un carácter grano y estratoeciente con aumento de energía hacia el techo.

Una situación como la que se describe puede corresponder a una plataforma marina somera, con desarrollo de barras arenosas (barras de offshore).

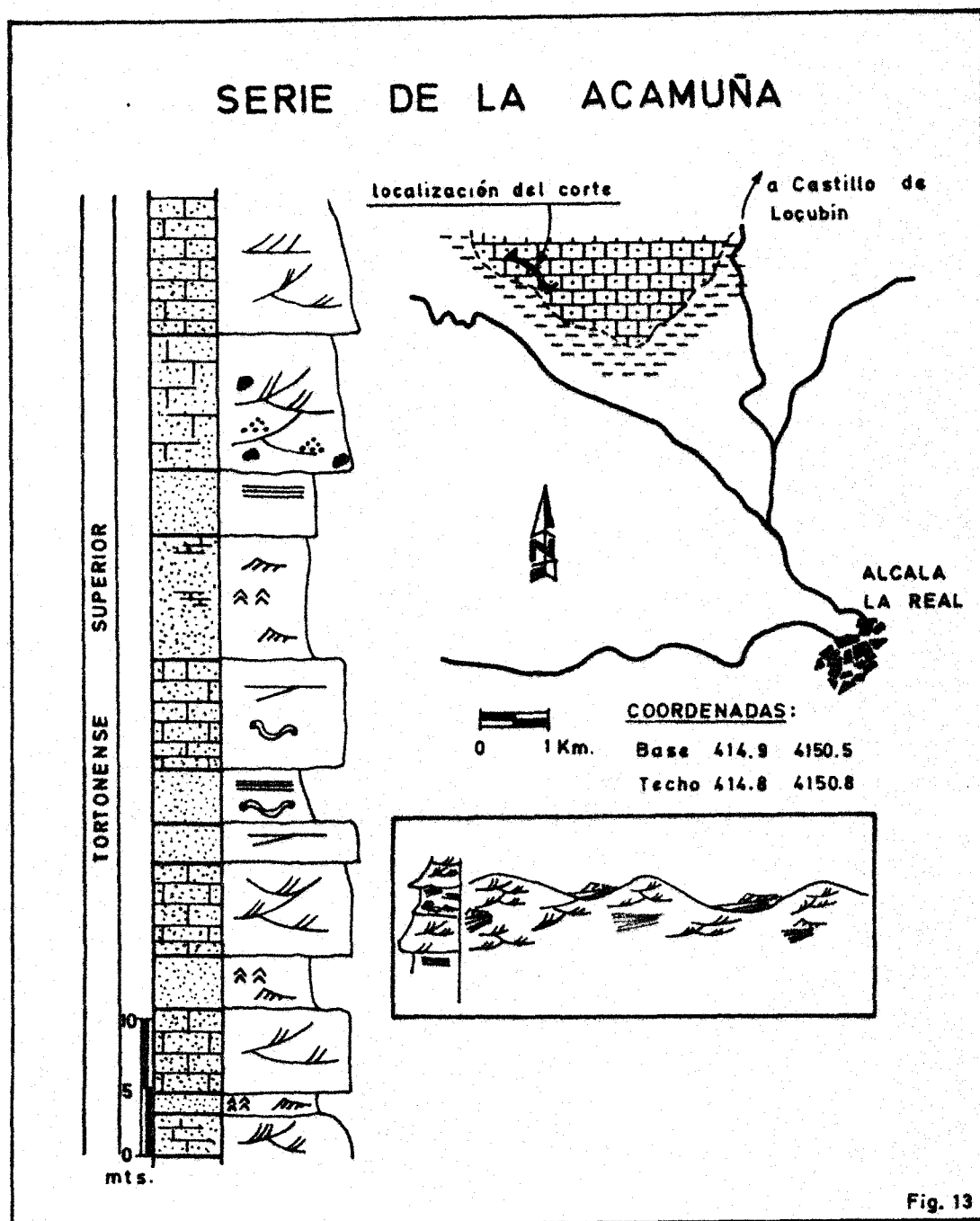
En este esquema, las barras al migrar se superponen a los surcos que éstas dejan entre sí y en las que la situación energética y tamaño de grano son mucho menores (ripples de corriente oleaje y laminación plana o cru

zada de ángulo bajo).

Este tramo superior calcarenítico, representa el episodio regresivo del Tortonense superior sobre la Zona Subbética.

En resumen el afloramiento de Alcalá la Real presenta materiales del Burdigaliense inferior con facies de "albarizas", a techo de las cuales se sitúa un conjunto de edad Burdigaliense superior-Langhense (Formación de Alcalá la Real).

Entre ambos queda una laguna, que correspondería al Burdigaliense medio.



El Tortonense inferior representado en facies de margas "albarizas", alberga la unidad subbética alóctona del Vadillo Alto.

El Tortonense superior queda registrado en parte en facies margosas y en parte en la serie calcarenítica superior discordante, que sella la unidad subbética alóctona (ver Fig. 12).

Por último los materiales continentales atribuidos al Mioceno terminal -Plioceno corresponden a la sedimentación dentro de la Zona Subbética, des pues de la regresión del Tortonense superior.

Hasta el momento los materiales del Langhense superior-Serravallense no quedan representados en este afloramiento.

La causa puede ser, de una parte que el muestreo de las series sea in- suficiente, de otra que no se depositaran materiales de esta edad, o inclu- so cabe la posibilidad de que éstos queden ocultos por la disposición teo- tónica de los materiales antetortonenses. Sobre este punto se volverá en un capítulo posterior.

II-1-3.- EL NEOGENO DE LA DEPRESION DE RONDA

La Depresión de Ronda, cercana al límite de las Zonas Internas, se sitúa sobre materiales mesozoicos de la Zona Subbética o sobre otros pertenecientes a diversas Unidades del Campo de Gibraltar.

Los sedimentos que la rellenan abarcan la totalidad del Mioceno superior. A diferencia de los demás afloramientos estudiados sobre la Zona Subbética, cuya sedimentación marina llega hasta el Tortonense superior, en la Depresión de Ronda el régimen marino permanece hasta el Messinense superior.

Para la descripción de sus materiales se hará en el orden establecido por Serrano (1.979), manteniendo la nomenclatura preferente de este autor, salvo alguna modificación que se justificará en su momento.

En la Fig. 14 pueden apreciarse las diferentes formaciones y las relaciones laterales y verticales de las mismas.

II-1-3-1.- FORMACION EL TAJO

Aflora en los alrededores y bajo la ciudad de Ronda. Reposo sobre materiales de edad Oligoceno y su morfología es de tipo deltaico, con acuñaamiento rápido del cuerpo rocoso hacia el N. y S. respectivamente. Su máxima potencia la adquiere bajo la ciudad de Ronda, donde puede tener unos 150 metros.

La litología es de conglomerados de gruesos bloques de marmol, sílex, calizas, dolomías y areniscas propias de las unidades que tiene inmediatamente al S.

Junto a cantos con un elevado redondeamiento hay otros angulosos, algunos de naturaleza blanda denotan un transporte corto y rápido y la posibilidad de que parte del material sea resedimentado. Los cantos están auto-soportados y la matriz, de grava y arena, puede estar en mayor o menor proporción dependiendo del sitio en que se observe.

Este material carece de ordenamiento interno y en él no se aprecia ningún tipo de estratificación, laminación o imbricación. Tampoco se han encontrado restos fósiles.

En la parte alta, la formación es transgredida y solapada por la Formación de Setenil.

DEPRESION DE RONDA. RELACION ENTRE SUS FORMACIONES

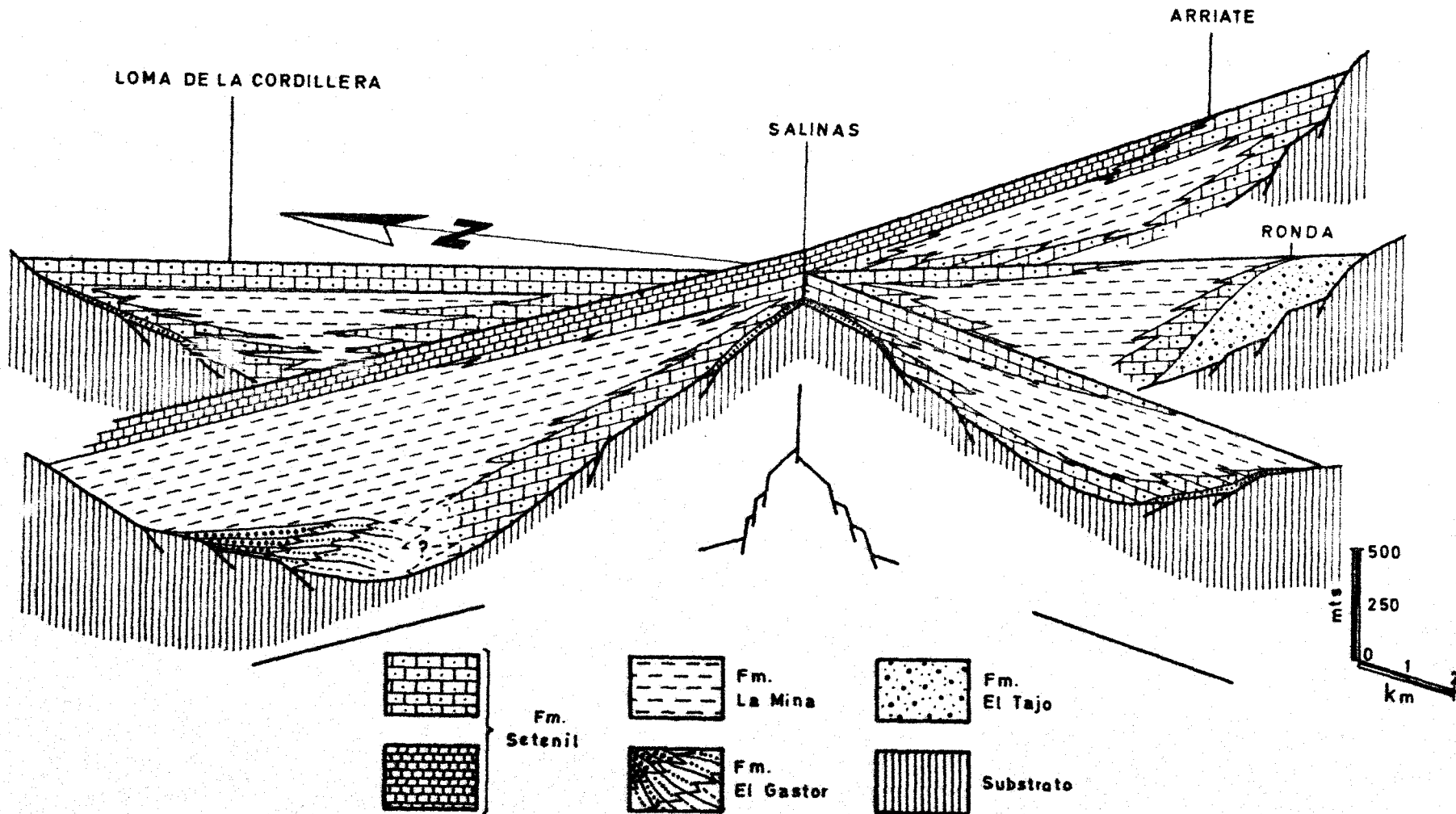


Fig. 14

Por su posición respecto a esta última, la edad de la Formación el Tajo debe ser anterior al Tortonense superior.

II-1-3-2.- FORMACION DE SETENIL

Aflora prácticamente en toda la depresión, excepto en su extremo noroccidental.

Se sitúa sobre materiales del substrato o sobre la Formación La Mina, con la que cambia de facies.

La potencia de esta formación puede llegar a superar los 200 metros y su edad abarca desde el Tortonense inferior al Messinense superior.

Litológicamente está constituida por calizas de algas y por calcarenitas bioclásticas, a éstas últimas se les denomina miembro calcarenítico. A las facies calizas se las diferencia en un miembro aparte, denominado miembro calizo y se corresponde con la Formación Las Mesas en la nomenclatura de Serrano (1.979).

Se incluye la Formación Las Mesas (Serrano, 1.979) como miembro calizo de la Formación de Setenil, por comprobarse que dicho miembro calizo constituye un cambio de facies dentro de la Formación de Setenil y no una formación con características litológicas o genéticas diferentes.

El cambio de facies de modo gradual de un miembro a otro puede controlarse bien, como más adelante se verá; en el corte del Arroyo de la Ventilla.

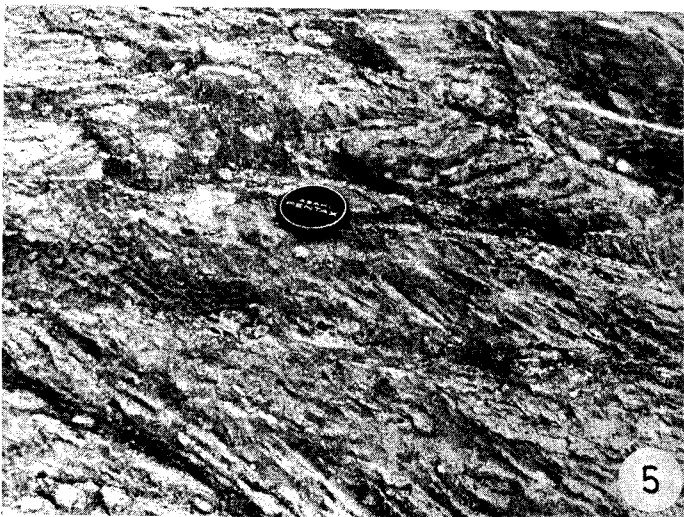
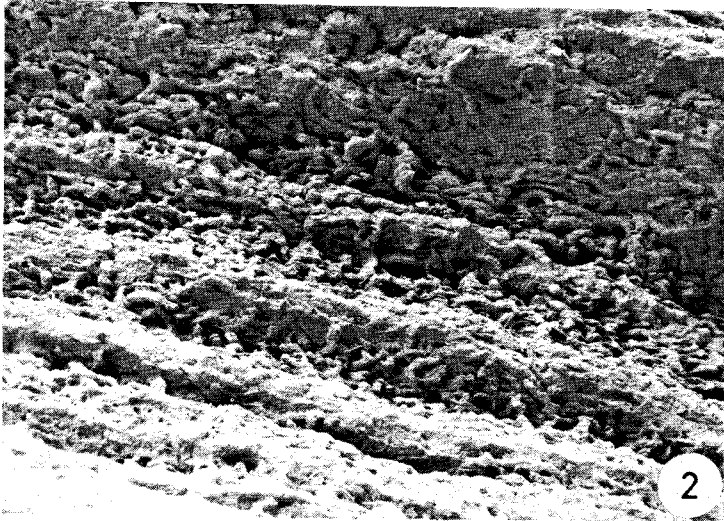
Esta idea queda gráficamente representada en la Fig. 18.

Miembro calcarenítico.

Su litología es de calciruditas y calcarenitas bioclásticas o conglomerados de matriz calcarenítica.

LAMINA 2.

- 1.- Estratificaciones cruzadas de gran escala, separadas por superficies erosivas muy tendidas y continuas. Afloramiento de Montefrío.
- 2.- Estratificación horizontal parcialmente destruida por la bioturbación. Afloramiento de Montefrío.
- 3.- Burrow en U, Formación Alcalá la Real, sección tipo.
- 4.- Perforaciones de organismos litófagos, sobre el substrato de calizas jurásicas. Depresión de Ronda.
- 5.- Megaripple de estructura interna compleja, con ripples de menor escala que migran en sentidos opuestos. Formación de Setenil, Depresión de Ronda.



En los bordes de la depresión, el miembro calcarenítico de la Formación de Setenil reposa discordantemente sobre el substrato o bien sobre la Formación el Tajo, en el borde S.

Cuando el contacto se realiza sobre materiales calizos subbéticos, es frecuente que medie un conglomerado de no más de 2 metros de potencia. Este conglomerado suele rellenar un paleorelieve karstificado y profusamente perforado por organismos litófagos (Foto 4, Lámina 2). Esta situación puede observarse en el Arroyo del Cupil, a la altura del Km 106 de la carretera que une Ronda con Montejaque, también en el Km 45 de la carretera de Setenil a Cuevas del Becerro.

En la parte S. de la ciudad de Ronda, en el camino que baja a los baños árabes, puede apreciarse el contacto entre la Formación el Tajo y la de Setenil. En pocos metros se pasa de conglomerados con elementos de grandes dimensiones a otros bien estratificados muy homométricos y redondeados que no sobrepasan los 5 cm de diámetro. La matriz calcarenítica de éstos últimos, impide que los cantos contacten entre sí; suelen estar perforados e intercalan niveles con balanus, ostreidos, equinodermos, briozoos, etc.

La litología dominante es de calcarenitas y calciruditas de elementos esqueletales de organismos, idéntica a la descrita en otros afloramientos anteriores.

La textura de la roca responde a un armazón de bioclastos con cemento esparítico (grainstone) de una elevada porosidad.

El ordenamiento interno, de nuevo, es de megaestratificación cruzada en artesa o bien en sets tabulares y cuneiformes.

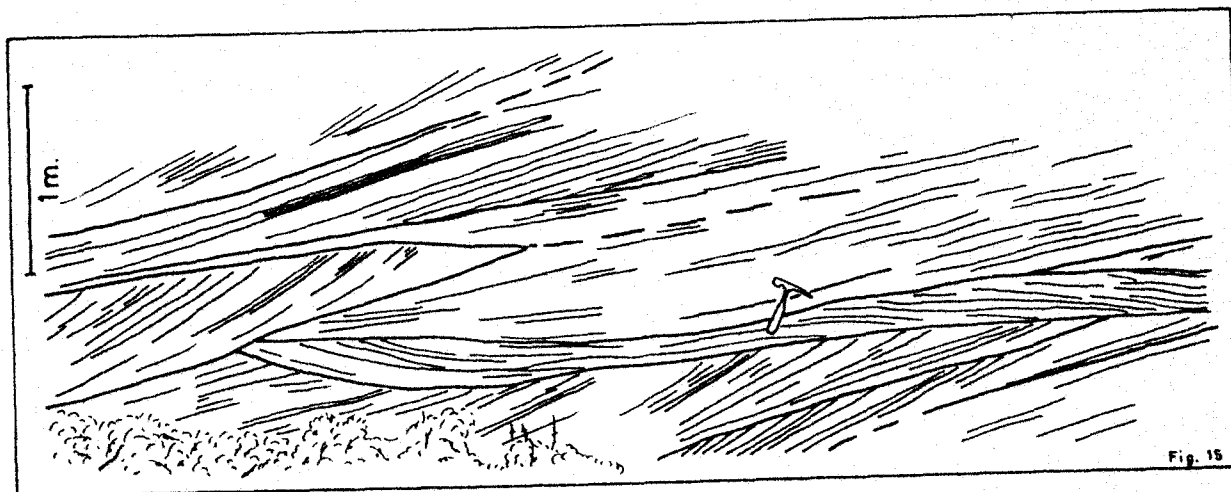
Estos sets suelen quedar limitados por superficies erosivas, como puede apreciarse en la Fig. 15.

Las paleocorrientes medidas señalan hacia el centro de la cuenca con direcciones al N. y NO.

Algunos sets con láminas de inclinaciones opuestas dan morfologías en cola de pez (herringbone), otras veces se observa como sobre grandes ripples se superponen otros de menor tamaño que migran en dirección opuesta (Foto 5, Lámina 2).

Es frecuente la presencia de laminación distorsionada, del mismo tipo

y significación que la señalada en Montefrío; en algunos sitios se pueden observar directamente relacionadas con fallas sinsedimentarias.



En estas facies se aprecia con frecuencia una alternancia de láminas claras y oscuras dentro de un sets. Las láminas claras están formadas por bioclastos, mientras que las oscuras lo están de fragmentos de rocas, cuarzo y micas.

Esta alternancia de láminas de distinto color y composición, se interpreta como el resultado de la diferenciación que el material sufre durante la avalancha desde la cresta del megaripple o la duna. Como consecuencia del diferente peso específico entre el material bioclástico (más denso) y el siliciclástico (menos denso), se produce la separación a lo largo de la superficie de avalancha.

La Formación de Setenil en la Sierra de las Salinas.

La alineación montañosa formada por las Sierras de la Sanguijuela y de Las Salinas, constituyen un antiforme de dirección NE. - SO. cuyo extremo occidental queda cortado por una fractura sinestrosa de dirección N. - S. (Benkhelil, 1.976).

Al N. del vértice Salinas y hasta el cortijo de El Polear, aflora el substrato de la depresión constituido en este punto de arcillas con yeso, de facies keuper.

Sobre este material triásico descansan unos 10 metros de conglomerados

dos de gruesos bloques de areniscas, mármoles y rocas volcánicas.

Siguen a este conglomerado, calciruditas bioclásticas con cuarzo muy redondeado y abundantes granos de yeso detrítico, el cemento es de esparita o yeso removilizado.

La procedencia del yeso como elemento detrítico parece incuestionable, reposando estas calcarenitas sobre los materiales triásicos; lo que evidencia que éste era el substrato de la cuenca en el Tortonense inferior.

Así pues, el material triásico no se ha inyectado diapirficamente con posterioridad a la sedimentación.

A lo largo de todo el antifforme de las Sierras de Sanguijuela y Salinas, el miembro calcarenítico de la Formación de Setenil presenta una considerable disminución de potencia.

Otros datos tales como abundante bioturbación, niveles de brechas de calcarenitas y superficies concrecionadas y mineralizadas de óxidos de hierro tipo hard-ground, apuntan en el sentido de que la cresta del antifforme fué una zona de sedimentación muy somera con algún esporádico episodio de emersión.

En resumen la alineación de las Sierras de Sanguijuela y Salinas determinan un alto fondo en la cuenca, que condiciona el cambio de facies del miembro calcarenítico de la Formación de Setenil, con las margas azules de la Formación La Mina, al N. y S. respectivamente.

Este cambio de facies es especialmente claro en la carretera de Ronda a Ronda la Vieja. En dicho corte se observa como las partes bajas de la serie buzanan fuertemente al N. y S.; a medida que se asciende en la serie y en las proximidades del cortijo La Huertezuela, los estratos más altos están en posición horizontal, evidenciando el antifforme una discordancia progresiva en su estructura interna.

Esta alineación montañosa que divide la Depresión de Ronda en dos subcuencas, posiblemente sea la manifestación superficial de un accidente tectónico en profundidad, de mayor envergadura y significado regional.

La cuestión que inmediatamente queda planteada es: ¿en qué época y durante cuánto tiempo, este accidente afecta y controla el cambio de facies antes aludido?

Según Serrano (1.979, Pag. 22), los niveles más altos por él observa-

dos en la Sierra de las Salinas, y no afectados por esta deformación son de edad Messinense.

Por tanto el efecto de alto fondo causado por el material triásico y que compartimentaba la cuenca en dos, habría actuado durante el Tortonense y no lo haría ya en el Messinense.

El miembro calizo de la Formación de Setenil.

Equivale a la Formación de Las Mesas, definida por Serrano (1.979).

Aflora en el centro de la depresión, en el Cerro de Las Mesas y Cerro de Los Villares, donde reposa sobre las margas de la Formación La Mina.

El mayor afloramiento se localiza al NE. de Ronda, puede observarse bien en el Arroyo de la Ventilla, Arroyo del Espejo, cabecera del río Guadalquivir y en la localidad de Parchite, 3 Km al NE. de Arriate.

Se sitúa sobre el miembro calcarenítico con el que cambia de facies, el contacto jalona la cota de 700 metros.

La morfología de este miembro es tabular y su potencia no supera los 40 metros.

Litológicamente está formado por calizas de algas rodofíceas, que en su mayoría forman rodolitos, algunos de hasta 8 cm de diámetro; el resto del material corresponde a bioclastos y material siliciclástico que no supera el 3-4 % y la matriz micrítica. El material bioclástico está formado por fragmentos de ostreidos, equínidos, briozoos y gasterópodos.

La estratificación se muestra bien marcada en bancos cuya potencia oscila entre 30 y 50 cm.

La edad de este miembro calizo, según Serrano (1.979) es Messinense superior, subzona de Globigerinoides elongatus.

FIGURA 16.- Formación de Setenil. Cambio de facies entre el miembro calcarenítico y el calizo. Corte del Arroyo de la Ventilla.

- 1.- Rodolito con bioclastos atrapados entre sus envueltas de crecimiento.
- 2.- Microfacies de las calizas de algas del miembro calizo.
- 3.- Microfacies de las calcarenitas bioclásticas del miembro calcarenítico.

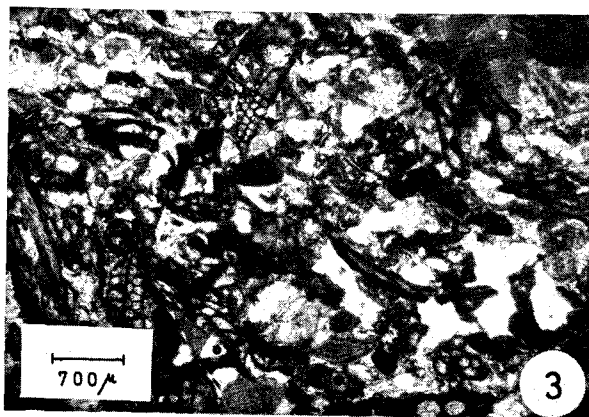
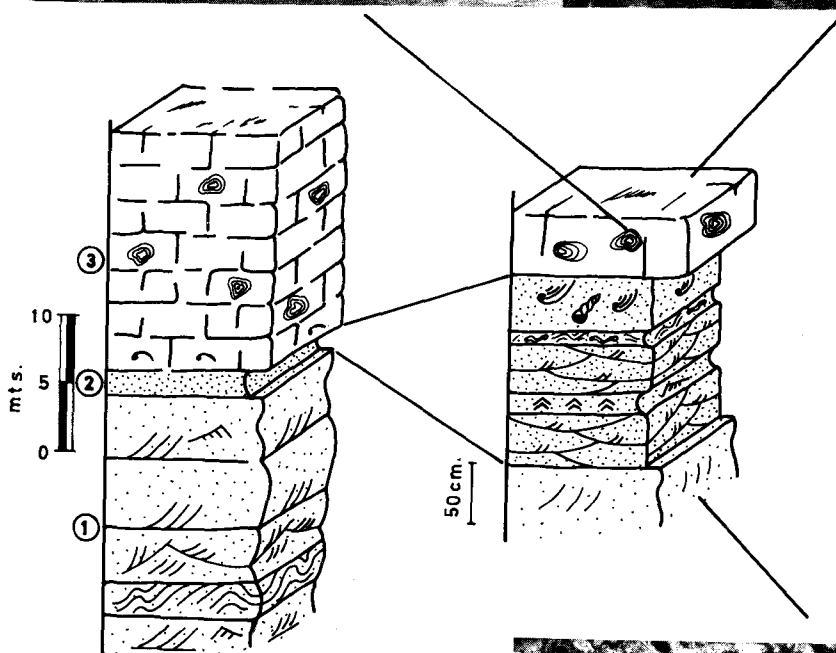
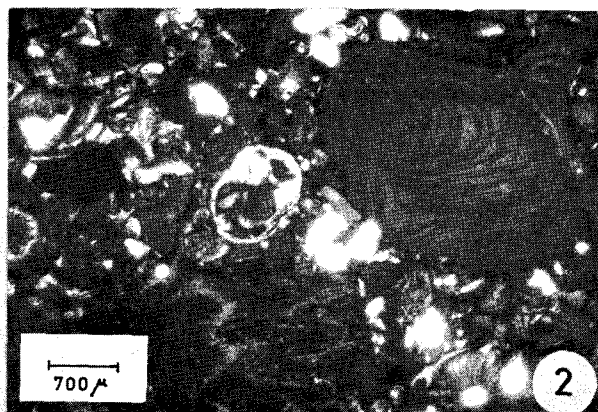
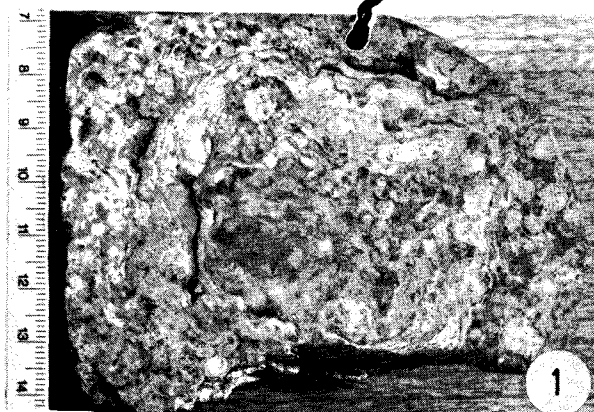


Fig 16

Cambio de facies entre los miembros calcarenítico y calizo de la Formación de Setenil.

Este cambio de facies se ilustra muy bien con la serie que puede observarse en el Arroyo de la Ventilla, situado al E. de Arriate. (Ver Fig. 16)

En el barranco por el que discurre el citado Arroyo pueden apreciarse:

- 1.- Areniscas calcáreas bioclásticas cuya composición es de fragmentos de briozoos mayoritariamente, con un 3 - 4 % de cuarzo y fragmentos de rocas.

La textura de la roca corresponde a un armazón de bioclastos con cemento esparfítico (grainstone).

El ordenamiento interno es de estratificación cruzada de gran escala con sets tabulares y cuneiformes limitados por superficies erosivas (Fig. 15). Algunos sets son consecuencias de megaripples que migraban en sentido contrario.

Con cierta frecuencia aparecen sets cuyas láminas están distorsionadas, sin que la deformación afecte a los sets supra e infrayacentes.

No se observa el substrato y el material descrito se corta con un espesor que supera los 20 metros.

- 2.- Calcarenita fina muy bioturbada (Planolites), aumento del contenido en algas rojas, lo que dá a este nivel una tonalidad amarilla clara.

El ordenamiento interno es de estructuras de baja energía, ripples de corriente, de oscilación y estratificación cruzada en artesas muy tendidas.

Algunos niveles están formados por concentraciones de ostreidos y gasterópodos, con algunas bolsadas de grava.

La potencia de este nivel oscila alrededor de 1 metro.

- 3.- Calizas de algas de colores blancos, bancos poco definidos.

La composición es de menos del 5 % de siliciclastos, entre el 8 - 10 % de bioclastos, micrita que no supera el 20 % y el resto algas rodofíceas. Los briozoos están practi-

camente ausentes.

Estas algas rodofíceas forman rodolitos, algunos de tamaño considerable, cuyo núcleo suele ser algún bioclasto. Estos rodolitos, atrapan entre sus capas encostrantes otros bioclastos, así como algunos granos de cuarzo y miliólidos. Suelen observarse buenos cortes del tejido en los que se diferencia bien el hipotalo y el peritalo.

La potencia de estas calizas está alrededor de los 20 metros y su techo se encuentra fuertemente karstificado.

II-1-3-3.- FORMACION LA MINA

Ocupa la parte centro-occidental de la depresión. Su litología es de margas de color azul grisáceo, con radiolarios, espículas de esponjas y foraminíferos planctónicos. En las partes centrales de la depresión, su potencia puede superar los 800 metros.

Identicas facies, con igual situación espacial y temporal, ocupan amplias zonas de la Depresión del Guadalquivir situada inmediatamente al N.

Esta formación, solapa el miembro calcarenítico de la Formación de Setenil, y alberga en su interior algunas indentaciones del mismo; queda cubierta por el miembro calizo de la Formación de Setenil en las partes centrales de la depresión (ver Fig. 14).

La edad de la Formación La Mina, abarca todo el Tortonense y el Messinense (Serrano, 1.979).

II-1-3-4.- INTERPRETACION SEDIMENTARIA DE LAS FORMACIONES DE SETENIL Y LA MINA.

Las facies calcareníticas de la Formación de Setenil y las margosas de La Mina, son idénticas a las del resto de los afloramientos de la Zona Subbética.

La importancia de la Depresión de Ronda, radica en que ofrece un afloramiento lo suficientemente extenso como para permitir un control del cambio de facies entre la plataforma (Formación de Setenil) y la cuenca (Formación La Mina).

Los mejores cortes para esta observación son los que ofrecen las carreteras de Setenil a Torre Alhauque y de Ronda a Ronda la Vieja, al cortar

el antiforme de la Sierra de la Sanguijuela.

El primer hecho que llama la atención, es la ausencia de argumentos que permitan inferir una zona de talud entre la cuenca y la plataforma (turbiditas, slumps, cicatrices de desplomes, etc.).

Por el contrario, puede seguirse sin interrupción el cambio de estructura y textura desde las partes más someras, hacia las partes centrales de la depresión, con dominio de sedimentación pelágica.

Este cambio de facies, se realiza a lo largo de "rampas" dirigidas desde los bordes al centro de la cuenca y al N. y S. del antiforme Sanguijuela-Salinas.

Las paleocorrientes se muestran centrípetas en los bordes y centrifugas respecto del alto fondo de las sierras centrales.

La Fig. 17 esquematiza la evolución de texturas y estructuras a lo largo de una de estas rampas. La lámina 3, muestra aspectos de las microfacies de este material calcarenítico.

Dentro de estas rampas, pueden diferenciarse una serie de zonas caracterizadas por un tipo concreto de lito y biofacies.

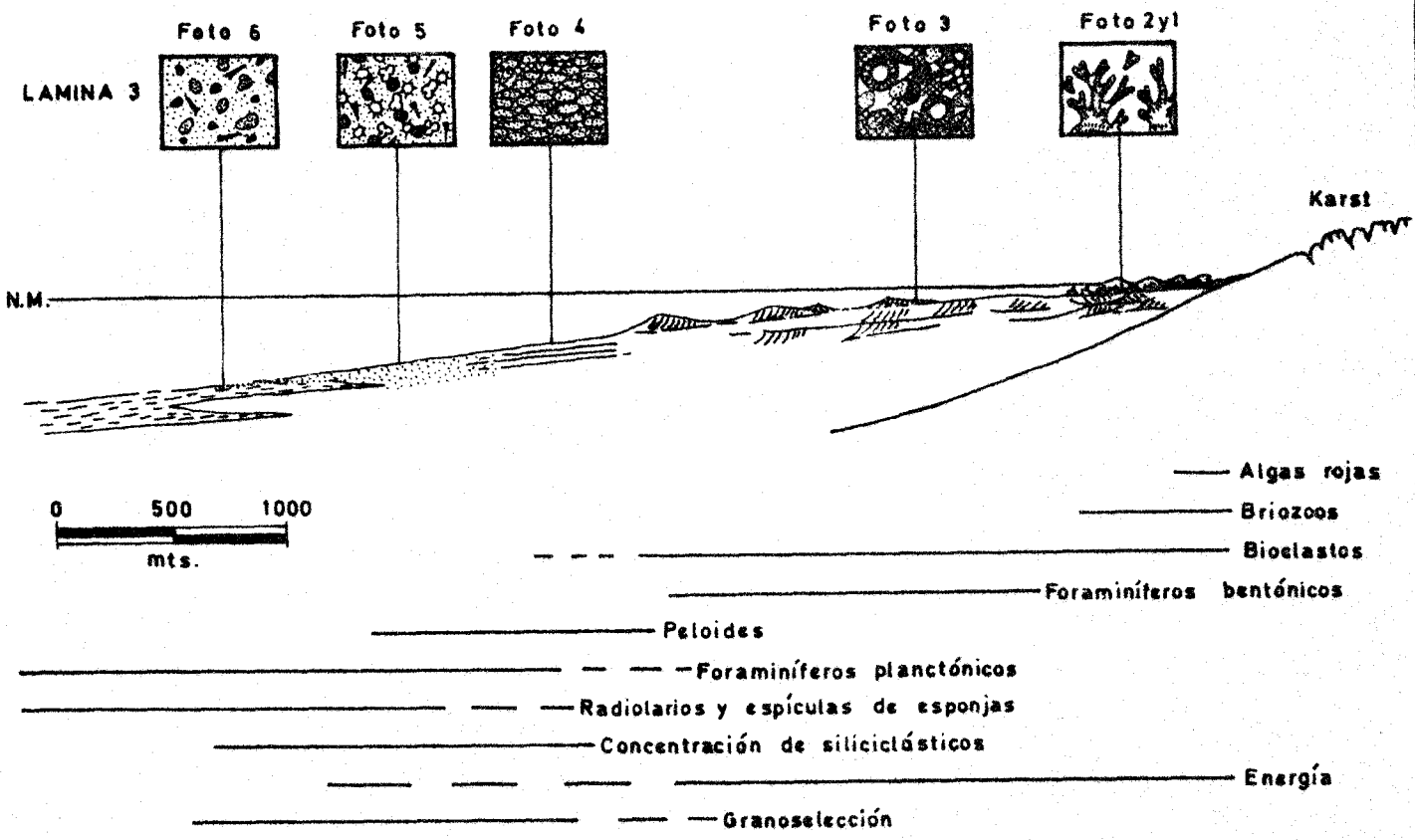
La parte superior de la rampa, desaparecida en la actualidad, correspondería a una zona infralitoral colonizada por abundantes comunidades bentónicas propias de fondos endurecidos, especialmente briozoos. Estos fondos duros tendrían un elevado potencial biogénico y serían las zonas a partir de las cuales se nutrirían de material bioclástico las zonas sumergidas por debajo de ésta (Fotos 1 y 2, Lámina 3). El resto de la rampa se puede dividir en tres zonas claramente diferenciadas:

Zona superior.

Serían las partes más altas hoy conservadas. Contienen calciruditas y calcarenitas poco seleccionadas, con estructuras de estratificación cruzada de grán escala.

Las texturas (grainstone, Foto 3, Lámina 3) igualmente denotan un medio muy energético, su fondo estaría cubierto básicamente de dunas y megaripples, movidos por mareas y fuertes oleajes; en este sentido apuntan: la persistencia en la dirección de migración de los cuerpos arenosos, las superficies erosivas internas, la bidireccionalidad de las corrientes, etc.

ESQUEMA DE LA EVOLUCION DE TEXTURAS Y ESTRUCTURAS DE LA PLATAFORMA TORTONENSE - MESSINENSE DE LA DEPRESION DE RONDA



LEYENDA










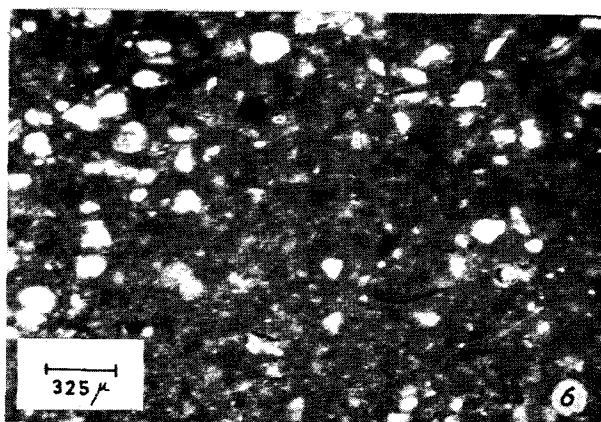
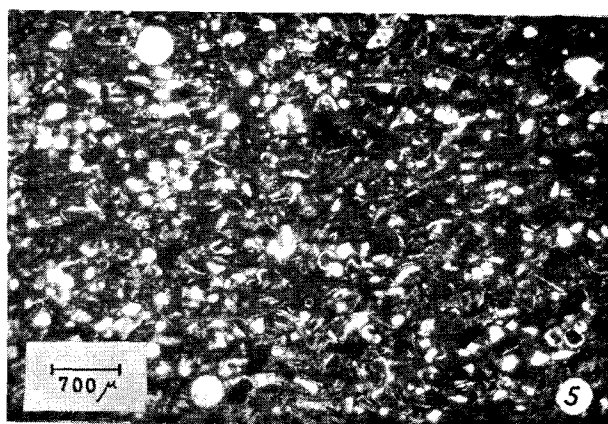
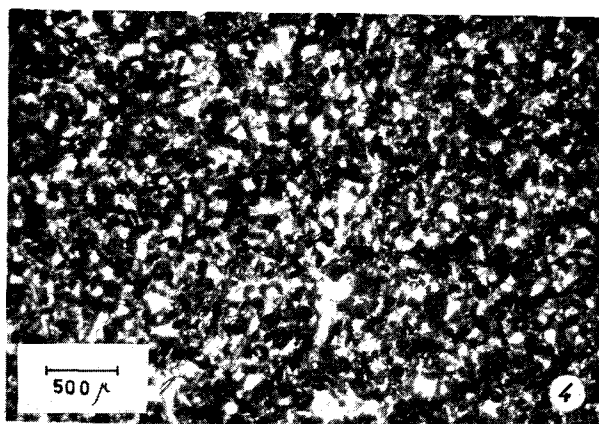
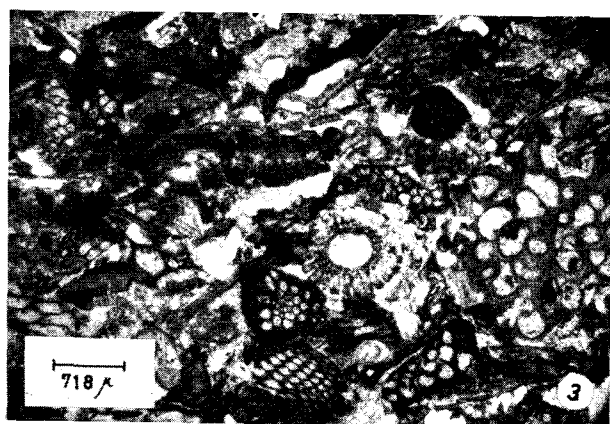
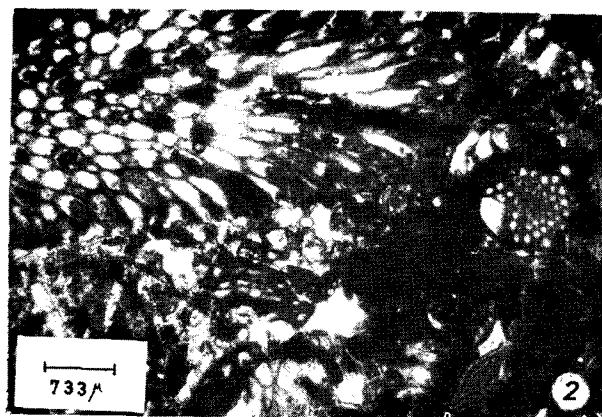
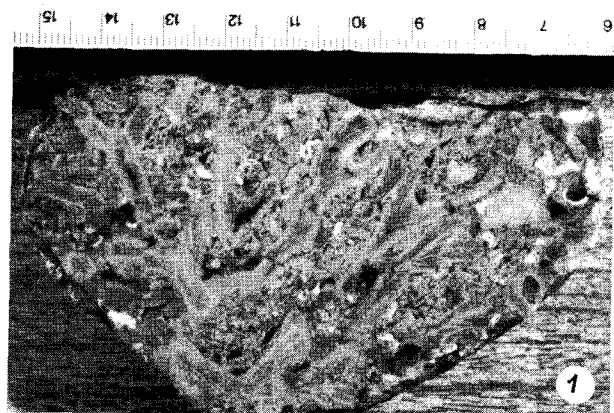
-  Briozoos
-  Bioclastos
-  Peloides
-  Radiolarios
-  Espículas
-  Foraminíferos
-  Siliciclásticos
-  Esparita
-  Micrita

Fig. 17

Lámina 3



Zona media.

Se caracteriza por un material más seleccionado, con abundantes granos pelotoidales, bioclastos más pequeños difíciles de identificar y mayor concentración de material siliciclástico.

Las texturas (grainstone = pellesparita) denotan menos agitación en el medio; el ordenamiento interno, laminación horizontal o masivo, apunta en el mismo sentido (Foto 4, Lámina 3).

Zona inferior.

Corresponde a las partes más distales, en las que se efectúa el tránsito a las facies pelágicas.

Se caracteriza por calcarenitas de grano muy fino, con radiolarios, espículas de esponjas y foraminíferos planctónicos. Se observa una mayor concentración de siliciclastos (hasta el 17 %) y presencia de micrita (packstone - wackestone, Fotos 5 y 6, Lámina 3). Los estratos son delgados, de límites difusos y se albergan en el seno de las facies margosas.

El miembro carbonatado de la Formación de Setenil, contiene unas lito y biofacies algo diferentes del miembro calcarenítico.

Respecto de éste, se observa una brusca disminución del contenido en briozoos, que son sustituidos por una gran abundancia de algas rodofíceas. Estas algas rodofíceas, que constituyen la práctica totalidad de la roca, se presentan acompañadas de otros organismos como gasterópodos, ostreidos y miliólidos, que caracterizan un medio de plataforma muy somera.

Las condiciones hidrodinámicas de esta plataforma, debían ser de muy baja energía; así lo confirma la presencia de micrita y la ausencia de estructuras ligadas a corrientes. Solo las formaciones rodolíticas en que se presentan las algas, indican un ambiente de moderada agitación.

Este miembro carbonatado de la Formación de Setenil, debe ser bastante parecido a las partes infralitorales de las rampas descritas anteriormente para el miembro calcarenítico.

Las condiciones paleoecológicas debieron ser diferentes, lo que condicionó que en un caso proliferaran más los briozoos y en otro las algas rojas.

En resumen, se reconoce un episodio inferior transgresivo, que corresponde básicamente al miembro calcarenítico de la Formación de Setenil; so-

lapado por las margas azules de la Formación La Mina.

Un episodio posterior, regresivo, es el que corresponde a la parte alta del miembro calcarenítico y al miembro carbonatado. Este miembro carbonatado, pone fin al ciclo sedimentario del Mioceno superior en la Depresión de Ronda.

II-1-3-5.- FORMACION EL GASTOR

Aflora en el extremo noroccidental de la depresión, los mejores cortes pueden hacerse en la carretera de Setenil a El Gastor y en la de Olvera - Algodonales desde el puerto Cabañas al vértice Espartala.

La formación, reposa sobre materiales triásicos y bajo las margas azules de la Formación La Mina. La edad de esta formación, según Serrano (1.979), es Tortonense inferior, subzona de T. acostaensis.

Consta de tres partes bien diferenciadas:

- 1.- Sobre los materiales triásicos, reposan arenas amarillas con niveles de conglomerados, la estratificación es difusa y se observa mal. Su potencia oscila alrededor de 100 metros.
- 2.- Alternancia de arenas, margas y areniscas. Los niveles de arenas contienen ostreidos y balanus con algunos canales de grava. Los niveles de areniscas frecuentemente muestran estructuras almohadilladas o estratos masivos.

Intercalados en estos niveles de areniscas, afloran paquetes con potencias entre 5 y 10 metros de margas y areniscas finas. Estos niveles de arenisca fina entre 3 y 10 cm de potencia muestran en su ordenamiento interno la secuencia de Bouma completa. La potencia de este segundo tramo supera los 100 metros.
- 3.- Alternancia de arenas y conglomerados. Las arenas, en ocasiones muy gruesas y con niveles de grava, exhiben estratificación cruzada en artesa o laminación horizontal.

Los conglomerados, cuyos estratos tienen un espesor de alrededor de unos 5 metros, son de cantos de marmoles, calizas, dolomias y areniscas. Tienen base erosiva y frecuentes cantos arcillosos en su interior. Algunos niveles con-

tienen buenos ejemplos de imbricación de cantos, que señalan una dirección de transporte hacia el SE.

Los niveles conglomeráticos, que forman los relieves del Montajo y Espartala, muestran secuencias grano y estratocrecientes. El conjunto igualmente responde a una secuencia mayor, también estrato y granocreciente.

La potencia de este tramo superior es de alrededor de 80 metros. Sobre éstos se sitúan las margas de la Formación La Mina.

La Formación El Gastor, dada su posición sobre el substrato y bajo la Formación La Mina y teniendo en cuenta su edad (Tortonense inferior), debe cambiar de facies con la Formación de Setenil. Este hecho no se observa dadas las características del afloramiento (ver Fig. 14).

Interpretación sedimentaria.

La Formación El Gastor se interpreta como un abanico deltáico, progradante hacia el SE. en el borde de la depresión.

Este dispositivo progradante sería el responsable de la distribución vertical de facies que se observa, así como de las secuencias grano y estratocrecientes de los niveles conglomeráticos.

En este abanico los niveles turbidíticos intercalados representan las facies más distales de los paquetes conglomeráticos que se superponen y coronan la formación (facies próximas).

La naturaleza de sus materiales y el propio carácter de la formación evoca la existencia de relieves emergidos que rodearían también por el NO. a la cuenca.

II-1-3-6.- EQUIVALENCIA DE ESTAS FORMACIONES CON LAS DEFINIDAS POR OTROS AUTORES.

Dos autores, con anterioridad han ordenado los materiales de la Depresión de Ronda en formaciones: Bourgois (1.978) y Serrano (1.979).

El primero diferencia tres formaciones que de abajo arriba son:

Formación de Galapagar - Arriate.

Constituida de margas azules con niveles calcareníticos y conglomeráticos.

Se correspondería con las Formaciones La Mina, El Tajo y Setenil, miembro calcarenítico.

Formación los Llanos.

De morfología tabular y composición calcarenítica, transgresiva y localmente discordante sobre la anterior. Equivale a la Formación de Setenil.

Formación Loma de la Cordillera.

De litología margo-arenosa, más rica en material terrígeno. Equivale a la parte superior del miembro calcarenítico de la Formación de Setenil.

Serrano (1.979) diferencia cinco formaciones en todo equivalentes a las aquí descritas, excepto la Formación Las Mesas que aquí se incluye en la de Setenil y se diferencia como miembro calizo de ésta. La parte superior de la Formación el Tajo se incluye en el miembro calcarenítico de la Formación de Setenil.

En la Fig. 18 se recoge gráficamente las equivalencias mencionadas.

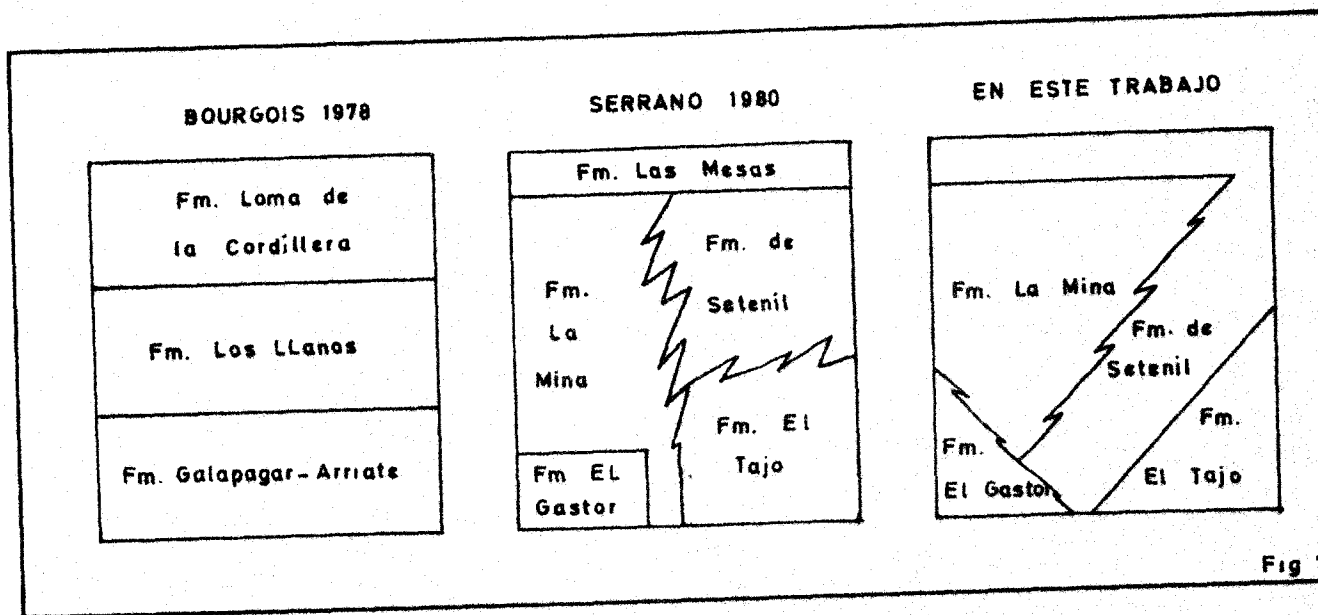


Fig 1

II-1-4.- RESUMEN SOBRE LA ESTRATIGRAFIA DE LOS AFLORAMIENTOS ESTUDIADOS EN LA ZONA SUBBETICA

Del análisis estratigráfico de los afloramientos cuyo estudio se ha abordado, se deduce la existencia de una serie de unidades estratigráficas limitadas en su base y techo por discontinuidades de importancia regional.

Estas discontinuidades, se pueden manifestar como discordancias, en cuyo caso son fáciles de identificar o bien como contactos conformes o paraconformes. En este último caso es más difícil situarlas con exactitud.

Las discontinuidades que limitan estas unidades estratigráficas, son el resultado de la interacción de: velocidad de sedimentación, velocidad de diastrofismo y de los cambios relativos del nivel del mar.

Dichas unidades coinciden, en lo esencial, con las descritas por Mitchum et al. (1.977) con el nombre de "secuencias deposicionales" y con las definidas por Garrido-Megias (1.973 y 1.981) con el nombre de "unidades tectosedimentarias".

Cada una de estas secuencias deposicionales o unidades tectosedimentarias, tienen la particularidad de que en cualquier sección vertical de la misma, la suma de los tiempos de sedimentación y erosión o no depósito se mantiene constante.

Esta metodología de análisis tectosedimentario ha sido ya utilizada para el estudio del Neógeno de las Cordillera Béticas por Garrido-Megias et al. (1.980), así como en el estudio del Neógeno del Mediterráneo español por Soler et al. (1.980).

Por el momento, de los afloramientos estudiados y descritos con anterioridad, se puede deducir la existencia de seis de estas unidades (Fig. 19, C y D), cuyos rasgos esenciales se enumeran a continuación:

Unidad I.

Corresponde a los materiales margosos del Burdigaliense inferior del afloramiento de Alcalá la Real. Es la unidad peor representada en los afloramientos estudiados.

Su límite inferior no está precisado y sobre su morfología y características hay pocos datos; su límite superior lo constituye la discordancia intraburdigaliense, que la separa de la Formación Alcalá la Real.

Unidad II.

Corresponde a la Formación de Alcalá la Real. Su edad comprende el Burdigaliense superior y el Langhense inferior. Es transgresiva sobre los materiales subbéticos plegados y es de carácter molásico.

Posiblemente contiene los primeros productos de la erosión subaérea de materiales subbéticos, emergidos tras la etapa de plegamiento que separa esta unidad de la anterior.

Unidad III.

Correspondería a los materiales depositados entre el Langhense superior y el Serravallense. Está ausente en los afloramientos estudiados como ya se indicó en el caso de Alcalá la Real.

Dado que en la bibliografía se citan materiales de esta edad en otros afloramientos de la Zona Subbética (Cruz San Julian, 1.975), su ausencia en el afloramiento de Alcalá la Real puede responder a varias razones:

- a) Puede encontrarse erosionada, o no haberse depositado en áreas tan meridionales y sí más al N. (Viguié, 1.974).
- b) Puede estar presente y no haberse detectado por causa de un muestreo insuficiente.
- c) Por último puede estar ausente de este afloramiento por causas tectónicas, en este caso estaría cubierto a causa de la colocación del frente subbético, que habría terminado de realizarse a finales del Serravallense.

Caso de ser cierta esta hipótesis, cabría encontrarla en alguna ventana tectónica, bajo materiales subbéticos.

Unidad IV.

Es la mejor representada, su edad es Tortonense inferior, posiblemente no basal, y parte del Tortonense superior.

Es transgresiva y solapante sobre la Zona Subbética (onlap). Como consecuencia de ser transgresiva sobre un paleorelieve, generado en la etapa de plegamiento postserravallense, desarrolla facies de plataforma en la base, solapadas por las facies margosas de cuenca (facies de "albarizas").

En los afloramientos más meridionales, contiene solo facies calcareníticas de plataforma, (tramo inferior de la serie de Montefrío)

Ver Fig. 19 A - B y C.

Cuando el afloramiento lo permite, se constata que el máximo transgresivo de esta unidad queda dentro de la biozona de Turborotalia humerosa.

En el afloramiento de Alcalá la Real esta unidad alberga a la serie jurásica autóctona del Vadillo Alto.

En el techo, esta unidad IV comienza a ser ya regresiva, con facies de plataforma en los afloramientos más meridionales; ver Fig. 19 - B, series de Fuentes de Cesna y Cuevas de San Marcos.

Unidad V.

Es claramente regresiva y solapante hacia el centro de la cuenca (off-lap).

La discontinuidad que la limita en la base, es una de las mejor conocida a escala de la Cordillera (discordancia intratortonense).

En los afloramientos más meridionales está representada por facies calcareníticas de plataforma (tramo superior del afloramiento de Montefrío), y en los más cercanos a la Depresión del Guadalquivir por facies margosas de cuenca, coronadas por facies calcareníticas de plataforma.

Su edad es Tortonense superior proparte - Messinense inferior.

De los afloramientos estudiados, solo en la Depresión de Ronda se encuentra completa; el resto de ellos solo contienen materiales de edad Tortonense terminal, sobre los que generalmente ya no se encuentran sedimentos.

Unidad VI.

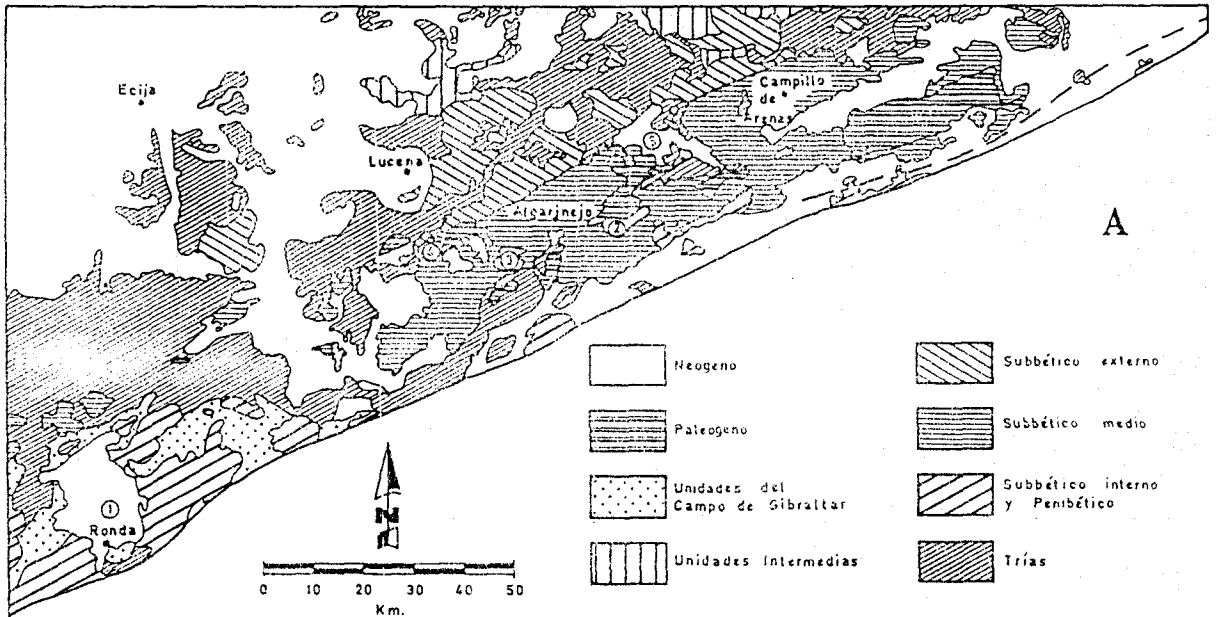
Su edad es Messinense superior y Plioceno, posiblemente no incluya el Plioceno superior.

En los afloramientos más meridionales esta unidad está ausente o representada por materiales continentales, tales como los conglomerados con calizas y lignitos de Alcalá la Real y Antequera.

En los afloramientos más cercanos a la Depresión del Guadalquivir aparece en facies marinas claramente regresivas como es el caso del miembro calizo de la Formación de Setenil, en la Depresión de Ronda (Fig. 19 - C).

AFLORAMIENTOS NEOGENOS DE LA ZONA SUBBETICA

SINTESIS ESTRATIGRAFICA Y UNIDADES DIFERENCIADAS



① RONDA
② MONTEFRIO
③ FUENTES DE CESNA
④ CUEVAS DE S. MARCOS
⑤ ALCALA LA REAL

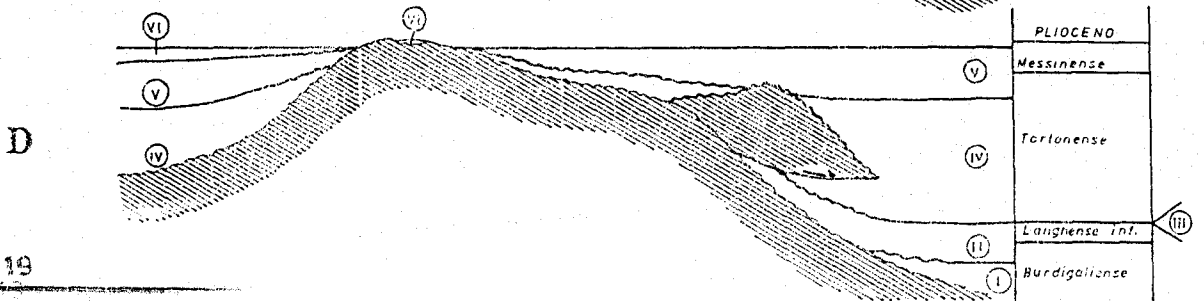
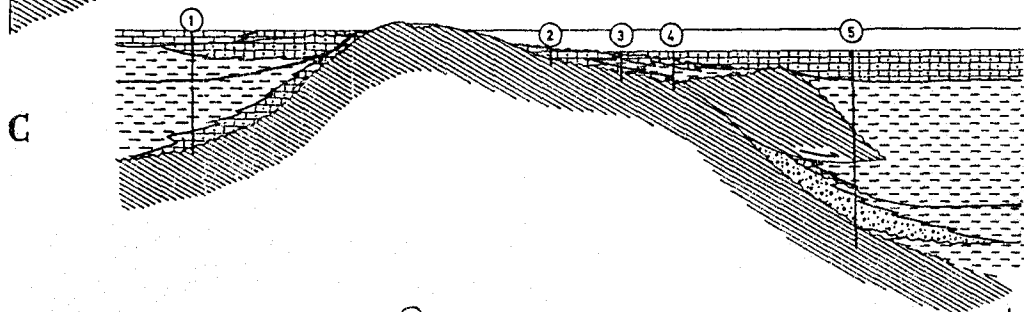
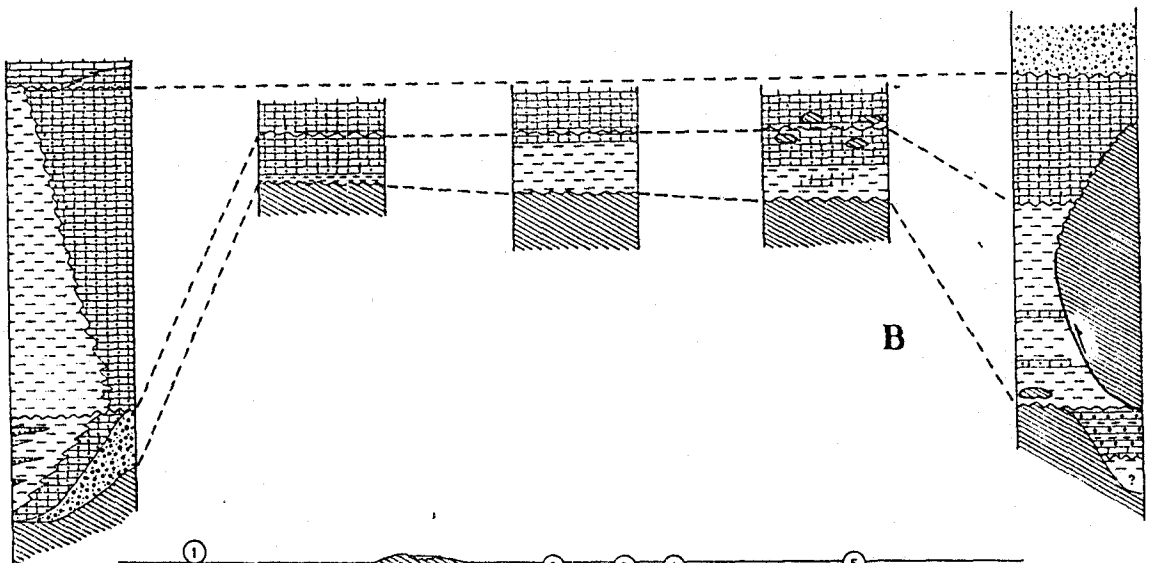


Fig. 19

II-2.- EL NEOGENO DE LAS ZONAS INTERNAS

Los materiales neógenos que afloran sobre las Zonas Internas, en el área estudiada (Fig. 20) se pueden dividir en tres grandes conjuntos, los dos primeros presentan sedimentación marina y el tercero continental.

El primero de estos conjuntos contiene materiales desde el Burdigaliense inferior al Tortonense basal, con un episodio continental o de precaria comunicación con el mar hacia el Serravallense.

El segundo contiene materiales marinos desde el Tortonense inferior hasta el Tortonense superior.

El último de ellos, es continental y llega hasta el Pleistoceno superior. Por el momento no se han citado con seguridad materiales marinos de edad Messinense, en el área de Zonas Internas aquí abordada.

Este hecho caracteriza bien este sector central de las Zonas Internas, y permite diferenciarlo, por ahora, de los dominios típicamente atlánticos y mediterráneos, ambos con materiales marinos de edad Messinense bien desarrollados.

II-2-1.- EL NEOGENO DEL CONTACTO ENTRE LAS ZONAS INTERNAS Y EXTERNAS

En las Zonas Internas, los materiales neógenos pueden encontrarse en dos disposiciones diferentes, la primera en depresiones individualizadas dentro de las Zonas Internas y la segunda en depresiones situadas entre las Zonas Internas y Externas, cuyos materiales cubren el contacto.

Este segundo caso proporciona los afloramientos más extensos y con series estratigráficas más potentes.

Las depresiones de Granada y Guadix son dos buenos ejemplos de este último tipo de afloramientos.

Sus series son idénticas desde el Burdigaliense inferior al Tortonense basal, igualmente lo son los acontecimientos geológicos que del estudio de las mismas se deducen.

Las primeras diferencias, se observan a partir del Tortonense, época en que ambas depresiones acababan de individualizarse tal y como hoy se conocen.

Esta individualización acontece como consecuencia de la etapa de plega

AFLORAMIENTOS DE NEOGENO SOBRE LAS ZONAS INTERNAS

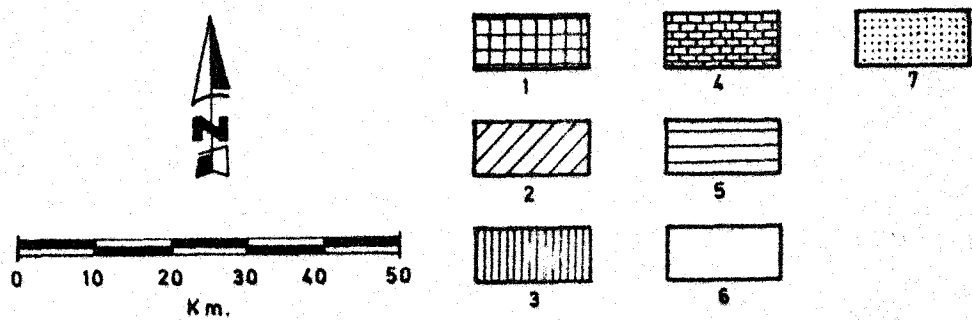
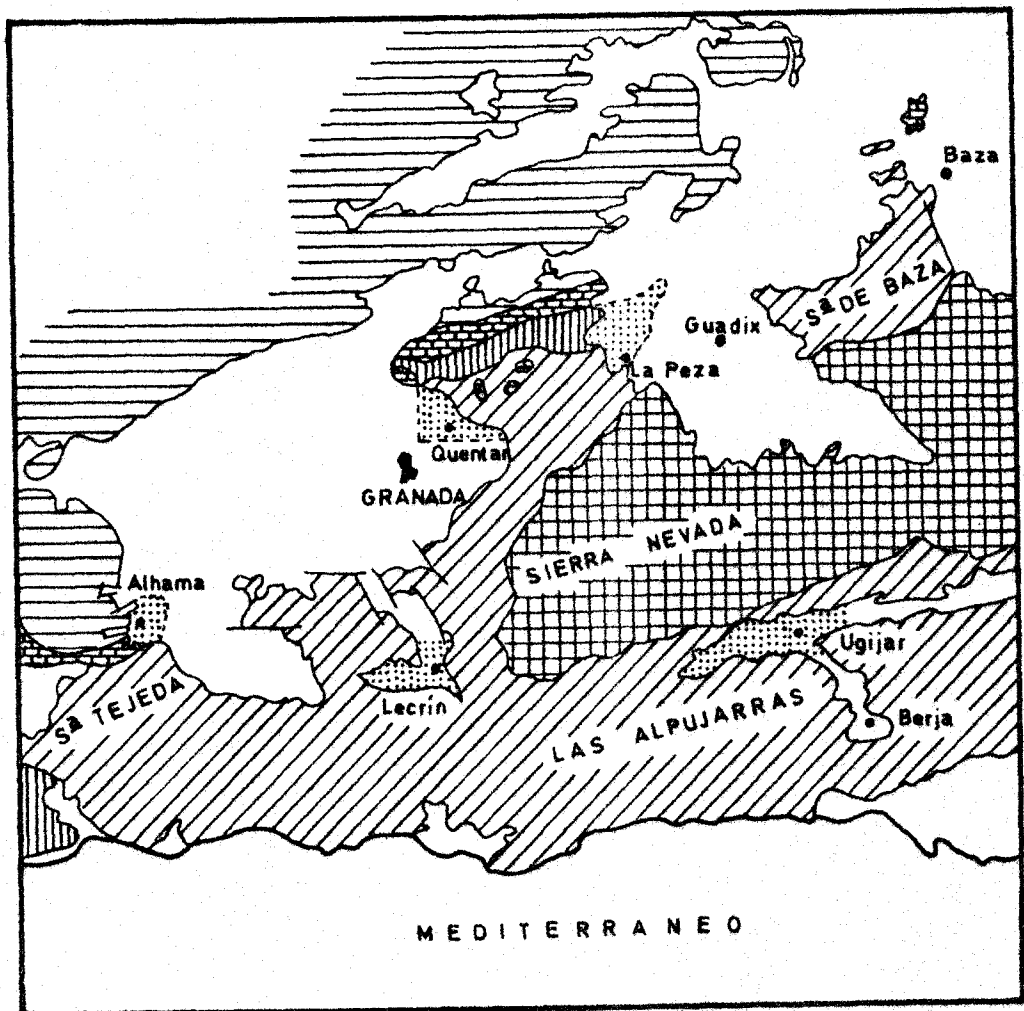


Fig. 20

LEYENDA.- 1.- Complejo Nevado Filábride. 2.- Complejo Alpujárride
 3.- Complejo Maláguide. 4.- Dorsal Bética. 5.- Zona Subbética. 6.- Materiales neógenos y cuaternarios.
 7.- Afloramientos estudiados.

miento ocurrido en el límite Serravallense-Tortonense, hecho que está bien reconocido en todas las Zonas Internas (Montenat, 1.973-77, Ott d'Estevou, 1.980).

Al abordar la descripción de los materiales se hará de modo conjunto para las dos depresiones, en lo que concierne al Mioceno inferior y medio.

La estratigrafía del Mioceno superior, que ya presenta diferencias como consecuencia de la individualización de ambas depresiones como tales, se tratará por separado.

II-2-1-1.- EL MIOCENO INFERIOR Y MEDIO DE LAS DEPRESIONES DE GRANADA Y GUADIX.

Los materiales del Mioceno inferior y medio, afloran en los bordes SE. y NE. de la Depresión de Granada y en el borde SO. de la Depresión de Guadix (Fig. 20).

Como características comunes de estos afloramientos se pueden señalar:

- a) Reposan discordantemente sobre materiales de los complejos Alpujarride y/o Maláguide.
- b) Se encuentran implicados en el contacto entre las Zonas Internas y Externas.
- c) Se trata, como ya se indicó, de materiales marinos con un episodio continental o precariamente comunicado con el mar en el Serravallense.

Se diferencian dentro de estos afloramientos, tres conjuntos superpuestos; el primero corresponde a una brecha marina discordante sobre el substrato que se define formalmente con el nombre de FORMACION LOS ALAMILLOS.

El segundo corresponde a una unidad alóctona formada por materiales mesozoicos y terciarios, que se superpone tectónicamente al anterior.

El tercero corresponde a una formación, en su mayor parte continental, que hacia el techo pasa a ser marina; se sitúa discordantemente sobre los dos anteriores o sobre el substrato. Se define formalmente con el nombre de FORMACION LA PEZA.

A continuación se abordan por separado cada uno de estos tres conjuntos.

II-2-1-1-1.- FORMACION LOS ALAMILLOS

Los materiales que la forman no se han citado anteriormente.

Nombre y situación.

Aflora en las inmediaciones del pueblo de Beas de Granada, en dos barrancos afluentes del Rio Beas (Fig. 25) unos 3 Km al S. de Diezma, en el cauce del Rio Fardes y en las inmediaciones del cortijo de Los Alamillos, de donde se ha tomado el nombre para designar esta formación (Fig. 21 y 27).

Morfología y límites.

Dado lo reducido de los afloramientos y las características de los mismos es difícil reconocer la morfología del cuerpo rocoso.

El límite inferior es una discordancia sobre materiales alpujárrides y maláguides, y el superior es un contacto tectónico con la unidad alóctona que se le superpone.

Sección tipo.

La sección tipo puede observarse en el corte que ofrece el Rio Fardes aguas arriba, unos 300 metros al O. del cortijo de Los Alamillos (Fig. 21).

Sobre los materiales alpujárrides se coloca discordante una brecha constituida por cantos del propio Complejo Alpujárride y del Maláguide, la litología de éstos es de filitas de color gris azulado, y en menor proporción cuarcitas, calcoesquistos y areniscas rojas permotriásicas del Complejo Maláguide.

El tamaño de los cantos oscila desde 5 cm de diámetro a bloques de más de 50 cm. El ordenamiento interno del material es caótico, difícil de observar la estratificación, solo puesta de manifiesto por algunos cambios en la granulometría de los cantos (Lámina 4, Foto 1).

En algunos puntos es difícil diferenciar los cantos de la matriz, especialmente cuando se trata de filitas que se encuentran trituradas.

FIGURA 21 LEYENDA.— 1.— Complejos Alpujárride y Maláguide. 2.— Formación Los Alamillos (Burdigaliense inferior). 3.— Unidades mesozoicas y terciarias alóctonas. 4, 5, 6.— Formación La Peza (Serravallense-Tortonense basal). 7 y 8.— Formación de Guadix. 9.— Aluvial.

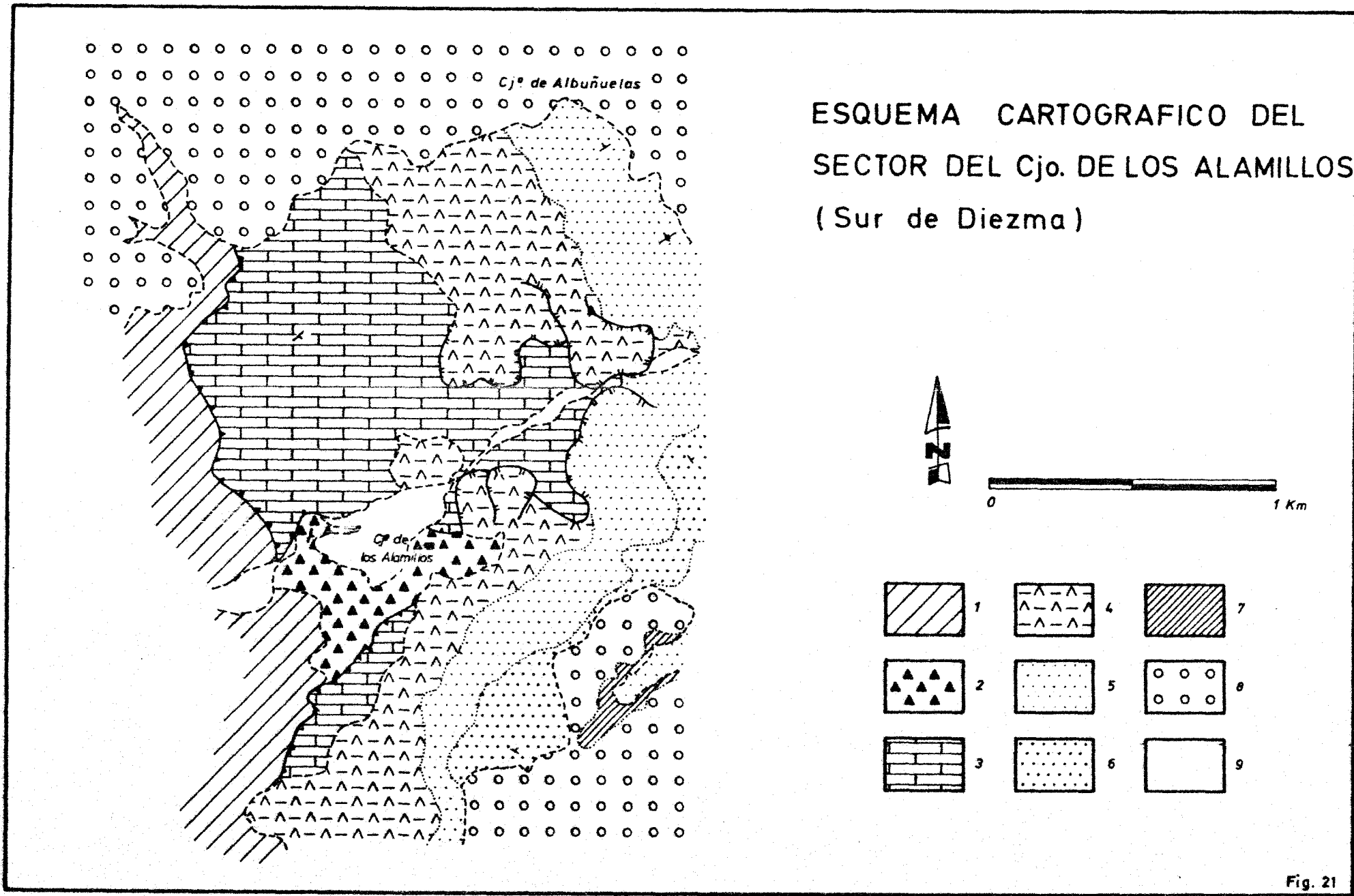


Fig. 21

Cerca de la base se observa un nivel de 1,5 metros de potencia formado por margas grises algo esquistas (Lámina 4, Foto 2), que queda intercalado en el material brechoide y permite ver como los estratos tienen un buzamiento al E. entre 10 y 15°.

Dentro de este nivel predominantemente margoso, algún estrato de arenisca presenta en el muro estructuras de corriente (flute cast) como las que se aprecian en la foto 3 de la lámina 4.

Dentro de este mismo nivel margoso algunos estratos contienen embebidos en su interior pasadas de conglomerados, en las que ocasionalmente se observa granoselección negativa (Foto 4, Lámina 4).

La potencia que puede apreciarse en este corte supera los 100 metros.

Los estratos margosos intercalados en la brecha han suministrado una fauna caracterizada por: Globigerina euapertura JENKINS, Globigerina venezuelana HEDBERG, Globigerina tripartita KOCH, Globigerinoides trilobus trilobus (REUSS), Globigerinoides trilobus irregularis LE ROY, Globigerinoides trilobus inmaturus LE ROY, Globigerinoides subquadratus BRONNIMANN, Globiquadrina dehiscens (CHAPMAN, PARR y COLLINS), Catapsydrax dissimilis dissimilis (CUSHMAN y BERMUDEZ), Catapsydrax unicavus BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN.

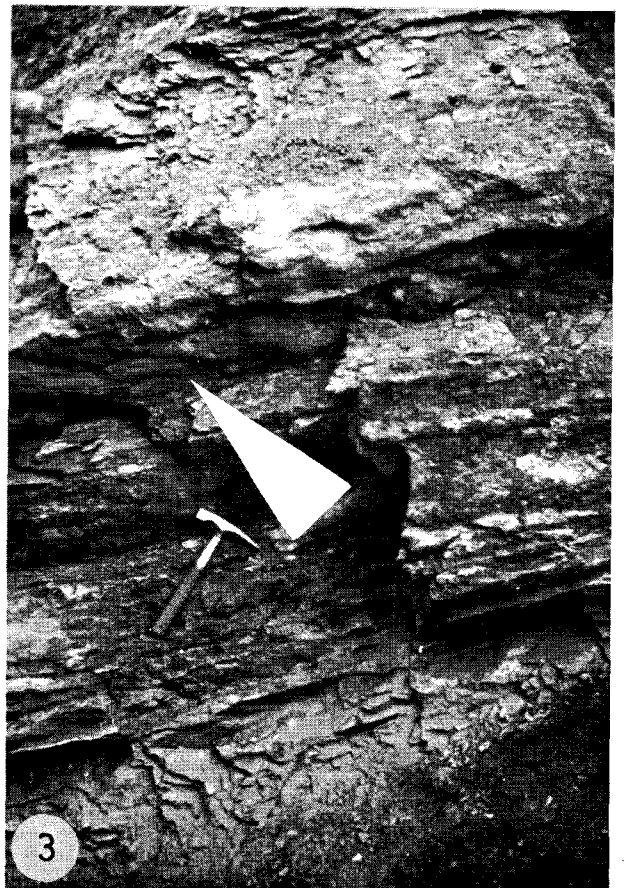
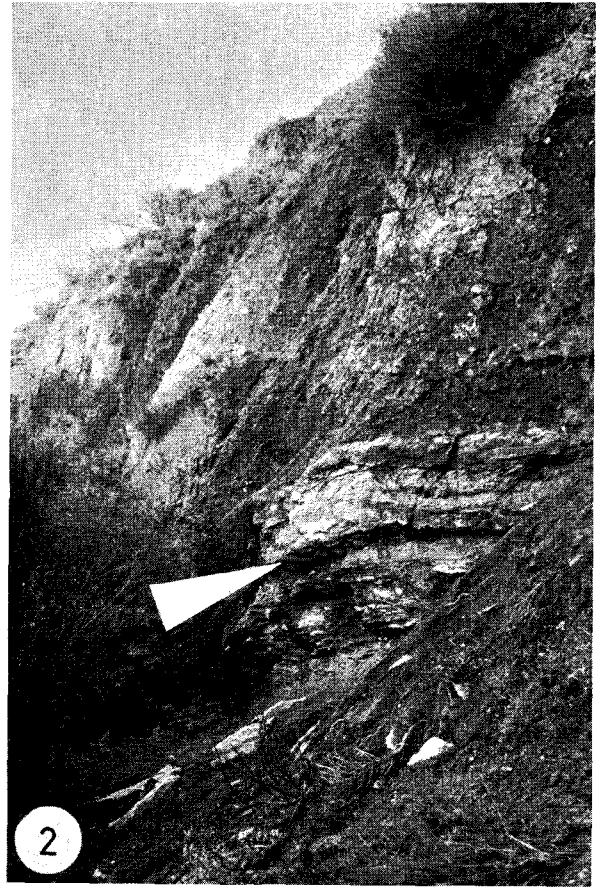
Esta asociación permite datar el Burdigaliense inferior, subzona de Globigerinoides subquadratus.

Otras secciones de referencia.

Dentro del afloramiento situado al S. de Diezma, en el camino del cortijo Los Alamillos a La Peza, se corta de nuevo esta formación.

En esta ocasión se observa a techo de la brecha, unos niveles de margas

- LAMINA 4.- Formación Los Alamillos, sección tipo. Cabecera del Rio Fardes
- 1.- Aspecto del material conglomerático y brechoide. Solo algunos cambios en la granulometría permiten intuir la estratificación.
 - 2.- Nivel de margas intercalado en la brecha, observense los flute cast en el muro de los estratos.
 - 3.- Detalle de la foto anterior.
 - 4.- Margas y arenas con algún nivel de cantos gradados.



grises con un contenido en foraminíferos planctónicos que de nuevo permite datar la zona de Globigerinoides subquadratus dentro del Burdigaliense inferior. La relación de fauna de esta muestra, LP-16781, aparece fuera de texto.

En el afloramiento al N. de Beas de Granada, sobre los materiales del Complejo Alpujárride puede observarse de nuevo la Formación Los Alamillos.

Las características son las mismas que en la sección tipo, este afloramiento permite observar de un modo más claro el límite superior de la formación, por lo que se puede considerar como paraestratotipo.

Algunos niveles están compuestos de bloques de esquistos y cuarcitas de varios metros cúbicos, en los que la matriz parece no existir y cuesta diferenciarlos de un afloramiento del substrato.

En este afloramiento, la brecha se encuentra coronada por un nivel entre 5 y 8 metros de margas grises de iguales características que las de la sección tipo. Dos muestras recogidas en estas margas han suministrado idéntica fauna, que permite de nuevo situar la formación en la subzona de G. subquadratus. La relación de esta fauna aparece fuera del texto y corresponde a las muestras EG-022582 y EG-122582.

De los dos barrancos afluentes del Río Beas en que aflora la formación, el más oriental de ellos muestra un aspecto de la misma algo diferente.

En este punto la formación pasa hacia el techo a ser más arenosa, con niveles entre 10 y 20 cm de espesor que muestran granoselección positiva y laminación horizontal.

La fauna de estos niveles es también algo diferente, se trata de fragmentos de lamelibranquios y foraminíferos bentónicos que no han permitido una datación precisa.

Por el momento se carece de argumentos objetivos para separar estos materiales del resto de la formación, dado que no se observa ningún tipo de discontinuidad entre los niveles arenosos y los de brecha y margas; si bien es cierto que la relación entre ambos no aparece del todo clara.

Sobre estas arenas que se acaban de mencionar, se colocan mediante contacto tectónico, la unidad alóctona de materiales mesozoicos y terciarios antes mencionada.

Por último al S. de Granada, en las inmediaciones del cortijo de la Fuente del Hervidero y más concretamente en el Cortijo de Sevilla, sobre materiales alpujárrides aflora una brecha de características similares a las de este último afloramiento de Beas de Granada.

Los lavados efectuados en los niveles finos de esta brecha han resultado azoicos, por lo que no puede hacerse una correlación cierta con la Formación Los Alamillos.

La litología de los cantos, a veces de grán tamaño, es de esquistos y cuarcitas; un tercer tipo mucho más escaso corresponde a cantos de mármoles calizos pertenecientes al Complejo Nevado Filábride y más concretamente a la Unidad de las Sabinas (Díaz de Federico com. oral).

Este hecho es llamativo, pues generalmente los primeros materiales producto de la erosión del Complejo Nevado Filábride, se citan a partir del Tortonense.

Interpretación sedimentaria.

Los materiales de la Formación Los Alamillos, transgresivos sobre las Zonas Internas, con una rica fauna planctónica debieron depositarse en un medio marino abierto.

La tipología del material, detrítico grosero con gradación de tamaño desde cantos a gruesos bloques, las características de la estratificación (poco señalada y difícil de reconocer) así como algunas estructuras en el muro de los estratos y en el interior de los mismos, conduce a pensar en un depósito en masa bajo la acción de la gravedad.

Los mecanismos de depósito serían fundamentalmente de flujos de sedimentos groseros, emplazados bajo la acción de la gravedad en un medio subacuoso. Estos tipos de mecanismos se encuentran bien conocidos en la literatura con el nombre de flujos de cantos (debris flows de Middleton y Hampton, 1.973).

Las características de textura y estructura del material, se ajustan a las facies A_1 y A_2 , de conglomerados desorganizados y organizados respectivamente, descritos por Walker y Mutti (1.973) y Mutti y Ricci-Luochi (1.975).

En algunos niveles, entre los cantos se reconoce una escasa matriz arcillosa que no impide que los cantos contacten entre sí. Relaciones de

este tipo ha descrito Lowe (1.982) e interpretado como producto de flujos cohesivos (cohesive debris flows). En este tipo de depósitos la matriz no es suficiente para soportar los grandes cantos y no impide que contacten entre si, pero los lubrica y aligera su peso.

Las características sedimentarias de la Formación Los Alamillos, así como la litología de los materiales que la forman, son el reflejo de una activa denudación de los complejos Alpujarride y Maláguide.

La procedencia de estos materiales plantea problemas de índole paleogeográfica, todavía difíciles de resolver. Se puede pensar en áreas, posiblemente emergidas, que aportan los productos de su erosión a una cuenca marina; dentro de ésta el material sería retrabajado y posiblemente a partir de cañones submarinos, resedimentado en posiciones más profundas dentro de la cuenca.

Correlaciones.

La Formación Los Alamillos puede correlacionarse con un nutrido grupo de formaciones citadas con anterioridad.

En la Zona Subbética puede correlacionarse con la base de la serie descrita por Hermes (1.977) al N. de Velez Blanco, con los materiales que sirven de base a la Formación Alcalá la Real y con la parte baja de la Formación Doña Marina (Comas, 1.978).

En las Zonas Internas puede correlacionarse igualmente con un grupo de formaciones que ocupan idéntica posición, es decir en el contacto entre las Zonas Internas y Externas.

Estas formaciones son:

- Formación Fuente (Soediono, 1.971).
- Formación de la Viñuela (Vera, 1.966 y Boulin et al. 1.973).
- "Base del Tramo de Murchas" (Gonzalez-Donoso, 1.977-78).
- Formación de las Millanas (Bourgeois et al. 1.973).

y con los "materiales transgresivos sobre las Zonas Internas de Alozaina Almogia y Casabermeja" (González-Donoso et al. 1.981).

II-2-1-1-2.- LAS UNIDADES MESOZOICAS Y TERCIARIAS ALOCTONAS.

Afloran en las inmediaciones de Beas de Granada y al S. de Diezma, cerca del cortijo Las Albuñuelas (ver Fig. 21, 25 y 27).

Se trata de un conjunto alóctono de complicada organización interna, formado por una serie de elementos de muy diversa talla, alóctonos a su vez, embalados en el seno de una matriz de arcillas rojas y verdes.

La edad de los materiales que forman este conjunto, está comprendida entre el Jurásico inferior y el Oligoceno para el afloramiento de Beas de Granada; y entre el Cretácico inferior y el Oligoceno-Aquitaniense para el situado al S. de Diezma. En cuanto a la edad de la matriz que los alberga, Garcia-Dueñas y Navarro-Vilá (1.980) han datado el Burdigaliense inferior en ella.

Con respecto a su posición, se sitúan tectónicamente sobre el substrato alpujarride y maláguide, y/o sobre la Formación Los Alamillos de edad Burdigaliense inferior.

Su límite superior lo constituye La Formación La Peza (que a continuación se describirá) de edad Serravallense-Tortonense basal, o bien otras formaciones neógenas más recientes. Dichas formaciones son siempre discordantes sobre las unidades en cuestión.

El carácter alóctono de estas unidades, ya reconocido por autores anteriores (Bourgeois et al. 1.973, Apostolescu y Biju-Duval 1.974, Garcia-Dueñas y Navarro-Vilá 1.980); queda reafirmado con la presencia de la Formación Los Alamillos bajo éstas.

En cuanto a su origen, para Bourgeois et al. (1.973), los materiales en cuestión presentan las mismas facies y son semejantes a los flysch del Campo de Gibraltar y a los de Colmenar.

Bourgeois (1.973 y 1.980) ha definido la "Formación de arcillas con bloques" en la que incluye los materiales flyschoides y los elementos alóctonos que se superponen a las formaciones de Las Millanas y La Viñuela.

Los materiales alóctonos del S. de Diezma y Beas de Granada, que se superponen a la Formación Los Alamillos pueden claramente asignarse a la "Formación de arcillas con bloques" (cf. Bourgeois).

Esta "Formación de arcillas con bloques" tendría su origen en un dominio paleogeográfico ocupado por un profundo surco, periférico de las Zonas Internas y situado en posición meridional respecto de las Zonas Externas.

Este surco sería asiento de una sedimentación autóctona (matriz de las "arcillas con bloques") hasta el Burdigaliense inferior.

En el Burdigaliense inferior, una fase orogénica bien conocida en todas las Cordilleras Béticas (Bourgeois, 1.978; Molina, 1.980; Gonzalez-Donoso et al. 1.981), produciría el cese de la sedimentación en el surco de las "arcillas con bloques" y la expulsión de éstas hacia posiciones más septentrionales (Bourgeois, 1.978).

Otros efectos de esta fase orogénica del Burdigaliense inferior sería el cese de la sedimentación que acontecía sobre las Zonas Internas (Formación Los Alamillos y afines).

En las Zonas Externas sería la responsable del cese de la sedimentación subbética y el origen de los relieves subbéticos que por desmantelamiento daría las formaciones molásicas del Alcalá la Real y afines.

La situación en que actualmente se encuentran estas unidades alóctonas, mesozóicas y terciarias, identificadas como pertenecientes a la "Formación de arcillas con bloques", implica una procedencia septentrional de las mismas, con respecto a las Zonas Internas.

Este retromovimiento hacia el S. de las "arcillas con bloques" es un fenómeno bien documentado en otras áreas de similares características; al mismo tiempo debe guardar estrecha relación con movimientos igualmente hacia el S. de materiales subbéticos, como los descritos por Hermes (1.977).

Inmediatamente al N. de estos afloramientos de Beas de Granada y S. de Diezma, las unidades subbéticas de Sierra Arana y las de Despeñadero y Cañamaya se encuentran afectadas por pliegues y fallas de vergencia S. que necesariamente deben estar relacionadas con el retromovimiento antes aludido.

En cuanto a la edad del emplazamiento de estas unidades, hay que situarlo entre el Burdigaliense inferior y el Serravallense.

En el afloramiento situado al S. de Diezma, en el sector del cortijo de Las Albuñuelas, Apostolescu y Biju-Duval (1.974) citan sobre el substrato alpujarride y bajo las unidades alóctonas, cuatro metros de margas grises y rojas, cuya edad es Burdigaliense superior-Langhense inferior.

Según este dato, el emplazamiento se habría efectuado en una edad muy concreta: entre el Langhense inferior y el Serravallense.

El nivel de margas grises y rojas que citan los autores franceses, no ha podido encontrarse a pesar de los numerosos muestreos efectuados.

Discordante sobre la Formación Los Alamillos, las unidades alóctonas, o bien sobre el substrato, se sitúa un conjunto de materiales que se definen formalmente como FORMACION LA PEZA.

II-2-1-1-3.- FORMACION LA PEZA.

Sus afloramientos fueron estudiados en parte, por González-Donoso y Vera (1.965), González-Donoso (1.967) y Vera (1.968).

En la Depresión de Granada parte de esta formación ha recibido la denominación de "Tramo de Canales" (González-Donoso y Vera op. cit.).

Nombre y situación.

Aflora en el borde SO. de la Depresión de Guadix y en los bordes SE. y NE. de la Depresión de Granada. Su base aflora también en el Valle de Lecrín y en otros afloramientos de las Zonas Internas.

El nombre se toma del pueblo de La Peza, en cuyas inmediaciones se puede cortar la serie completa, en un afloramiento de excepcionales condiciones de observación.

Morfología y límites.

Dado el tipo de afloramientos y el grado de tectonización de los mismos, es difícil reconocer la morfología de esta formación.

Su límite inferior es una discordancia sobre el substrato, o bien sobre la Formación Los Alamillos o las unidades mesozoicas y terciarias alóctonas.

El límite superior es una discordancia muy bien marcada a escala regional, mediante la cual se le superpone el Mioceno superior transgresivo.

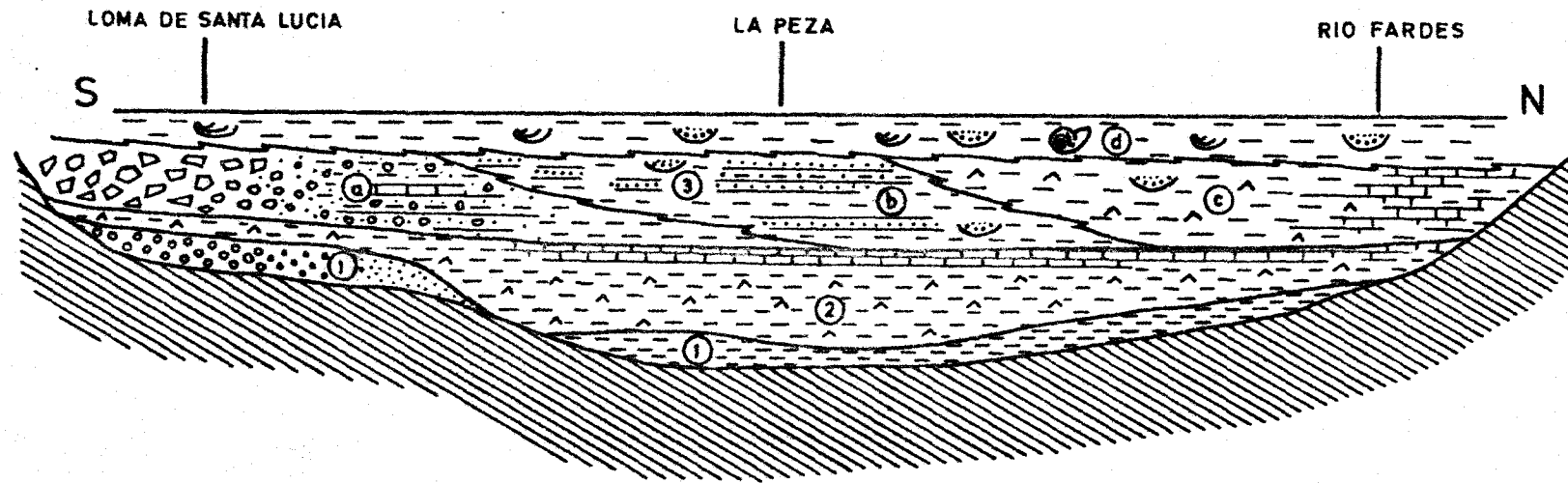
Se diferencian dentro de esta formación tres conjuntos que de abajo arriba se denominan:

- 1.- Miembro detrítico rojo
- 2.- Miembro de margas con yeso
- 3.- Miembro detrítico gris.

Por lo general suele aparecer la formación completa, si bien en algunos afloramientos el miembro detrítico rojo de la base, puede estar ausente (ver Fig. 22).

La interpretación sedimentaria de la Formación La Peza, se hará por separado para cada uno de los tres miembros en que se ha dividido. La mayor parte de las observaciones, están referidas al afloramiento de La Peza por

FORMACION LA PEZA



- | | | | |
|---|------------------------|---|-----------------------------------|
| ① | Miembro detrítico rojo | | |
| ② | " de margas con yeso | ④ | Fácies conglomeráticas gruesas |
| ③ | " detrítico gris | ⑤ | " de transición |
| | | ⑥ | " carbonatadas y detríticas finas |
| | | ⑦ | " de arenas y limos marinos |

Fig. 22

ser el que mejores condiciones de exposición proporciona.

1.- Miembro detrítico rojo.

Está formado por arenas y arcillas de color rojo con algunos niveles de conglomerados y grava. Los cantos son de clara procedencia alpujárride y más escasos de maláguide.

Las características del material varían según el lugar donde se haga la observación.

En el afloramiento del S. de Alhama de Granada (Fig. 25), la estratificación está ausente y se observa como grandes bloques de dolomias alpujárrides de varios m, quedan empastados en una matriz de arena y arcillas rojas.

En el Puerto de Malajara, al NO. de La Peza (Fig. 27), los estratos tienen espesores entre 10 y 50 cm y en su interior las estructuras de ordenamiento interno reproducen la secuencia de Bouma, evocando un depósito a partir de corrientes de turbidez.

En este lugar se puede constatar como se pasa gradualmente y sin ningún tipo de discontinuidad al miembro que se le superpone (margas con yeso).

Los lavados efectuados en los niveles de arcilla y arena fina, o bien han resultado azoicos o con una fauna rodada difícil de clasificar.

En el afloramiento del Rio Izbor (Valle de Lecrín), González-Donoso (1.977-78), cita una fauna planctónica que contiene entre otras las siguientes especies: Globigerina bulbosa LE ROY, G. falconensis BLOW, G. sp.cf. G. parabulloide BLOW, Globigerinoides trilobus (REUSS), G. subquadratus BRONNIMANN, Globoquadrina dehiscens (CHAPMAN, PARR y COLLINS), Globorotalia siakensis (LE ROY), G. miozea FINLAY, G. mayeri CUSHMAN y ELLISOR, G. sp. cf. pseudobesa SALVATORINI, G. obesa BOLLI, G. gr. cultrata (D'ORBIGNY), G. prae menardii CUSHMAN Y STAINFORTH y Orbulina suturalis BRONNIMANN, que permite datar el Serravallense.

La potencia de este miembro detrítico rojo, oscila según los afloramientos entre 10 y 50 metros. En ocasiones puede estar ausente, en estos casos sobre el substrato se coloca el miembro de margas con yeso. Este último tipo de contacto suele ser tectónico.

Interpretación sedimentaria.

Dada la escasez de afloramientos y el grado de tectonización de este

miembro detrítico rojo, es difícil caracterizar con precisión el medio sedimentario de sus materiales.

Puede constatar que en los afloramientos más cercanos al substrato el tamaño de grano aumenta considerablemente.

Los grandes bloques de dolomias que se pueden observar en el S. de Alhama de Granada, dentro de una matriz de arenas y arcillas, conduce a pensar en un emplazamiento gravitatorio del material.

Las observaciones que se pueden hacer en el Puerto de Malajara, al NO. de La Peza, donde los estratos tienen una granulometría de arena media-fina y en su interior se reproduce la secuencia de Bouma, también apunta en el sentido de depósitos por corrientes de turbidez.

La fauna planctónica del afloramiento del Rio Izbor (Valle de Leorín) confirma un medio marino, al menos para una parte de estos materiales.

La ausencia de fauna en otros, el color rojo de los materiales y la presencia de materiales groseros canalizados, hacen que no se pueda descartar el paso a un medio continental hacia el techo de este miembro. En este sentido apunta también el cambio gradual de facies que se observa en la vertical al miembro de margas con yeso.

2.- Miembro de margas con yeso.

Su relación con el miembro detrítico rojo es un cambio gradual de facies, su límite superior con el miembro detrítico gris, igualmente es un contacto gradual.

Litológicamente lo constituyen margas grises azuladas, con grandes cristales de yeso fibroso blanco en su interior.

Los lavados efectuados en este material han dado como única fauna algunos ostrácodos de valvas lisas sin ornamentación.

También puede observarse en el material lavado, pequeñas cantidades de cuarzo y fragmentos de rocas metamórficas con elementos detríticos y una gran cantidad de cristales de cuarzo transparente, idiomorfos y bipiramidados. El origen de estos cristales de cuarzo idiomorfo hay que interpretarlo como de neoformación en la cuenca de las margas con yesos.

Intercalados en estas margas con yeso, algunos niveles de areniscas finas contienen laminación horizontal y pequeños ripples; en ocasiones apare-

cen muy bioturbados.

A techo de este miembro margoso se coloca un nivel de 5 a 8 metros de calizas lacustres, travertínicas en algunos puntos, con nódulos de sílex. Ocasionalmente el sílex puede formar estratos de varios centímetros de espesor. La fauna de estas calizas es de restos de algas carófitas y moldes de gasterópodos.

Estas calizas constituyen un magnífico nivel guía en todos los afloramientos de esta formación, y siempre marcan el tránsito al miembro detrítico gris. La potencia de este miembro es de alrededor de 50 metros.

Interpretación sedimentaria.

Las facies margosas con yeso y cuarzo, muy posiblemente de neoformación, así como las calizas con sílex a techo, se sitúan en un contexto claramente lacustre.

Otros datos tales como la naturaleza travertínica de las calizas y la presencia en éstas de moldes de gasterópodos y algas carófitas confirma un ambiente lacustre muy somero en que se depositarían estos materiales.

Materiales calizos de facies muy próximas a éstas han sido interpretados por Colom (1.967) como depósitos de zonas lacustres eutróficas.

3.- Miembro detrítico gris.

El límite inferior es un cambio de facies con el miembro de margas con yeso, que gradualmente se contamina en elementos detríticos. El límite superior, es una discordancia con los materiales de edad Tortonense (Fig. 22).

La litología de este miembro, es de conglomerados, arenas y limos de color gris. Entre los niveles de granulometría más fina se intercalan facies de calizas travertínicas y yeso nodular.

Cuando el afloramiento lo permite, se observa una gradación del tamaño de los aportes y de las facies de los mismos, desde el S. (más gruesos) al N. (más finos).

En las partes altas de este miembro detrítico gris, la estratificación se hace más difusa y hay un predominio de material fino, limo y arena sobre todo; el lavado de los materiales pone de manifiesto la presencia de foraminíferos bentónicos, más abundantes hacia el techo de la formación. La fauna planctónica contenida en estos materiales (muestra LP-029681, tabla 4) per-

mite datar el Tortonense basal. Paralelamente al aumento en foraminíferos, aparecen algunos niveles de ostreidos de gran talla.

La potencia de este miembro detrítico gris, supera los 150 metros.

Interpretación sedimentaria.

El miembro detrítico gris muestra toda una gradación en la granulometría de sus materiales y en las facies de los mismos de S. a N., especialmente clara en el afloramiento de La Peza (Fig. 23). Se pueden distinguir cuatro grupos de facies:

- a) Facies conglomeráticas gruesas.
- b) Facies de transición, con dos subtipos de facies:
 - b₁ - detríticas
 - b₂ - carbonatadas.
- c) Facies carbonatadas y detríticas finas
- d) Facies de arenas y limos marinos.

a) Facies conglomeráticas gruesas.

Son las que afloran más al S. en las proximidades del substrato.

Están constituidas de gravas y conglomerados de hasta un m. de diámetro en sus bloques. La naturaleza de los materiales, de procedencia alpujarride y maláguide, es de esquistos, cuarcitas, dolomías y areniscas.

Los materiales se estructuran en gruesos estratos delimitados por superficies erosivas sinuosas, dentro del estrato la estructura suele ser masiva en la que los gruesos bloques se encuentran soportados por una matriz de grava. Ocasionalmente aparecen algunas granoselecciones inversas.

Otro tipo de ordenación del material, es aquel en que aparecen potentes estratos de arena gruesa masiva, con cicatrices erosivas en su interior ja-lonadas por cantos entre 8 y 10 cm de diámetro. En algún caso a techo de uno de estos niveles se encuentra un estrato de unos 5 cm de espesor de caliza laminada con fragmento de material carbonoso.

Son escasos los ejemplos de imbricación u otro tipo de ordenamiento hidrodinámico.

Este tipo de facies se interpreta como facies de abanico o aluvial, en la zona próxima al ápice.

Los mecanismos de emplazamiento del material serían fundamentalmente de

flujos de derrubios (debris flow) y flujos de arenas (grain flow) movidos por gravedad en zonas de elevada pendiente.

Son frecuentes las fracturas sinsedimentarias que originan saltos de más de un metro en un nivel, sin que se afecte el suprayacente.

Estas facies quedan bien representadas en la Loma de Santa Lucia y en el Barranco de la Cañada Potrera, al E. de La Peza.

b) Facies de transición.

Son las mejor representadas, afloran muy bien en los alrededores de La Peza. Se diferencian dos subfacies:

- b_1 - Se caracterizan por la alternancia de material grosero, con glomerados y gravas fundamentalmente, con arenas y limos finos de color gris plateado que recuerdan las filitas de las formaciones alpujárrides (Lámina 5, Foto 1).

Los limos y arenas finas de color gris o carecen de ordenamiento o muestran una tenue laminación horizontal. Los conglomerados y gravas, son de la misma litología que la descrita en las facies a, es decir dolomías, cuarcitas, esquistos y areniscas. Se presentan en canales que cortan la laminación de los limos y arenas que los contienen; en su interior es frecuente la granoselección positiva y la estratificación cruzada en artesa (Lámina 5, Fotos 1, 2, 3, 4).

El techo de los canales suele ser plano y está formado por arena gruesa o fina con ripples de corriente. El caso más frecuente es aquel en que el canal muestra una secuencia compleja en su interior con frecuentes cicatrices erosivas que evidencian las diferentes etapas de funcionamiento de éste.

LAMINA 5.- Miembro detrítico gris de la Formación La Peza.

- 1.- Facies b, canales de grava y conglomerados dentro de los limos y arenas de color gris.
- 2.- Canal de grava gradada con calizas travertínicas al techo. La base claramente erosiva, corta la laminación de los limos grises.
- 3.- Detalle del interior de un canal complejo. Nivel de arenas con la laminación cruzada entre dos secuencias de conglomerado y grava gradadas.
- 4.- Nivel de calizas laminadas entre dos secuencias de conglomerado y grava gradadas. Detalle del interior de un canal.
- 5.- Facies c, relaciones mútuas entre caliza, sílex y yeso.
- 6.- Detalle de las microfacies de calizas con characeas y moldes de zosterónodos.



Las cicatrices erosivas dentro del canal pueden estar ausentes y a techo de una secuencia de conglomerado gradado con arena, que muestra laminación cruzada, se sitúa una nueva secuencia conglomerática (Lámina 5, Foto 3).

Los canales muestran unas dimensiones de 10 a 30 metros de anchura y de 50 cm a 5 metros de profundidad.

La relación entre el material conglomerático y los limos y arenas es aproximadamente de 1 a 5.

b₂- Se trata de facies carbonatadas que se encuentran en estrecha relación con las facies b₁ detríticas.

Están constituidas por calizas amarillas con abundantes óxidos de hierro. La textura de estas calizas puede ser micrítica con poros fenestrales o bien travertínica.

En su relación con las facies detríticas se advierten dos tipos de situaciones, la primera de ellas es cuando las calizas se sitúan a techo de las facies conglomeráticas, dentro del canal (Lámina 5, Fotos 1, 2). El segundo caso es cuando se sitúan dentro del canal, entre dos secuencias conglomeráticas generalmente gradadas (Lámina 5, Foto 4).

En el primero de los casos las calizas muestran con frecuencia grietas de desecación en su superficie.

Estas facies b, se interpretan en su conjunto como facies de borde de abanico aluvial.

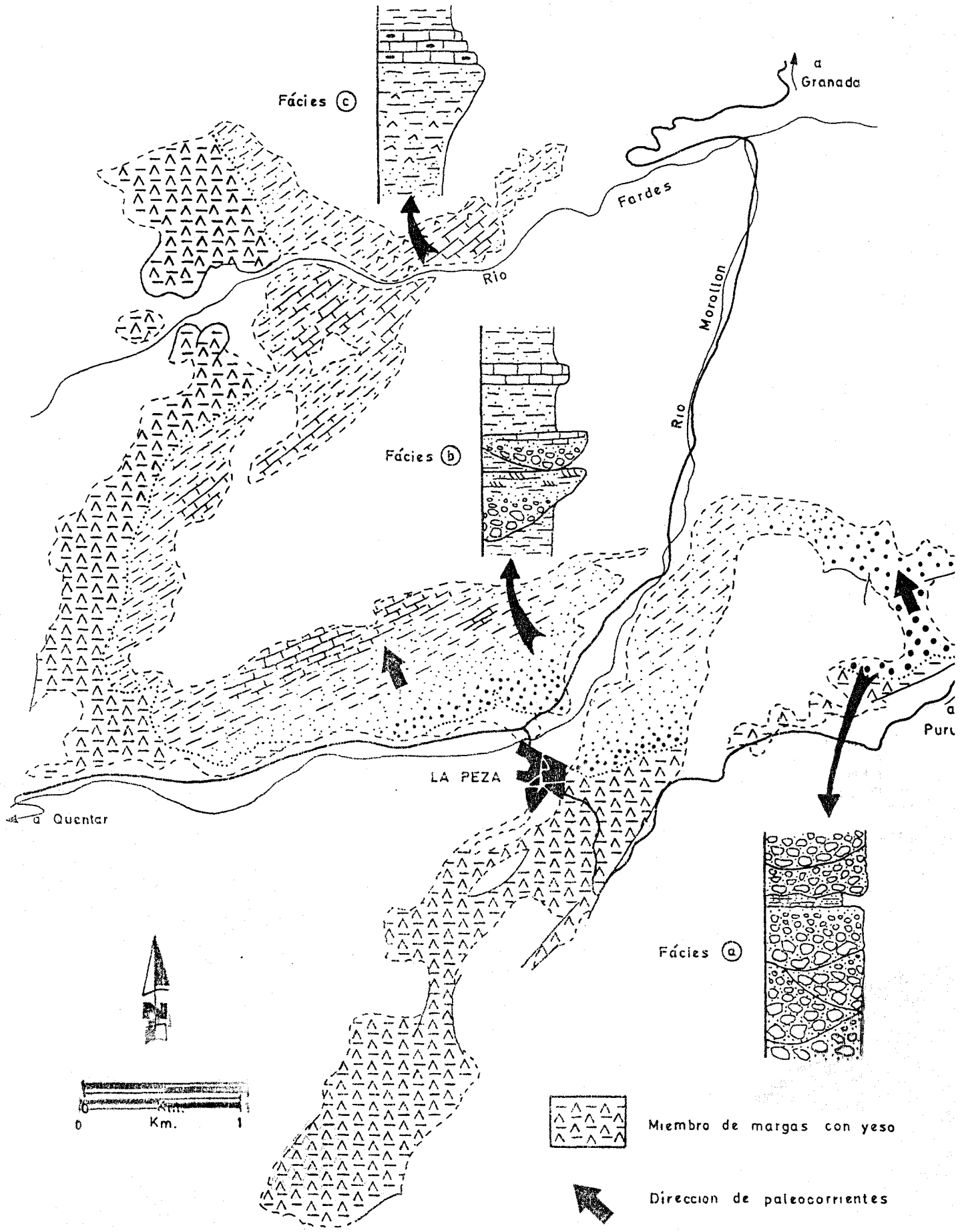
Esta zona más extensa del abanico se caracterizaría por una sedimentación de limo y arena fina cortada por canales anastomosados de funcionamiento esporádico y muy divagantes en el espacio.

Frecuentemente se observa como los canales se cortan unos a otros y no es raro encontrar dentro del relleno de los mismo material calizo de las facies carbonatadas de otro canal previamente erosionado.

En otras ocasiones se llegan a anastomosar dos canales contiguos, que dejan entre sí cuñas de limos grises laminados.

Las facies b₂ calizas, se interpretan como depósito sobre el lecho del canal cuando éste ha dejado de funcionar tras el periodo de estiaje.

FORMACION LA PEZA. DISTRIBUCION DE FACIES DEL MIEMBRO DETRITICO GRIS



Cuando el mismo lecho funciona nuevamente como canal, el material calizo puede quedar entre dos secuencias conglomeráticas gradadas (Lámina 5. Foto 4).

c) Facies carbonatadas y detríticas finas

Sus afloramientos son los más septentrionales y los más alejados del substrato (Fig. 23).

La litología dominante es de limos grises y calizas amarillentas con abundantes óxidos de hierro, en forma de costras limoníticas. El material detrítico grueso es poco frecuente, solo algunos canales de grava fina y arenas gruesas.

Los niveles calizos pueden llegar a ser muy potentes, del orden de 15-20 metros; sin embargo lo más frecuente es que se encuentren en estratos entre 20 y 50 cm de potencia.

Junto con estas calizas suelen encontrarse nódulos de sílex y yeso alabastrino. La foto 5 de la lámina 5 muestra la relación entre caliza, sílex y yeso. A escala microscópica las relaciones entre estos tres materiales es idéntica a la que se observa en los afloramientos. La caliza se presenta, o bien micrítica con algunos poros fenestrales o bien con textura travertínica. Es frecuente que en un mismo estrato la parte inferior tenga textura micrítica y la superior travertínica. Cuando aparecen nódulos de sílex se pueden situar en la zona de contacto de estos dos tipos texturales (Foto 5, Lámina 5).

El yeso aparece siempre como el último elemento movilizado en la historia diagenética del material, rellenando grietas o huecos de restos vegetales lixiviados.

Algunos niveles calizos son especialmente ricos en restos de algas charáceas y moldes de gasterópodos (Foto 6, Lámina 5), éstos junto con acumulaciones vegetales en los lechos travertínicos son los únicos restos fósiles presentes en estas facies. Es frecuente encontrar asociados a los lechos calizos niveles de lignito y de óxidos de hierro finamente laminados.

Estas facies calizas y detríticas finas, se interpretan como de coalescencia de las partes más distales de un abanico aluvial, con zonas lacustres pantanosas de abundante vegetación y muy someras.

Sobre cualquiera de los tres tipos de facies descritos, de forma gradual y sin que se advierta ruptura litológica o de otro tipo se pasa a las facies d (Fig. 22).

d) Facies de arenas y limos marinos.

Su litología es de limos y arenas grises con canales de grava y conglomerados. La litología de los conglomerados, es la misma de las otras facies y las secuencias observadas en los mismos siguen siendo positivas y canalizadas.

Las diferencias que caracterizan estas facies son: una estratificación del material fino más difusa y la desaparición de las calizas y los niveles de costras limoníticas.

La diferencia principal la constituye su contenido fósil, pues además de abundantes restos vegetales aparecen niveles de ostreidos de gran talla y algunos gasterópodos.

Los lavados efectuados demuestran que a medida que se asciende en la serie, la fauna bentónica es más diversificada; siempre con especies características de un medio somero litoral (Ammonia sp, Elphydium sp, etc.).

En los niveles superiores aparecen formas planctónicas que permiten datar el Tortonense basal.

Estas facies d, se interpretan como el resultado de la transgresión tortonense sobre los materiales lacustres y de abanicos aluviales.

Los abanicos aluviales descritos para las facies a, b y c seguirían funcionando, solo que llevarían su material a un medio marino muy litoral.

En este contexto se interpretan las facies detríticas groseras que forman los canales dentro de los limos y margas con fauna marina.

A techo de uno de estos canales se han encontrado cantos de núcleo arcilloso con una armadura detrítica (armored mud balls) cuya génesis y significado dentro del contexto de las facies d, ya fué abordado en un trabajo anterior por Rodríguez-Fernández y Vera (1.981).

Una etapa tectónica bien reconocida en toda la cordillera como post-serravallense y que en este corte se muestra como Tortonense basal, termina por plegar la Formación La Peza.

En resumen la Formación La Peza tiene una edad Serravallense-Tortonense.

se basal y su potencia puede llegar a ser del orden de 250 metros.

Esta formación se encuentra fuertemente plegada, con pliegues de direcciones que oscilan entre N-50 a 70-E. El estilo de los pliegues es bastante apretado y vergentes al N.

En relación con el substrato el contacto de la formación casi siempre aparece tectonizado con fallas normales, y en algún punto inversas que muestran los materiales alpujárrides sobre los de la formación (Loma de Santa Lucía, sector de La Peza).

Correlaciones.

Los materiales de la Formación La Peza son difíciles de correlacionar con otras formaciones de las Cordilleras Béticas, cuesta pensar que dada la entidad y desarrollo de los mismos se trate de un depósito localizado en las depresiones de Granada y Guadix.

Muy buena correlación puede hacerse con los materiales lacustres de igual edad, conocidos en la llanura central de la Isla de Mallorca.

Estos depósitos están bien conocidos y sus facies han sido bien caracterizadas por Colom (1.960, 1.967). Algunas de estas facies como las margas con yeso, las calizas de color "café con leche" o los materiales detríticos y el lignito que tienen asociado, son perfectamente correlacionables con las descritas para la Formación La Peza.

Los depósitos lacustres de Mallorca, se sitúan sobre un complejo marino de edad Burdigaliense-Langhense y bajo el Mioceno superior transgresivo (Montenat, 1.975 y Pomar, 1.980).

La formación La Peza se sitúa discordante sobre las unidades mesozoicas y terciarias alóctonas, emplazadas con posterioridad al Burdigaliense y muy posiblemente en el Langhense y bajo el Mioceno superior transgresivo.

La similitud de las facies lacustres de Mallorca y la Formación La Peza coinciden además en el tiempo.

II-2-1-2.- EL MIOCENO SUPERIOR DE LA DEPRESION DE GRANADA

La Depresión de Granada, individualizada como tal tras el plegamiento de la Formación La Peza, es una de las más características y extensa de las Cordilleras Béticas.

Su estratigrafía es complicada como consecuencia de los importantes cambios de facies que sufren sus materiales en espacios muy cortos. Esta es la causa de la dificultad que ofrece el poder correlacionar, con garantías, las series de borde con las del centro de la depresión.

Las características estratigráficas más singulares de ésta son:

- a) Presentar un episodio evaporítico de edad Tortonense superior -Messinense?, posiblemente adelantado a la "crisis de la salinidad" que afectaría en el Messinense a las cuencas del Mediterráneo central (Apostolescu y Biju-Duval, 1.974 y González-Donoso 1.977-78). Este fenómeno no parece ser exclusivo de la Depresión de Granada y si común a otras depresiones peremediterráneas (Dronkert et al. 1.979).
- b) La otra característica es que tras el episodio evaporítico, el relleno de la depresión se realiza en medio continental, desde el Turoloense medio al Pleistoceno.

Para el estudio del Mioceno superior de la Depresión de Granada se han elegido dos áreas: el sector de Alhama de Granada (borde SO.) y el sector de Beas de Granada-Quentar (borde NE.), representados en las Fig. 24 y 25.

Se definen una serie de unidades litoestratigráficas formales, y se mantienen algunas ya definidas por otros autores, cuya utilización se propone hacerla extensiva al resto de la depresión.

Un esquema de las relaciones mútuas que estas formaciones muestran entre sí, se recoge en la Fig. 26.

II-2-1-2-1.- FORMACION DE QUENTAR

Aflora prácticamente en todos los bordes de la depresión, se diferencian dentro de la misma dos miembros: uno inferior calcarenítico y otro superior margoso.

El nombre deriva del pueblo de Quentar donde estos materiales afloran en muy buenas condiciones de observación.

Morfología y límites.

Reposa sobre los materiales alpujárrides y maláguides del substrato o bien sobre los materiales plegados de la Formación La Peza.

Su límite superior lo constituye una discordancia que la separa de la Formación Dudar que más adelante se definirá.

La morfología de la formación es cuneiforme, con aumento de espesor hacia el centro de la cuenca.

Sección tipo.

La sección tipo puede observarse en el mismo pueblo de Quentar, en el corte que ofrece la carretera que conduce al embalse del mismo nombre.

Miembro calcarenítico.

Corresponde a lo que en la bibliografía se ha denominado "maciños" o "molasa" (1); también equivale al primer substrato del tramo superior miocénico de González-Donoso (1.967 y siguientes).

- (1) Se prefiere no utilizar estos nombres para la formación, pues el término "maciño" se puede confundir con el término italiano, que denomina una formación genética y litológicamente muy diferente. El término "molasa" puede utilizarse para denominar unas tectofacies, pero no como nombre de roca.

FIGURA 24. LEYENDA.— 1.— Substrato alpujárride y maláguide. 2.— Brechas-conglomerados y margas, Formación Los Alamillos (Burdigaliense inferior). 3.— Unidades mesozoicas y terciarias alótonas. 4.— Margas con yeso, miembro de margas con yeso de la Formación La Peza. 4'.— Arenas-gravas y conglomerados, miembro detrítico gris de la Formación La Peza (Serravallense-Tortonense basal). 5.— Calcarenitas bioclásticas y conglomerados, miembro calcarenítico de la Formación Quentar. 6.— Margas grises con conglomerados, miembro margoso de la Formación Quentar y Formación Dudar (Tortonense). 7.— Conglomerados-arenas y arcillas, Formación Pinos Genil. 8.— Conglomerados-arenas y arcillas, Formación Alhambra. 9.— Conglomerados-arenas y margas con lignito. 10.— Brechas y gravas cementadas = Formación Zubia. 11.— Aluvial.

MAPA LITOESTRATIGRAFICO DEL SECTOR BEAS-QUENTAR

(BORDE NE DE LA DEPRESION DE GRANADA) J. Rodriguez Fernandez (1982)

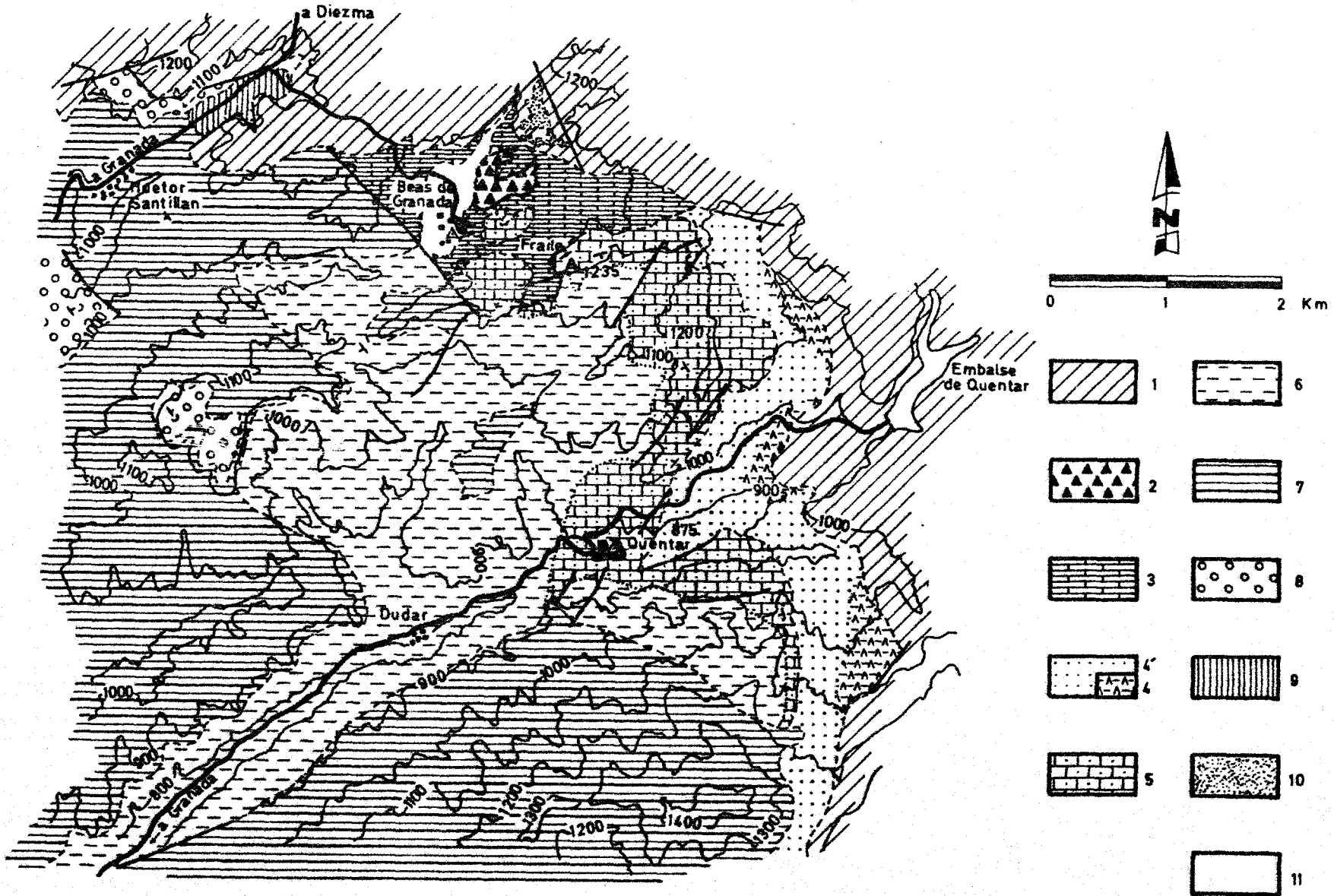


Fig. 24

Litológicamente está constituido de calcarenitas con cemento esparfítico y material siliciclástico en proporciones siempre inferiores al 30 %. Hacia los bordes las facies cambian a conglomerados de matriz calcarenítica. La tipología de los bioclastos y el resto de las características texturales son idénticas a los materiales ya descritos en afloramientos de la Zona Subbética.

Las estructuras de ordenamiento interno igualmente son de megaestratificación cruzada, con sets tabulares y en artesa propias de un medio somero muy energético.

Los espesores de este miembro calcarenítico son muy diferentes según los lugares, pudiendo superar el centenar de metros.

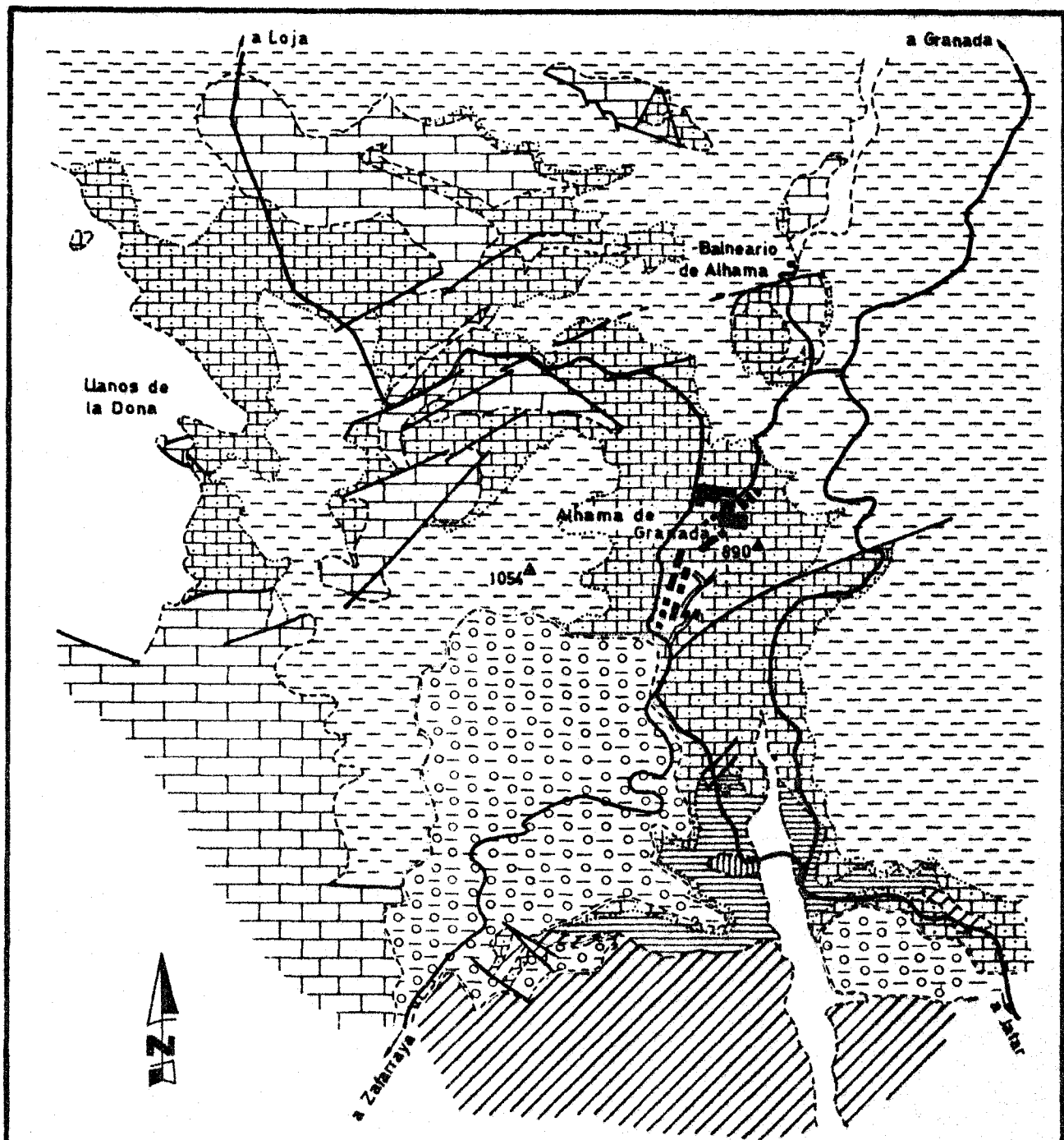
Otras secciones de referencia.

El afloramiento de Alhama de Granada (Fig. 25) presenta en la base de este miembro calcarenítico, un paquete de unos 15 metros de arenas grises de naturaleza metamórfica. El material, muy seleccionado, contiene niveles intensamente bioturbados y estructuras de laminación horizontal y estratificación cruzada de bajo ángulo. Dentro de las arenas metamórficas aparecen algunos niveles de calcarenitas bioclásticas con pliegues slumps y asociados con éstos, gruesos bloques de dolomias alpujárrides embalados en la arena.

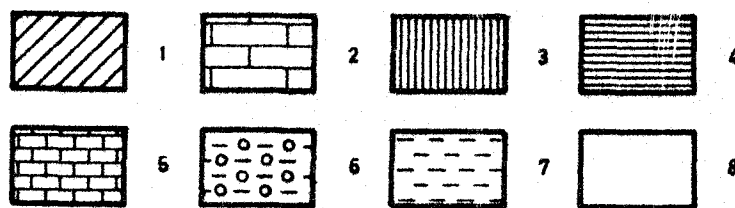
Materiales totalmente equivalentes a éstos, fueron descritos en el borde S. de la depresión por Gallego (1.978) e interpretados como niveles de playa.

El afloramiento de los Baños de Alhama, muestra un buen ejemplo de como cambian las facies calcareníticas a conglomerados en presencia de un relieve que en su día fué un alto fondo. Se puede observar en este punto, como la calcarenita pasa a un conglomerado de cantos redondeados y éste a su vez a una brecha acumulada en el mismo pie del relieve que suministró el material (depósito de rockfall).

FIGURA 25. LEYENDA.- 1.- Substrato alpujárride y maláguide. 2.- Jurásico de la unidad de Zafarraya, subbético. 3.- Arenas y arcillas rojas, miembro detrítico rojo de la Formación La Peza (Serravallense-Tortonense basal). 4.- Arenas grises, base de la Formación Quentar. 5.- Calcarenitas bioclásticas, miembro calcarenítico de la Formación Quentar (Tortonense inferior). 6.- Conglomerados y margas, Formación Dudar (Tortonense superior). 7.- Margas azules, miembro margoso de la Formación Quentar y Formación Dudar. 8.- Aluvial.



MAPA LITOESTRATIGRAFICO DEL SECTOR DE ALHAMA. (BORDE SO DE LA DEPRESION DE GRANADA). J. Rodriguez Fernandez (1982)



Otra sección de referencia interesante es la de Beas de Granada. Al SE. de esta localidad, el pico "Fraile" (1.235) está formado por materiales conglomeráticos con matriz calcarenítica y abundantes ostreidos, lamelibranquios y algas rojas que forman rodolitos.

El afloramiento, que se sitúa sobre las unidades mesozoicas y terciarias alóctonas, exhibe un magnífico ejemplo de discordancia progresiva en el seno de sus materiales (Foto A, Fig. 38). Mientras los estratos basales se encuentran doblados hasta llegar a invertirse, los más altos no resultan afectados. Esta discordancia progresiva, refleja un borde de cuenca activo durante la sedimentación de este miembro calcarenítico.

La fauna que contienen estas calcarenitas, permiten datar el Tortonense inferior (González-Donoso, 1.977-78).

Miembro margoso.

Cambia de facies con el miembro calcarenítico y su posición es transgresiva y solapante con respecto a éste. Equivale al segundo y parte del tercer substramo de la nomenclatura de González-Donoso op. cit.

Su litología es de margas de color gris azulado con lamelibranquios, gas terópodos y escafópodos de tipo Dentalium. Contienen además una abundante fauna de foraminíferos bentónicos y planctónicos que permiten datar el Tortonense superior, subzona de T. humerosa (González-Donoso, 1.977-78).

Los materiales de este miembro margoso son muy característicos y están bien representados en todo el ámbito de la depresión.

Interpretación sedimentaria.

Los materiales de la Formación Quentar, corresponden al depósito de un mar epicontinental somero con facies de plataforma interna (miembro calcarenítico) y facies de plataforma externa - tránsito a cuenca (miembro margoso).

De igual modo que sobre la Zona Subbética estas plataformas, un tanto especiales, tendrían una serie de características tales como:

- a) Se trataría en realidad de rampas detríticas carbonatadas con mayor aporte de siliciclásticos al pie de relieves emergidos.
- b) Estas rampas en su desarrollo están muy influenciadas por un paleorrelieve que fué invadido por el mar tortonense.

Su distribución areal, sería formando orlas estrechas y

de elevada pendiente alrededor de relieves y bordes de la cuenca, así como sobre altos fondos de la misma.

- c) Cada una de estas rampas se caracterizaría por una gradación de texturas y estructuras hidrodinámicas, desde los bordes hacia las partes profundas.

Así lo evidencian algunos sondeos que cortan este miembro calcarenítico en posiciones alejadas del borde. El material en cuestión, sin estructuras de ordenamiento interno o debilmente laminado, tiene texturas de tipo packestone-wakestone, y alterna con material margoso.

Correlaciones.

La Formación de Quentar, se puede correlacionar con todos los materiales depositados por la transgresión tortonense sobre la Zona Subbética. Además puede correlacionarse con todas las formaciones datadas como Tortoniense I, en el sentido que lo emplean Montenat y otros autores franceses, en las cuencas del sector oriental de la Cordillera.

La Formación de Quentar se encuentra plegada, y son especialmente visibles sus pliegues en el sector Beas de Granada-Quentar. Estos pliegues tienen una dirección aproximada N-50-E. Dichos pliegues son el resultado de una tectónica compresiva puesta de manifiesto en todo el sector central de las Cordilleras Béticas (Estévez et al. en prensa).

Como resultado de esta compresión de edad Tortonense superior, se produce un fuerte levantamiento de los relieves circundantes, cuya erosión contribuirá a la génesis de las formaciones que a partir de entonces se depositaran en la depresión.

II-2-1-2-2.- FORMACION DUDAR

Aflora en el borde SE. y NE. de la Depresión de Granada.

Se corresponde con la parte alta del tercer subtramo del tramo superior miocénico, de la nomenclatura de González-Donoso (1.977-78). También equivale a parte de los "conglomerados miocénicos del borde NE. de la Depresión de Granada" de Dabrio et al. (1.978). El nombre deriva del pueblo de Dudar.

Morfología y límites.

La morfología original debió ser de tipo deltaico con bruscos acuñaientos

laterales, dispuesta en varios cuerpos rocosos algunos de los cuales posiblemente no conectarían entre sí.

El límite inferior es discordante sobre la Formación Quentar que está plegada, dicha discordancia es muy problemática de observar cuando los materiales de una y otra formación son margosos. El límite superior es de nuevo una discordancia con la Formación de Pinos Genil, especialmente clara en los bordes de la depresión. Su potencia oscila entre 80 y más de 250 metros, según los afloramientos.

Sección tipo.

Una buena sección tipo, puede observarse en el corte que ofrece la carretera entre los pueblos de Dudar y Quentar.

La litología es de margas y limos arenosos de color gris azulado, con intercalaciones de conglomerados de hasta 10 metros de espesor. El tamaño de los cantos en estos conglomerados varía desde gruesos bloques de varios metros cúbicos, hasta fracción grava; los niveles de arenas son también muy abundantes.

La naturaleza del material es de rocas metamórficas procedentes de la erosión del Complejo Nevado Filábride.

El ordenamiento interno de los estratos, en las zonas cercanas al substrato es nulo. Se trata de conglomerados desorganizados, donde los bloques aparecen soportados por una matriz de cantos de menor tamaño. Ocasionalmente pueden observarse ejemplos de gradación inversa y normal.

En los niveles arenosos intercalados en material lutítico, pueden observarse laminaciones, ripples de corriente y alguna laminación ondulada que puede interpretarse como convolute. El techo y el muro de los niveles conglomeráticos gruesos, suele ser plano o ligeramente ondulado y muy continuo.

En conjunto la formación muestra una megasecuencia estratocreciente, donde de las lutitas son cada vez más escasas.

La fauna marina que contiene la formación, está representada por ostreidos, pectínidos de gran talla y foraminíferos planctónicos y bentónicos sobre todo.

La edad de la formación es Tortonense superior, subzona de G. suteræ (González-Donoso, 1.977-78).

Otras secciones de referencia.

Algunos afloramientos contienen parches arrecifales que colonizan algunos niveles conglomeráticos, como los situados a la entrada de la localidad de Monachil.

En otras ocasiones son visibles bloques de la formación arrecifal, que ha sido destruida por la propia dinámica sedimentaria de la formación, e incorporados como un canto más a los niveles conglomeráticos. Buenos ejemplos de este último caso se observan en el afloramiento de Puerto Lobo, en el borde N. de la depresión.

En el afloramiento de Alhama de Granada, los conglomerados de la Formación Dudar se colocan sobre el miembro calcarenítico de la Formación Quentar, evidenciando la influencia de Sierra Tejeda.

En este caso los aportes conglomeráticos, menos abundantes, proporcionan buenos ejemplos de lechos turbidíticos dentro de las facies de margas azules.

Interpretación sedimentaria.

La Formación Dudar se interpreta como el resultado de la penetración en medio marino de grandes conos deltaicos instalados en el borde de la cuenca.

Así fueron ya interpretados parte de sus materiales por Dabrio et al. (1.978).

Estos conos deltaicos serían varios y posiblemente algunos de ellos no llegarían a coalescer entre sí. El principal tipo de depósito corresponde a flujos de derrubios que proporciona las intercalaciones conglomeráticas más potentes.

En zonas más distales, donde el material grueso es menos abundante se observan lechos arenosos que fueron depositados por corrientes de turbidez.

La Formación Dudar sería pues, la manifestación de un sistema de drenaje instalado sobre los relieves creados en la etapa de plegamiento que afectó a la Formación Quentar. Dicho sistema de drenaje sería el encargado de evacuar hacia la cuenca los productos de la erosión de los relieves recientemente creados.

De esta manera la Formación Dudar constituye el primer depósito molásico, en sentido estricto, del Mioceno superior de la Depresión de Granada. Este carácter molásico se mantendrá hasta el Pleistoceno, en las sucesivas formaciones que rellenan la depresión.

Correlaciones.

La Formación Dudar puede correlacionarse con los materiales regresivos del Tortonense superior sobre la Zona Subbética. También puede correlacionarse con las formaciones datadas como Tortonense II por Montenat y otros autores franceses, en el sector oriental de la Cordillera.

II-2-1-2-3.- FORMACION DE PINOS GENIL

Fue definida con el mismo nombre por González-Donoso en 1.968. La morfología del cuerpo rocoso es cuneiforme, con acunamientos laterales bruscos.

El límite inferior es una clara discordancia en los bordes de la cuenca, que más hacia el centro de la depresión puede llegar a ser conforme. Reposa sobre el substrato o bien sobre la Formación Dudar u otras formaciones miocenas más antiguas.

La constituyen varios cuerpos rocosos desconectados entre sí, que afloran en el borde NE. de la depresión y en el Valle de Lecrín. Su potencia en algún caso puede superar los 300 metros.

La litología es de conglomerados y gruesos bloques, de materiales metamórficos procedentes de Sierra Nevada y calizos y dolomíticos cuando proceden de relieves situados en el borde N.

En general la estratificación es mala, difícil de observar y poco desarrollada, las estructuras de ordenamiento interno son de granoselección normal o inversa, laminación y estratificación cruzada en los niveles más finos. Los niveles de gruesos bloques, contienen una abundante matriz arenosa y arcillosa que soporta al material grueso. Los límites entre estratos suelen ser cicatrices erosivas sinuosas y poco continuas.

Estos materiales evidencian un emplazamiento gravitatorio a partir de flujo de derrubios muy heterométricos y desorganizados.

Otros niveles gruesos, están claramente canalizados y los materiales finos asociados muestran estructuras producidas por corrientes de tracción (ripples y laminación horizontal o cruzada).

Por el momento no se conocen restos fósiles en esta formación, por lo que su datación ha de hacerse de forma indirecta atendiendo a los materiales supra e infrayacentes.

Sobre la Formación de Pinos Genil se coloca un conjunto de limos micá-

ceos grises con arenas y canales de grava y conglomerados. Dichos limos contienen una fauna de vertebrados caracterizada por la presencia de Hipparion cf. concudense (PIRLOT) (Aguirre, 1.974 y Dabrio y Ruiz Bustos, 1.979), que permite datar el Turolense medio. Esta edad equivaldría a un Tortonense superior-Messinense inferior.

De esta datación se concluye que la Formación de Pinos Genil debe tener una edad equivalente al Tortonense superior terminal.

Interpretación sedimentaria.

La Formación Pinos Genil es el resultado de la evolución espacial y temporal de la Formación Dudar.

Sus materiales ya fueron interpretados por Dabrio et al. (1.978) como conos aluviales subaéreos, en los que diferenciaron varios tipos de depósitos, tales como debris flow, depósitos canalizados y depósitos laminares.

La Formación Pinos Genil se interpreta como el producto del drenaje de los materiales de Sierra Nevada y otros relieves adyacentes a la depresión. La actual distribución de los afloramientos de esta formación, coincide siempre con el curso bajo de valles por los que en la actualidad discurren ríos tales como Aguas Blancas, Genil, Dilar, Durcal, Torrente y Tablate.

Esta distribución atestigua que el sistema de drenaje instaurado tras la surrección de Sierra Nevada, en el Tortonense superior, se ha perpetuado hasta el Holoceno. Este hecho ya fué advertido por Von Drasche (1.879) para el caso del Río Genil.

Igual que ocurre con la Formación Dudar, la de Pinos Genil tiene también un carácter molásico en sentido estricto, en cuanto que es el testigo de la surrección de nuevos relieves creados tras una etapa tectónica.

Correlaciones.

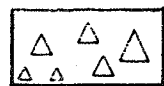
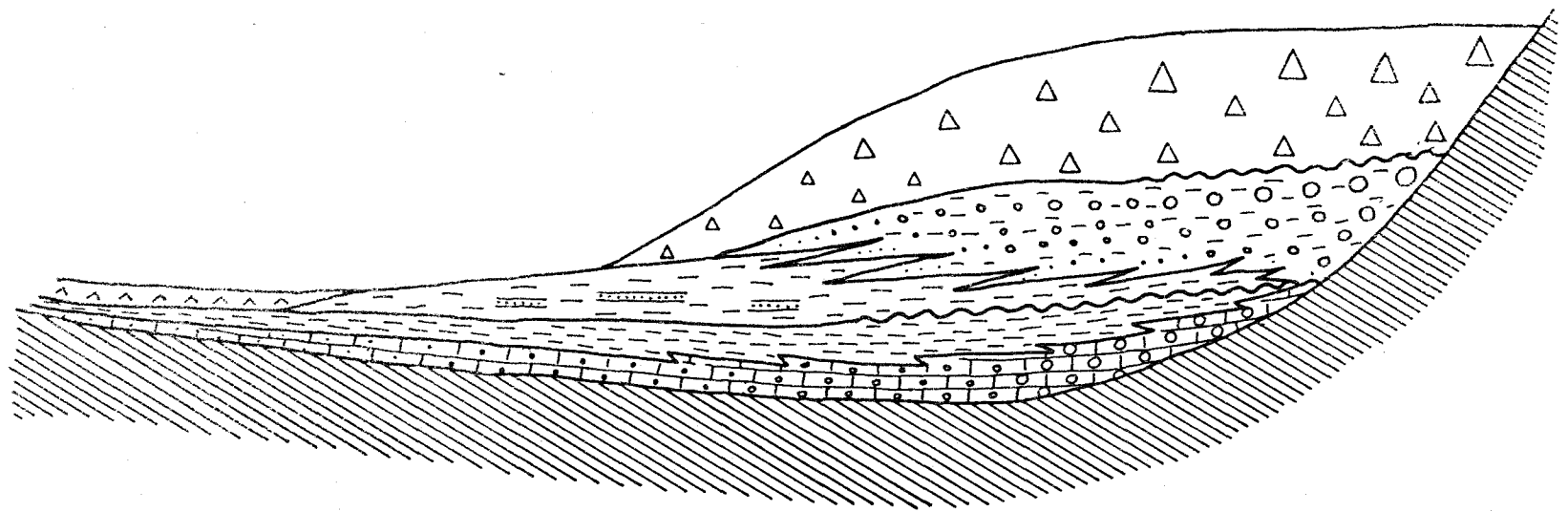
Los conglomerados que afloran en el borde NE. de la Depresión de Granada han sido estudiados por diferentes autores. Se han propuesto diferentes denominaciones a los mismos cuyos contenidos se solapan.

La primera denominación de estos materiales se debe a Von Drasche (1.879), su "Blockformation" que es el nombre que ha tenido más aceptación, presenta algunos problemas a la hora de utilizarlo.

ESQUEMA DE LAS FORMACIONES TORTONENSES DEL BORDE N.E. DE LA DEPRESION DE GRANADA

SO

NE



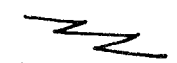
FORMACION DE PINOS GENIL



UNIDAD EVAPORITICA INFERIOR



FORMACION DUDAR



Cambio de fácies



FORMACION QUENTAR



Discordancia y paraconformidad o conformidad

Fig. 26

La "Blockformation" ("Confolitas miocénicas" en la traducción española), en su definición original parece corresponder al tramo conglomerático superior (Formación de Pinos Genil), a los conglomerados intercalados en las margas azules (Formación Dudar) y en algún párrafo, parece que se hace extensivo el nombre a las calcarenitas de la base.

González-Donoso (1.968), definió la Formación de Pinos Genil como el episodio conglomerático superior continental; en ese sentido se utiliza en este trabajo.

Dabrio et al. (1.978) utilizan el término "conglomerados del borde NE. de la Depresión de Granada" para designar el tramo conglomerático superior continental (Formación de Pinos Genil) más los conglomerados intercalados en las margas azules marinos (Formación Dudar). Interpretan que la discordancia que se observa entre los dos conjuntos, es un fenómeno puramente sedimentario.

Ortega (1.978) utiliza el término "Blockformation" para designar el tramo conglomerático superior (equivale a la Formación de Pinos Genil).

II-2-1-2-4.- LA FORMACION DE PINOS GENIL Y SU RELACION CON EL EPISODIO EVAPORITICO DEL CENTRO DE LA DEPRESION.

La relación entre las formaciones conglomeráticas de borde y la evaporítica del centro de la cuenca, es uno de los primeros problemas de indole estratigráfica que los investigadores de la depresión se plantearon. Después de más de un siglo, este problema sigue sin una respuesta definitiva.

Von Drasche (1.879) diferenció una formación yesífera de una parte y la "Blockformation" de otra, pero no abordó el problema de sus relaciones mutuas.

En 1.885, Bertrand y Kilian situaron la formación yesífera encima de los conglomerados que afloraban en los bordes.

Viennot (1.930) describe como hacia el meridiano de Monte Vives, las margas con conglomerados pasan lateralmente a los materiales yesíferos.

González-Donoso (1.977-78) piensa que los yesos del centro de la cuenca, se depositarían a la vez que en el borde lo hacen las margas azules con conglomerados (Formación Dudar). La Formación de Pinos Genil para este autor quedaría por encima de la formación yesífera.

Rouchy (1.976), Rouchy y Pierre (1.979), tras realizar un estudio isotó-

pico de los niveles yesíferos, concluyen que éstos presentan una clara influencia del Trias de facies keuper y que se habrían depositado en una cuenca lacustre continental. La fauna que encuentran entre los niveles de yeso selenítico, interpretan que en su totalidad es resedimentada.

Si estos autores están en lo cierto, la correlación de los yesos con la Formación de Piños Genil sería inmediata; pues los materiales que se superponen a unos y otros (limos micáceos de Cenes - Jón y las turbiditas de La Malá) son claramente correlacionables.

Actualmente se encuentra en estudio la fauna planctónica que contienen los niveles margosos intercalados en los yesos seleníticos, si esta no es ro dada y se confirma su carácter autóctono, este será un dato valioso que puede conducir a la definitiva resolución del problema.

II-2-1-3.- EL MIOCENO SUPERIOR DE LA DEPRESION DE GUADIX

Los afloramientos con materiales de edad Mioceno superior en la Depresión de Guadix, son escasos y poco extensos; el mayor de éstos se encuentra en su borde SO. entre las localidades de Diezma, La Peza y Lopera (Fig. 27)

Este afloramiento ya fué estudiado por Fallot et al. (1.966), Vera (1.968 y 70), Apostolescu y Biju-Duval (1.974).

El conjunto, cuya edad abarca el Tortonense completo, se sitúa discordante sobre el substrato o bien sobre la Formación La Peza.

Su límite superior lo constituye una discordancia que lo separa de la Formación de Guadix.

Dentro de él se diferencian dos formaciones cuyo análisis, de más antigua a más moderna, se hace a continuación.

II-2-1-3-1.- FORMACION MOROLLON

Nombre y situación.

Su situación puede apreciarse en la Fig. 27. El nombre procede del Rio Morollón, afluente del Fardes, que la corta aguas abajo de La Peza.

Morfología y límites.

Dadas las características del afloramiento la morfología es difícil de observar, ésta debe ser cuneiforme con aumento de potencia hacia el centro de la cuenca (al NE.).

El límite inferior es una discordancia sobre el substrato o sobre la Formación La Peza; su límite superior es una discordancia en el borde S. y una conformidad hacia el centro de la cuenca. Su potencia puede superar el centenar de metros.

Se diferencian dos miembros dentro de esta formación:

Miembro calcarenítico.

Aflora unicamente al SE. de la Loma de Santa Lucia.

Su litología es de calcarenitas bioclásticas y conglomerados de matriz calcarenítica. Entre los bioclastos dominan los de briozoos, algas rojas y fragmentos de lamelibranquios y equínidos.

La superficie de algunos estratos basales se presenta totalmente tapizada por colonias de algas rojas encostrantes. El contenido en siliciclásticos es siempre inferior al 40 %. Hacia las partes altas la litología cambia a conglomerados de matriz calcarenítica, la litología de sus cantos es de dolomías y rocas metamórficas, esquistos y cuarcitas de los complejos Alpujárride y Nevado-Filábride; el tamaño de estos cantos puede llegar a los 30-40 cm.

Junto con los conglomerados aparecen pectínidos de grán talla y rodolitos; el núcleo de éstos suele ser un canto cuyo diámetro puede triplicar el espesor de la envuelta algal.

El espesor de los estratos suele oscilar entre 30 cm y 1,5 metros y la morfología de éstos es cuneiforme.

La estructura interna es generalmente masiva o finamente laminada, en los niveles de granulometría más fina.

El afloramiento en cuestión, constituido por el miembro calcarenítico, desarrolla en su interior un magnífico ejemplo de discordancia progresiva, cuyos estratos basales llegan a estar ligeramente invertidos (Fig. 38-B).

Se considera miembro calcarenítico de la Formación Morollón, solo los estratos inferiores de esta discordancia. Los estratos que ya reposan en posición horizontal, pertenecen a las facies marinas someras de la Formación Molicias que más adelante se abordará.

FIGURA 27. LEYENDA.- 1.- Substrato alpujárride y maláguide. 2.- Brechas - conglomerados y margas, Formación Los Alamillos (Burdigaliense inferior). 3.- Unidades mesozoicas y terciarias alóctonas. 4.- Margas grises con yeso, Formación La Peza (Serravallense). 5.- Conglomerados - arenas - limos y calizas travertínicas, miembro detrítico gris de la Formación La Peza (Serravallense-Tortonense basal). 6.- Margas y limos grises con ostreidos, miembro margoso de la Formación Morollón (Tortonense inferior). 7.- Margas grises con areniscas intercaladas, facies turbidíticas de la Formación Molicias. 8.- Conglomerados y calcarenitas bioclásticas, facies marinas someras de la Formación Molicias y miembro calcarenítico de la Formación Morollón (Tortonense). 9.- Facies de margas azules, Formación Molicias (Tortonense superior). 10.- Calizas nodulosas, base de la Formación de Guadix. 11.- Formación de Guadix. 12.- Aluvial.

MAPA LITOSTRATIGRAFICO DEL BORDE SO
DE LA DEPRESION DE GUADIX. J RODRIGUEZ FERNANDEZ (1987)

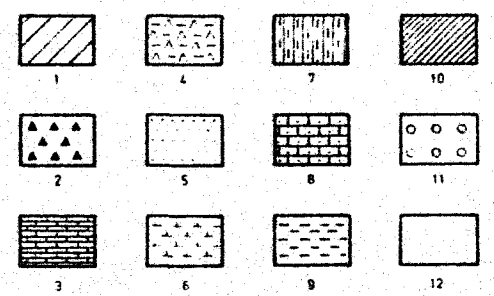
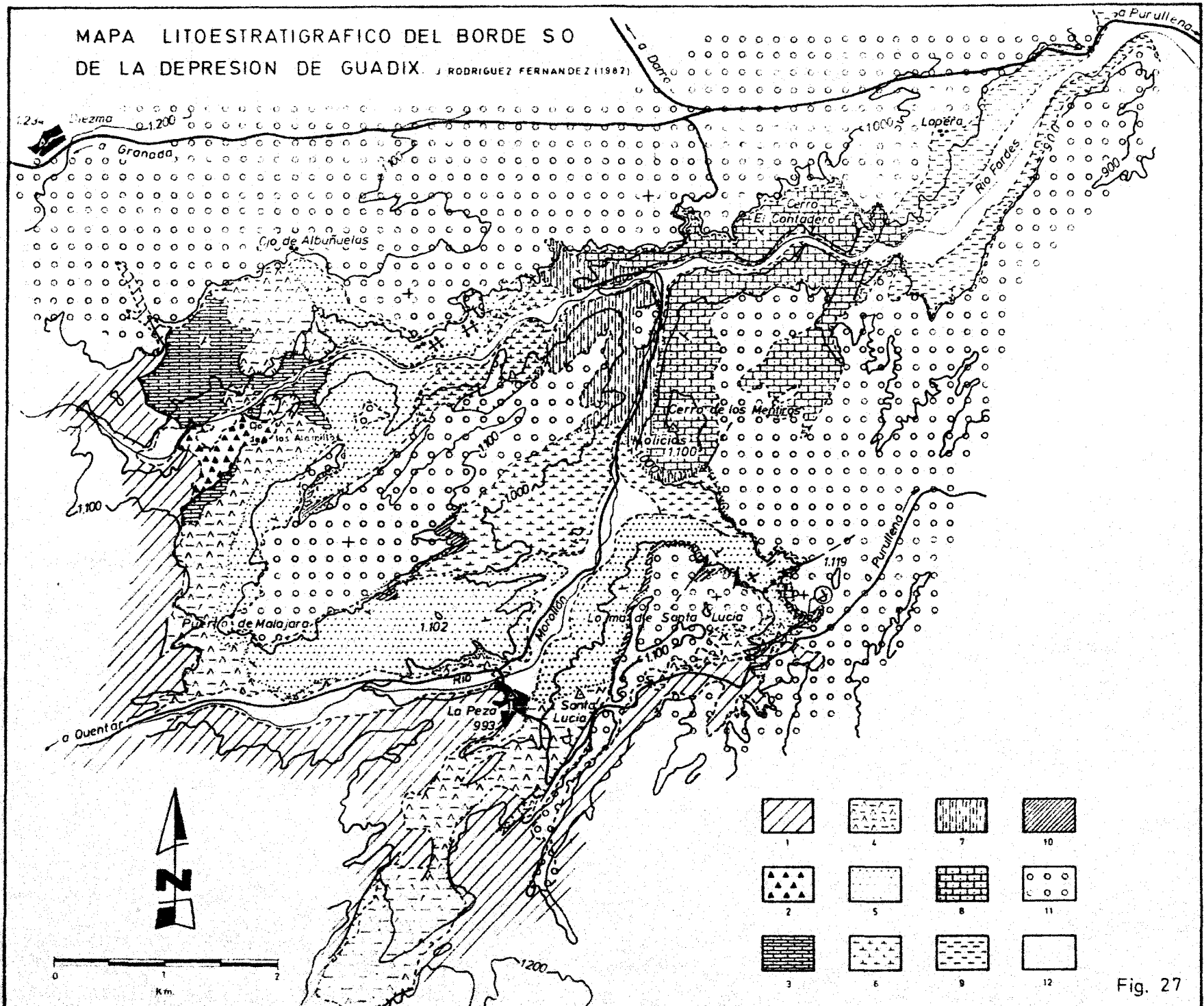


Fig. 27

Nuevamente, al igual que ocurriera en el borde NE. de la Depresión de Granada (afloramiento del Fraile de Beas), estos materiales evidencian los efectos de un borde de cuenca sumamente activo.

Miembro margoso.

Aflora al N. de la Loma de Santa Lucia y lo cortan los rios Morollón y Fardes (Fig. 27).

Está formado por margas, en ocasiones algo arenosas, de color gris azulado. Estas margas contienen una fauna de foraminíferos planctónicos que permite datar el Tortonense superior, subzona de T. acostaensis, (Muestra LP-225581, Tabla 4).

No se observa el contacto con el miembro calcarenítico, su relación con éste es inferida a partir de la edad, posición estratigráfica y correlación con formaciones idénticas que afloran en la Depresión de Granada (Formación Quentar).

La disposición espacial, sus relaciones mútuas y con la Formación Molicas se representa en la Fig. 28.

Interpretación sedimentaria.

La Formación Morollón corresponde a los depósitos de la transgresión de edad Tortonense inferior sobre las Zonas Internas.

En las facies calcareníticas se identifica la rampa carbonatada anteriormente referida, algo más detrítica en el borde, que denota un medio de plataforma muy somera próxima a un relieve emergido que proporciona el material conglomerático. Este relieve emergido sería muy activo como lo demuestra la discordancia interna del afloramiento.

El miembro margoso representaría las facies más pelágicas de la formación con menor influencia detrítica y un contenido en foraminíferos planctónicos propios de un ambiente de cuenca algo más profunda.

Correlaciones.

La Formación Morollón es claramente correlacionable con la Formación Quentar, descrita en la Depresión de Granada.

Igualmente lo es, con los materiales de esta edad (Tortonense inferior) transgresivos sobre la Zona Subbética, y con los materiales datados como Tor

toniense I por Montenat y otros autores franceses, en el sector oriental de la Cordillera.

II-2-1-3-2.- FORMACION MOLICIAS

Aflora en los márgenes de los ríos Morollón y Fardes (Fig. 27). El nombre procede del vértice Molicias.

Morfología y límites.

La morfología de esta formación es claramente deltaica, con acúñamientos laterales muy bruscos; no se conocen otros afloramientos similares en este borde de la depresión, si bien es lógico que existan y se encuentren cubiertos por materiales más recientes.

El límite inferior, en el borde S. del afloramiento, es discordante sobre la Formación Morollón o sobre el substrato (Fig. 28); hacia el centro de la depresión, el límite inferior no se observa; el contacto sobre el miembro margoso de la Formación Morollón, es conforme y solo se deduce por un cambio en la litología. En cuanto al límite superior, es una discordancia angular y erosiva con los materiales horizontales de la Formación de Guadix. El espesor de esta formación puede oscilar alrededor de los 400 metros.

La sección tipo, puede observarse a lo largo del camino que corre paralelo al Río Morollón y que posteriormente continúa por la margen derecha del Río Fardes.

Desde el borde al centro de la cuenca y desde el muro al techo de la serie estratigráfica que proporciona esta sección, se observa toda una gradación de facies. En esta gradación, las facies van desde marinas pelágicas a marinas someras pasando por facies de transición entre ambas.

Tipos de facies diferenciadas.

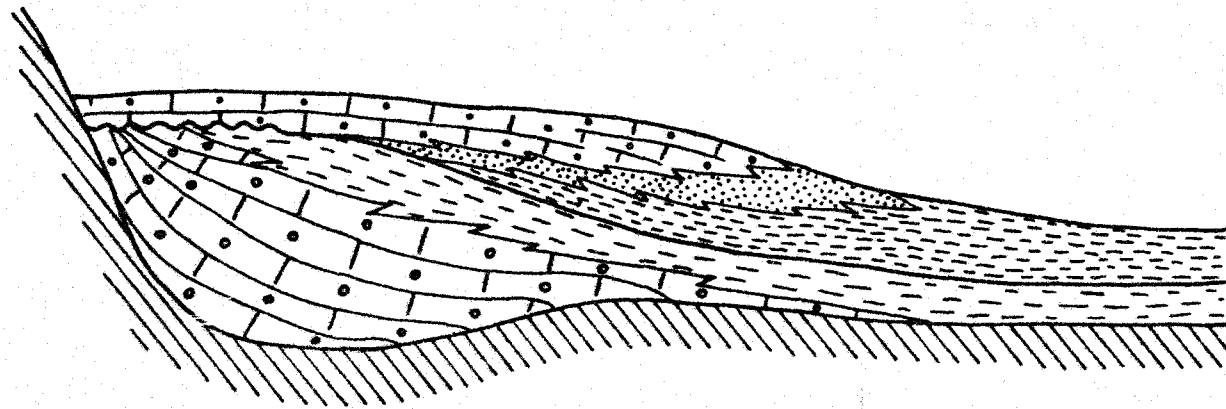
Esta descripción de facies se hace según el orden en que aparecen al levantar la serie estratigráfica; al mismo tiempo, este orden es el que se encontraría desde el centro al borde de la cuenca. Se diferencian:

- 1.- Facies de margas azules.
- 2.- Facies turbidíticas, con dos subtipos.
 - 2-1.- Turbiditas distales
 - 2-2.- Turbiditas proximales
- 3.- Facies marinas someras.

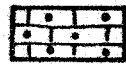
LAS FORMACIONES TORTONENSES DEL BORDE SO. DE LA DEPRESION DE GUADIX

SO.

NE.



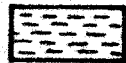
Formación Maticias



Fácies marinas someras



Fácies turbidíticas



Fácies de margas azules

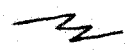
Formación Morollón



Miembro margoso



Miembro calcarenítico



Cambio de
fácies



Discordancia y
paraconformidad

Fig. 28

Toda esta asociación de facies se ordena a través de una megasecuencia regresiva, que acontece durante el Tortonense superior.

En los materiales se encuentran representadas las subzonas de T. humerosa y G. suterae, sin que pueda descartarse que el Messinense basal esté representado en los niveles más altos (Muestras LP-325581 a LP-3231181, Tabla 4).

Si bien el indicador zonal, Globorotalia mediterránea, no aparece, sí lo hacen otras formas que suelen acompañarle, tales como G. scitula muy evolucionadas del tipo G. andalusiana PERCONIG.

1.- Facies de margas azules.

Su litología es de margas calcáreas, de color gris azulado, la estratificación es difusa, en algunos niveles algo arenosos puede observarse laminación. Localmente puede contener pequeñas venas rellenas de yeso secundario. Su contenido faunístico se caracteriza por una abundante fauna planotónica, algunas espículas de esponjas y radiolarios. Pueden encontrarse también algunos lamelibranquios de concha muy fina. Hacia la parte alta de la formación, en los niveles que corta la carretera de Granada a Guadix (N-324), estas facies contienen una fauna bentónica abundante y algunas especies oligotípicas que suelen ir acompañadas al comienzo de la "crisis de la Salinidad" en el Mediterráneo.

El límite inferior de estas margas no se observa hacia el centro de la cuenca, el superior es un cambio de facies con indentaciones muy largas y delgadas con el resto de las facies.

Lateralmente hacia el borde de la cuenca (SO.), se acuñan sin que puedan diferenciarse con certeza del miembro margoso de la Formación Morollón.

2.- Facies turbidíticas.

El límite inferior de éstas lo constituyen las facies de margas azules, el límite superior está formado por las facies marinas someras a las que pasan gradualmente. Lateralmente se acuñan en el seno de las margas azules (ver Fig. 29). Se pueden diferenciar dentro de éstas, dos tipos:

2-1.- de caracter distal

2-2.- de caracter proximal

2-1.- Facies turbidíticas de caracter distal.

Aparecen incluidas en el seno de las margas azules, la litología es de areniscas calcareas cuyo contenido en siliciclastos puede superar el 40 %. La naturaleza de este material siliciclástico es fundamentalmente cuarzo y fragmentos de rocas metamórficas.

Los bioclastos son con frecuencia difíciles de identificar por su tamaño y grado de micritización, además contienen foraminíferos bentónicos y algunos planctónicos. El espesor de los estratos oscila entre 10 y 50 cm, más escasos son los que llegan al metro de potencia.

El muro de los estratos por lo general es plano, si bien en ocasiones muestra estructuras de tipo groove y flute cast. El techo de éstos suele ser plano.

Las estructuras de ordenamiento interno dominantes suelen ser laminación paralela y ripples o convolute; son escasos los estratos que reproducen la secuencia de Bouma completa, por lo general la división a suele estar ausente (Lámina 6, Foto, 1), propio de las facies D de Mutti y Ricci-Lucchi (1.975).

A pesar del caracter distal de estos lechos, pueden presentarse secuencias amalgamadas en estratos de no más de 40 cm de espesor. La relación arena lutita es inferior al 1/20, entre dos estratos de arenisca pueden mediar entre 5 y 15 metros de margas azules. Se trataría de facies D₂ de la clasificación de Mutti y Ricci-Lucchi (1.975).

Algunos estratos muestran estructuras almohadilladas, dentro de las cuales se reconocen las divisiones b y c de la secuencia de Bouma, otras veces la estructura interna de las almohadillas es laminación concéntrica o masiva.

2-2.- Facies turbidíticas de caracter proximal.

Aparecen más altas estratigráficamente y próximas a las facies marinas someras, con las que cambian gradualmente. Se pueden diferenciar dos subtipos de facies dentro de éstas:

- a) Aquellas a las que se les puede aplicar la secuencia de Bouma.
- b) Aquellas a las que no se les puede aplicar.
- a) Turbiditas proximales a las que se les puede aplicar la secuencia de Bouma.

La litología es de conglomerados, gravas y areniscas, con intercalaciones de niveles margosos. La naturaleza de los cantos es de rocas metamórficas y dolomias y su tamaño en ocasiones puede superar los 30 cm.

El espesor medio de los estratos oscila entre 20 cm y 1,5 metros, el muro generalmente es erosivo y el techo plano. La morfología de los estratos es canalizada.

La mayoría de los estratos comienzan por un primer tramo gradado o masivo al que siguen una laminación horizontal y termina con ripples de corriente o laminación convolute. El tramo basal, gradado o masivo, por lo general tiene abundantes cantos blandos. Son frecuentes las amalgamaciones, que llegan a repetirse tres y cuatro veces seguidas sin que la división o de la secuencia de Bouma esté representada. La división a, es con diferencia la más desarrollada.

Los niveles margosos, más potentes en las partes bajas de la serie, tienen espesores comprendidos entre 1 metro y 5 cm; la continuidad de los mismos es escasa y por lo general se terminan acuñando entre dos estratos de areniscas que se amalgaman. La relación arena lutita es de 3 a 1 en las partes bajas y llega a valores de 6 a 1 en la parte superior; se trata de facies C₁ de la clasificación de Ricci-Lucchi (1.980).

La fauna que contienen estas facies es de foraminíferos bentónicos, algún planotónico y grandes ostreidos. Generalmente los ostreidos aparecen en el tramo gradado de las areniscas gruesas y conglomerados.

El techo de los estratos arenosos por lo general está bioturbado, estas huellas de bioturbación son horizontales.

b) Turbiditas proximales a las que no se les puede aplicar la secuencia de Bouma.

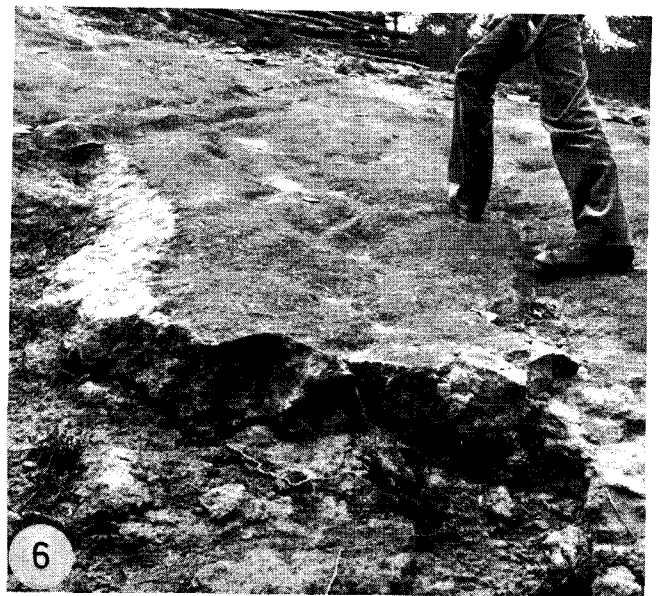
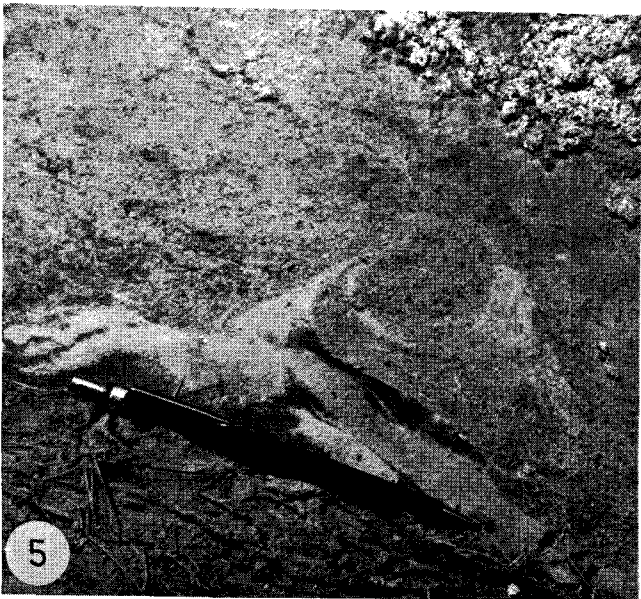
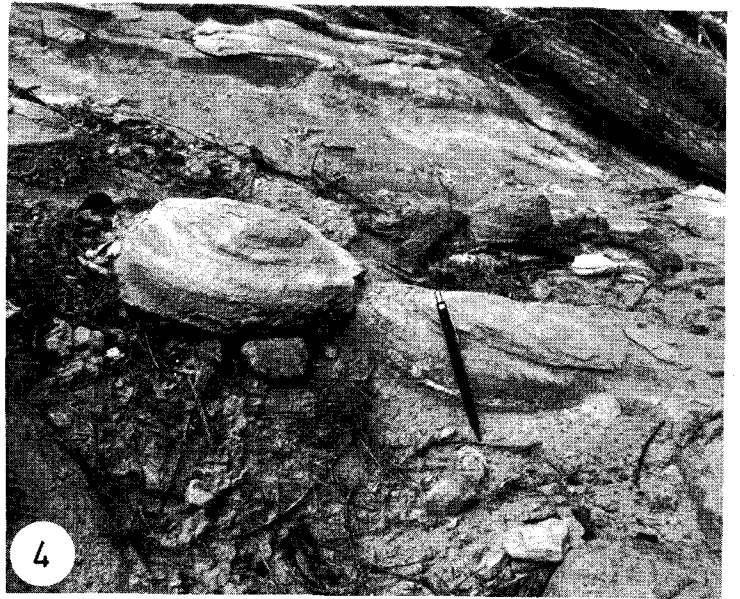
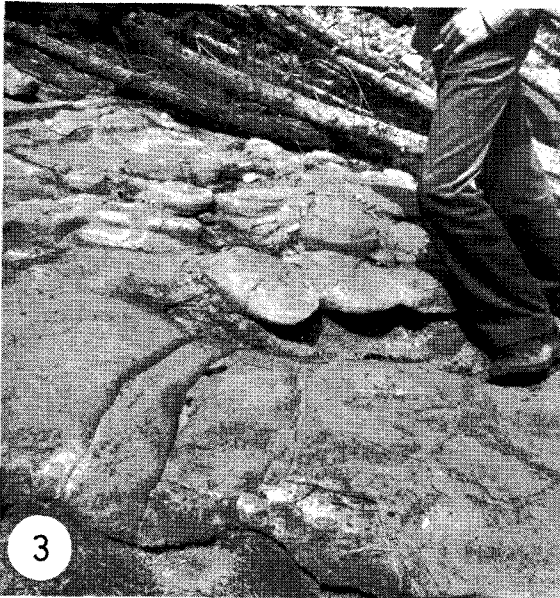
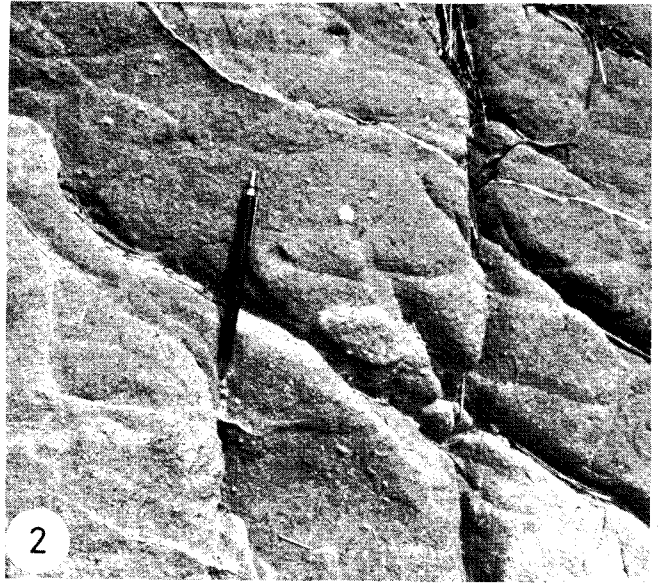
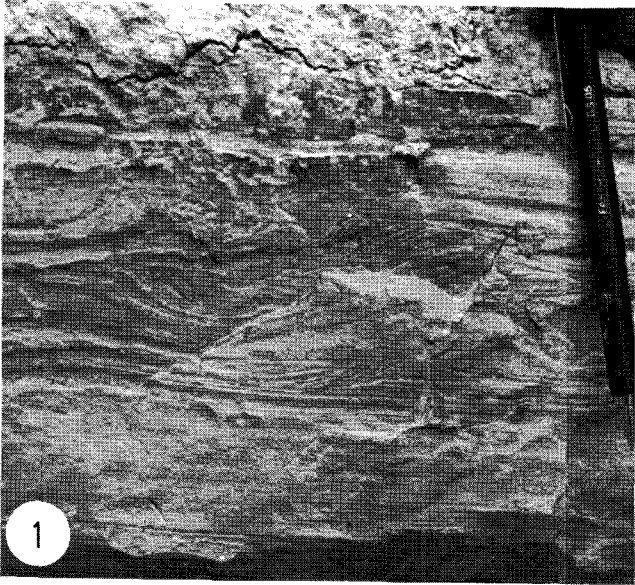
Ocupan una posición próxima a las facies marinas someras, su litología es de arenas gruesas y muy gruesas con lechos de grava fina. La composición del material es idéntica a las facies anteriormente descritas. Se trata de facies B de la clasificación de Mutti y Ricci-Lucchi (1.975).

El espesor de los estratos oscila entre 50 cm y 2 metros, los límites entre estratos suelen ser difusos; el principal criterio para diferenciarlos son variaciones en el tamaño de grano. Los muros de los estratos suelen ser irregulares y no muestran estructuras concretas, los techos suelen ser difusos. Son muy abundantes las estructuras almohadilladas, los slumping y las laminaciones distorsionadas.

Los niveles más gruesos suelen ser masivos o gradados, en el primer caso son frecuentes las estructuras dish (Lámina 6, Foto 2). También se observan acanaladuras verticales, producidas por escape de fluidos, de tipo pilar; se corresponden con las facies B₁ de las clasificaciones de turbiditas de Walker y Mutti (1.973) y Mutti y Ricci-Lucchi (1.975). Los lechos gruesos con o sin estructuras dish, hacia la parte alta disminuyen su granulometría de modo gradual y se presentan ordenados con laminación horizontal o convolute (Lámina 6, Fotos 3 y 4).

LAMINA 6.- Facies turbidíticas de la Formación Molicias.

- 1.- Facies turbidíticas distales, estrato de arenisca con divisiones b y c intercalados entre margas azules.
- 2.- Arena gruesa y grava fina con estructuras dish.
- 3.- Estrato con arena gruesa y grava fina en la base y arena fina con laminación convolute al techo.
- 4.- Detalle de la foto anterior.
- 5.- Nivel de limo inyectado en arena, estructura flameada.
- 6.- Estrato de arena gruesa afectado por estructuras de estrujamiento (squeeze structures) y pequeñas fallas inversas (small thrust structures).



Dentro de los estratos de arena gruesa son frecuentes lentes de material fino, tamaño limo generalmente, que se inyectan en la arena dando estructuras flameadas (Lámina 6, Foto 5).

Junto a los slumps, la laminación distorsionada y las almohadillas se presenta otro tipo de estructuras; se trata de las producidas en el interior de un estrato de arena gruesa, como consecuencia del deslizamiento a favor de una pendiente, cuando el material no está totalmente consolidado.

Estas estructuras, referidas en la literatura con el nombre de "estructuras de estrujamiento" (squeeze structures, Kruit y Mandl, 1.975), se producen cuando la fuerza resultante del peso del estrato supera la fuerza de fricción interna del mismo.

Una variante, consecuencia del mismo proceso, son pequeñas fallas inversas en el interior del estrato (small thrust structures) como las que muestra la foto 6 de la lámina 6. Estas estructuras se manifiestan en la superficie del estrato como una sutura sinuosa y generalmente deprimida.

Las "estructuras de estrujamiento", pueden utilizarse como criterios de paleopendientes; junto con otras de corriente puede suministrar información acerca del sentido del deslizamiento. En el caso de estas facies el sentido que se deduce es hacia el NE. que resulta coherente con el contexto en que se encuentra el material.

Por último hay que señalar con respecto a estas facies, que las estructuras de corrientes están totalmente ausentes en las mismas.

Si bien en los ejemplos de facies turbidíticas referidas anteriormente, el mecanismo de transporte y depósito eran corrientes de turbidez, los mecanismos inferidos para este tipo de facies son diferentes.

Se trataría fundamentalmente de flujos de sedimentos fluidificados y de flujos de granos, tales mecanismos son congruentes con las características de este tipo de facies.

Stauffer (1.967) ha propuesto como mecanismo fundamental el

flujo de grano, para explicar la génesis de estratos generalmente masivos de granulometría grosera y con estructuras dish muy parecidos a los que aquí se describen.

El contenido faunístico de este material es de ostreidos y lamelibranquios, asociados a los niveles de arena muy gruesa y grava fina.

3.- Facies marinas someras.

Son las más elevadas en la serie, y las más cercanas al borde de la cuenca; su límite inferior lo constituyen las turbitas proximales y una discordancia sobre el substrato o sobre el miembro calcarenítico de la Formación Morollón. El superior es una discordancia angular y erosiva que las separa de la Formación de Guadix.

La litología es de calciruditas y calcarenitas bioclásticas, con fracción siliciclástica que puede llegar al 20 %. Los bioclastos son, la mayor parte, de briozoos, algas rojas, lamelibranquios y equínidos; también contiene foraminíferos bentónicos. El material siliciclástico es de dolomias y rocas metamórficas y su tamaño oscila entre arena fina y grava.

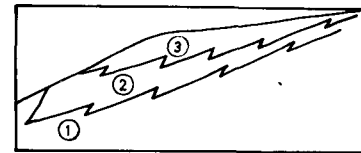
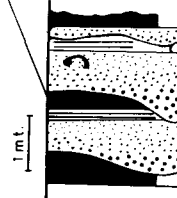
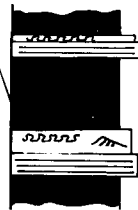
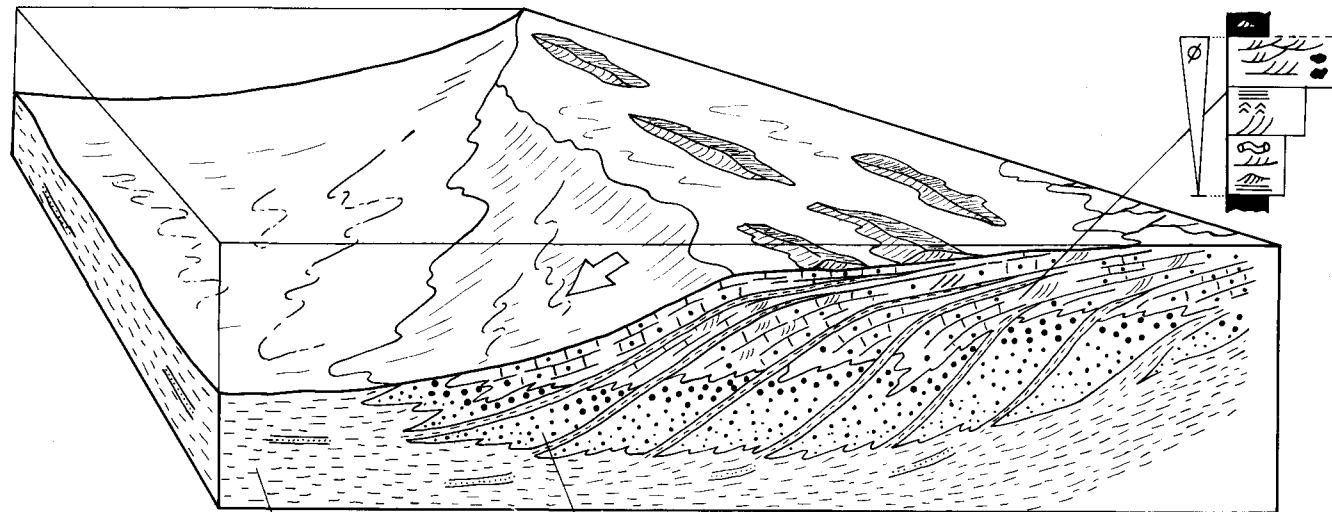
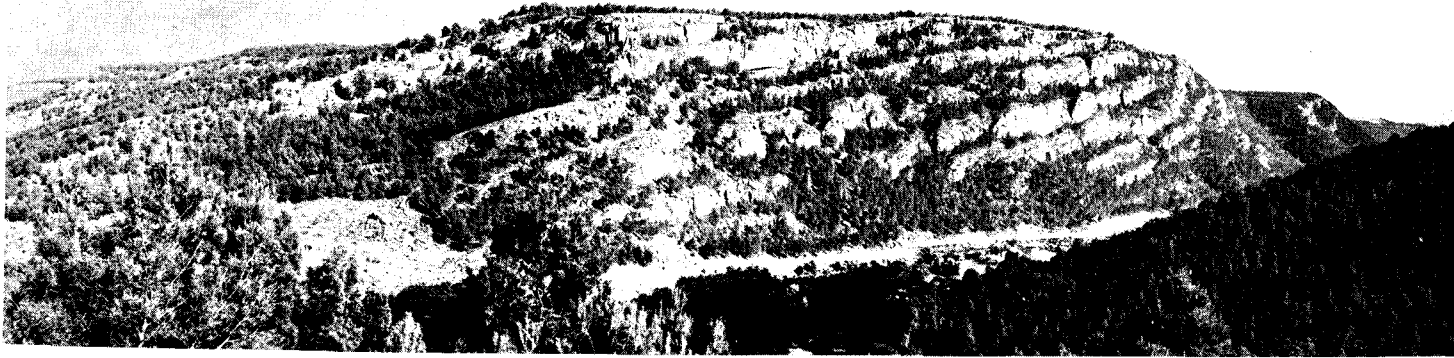
Estas facies se presentan en paquetes de 5 a 30 metros de potencia que alternan con facies de margas azules. Hacia el interior de la cuenca las intercalaciones de margas azules se engruesan, mientras que hacia el borde pierden potencia y llegan a acuñarse; en este punto donde se acuña el material margoso los paquetes calcareníticos adyacentes se amalgaman.

A grán escala, cada uno de estos paquetes calcareníticos buza entre 14 y 20° en las partes distales, a medida que se apróxima al borde de la cuenca tiene un punto de inflexión y el paquete se hace horizontal; una vez horizontal se amalgama con el adyacente desapareciendo las margas que había intercaladas. Cada paquete solapa al infrayacente, resultando una morfología de tipo toplap.

El dispositivo descrito puede observarse en la Fig. 29; se considera que las modificaciones tectónicas que el conjunto ha sufrido, no son sustanciales por lo que la morfología que se observa es claramente deposicional.

Cada uno de estos paquetes calcareníticos tiene una estructura interna constituida de megaestratificación cruzada, con sets tabulares y cuneiformes;

FORMACION MOLICIAS. ESQUEMA GENETICO Y DISTRIBUCION DE FACIES



- ① Facies de margas azules
- ② Facies turbiditicas
- ③ Facies marinas someras

Fig. 29

el espesor de los sets vá desde pocos cms a más de 2 metros según los casos. Son frecuentes las estratificaciones cruzadas deformadas dentro de estos sets, así como abundantes huellas de bioturbación entre los estratos de un mismo sets, lo que atestigua que los megaripples y dunas que los originaron migraban de forma intermitente.

También son frecuentes las alternancias de láminas de composición bioclástica y siliciclástica, consecuencia de la diferenciación sufrida durante la avalancha a causa de su diferente peso específico.

Algunos niveles, intercalados entre estructuras de gran energía, contienen laminación horizontal o cruzada de pequeña escala y ripples de oscilación; se interpretan como producto del retrabajamiento de olas y corrientes en el frente de las dunas, en periodos más calmados en las que éstas no se mueven.

En conjunto, cada uno de estos paquetes calcareníticos muestra una secuencia granocreciente (coarsening upward), en la que los últimos metros contienen gravas con estratificación cruzada en artesa y abundantes cantos blandos en su interior. La secuencia de estructuras desde las partes bajas al techo es igualmente de energía creciente.

El límite inferior de los paquetes calcareníticos es una superficie plana y muy continúa, generalmente bioturbada; el límite superior es difuso con transición a las margas azules.

En posiciones más distales y cerca de las facies turbidíticas, el ordenamiento interno de las calcarenitas desaparece y se hace masivo o con una laminación grosera.

El conjunto de las facies marinas someras muestra una megasecuencia estratocreciente.

La fauna de estas facies marinas someras, es de ostreidos, pectínidos de grán talla, equínidos y foraminíferos bentónicos; fauna propia de una plataforma carbonatada somera.

Interpretación sedimentaria de la Formación Molicias.

La Formación Molicias está constituida por tres tipos fundamentales de facies ordenadas de la base al techo en el mismo sentido en que se encuentran desde el centro al borde de la cuenca, es decir:

-Facies margosas pelágicas, -Facies turbidíticas distales y facies turbidíticas proximales -Facies marinas de plataforma somera. Facies litorales y continentales lateralmente equivalentes, cabe suponerlas pero hoy se encontrarían erosionadas.

Esta distribución horizontal y vertical de facies, se interpreta como el resultado de la progradación mar adentro de un abanico deltaico submarino. Este abanico se situaría al pie de unos relieves emergidos que suministrarían material a la plataforma.

Dicha plataforma, posiblemente bastante estrecha, acumularía en la parte alta del talud, materiales que por la propia inestabilidad de éste, provocarían deslizamientos en masa del material; la diferenciación del material a lo largo del talud dará origen a la distribución de facies observada.

La propia dinámica progradante del dispositivo deltaico, en un contexto regresivo, hace que las facies más proximales se superpongan a las distales en su marcha hacia el centro de la cuenca.

Durante el tiempo en que acontece la sedimentación de estas facies, las Zonas Internas están sometidas a un intenso proceso de surrección; esto proporciona un ambiente de elevada inestabilidad tectónica que ayuda a la puesta en marcha de los mecanismos de deslizamiento de materiales a lo largo del talud.

Una asociación de facies muy parecida a la que presenta la Formación Molicias, ha sido descrita por Van de Camp et al. (1.974); el dispositivo, muy parecido, responde también a la progradación de un delta en el borde N. de la cuenca de Ventura en California; la megasecuencia descrita por estos autores, es de edad Eoceno-Oligoceno y los mecanismos sugeridos para el emplazamiento del material turbidítico son fundamentalmente deslizamientos en masa. El material, a través de un talud que uniría la plataforma con las partes profundas de la cuenca, se deposita por procesos de flujos de granos, de derrubios y por flujos de sedimentos fluidificados en las zonas proximales. Las porciones distales y la cuenca son asiento del material transportado por corrientes de turbidez.

Correlaciones.

La Formación Molicias es fácilmente correlacionable con su homóloga en la Depresión de Granada, la Formación Dudar con la que presenta muchos ca-

rácteres en común; entre estos caracteres comunes se encuentran: ser de idéntica edad, mostrar un dispositivo progradante y una megasecuencia regresiva. Otro rasgo común es que sobre ellas no se depositan más sedimentos marinos como consecuencia de la gran regresión del Tortonense terminal.

El excepcional afloramiento que de la Formación Molicias ofrece el corte del Rio Fardes, permite estimar que este descenso en el nivel del mar fué como mínimo superior a 100 metros.

Este descenso del nivel del mar es el causante de que los materiales que afloran en el techo de la formación, en posición más distal, contengan una abundante fauna bentónica y oligotípica que anuncia el comienzo de la "crisis de la salinidad".

Más hacia el centro de la cuenca, se debieron depositar los materiales equivalentes a la unidad evaporítica que afloran en la Depresión de Granada. Por el momento estos materiales no se conocen y posiblemente estén cubiertos por formaciones más recientes o no se han identificado como tales.

En la Depresión de Fortuna (Murcia), situada en un contexto geológico y paleogeográfico muy similar a las depresiones de Granada y Guadix, Santisteban y Taberner (1.980), han descrito el delta de Sierra de la Espada, en el que se advierten importantes cambios eustáticos de esta misma edad.

En definitiva la Formación Molicias y sus equivalentes, son una consecuencia de la evolución geodinámica que sufren estas depresiones, situadas entre las Zonas Internas y Externas hacia el límite Tortonense-Messinense.

II-2-1-3-3.- OTROS AFLORAMIENTOS MIOCENOS DE LA DEPRESION DE GUADIX.

Dos afloramientos más, presentan materiales equivalentes a algunos de los citados en el borde SO.

Uno de estos, es el extenso afloramiento de margas grises azuladas cercano a la localidad de Gor, en las estribaciones de la Sierra de Baza. Colom (1.951) estudió la fauna que contenían, señaló la abundancia en discoastéridos en estos materiales y les asignó una edad Mioceno superior. Las muestras lavadas, no permiten afirmar más que contienen una fauna cuya edad se situaría hacia la parte alta del Mioceno sin más precisión.

Ya en el centro de la Depresión, en las inmediaciones de Cuevas del Campo, el afloramiento del Negratín presenta sobre Trias de facies keuper un pa

quete calcarenítico de edad Tortonense y sobre él unas margas grises azuladas cuya fauna (Muestra PM-03481, Tabla 4) permite datar el Tortonense superior-Messinense inferior; edad totalmente equivalente a las margas con las que termina la serie del Río Fardes.

En ambos casos, afloramiento de Gor y Negratín, sobre las margas gris azuladas se sitúa discordantemente la Formación de Guadix; en esta situación la laguna presente en el techo de la serie del Río Fardes volvería a estarlo en estos dos afloramientos.

II-2-1-3-4.- RESUMEN SOBRE EL MIOCENO DEL CONTACTO ZONAS INTERNAS-EXTERNAS.

Las dos depresiones analizadas ofrecen series estratigráficas sumamente parecidas como puede apreciarse en la Fig. 30.

Durante el Mioceno inferior, a partir del Burdigaliense, y medio los materiales y su historia geológica son idénticos.

Individualizadas como tales en la fase de plegamiento del Serravallense-Tortonense basal, las series son muy parecidas si bien ofrecen algunas diferencias litológicas.

En el Tortonense terminal ambas depresiones muestran en sus bordes lagunas estratigráficas entre los últimos depósitos marinos y los continentales que se le superponen. Estas lagunas, de diferente amplitud según el punto que se considere, son consecuencia de la regresión acaecida en el Tortonense terminal-Messinense.

Por ahora el Messinense no se ha identificado en facies marinas en ninguna de las dos depresiones.

Esta laguna estratigráfica referida sería equivalente, en su génesis si bien algo desplazada en el tiempo, con la registrada en los bordes de la Cuenca de Alborán (Montenat y Bison, 1.975 y Carrasco et al. 1.978).

Todo esto conduce a postular que estas depresiones, situadas en el interior de la Cordillera, fueron hacia el Tortonense terminal-Messinense un anticipo a pequeña escala, de lo que más tarde sería la Cuenca Mediterránea.

COLUMNAS ESTRATIGRAFICAS DEL MIOCENO DE LAS DEPRESIONES DE GRANADA Y GUADIX

Sector de Beas-Quantar

Corte del Rio Fardes

Alhama de Granada

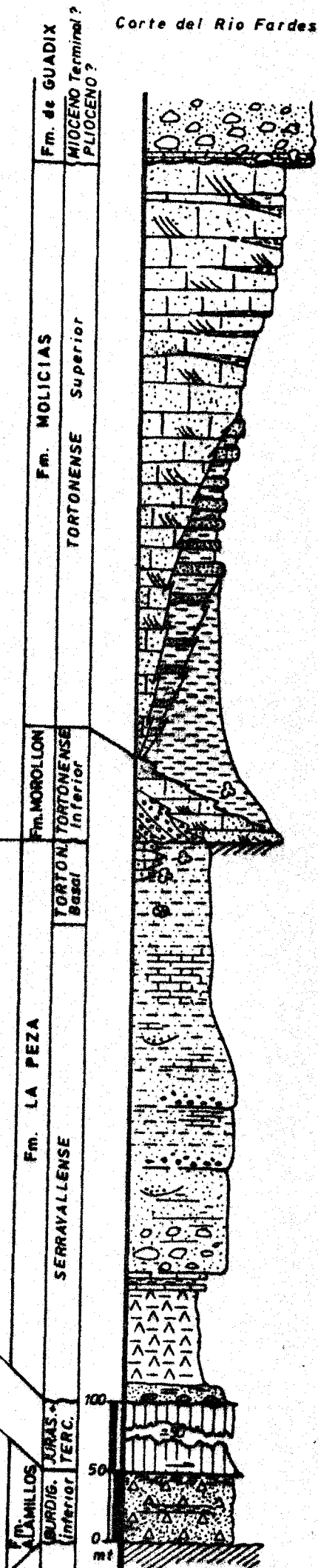
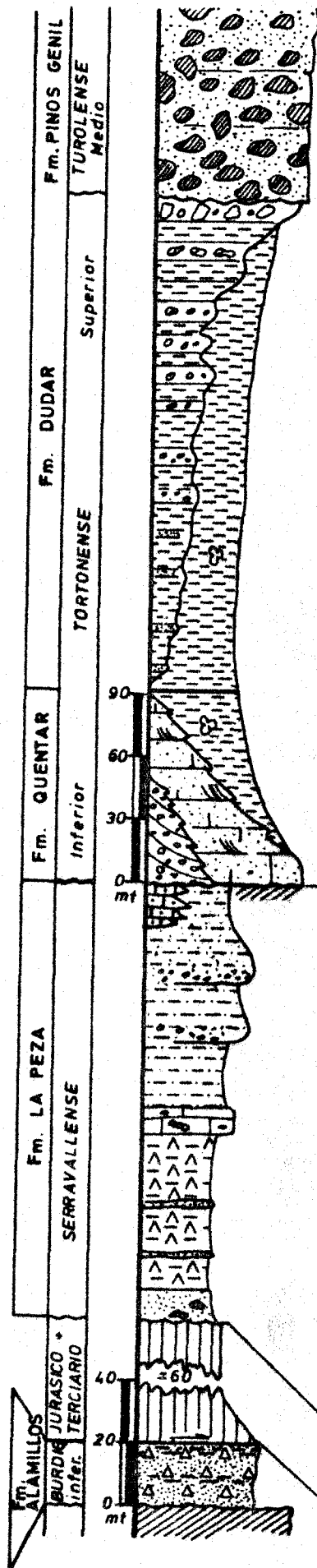
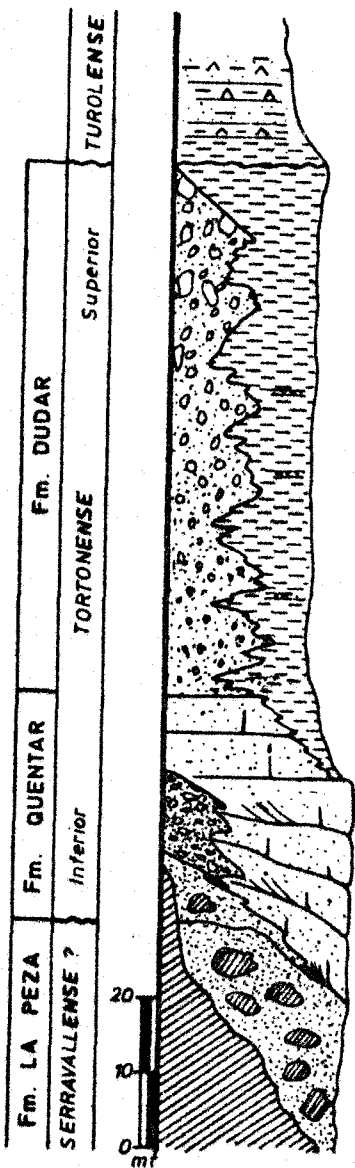


Fig. 2

II-2-2.- EL NEOGENO DEL VALLE DE LECRIN

El Valle de Lecrín situado al SE. de la Depresión de Granada es una fosa tectónica compleja delimitada por fracturas de dirección E. - O. y NO.-SE. fundamentalmente.

Tanto el substrato, cuando aflora, como los relieves que la rodean pertenecen al Complejo Alpujárride. A pesar de sus reducidas dimensiones contiene registro sedimentario de prácticamente todo el Neógeno, desde el Burdigaliense inferior al Pleistoceno (Fig. 31).

Tres conjuntos fundamentales pueden diferenciarse en sus materiales: el primero de edad Mioceno inferior y medio de facies marinas; el segundo de edad Mioceno superior, también marino y muy parecido al de la Depresión de Granada; el tercero es de facies continentales y su edad debe estar comprendida entre el Plioceno y el Pleistoceno, sin que por el momento se disponga de restos fósiles que permitan situar con precisión sus materiales en el tiempo.

Otros autores se han ocupado anteriormente del Neógeno del Valle de Lecrín, entre ellos Apostolescu y Biju-Duval (1.974) y González-Donoso (1.967-77 y 78).

II-2-2-1.- LOS MATERIALES DEL MIOCENO INFERIOR Y MEDIO.

Los depósitos neógenos más antiguos, afloran al O. de la localidad de Murchas; se trata de un paquete de margas grises con pasadas de color rojo, que por medio de un conglomerado basal se colocan discordantes sobre el substrato. Dichos materiales margosos han sido datados por González-Donoso (1.977-78) como Burdigaliense inferior, este autor los denomina "base del tramo de Murchas".

Es el único afloramiento conocido en el Valle de Lecrín de estos materiales y representan la transgresión sobre las Zonas Internas del mar burdigaliense.

Su correlación con la Formación Los Alamillos es clara, así como con todo el conjunto de formaciones de igual edad y posición ya mencionadas.

Sobre esta "base del tramo de Murchas" o bien sobre el substrato alpujárride se coloca discordantemente un paquete de unos 40 metros de arenas con bancos alternantes de conglomerados y ostreas. Estos conglomerados y ostreas

pasan hacia la parte superior a calcarenitas alternantes con margas grises coronadas por parches de arrecifes de coral.

La alternancia de calcarenitas y margas grises muestran estratos delgados y poco continuos con una megaestratificación cruzada de grán escala. Se trata de facies de talud arrecifal, que pasan a margas grises con foraminíferos planctónicos datados como Langhense por Aldaya et al. (1.980) y como Langhense superior-Serravallense por Apostolescu y Biju-Duval (1.974).

El cambio de facies de estas margas con las facies de talud y los arrecifes es inferido, pues en ningún afloramiento se observa de modo continuo.

En el área estudiada, no aparecen sobre las Zonas Internas otros afloramientos de esta edad. En la Zona Subbética podrían equivaler a la Formación Alcalá la Real.

Una nueva discordancia dá paso a un conjunto detrítico constituido por conglomerados, arenas y arcillas de colores rojos. Estos conglomerados y arenas reposan sobre los materiales anteriormente descritos o bien sobre el substrato. Ya se ha mencionado su contenido faunístico y su edad Serravallense (González-Donoso, 1.977-78). La potencia del conjunto es del orden de 50 metros.

Estos materiales detríticos rojos se han interpretado anteriormente como equivalentes del miembro detrítico rojo que constituye la base de la Formación La Peza.

FIGURA 31. LEYENDA.- 1.- Substrato alpujárride. 2.- Margas calcáreas grises con intercalaciones de calcarenita y arrecifes de coral (Langhense). 3.- Conglomerados-arenas y limos rojos (Serravallense). 4.- Calcarenitas bioclásticas (Tortonense inferior). 5.- Margas y limos grises con conglomerados (Tortonense superior). 6.- Conglomerados-arenas y arcillas, Formación de Pinos Genil. 7.- Conglomerados y arenas. 8.- Calizas travertínicas (Plioceno?). 9.- Conglomerados (Terrazas aluviales). 10.- Brechas y conglomerados (Conos aluviales recientes). 11.- Aluvial.

MAPA LITOESTRATIGRAFICO DEL VALLE DE LECRIN.

J. Rodriguez Fernandez (1982)

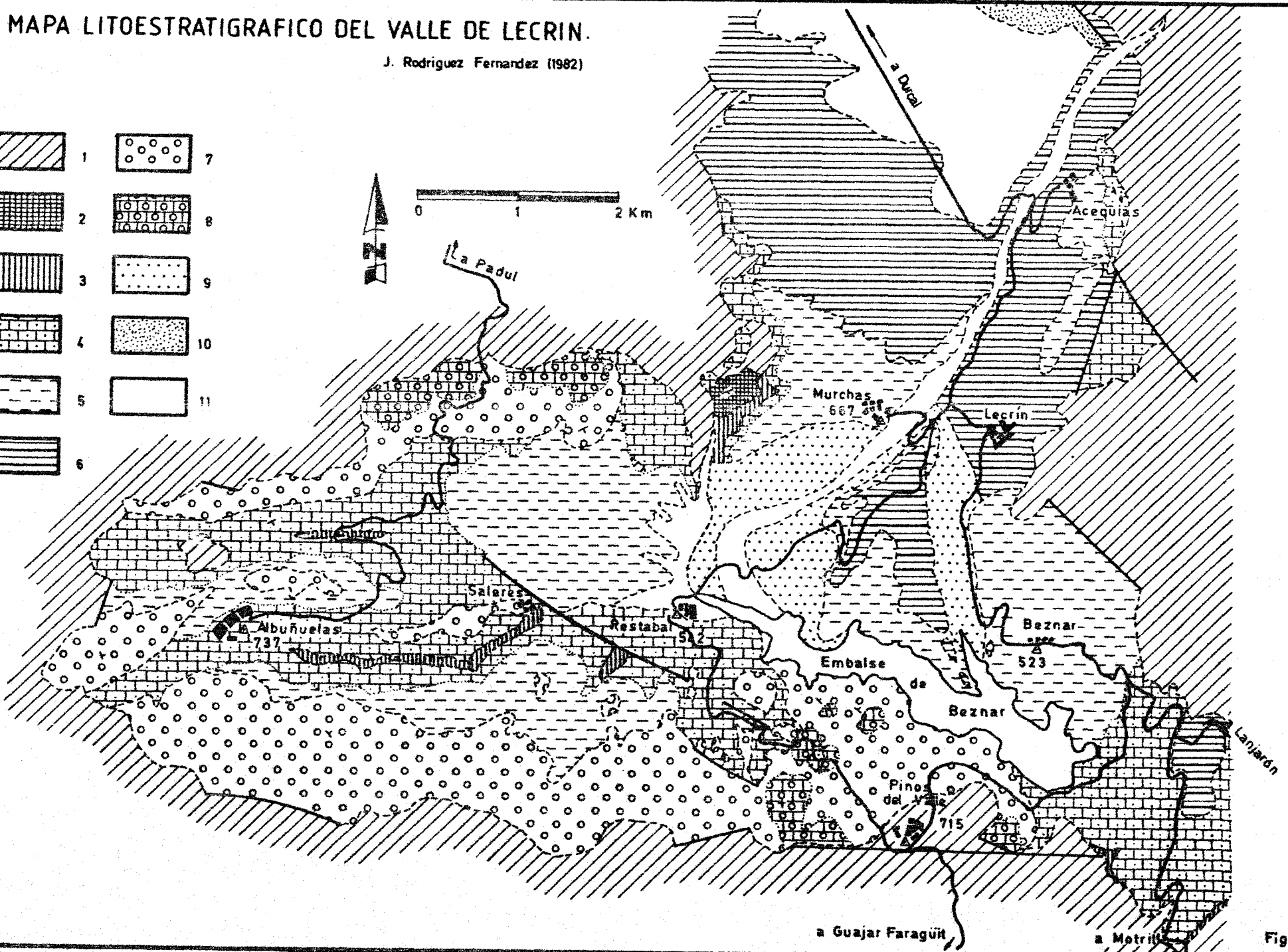
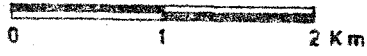
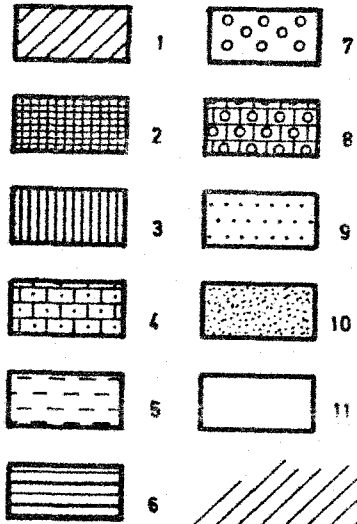


Fig. 31

Igual que ocurría en los afloramientos de la Formación La Peza, con frecuencia el material se muestra azoico y parece ser continental.

En las figuras 31 y 32 aparece representada la cartografía y la esquematización de las relaciones espaciales mutuas de este conjunto de edad Mioceno inferior y medio.

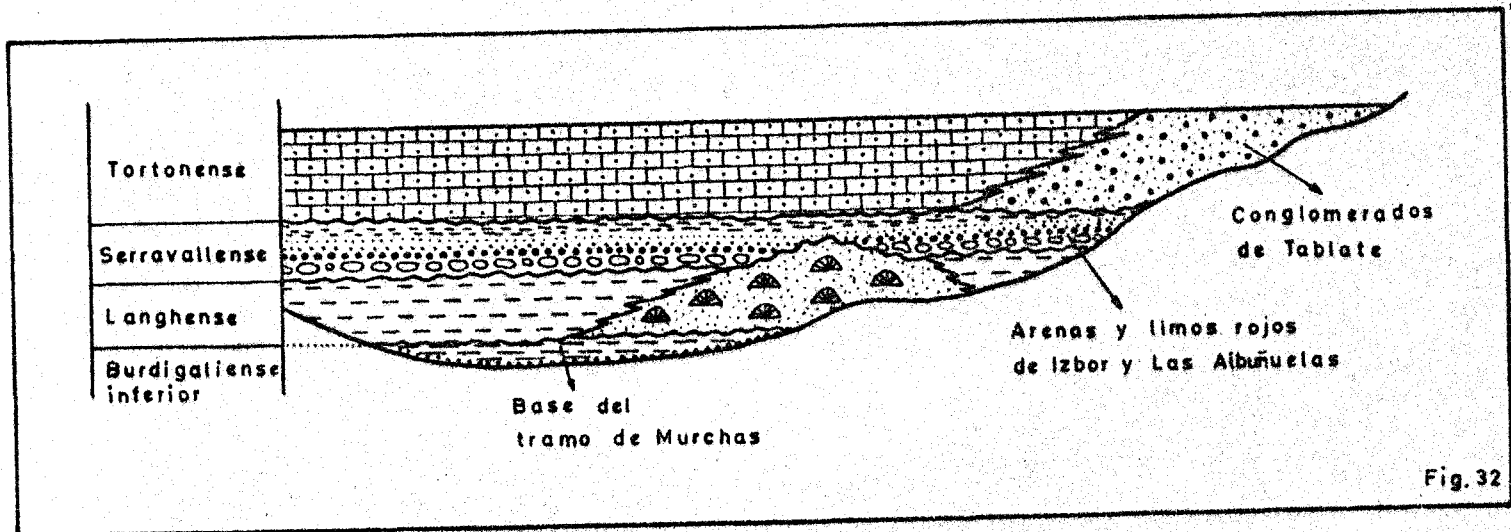


FIGURA 32.— Relaciones mutuas entre parte de los materiales neógenos del Valle de Lecrín.

II-2-2-2.— EL MIOCENO SUPERIOR.

El segundo conjunto de los diferenciados en el Valle de Lecrín, de edad Tortonense, es tanto en sus características estratigráficas como en sus lito y biofacies del mismo tipo que el que aflora en la Depresión de Granada.

Comienza por un paquete de areniscas calcáreas bioclásticas que hacia los bordes cambian de facies a conglomerados. Un ejemplo de esta situación ofrece la carretera a Lanjarón, donde las calcarenitas pasan a un conglomerado de cantos muy redondeados y homométricos de tamaño entre 5 y 7 cm con matriz calcarenítica. Estos conglomerados corresponden a los descritos por González-Donoso como "conglomerados de Tablate".

La morfología del cuerpo calcarenítico y conglomerático, a escala del valle, es lenticular con rápidos acuñaientos en los bordes y espectaculares incrementos de potencia hacia las partes centrales. Los valores de estas potencias pueden ir de 10 a 100 metros.

El contenido faunístico y las demás características, estratificación, es estructuras etc. son idénticas a las citadas para la Formación Quentar.

Hacia la parte alta estas calcarenitas pasan a limos arenosos de color amarillo, con laminaciones cruzadas y a veces distorsionadas por pliegues di rigidos al centro del valle. Estos limos arenosos contienen foraminíferos bentónicos, gasterópodos, lamelibranquios y algún balanus.

Las características de este material, así como su contenido faunístico, apuntan a unas facies de plataforma algo más externa que las calcarenitas y conglomerados sobre las que se colocan. La edad de estas facies es Tortonense inferior (González-Donoso, 1.977-78) y su correlación es fácil con las formaciones de Quentar y Morollón.

Igual que aquellas, estos materiales son el resultado de la transgresión del Tortonense inferior sobre el conjunto de las Zonas Internas.

Sobre las calcarenitas y limos amarillos, mediante una discordancia difi cil de observar, igual que ocurría en las depresiones de Granada y Guadix, se colocan limos y margas grises con intercalaciones de conglomerados. El ta maño de los cantos en estos conglomerados, oscila entre gravas gruesas y blo ques de más de un metro cúbico.

Las estructuras de ordenamiento interno son escasas, los conglomerados suelen mostrarse masivos y los limos y arenas laminados con óxidos de hierro y abundantes restos vegetales. Algunos estratos de arena fina o limo tienen en el muro huellas de corriente y algunas de carga.

Este material puede tener potencias superiores a los 100 metros, su contenido faunístico es de escasos foraminíferos bentónicos y algunos lamelibranquios. Su edad es Tortonense superior (González-Donoso, 1.977-78) y puede correlacionarse con la Formación Dudar, con la que presenta grandes similitudes.

Correspondería al depósito regresivo molásico del Tortonense superior.

Sobre el substrato o sobre otros elementos de la serie neógena, pero siem pre circunscrita a los relieves de Sierra Nevada, aflora la Formación de Pinos Genil. Las características de la Formación en estos afloramientos, son idénticas a las que muestra en la Depresión de Granada, estratificación difu sa, bloques de grandes dimensiones embalados en una matriz más fina, etc.

En el afloramiento situado entre el Barranco de Tablate y el desvío de la carretera a Lanjarón, puede observarse con claridad como la Formación de Pinos Genil, ha excavado profundos canales en las calcarenitas y conglomerados del Tortonense inferior. El afloramiento constituye un excepcional ejemplo de las facies proximales canalizadas, cerca del ápice de un cono aluvial, que coincide con el actual emplazamiento del Arroyo de Tablate.

El resto de los afloramientos de la Formación de Pinos Genil también coincide con ríos y ramblas actuales como el Río Durcal y el Torrente.

Una vez más se pone de manifiesto el papel de antiguos drenajes instalados al pie del macizo de Sierra Nevada, cuyos productos constituyen la Formación de Pinos Genil.

II-2-2-3.- EL CONJUNTO SUPERIOR PLIOCENO.

Aflora solo en la mitad occidental del valle. Es de facies conglomeráticas y arenosas rojas, en el centro del valle son canalizadas y más seleccionadas que hacia los bordes, donde constituyen una brecha enrasada por un glacis. Hacia el techo los elementos detríticos son menos abundantes y se transforman en calizas travertínicas.

Esta formación de la que de momento no se tiene datación, por su carencia en fósiles, es tanto en sus facies como en su posición estratigráfica sumamente parecida a la Formación Alhambra.

El límite superior de la formación lo constituye un glacis que enrasa con los relieves alpujárrides, el inferior es discordante y rellena un paleo relieve excavado sobre los materiales del Mioceno superior. Este paleorelieve a veces muestra profundos valles producto de un período erosivo intenso que en la mitad occidental, laderas de Sierra Nevada, no parece manifestarse.

Este período erosivo puede corresponderse con el que afecta a Sierra Nevada en el Tortonense terminal y cuyos productos son la Formación de Pinos Genil. De este modo el depósito de la Formación de Pinos Genil que tiene unas áreas tan concretas y circunscritas a un sistema de drenaje de Sierra Nevada, equivaldría a períodos erosivos en otros lugares de la cuenca. Dicho de otro modo, el equivalente distal de la Formación de Pinos Genil, puede estar representado por una superficie erosiva.

Este puede ser un dato de interés, a la hora de correlacionar las series de borde con las del centro de la Depresión de Granada y otras afines.

II-2-3.- EL NEOGENO DE LA DEPRESION DE UGIJAR.

La Depresión de Ugijar es uno de los mejores ejemplos de cuenca intramontañosa individualizada dentro de las Zonas Internas; delimitada por grandes fracturas de dirección aproximada E.-O. constituye la terminación occidental de una serie de depresiones que se abren hacia el E., como las de Tabernas y Sorbas.

Los materiales que la rellenan han sido poco estudiados, en general las escasas referencias bibliográficas que existen son muy sucintas e informan de aspectos muy generales. El relleno de la Depresión de Ugijar se presenta dividido en dos grandes conjuntos, uno inferior de facies marinas y discordante sobre el otro de facies continentales. Pese a las reducidas proporciones de la depresión, los cambios de facies son frecuentes y se realizan en muy cortos espacios.

II-2-3-1.- EL CONJUNTO INFERIOR MARINO.

Sobre materiales del Complejo Alpujárride que constituyen el substrato afloran conglomerados, arenas y arcillas de color rojo oscuro, con una potencia nunca superior a los 20 metros. Los cantos son de dolomías, cuarcitas y algunos esquistos; por lo general poco redondeados y su tamaño no supera los 30 cm de diámetro.

Los niveles más altos, generalmente de granulometría más fina, presentan areniscas con estratificación cruzada de pequeña escala, laminación horizontal y frecuentes estructuras de bioturbación, paralelas a los estratos.

Estos niveles no han proporcionado ningún tipo de restos fósiles, sus afloramientos son escasos y por lo general muy tectonizados.

Siguen limos y arenas finas de color gris verdoso, con abundantes moldes internos de lamelibranquios y grandes ostreidos. El contacto con el conglomerado rojo no se aprecia bien, y en algún punto está jalonado por un nivel, de potencia no superior al metro, de caliza micrítica (mudstone) de color blanco y con foraminíferos planctónicos indeterminables.

El contenido en foraminíferos planctónicos de estos limos verdes con ostreas permite datar el Serravallense (Muestras UG-221081, 421081 y 041081, Tabla 3), sin que se pueda excluir totalmente una edad Tortonense basal para los mismos.

Los niveles rojos basales y los limos con ostreas y moldes de lamelibran

quios, recuerdan en sus facies a los materiales de la base y techo respectivamente de la Formación La Peza; su edad también resulta congruente con esta correlación.

El grado de tectonización de estos materiales es bastante intenso, con pliegues muy apretados de dirección NO-SE, en cuyos núcleos sinclinales aparecen los limos con ostreidos. También aparecen afectados por fallas inversas que cobijan los materiales miocénicos bajo el material alpujarride.

Estas situaciones pueden advertirse al SE. de Yegen y cerca del Río Alcolea próximo al límite con la provincia de Almería. Esquemas cartográficos de estos sectores pueden observarse en la Fig. 33.

Situaciones semejantes, en las que los materiales del substrato montan, mediante fallas inversas, a materiales de esta misma edad describe Ott d'Estevou (1.980) en la Depresión de Sorbas situada más al E.

Discordante sobre el substrato o sobre alguno de los materiales anteriormente citados, se sitúa una formación marina formada por calcarenitas y margas de colores amarillos. La morfología de ésta es lenticular con brusco incremento de potencia hacia el centro de la depresión, donde puede superar los 300 metros.

Hacia los bordes, las facies son de calcarenitas bioclásticas (afloramiento de Yator) que localmente pueden cambiar de facies de gravas y conglomerados; la litología de las gravas es fundamentalmente de marmoles y la estructura de ordenamiento interno dominante es estratificación cruzada en artesa. Estas facies se encuentran bien desarrolladas en el valle del Río Darrical que conecta la Depresión de Ugijar con la de Berja.

Hacia el centro de la depresión, sector del S. de Ugijar, estas calcarenitas y conglomerados pasan a arenas y posteriormente a margas amarillas con algo de yeso. En el interior de estas margas pueden apreciarse lechos de areniscas entre 10 y 20 cm de espesor, con un ordenamiento interno que reproduce la secuencia de Bouma; las divisiones más representadas son las a, b y c, con algunos lechos amalgamados.

La edad de estas facies es Tortonense superior (Colom, 1.951 y Aldaya et al. en prensa).

Se interpretan estas facies como producto de la sedimentación carbonatada de plataforma somera, con cambio brusco de facies hacia zonas más profun-

das situadas en el centro de la depresión. Los lechos turbidíticos serían av lanchas de material procedentes de las zonas de borde ocupadas por la "plata forma".

Colom (1.951) ya señaló que la fauna que contenía este material, no le parecía muy somera y que si bien no era pelágica, tampoco le parecía litoral y había que situarla en un medio algo profundo.

II-2-3-2.- EL CONJUNTO CONTINENTAL SUPERIOR.

Está ampliamente representado en toda la depresión, especialmente en su parte central.

Su límite inferior es una discordancia sobre el substrato o sobre los ma teriales del conjunto inferior marino. El límite superior es un glacis. Su espesor supera los 300 metros.

En numerosos puntos de sus afloramientos se pueden observar buenos ejemplos de discordancias progresivas; los materiales pueden estar verticales, e incluso invertidos, en los bordes y pasar hacia el centro de la depresión y hacia el techo de la formación, a estar prácticamente horizontales. Un buen ejemplo es el que ofrece el corte del Rio Yator.

Litológicamente está constituido de conglomerados, arenas y arcillas de colores rojos con algunas pasadas de material grisáceo; el tamaño de los can tos, que puede superar el metro cúbico, disminuye hacia las partes centrales. La litología de los cantos es de rocas metamórficas y calizas de los complejos Alpujárride y Nevado Filábride.

Estas facies conglomeráticas se presentan canalizadas con estructuras propias de excavación y relleno de canal, estratificaciones cruzadas, grada ción e imbricaciones de cantos que marcan en general direcciones de transpor te hacia el SE. La total ausencia, por el momento, de restos fósiles impide asignarles una edad con garantía; Aldaya et al. (en prensa) le asignan una edad Mioceno superior.

Dada la posición estratigráfica y sus restantes características, estos materiales podrían correlacionarse con las formaciones de Pinos Genil y/o con algunas de las formaciones más recientes que afloran en otras depresiones.

Von Drasche (1.889) incluyó estos materiales en su definición original de la Formación de Guadix.

En la Fig. 33, se incluye un esquema de las relaciones mútuas que los materiales descritos guardan entre sí y algunos esquemas cartográficos que apoyan esta interpretación.

ESQUEMAS CARTOGRAFICOS DE LOS SECTORES
CADIAR, YATOR Y UGIJAR.
RECONSTRUCCION DE LA CUENCA.

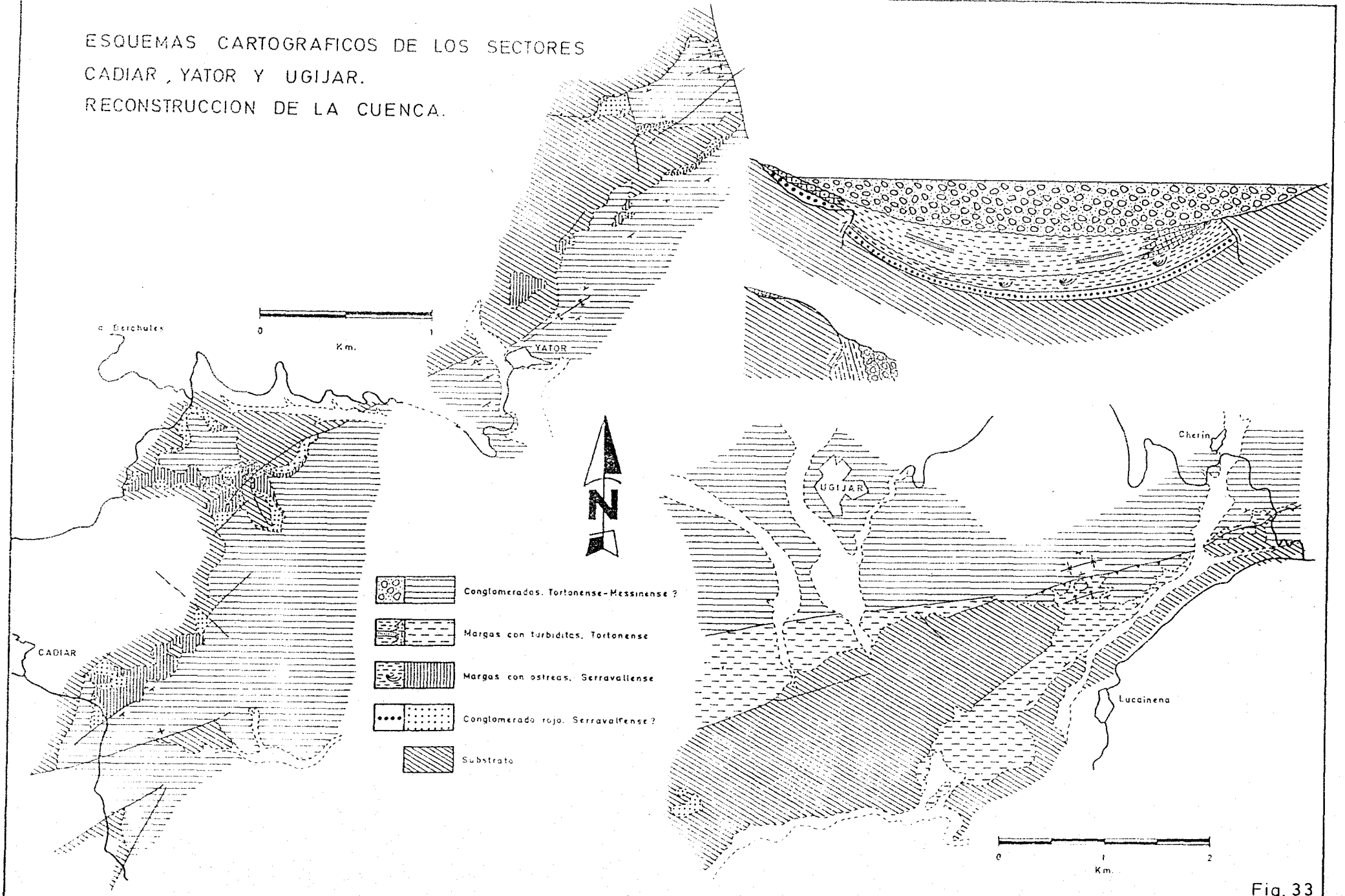


Fig. 33

II-2-4.- RESUMEN SOBRE LA ESTRATIGRAFIA DE LOS AFLORAMIENTOS ESTUDIADOS EN LAS ZONAS INTERNAS.

Del mismo modo que en los afloramientos de la Zona Subbética, los materiales neógenos sobre las Zonas Internas pueden dividirse en una serie de unidades limitadas por discontinuidades de rango regional.

Estas unidades coinciden con las diferenciadas en la Zona Subbética, si bien en algún caso los límites parecen ser ligeramente heterocronos.

Estas unidades y los rasgos que las caracterizan son:

Unidad I.

Su edad es Burdigaliense inferior, a ella pertenece la Formación Los Alamillos, y sus equivalentes, formada por depósitos marinos profundos de brechas emplazadas por gravedad en un medio marino pelágico.

Su límite inferior es una discordancia sobre materiales de los complejos Alpujárride y/o Maláguide. Dado que sus materiales aparecen transgresivos sobre las Zonas Internas el límite inferior debe ser solapante. El límite superior es una discordancia con los materiales de la siguiente unidad, o bien un contacto tectónico con materiales mesozoicos y terciarios alóctonos. La morfología de esta unidad es difícil de reconstruir a partir de sus afloramientos.

Unidad II.

Por lo general mal y escasamente representada.

Su edad es Burdigaliense superior-Langhense. Por el momento, en los afloramientos que está representada, se carece de argumentos para saber si contiene el Langhense superior. Corresponderían a esta edad los corales y margas grises de Murchas y de otros afloramientos del Valle de Lecrín. Esta unidad contendría también los materiales mesozoicos y terciarios alóctonos del S. de Diezma y de Beas de Granada.

Su límite superior es una discordancia con la siguiente unidad; su límite inferior es transgresivo sobre las Zonas Internas o sobre la unidad I.

Unidad III.

Su edad comprende el Serravallense y el Tortonense basal; a esta unidad corresponde la Formación La Peza.

Su límite superior lo constituye una discordancia muy claramente puesta

de manifiesto en las Zonas Internas, consecuencia de la etapa tectónica que acontece al final del Serravallense; en el corte del Rio Fardes se constata que puede afectar materiales de la extrema base del Tortonense. El límite inferior es una discordancia sobre el substrato o sobre la unidad II.

Esta unidad se mantiene compleja en su organización interna, con un episodio lacustre, solapado por materiales marinos en el techo.

La geometría de esta unidad también es compleja y se le puede asignar una morfología lenticular, en el límite Zonas Internas-Externas.

Unidad IV.

Su edad es Tortonense inferior y parte del superior. Su morfología es cuneiforme. La base se muestra como solapante sobre un paleorelieve creado en la fase de plegamiento postserravallense.

Constituye la primera unidad que rellena la depresiones individualizadas en las Zonas Internas o en su contacto con las Externas, durante la transgresión tortonense. Está representada por facies calcareníticas de plataforma solapadas por facies margosas de plataforma externa.

Corresponden a esta unidad las formaciones Quentar y Morollón y a los depósitos equivalentes del Valle de Lecrín. También estarían incluidas en esta unidad las margas con intercalaciones turbidíticas de la Depresión de Ugijar.

El techo de la misma quedaría limitado por la discordancia Intratortonense, bien conocida en todo el ámbito de la Cordillera. Este límite se aprecia claramente en las discordancias progresivas del borde de las depresiones de Granada y Guadix (Fig. 38); por el contrario es muy complicada de situar hacia el centro de las mismas, como consecuencia de la naturaleza margosa de los materiales de las unidades que separa.

Cuando los materiales son apropiados se constata, igual que ocurría en la Zona Subbética, que la misma queda dentro de la subzona de Turborotalia humerosa.

Unidad V.

Su edad es Tortonense superior-Messinense inferior (Turolense). Hacia el interior de la cuenca su límite inferior es solapante (downlap) y el superior es una discordancia erosiva (morfología de toplap).

Está integrada por una serie de cuerpos de morfología deltaica, conse-

cuencia de la progradación de los mismos hacia el interior de la cuenca con secuencias estratocrecientes y regresivas. A causa del carácter regresivo de esta unidad, el techo de la misma, puede ser continental en el borde de las cuencas (Formación de Pinos Genil).

Pertencen a esta unidad las formaciones de Dudar, Molicias, Pinos Genil y sus equivalentes en el Valle de Lecrín. Contiene los primeros materiales molásicos en sentido estricto del Mioceno superior; los sistemas de drenaje del macizo de Sierra Nevada comienzan a funcionar.

Cabe la posibilidad de que el episodio evaporítico de la Depresión de Granada, esté contenido en la parte superior de esta unidad; por el momento se carece de argumentos decisivos al respecto.

Unidad VI.

Su edad es Turolese. En los afloramientos estudiados es totalmente continental, la unidad completa tiene un marcado carácter molásico y es el producto de la erosión de los relieves circundantes.

Consta de cuerpos de morfología cuneiforme, formados por abanicos aluviales que rellenan las cuencas; estos cuerpos lateralmente pueden no tener depósitos equivalentes, y estar representados por superficies erosivas o por formaciones lacustres depositadas en las partes más deprimidas de las cuencas.

Pertenecerían a esta unidad los materiales continentales de las depresiones de Granada y Guadix, y los del Valle de Lecrín.

Por el momento es difícil saber con certeza si los materiales del conjunto superior continental de la Depresión de Ugijar pertenecen a esta unidad o al techo de la unidad V.

TABLA 1

CUADRO DE CORRELACION Y DIVISION EN UNIDADES DE LAS FORMACIONES MIOCENAS DEL SECTOR CENTRAL DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS.					
UNIDAD	ZONA DE SEDIMENTACION SUBBÉTICA	DEPRESION DE GRANADA	DEPRESION DE GUADIX	OTROS AFLORAMIENTOS DENTRO DE LAS ZONAS INTERNAS	PISOS
VI	Conglomerados con calizas y lignitos de Alcalá la Real y Antequera. Miembro calizo de la Formación Setenil.	Limos micáceos de Cenes - Jón y turbiditas de la Malá.	Formación de Guadix (p.p.)	Conjunto superior continental de la Depresión de Ugijar. (p.p.)	PLIOCENO
					MESSINENSE
V	Episodio regresivo: Montefrío, tramo superior y afines. Formación de Setenil (p.p.) Formación La Mina (p.p.)	Episodio evaporítico	Formación de Finos Genil.	Limos y conglomerados del Valle de Lecrín.	TORTONENSE SUPERIOR
		Formación Dudar.	Formación Molicias		
IV	UNIDAD DEL VADILLO ALTO	Fm. El Gastor (p.p.) Fm. Setenil (p.p.) Fm. La Mina (p.p.)	Formación Quentar	Formación Morollón	Margas con turbiditas de Ugijar y calcarenitas del Valle de Lecrín.
	Episodio transgresivo				
III	?	▲	Formación La Peza		Arenas y limos rojos del Río Izbor y las Albuñuelas. Margas con ostras de Ugijar.
II	Formación Alcalá la Real	UNIDADES MESOZOICAS Y TERCIARIAS ALOCTONAS.		Corales y margas grises de Murchas.	SERRAVALLENSE LANGHENSE
I	Serie infrayacente de la Formación Alcalá la Real	Formación Los Alamillos		"Base del tramo de Murchas"	BURDIGALIENSE SUPERIOR BURDIGALIENSE INFERIOR

▲ Bien representada en afloramientos más al Norte.

III.- RELACION ENTRE SEDIMENTACION Y TECTONICA

SITUACION ESPACIO-TEMPORAL DE LOS ACONTECIMIENTOS TECTONICOS

Para algunos autores, la historia neógena de las Cordilleras Béticas comenzó tras la definitiva estructuración de los mantos de las Zonas Internas, ocurrida en el Oligoceno.

Para otros por el contrario, esta estructuración no se produjo hasta después del depósito de la Formación Ciudad Granada, de edad Oligoceno superior -Aquitaniense (Mc Gillavry et al. 1.963 y Hermes, 1.977).

De cualquier modo, todos los autores consideran definitivamente estructuradas las Zonas Internas a partir del Burdigaliense inferior. Se inicia con ello una etapa en la que la tectónica mostrará una estrecha relación con la sedimentación, que se manifiesta de modos muy diversos; desde deformaciones sinsedimentarias de pequeña escala, al emplazamiento de grandes unidades alóctonas.

III-1.- LA TECTONICA SINSEDIMENTARIA

La sedimentación neógena en las Cordilleras Béticas está íntimamente ligada y en gran medida controlada por la tectónica.

Estas influencias de la tectónica sobre el proceso sedimentario, quedan reflejadas en la creación y denudación de relieves, discontinuidades de la sedimentación, destrucción parcial de algunos sectores de la cuenca y acumulación de los productos en otros lugares de la misma etc.

Las evidencias de esta tectónica sinsedimentaria pueden dividirse en dos grupos atendiendo a la escala de las mismas: Un primer grupo lo forman las estructuras de gran envergadura tales como las unidades alóctonas y las discordancias. Un segundo grupo lo constituyen las estructuras de menor escala, tales como fracturas sinsedimentarias, deformaciones de láminas y estratos etc.

III-1-1.- LAS ESTRUCTURAS MAYORES

Dos tipos de estructuras mayores son reflejo de esta tectónica sinsedimentaria: las unidades alóctonas y las discordancias sintectónicas.

III-1-1-1.- LAS UNIDADES ALOCTONAS

En el sector central de la Cordillera, dentro del área estudiada, se presentan dos grupos de unidades alóctonas; aquellas que se localizan en el contacto Zonas Internas-Externas y la Unidad del Vadillo Alto, en plena Zona Subbética.

Las unidades alóctonas del S. de Diezma y de Beas de Granada.

Afloran dichas unidades en el borde SO. de la Depresión de Guadix, y en el borde NE. de la Depresión de Granada. Las relaciones de éstas, con los materiales de las Zonas Internas y con el resto de los materiales neógenos aparece representada en las Fig. 21, 24 y 27.

Reposan dichas unidades sobre materiales pertenecientes a los complejos Alpujárride y/o Maláguide, o bien sobre la Formación Los Alamillos; este contacto es claramente tectónico y donde se observa se muestra muy horizontal. El límite superior de estas unidades alóctonas, es una discordancia que las separa de las formaciones neógenas más recientes; las formaciones La Peza y Guadix en el afloramiento del S. de Diezma, y las formaciones La Peza y Quentar en el afloramiento de Beas de Granada.

En cuanto a su composición, se trata de una masa de elementos alóctonos de diversos tamaños embalados en una matriz de arcillas rojas y verdes de edad Burdigaliense.

Los elementos alóctonos de estas unidades, están formados por materiales mesozoicos y terciarios; en el afloramiento de Beas de Granada se identifican materiales desde el Lias inferior al Oligoceno (García-Dueñas y Navarro-Vilá, 1.980). En el afloramiento del S. de Diezma los bloques alóctonos tienen edades desde el Neocomiense al Oligoceno superior-Aquitaniense.

La estructura interna de estas unidades, en ambos afloramientos, siempre resulta compleja y difícil de ordenar espacialmente (Bourgeois et al. 1.973, y García-Dueñas y Navarro-Vilá, 1.980).

Estas unidades alóctonas, como se ha dicho anteriormente, se pueden asimilar a la "Formación de arcillas con bloques", definida por Bourgeois (1.973-78). En realizada esta asignación, si bien de manera indirecta, ha sido hecha por Bourgeois pues en 1.973 comparó las unidades del S. de Diezma con el flysch de Colmenar y en 1.978 incluyó el flysch de Colmenar en su "Formación de arcillas con bloques".

Según este autor la "Formación de arcillas con bloques" tendría su origen en un dominio paleogeográfico situado en posición meridional respecto de las Zonas Externas y periférico a las Zonas Internas.

La modalidad de depósito sería de elementos de muy diversa talla y compo

sición vertidos en una cuenca marina profunda, en la que se depositaban las arcillas rojas y verdes que constituyen la matriz de éstos. Más complicado resulta discernir la procedencia de estos elementos alóctonos, que según Bourgois corresponderían a las unidades flysch y sus respectivos substratos, todos ellos de procedencia africana.

De cualquier forma las "arcillas con bloques" son el reflejo de una inestabilidad tectónica en la cuenca donde se depositan, con destrucción e incorporación a la misma de unidades más antiguas.

La Formación Los Alamillos, igualmente de edad Burdigaliense inferior, muestra asimismo un contexto de inestabilidad tectónica, reflejado por la propia constitución del material (brechas y conglomerados con bloques de gran tamaño), así como por el resto de sus caracteres. Esto evidencia una activa denudación de los complejos Alpujárride y Maláguide tras una fase tectónica, posiblemente la que estructura definitivamente el edificio bético.

La posición actual de estas unidades, ya fué reconocida como alóctona por autores anteriores (Bourgois et al. 1.973; Apostolescu y Biju-Duval, 1.974; Garcia-Dueñas y Navarro-Vilá, 1.980), a partir de su situación sobre las Zonas Internas y por su propia constitución; ahora, dicha aloctonía queda reafirmada por la presencia bajo éstas de la Formación Los Alamillos. Ya se dijo anteriormente que esta posición implicaba una procedencia septentrional con respecto a su actual situación.

La edad de su colocación actual, en estos afloramientos de Beas de Granada y S. de Diezma, se situaría con posterioridad al Burdigaliense inferior y antes del Serravallense. Si los datos de Apostolescu y Biju-Duval (1.974) son ciertos, esta edad se restringiría a un periodo comprendido entre el Langhense inferior y el Serravallense.

Sobre la modalidad del emplazamiento de estas unidades no se dispone de datos por el momento, pues no se conocen bien los sedimentos ni las características de la cuenca que invade; por el contrario lo más frecuente es que no se encuentren indicios de tales materiales.

De cualquier manera habría que pensar en una cizalla que además, según los sectores, puede ir acompañada de plegamiento de vergencia S. y otras cizallas menores asociadas; un emplazamiento exclusivamente gravitatorio para este tipo de unidades, parece poco probable.

La Unidad del Vadillo Alto.

La Unidad del Vadillo Alto, definida por Sanz de Galdeano (1.973), está formada por materiales triásicos de facies keuper con rocas subvolcánicas y una serie jurásica de materiales calizo-dolomíticos y margosos (ver Sanz de Galdeano, 1.973 pag. 20). Su potencia puede superar los 1.000 metros, si bien en el área cartografiada (Fig. 10) no supera el centenar.

Fuera del área estudiada, esta unidad típicamente subbética cabalga a la Unidad del Ventisquero-Sierra del Trigo (Sanz de Galdeano, 1.973) igualmente subbética; La Unidad del Vadillo Alto puede considerarse continuación de la Sierra de San Pedro que se encuentra situada al NO.

Según Sanz de Galdeano (op. cit.) la serie triásica ha avanzado más y la jurásica ha quedado rezagada, posiblemente por la estructura de la unidad a la que cabalga, por lo que los materiales triásicos de esta unidad pueden superponerse a los jurásicos de la misma.

En el sector oriental del afloramiento de Alcalá la Real (ver Fig. 10), puede observarse como dicha unidad aparece en el borde S. sobre materiales del substrato subbético y sobre la Formación Alcalá la Real. En el borde N. se coloca sobre materiales margosos de edad Tortonense inferior y a su vez queda cubierta de modo discordante por calcarenitas de edad Tortonense superior.

La relación de la Unidad del Vadillo Alto con los materiales neógenos puede apreciarse en los cortes de la Fig. 34 y en la Fig. 35.

Por el contrario en el extremo occidental del afloramiento, los materiales neógenos aparecen sobre el substrato subbético sin que se advierta la presencia de la Unidad del Vadillo Alto.

Los materiales en que se encaja esta unidad son margas grises con radiolarios, espículas de espongiarios y foraminíferos planctónicos, conocidas con el nombre de facies "albarizas".

La edad del emplazamiento hay que situarla en el Tortonense inferior; en cuanto a la modalidad del mismo se trataría de un verdadero klippe sedimentario, que irrumpiría en el interior de la cuenca.

Mecanismos similares son aceptados para el emplazamiento del frente subbético y los olistostromas que éste emite durante su marcha hacia el N. (Montenat, 1.977; Hoedemaeker, 1.973).

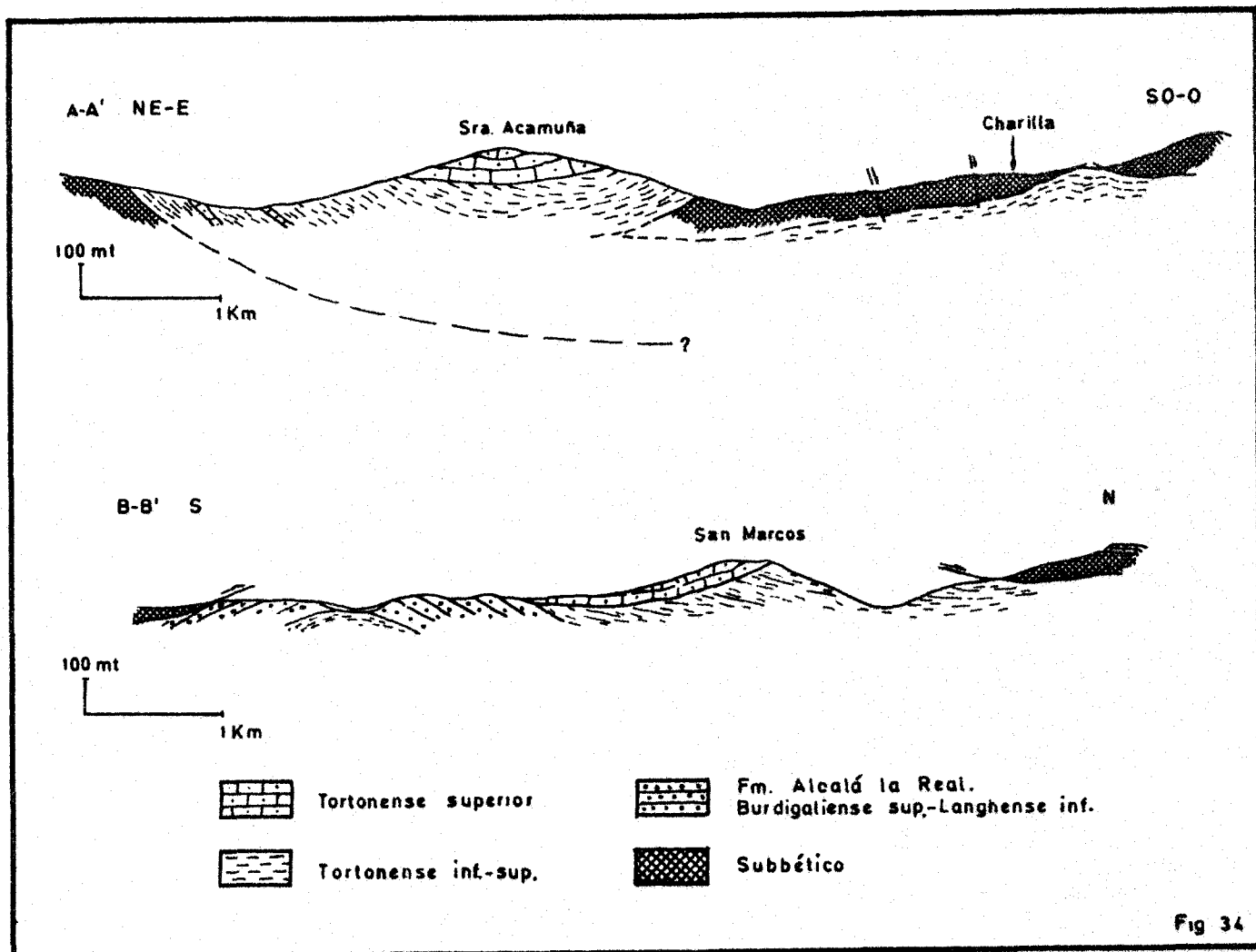


Fig 34

Relación de los materiales subbéticos de la Unidad del Vadillo Alto, con los materiales neógenos.

Este elemento alóctono que constituye la Unidad del Vadillo Alto, queda incluido dentro de la unidad IV de las diferenciadas en el cuadro de síntesis estratigráfica (Tabla 1).

FIGURA 35.— A.— Vista de los materiales subbéticos de la Unidad del Vadillo Alto reposando sobre margas de edad Tortonense inferior, al Oeste de Charilla. A'.— Dibujo obtenido a partir de la foto anterior.

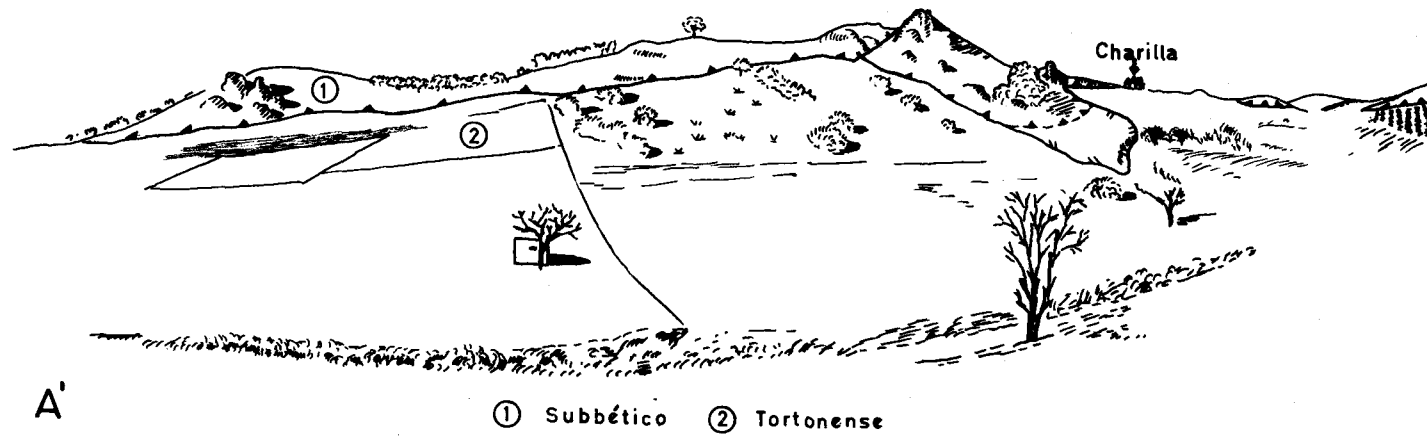
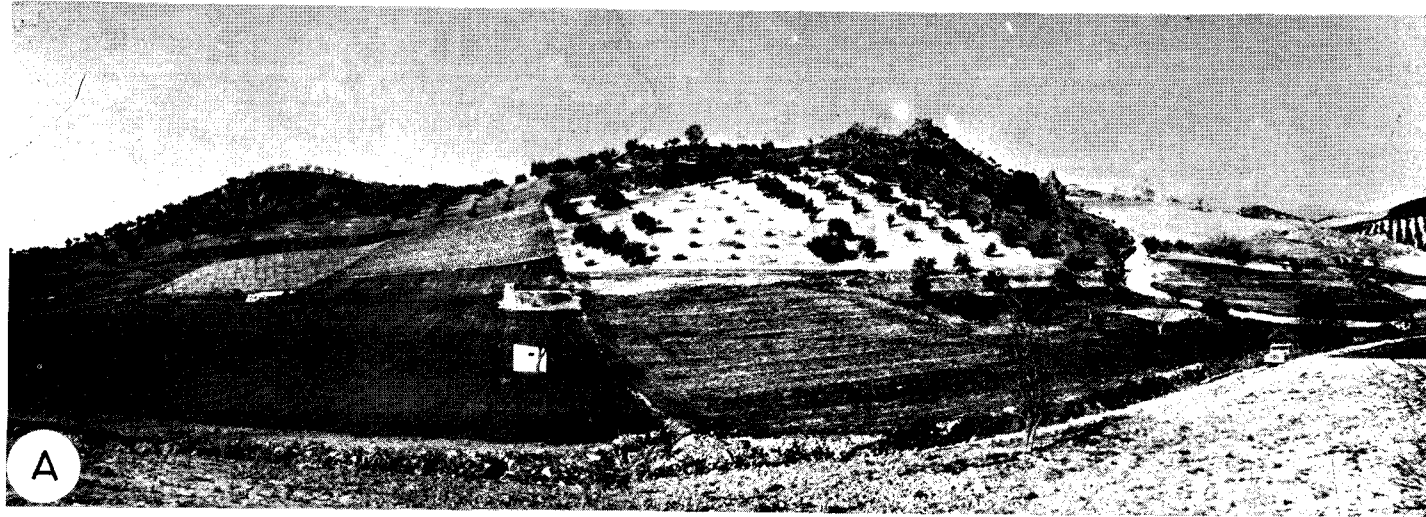


Fig. 35

Una anomalía llama la atención, es la ausencia de la unidad III (materiales de edad Langhense superior-Serravallense) en el afloramiento de Alcalá la Real.

Ya se mencionó anteriormente que dicha unidad está bien representada en afloramientos situados en posiciones más externas, y que su ausencia, descartando un deficiente muestreo que parece poco probable, podría deberse a que no se depositara o bien que esté cubierta tectónicamente. A continuación se analizan cada una de estas posibilidades.

a) Que la unidad III no se depositara.

En las figuras 10 y 36 se aprecia que en el borde SE. del afloramiento de Alcalá la Real, la Unidad del Vadillo Alto se encuentra tectónicamente sobre materiales del Tortonense inferior, sobre la Formación Alcalá la Real (Burdigaliense superior-Langhense inferior) y sobre el substrato constituido de materiales subbéticos. Además la base de la Unidad del Vadillo Alto es una superficie tectónica muy horizontalizada.

Este dispositivo podría interpretarse como una superposición de la Unidad del Vadillo Alto sobre el borde de la cuenca tortonense, formada tras la transgresión que en esta edad afectó a la Zona Subbética.

En este caso, los materiales de edad Langhense superior-Serravallense de la unidad III podrían estar depositados en posiciones más distales, tal como muestra la Fig. 36-A; esto explicaría que se encuentren representados más al N.

b) Que la unidad III esté cubierta tectónicamente.

La segunda posibilidad se esquematiza en la Fig. 36-B.

El desplazamiento del conjunto subbético hacia el N. a finales del Serravallense, es un fenómeno bien documentado en toda la Cordillera (Montenat, 1.965 y 1.977; Hoedemaeker, 1.973; Hermes, 1.977). Con esta hipótesis se plantea la posibilidad de que el frente subbético esté cabalgando a los materiales de la unidad III y que los materiales subbéticos, que forman el substrato de la cuenca tortonense, sean alóctonos.

En este caso la Formación de Alcalá la Real habría viajado sobre el subbético y sería autóctona con respecto a éste, pero alóctona con respecto a los materiales tortonenses que la recubren en discordancia.

Por el momento no hay argumentos decisivos para descartar ninguna de estas hipótesis. Solo una ampliación de la cartografía, una revisión de la existente y especialmente datos de geología del subsuelo podrán suministrar argumentos para elegir una de las dos.

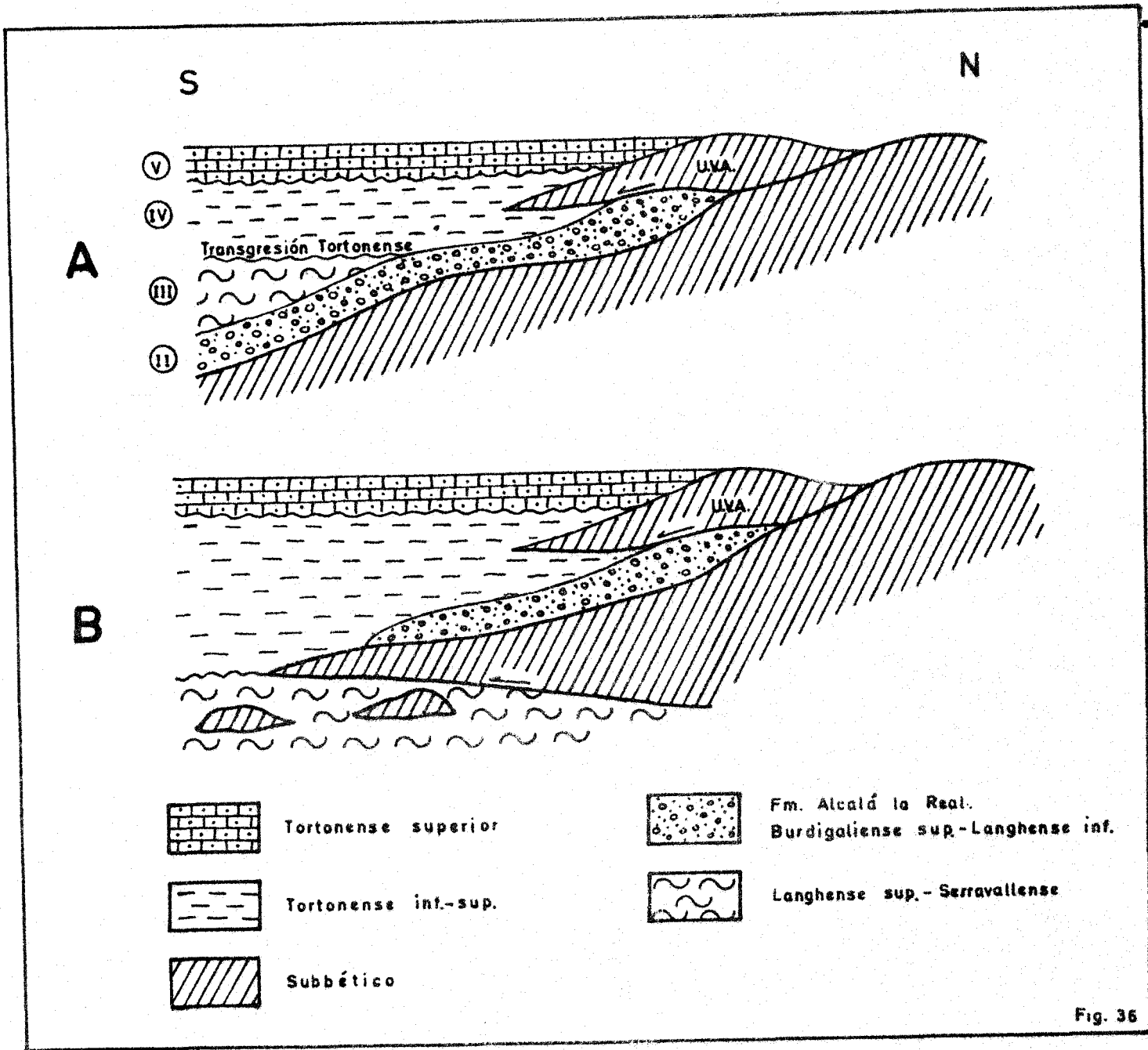


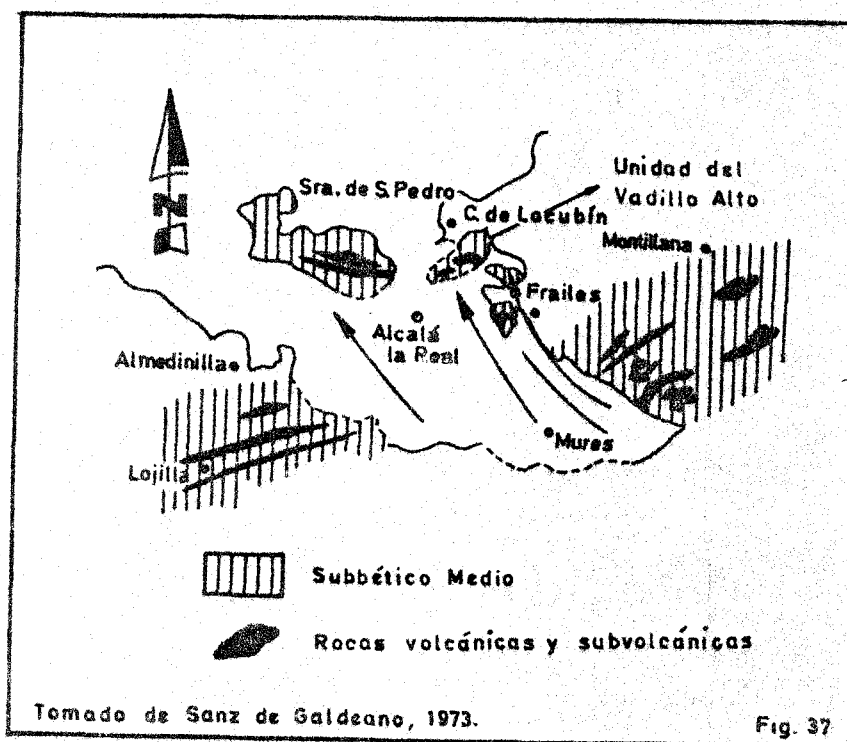
Fig. 36

Hipótesis para explicar la ausencia de la unidad III en el afloramiento de Alcalá la Real.

La Unidad del Vadillo Alto en el contexto geológico regional.

El emplazamiento de la Unidad del Vadillo Alto no es un fenómeno excepcional, sino que por el contrario se sitúa en un contexto espaciotemporal en que hay que considerarlo como uno más de los ya conocidos.

En un sentido geográfico el afloramiento de Alcalá la Real se sitúa en el centro de la alineación subbética Lojilla-Montillana, cortada en este punto por el desplazamiento hacia el NO. de la Sierra de San Pedro (Fig. 37).



Este desplazamiento de la Sierra de San Pedro según Sanz de Galdeano (1.973), pudo efectuarse en varias etapas (movilización precoz del frente subbético de Montenat, 1.977).

El afloramiento de Alcalá la Real presenta una serie tortonense muy potente, depositada en el "hueco" dejado por este desplazamiento de la unidad subbética.

La Unidad del Vadillo Alto debe interpretarse como una modificación de este frente subbético, ocurrida en el Tortonense inferior.

El Tortonense inferior en el sector central de la Cordillera muestra un marco tectónico claramente compresivo, con desarrollo de pliegues y fallas, además de otros rasgos, que evidencian una compresión de dirección N-130 a

165-E, cuyo punto álgido se alcanza en el Tortonense superior, subzona de T. humerosa (Estévez et al. en prensa).

Otros fenómenos similares ocurridos en esta misma edad, dentro de las Cordilleras Béticas, se pueden recordar:

- Vera (1.966) cita al N. del Hacho de Loja materiales triásicos, de facies keuper, que se superponen tectónicamente a calcarenitas bioclásticas del Tortonense inferior.
- Esta misma edad coincide en el definitivo emplazamiento del "manto de Carmona" (Perconig, 1.962; Viguiet, 1.974) en la Depresión del Guadalquivir.
- Bourgois (1.978) admite esta misma edad, Tortonense inferior, como última etapa de tectónica tangencial de las Cordilleras Béticas; sería el momento del definitivo emplazamiento del "complejo tectosedimentario del Guadalquivir", formado entre el Burdigaliense y el Tortonense.
- Fuera del contexto de las Cordilleras Béticas, la edad de emplazamiento de la Unidad del Vadillo Alto coincide también con la colocación del "complejo frontal prerifeño" (Leblanc, 1.975). En este caso, igual que sucede con la Unidad del Vadillo Alto, el complejo prerifeño queda cubierto por el Tortonense superior regresivo.

III-1-1-2.- LAS DISCORDANCIAS SINTECTONICAS

Las discordancias constituyen el tipo de relación más frecuente entre las diversas unidades diferenciadas dentro de los materiales neógenos, especialmente en los bordes de las cuencas; rara vez se conservan los materiales inmediatamente anteriores y posteriores al acontecimiento de la misma, y los efectos de la inestabilidad sinsedimentaria no siempre se pueden observar.

Los diversos aspectos de las discordancias observadas, se tratarán de nuevo al hablar de las etapas orogénicas que las produjeron; sin embargo la discordancia intratortonense constituye un ejemplo excepcional, pues además de ser mínima la laguna que presenta suministra muy buena información de las relaciones entre sedimentación y tectónica antes y después de la misma. Por esta razón se aborda en este apartado de forma más extensa.

LA DISCORDANCIA INPRATORTONENSE

La discordancia intratortonense es bien conocida en el ámbito de las Cordilleras Béticas, especialmente en el sector oriental; se ha citado además en la Zona Prebética y en el sector central.

Dentro del sector abordado en este trabajo se presenta en la Zona Subbética y en las depresiones del contacto Zonas Internas-Externas.

En la Zona Subbética se observa de modo especialmente significativo, en una serie de afloramientos alineados según una dirección típicamente bética. Estos afloramientos son los de Cuevas de San Marcos, Fuentes de Cesna y Montefrío (ver Fig. 1).

Dentro de las depresiones situadas en el contacto Zonas Internas y Externas, se encuentra en el borde NE. de la Depresión de Granada y en el SO. de la Depresión de Guadix.

En cuanto a su situación en el tiempo hay que decir que por lo general, separa materiales de edad Tortonense inferior de otros del Tortonense superior; cuando los materiales son adecuados y suministran foraminíferos planctónicos se constata que se sitúa dentro de la subzona de T. humerosa, Tortonense superior.

Se tratan a continuación las características de ésta, en cada uno de los dominios en que está representada.

a) En la Zona Subbética.

En todos los afloramientos citados, la discordancia se presenta siempre en el seno de los mismos materiales; se trata de calcarenitas bioclásticas ya interpretadas como depósitos de plataforma somera, ligada a orlas periféricas de relieves emergidos y altos fondos.

En el afloramiento de Cuevas de San Marcos el tramo inferior se presenta desde vertical, a invertido y buzando al N. El tramo superior buza ligeramente al S. con una morfología de cuña, en la que la potencia aumenta igualmente hacia el S.

Tanto el techo del tramo inferior como en la base del superior, se encuentran gruesos bloques de materiales jurásicos de varios metros cúbicos de volumen. Las edades de ambos tramos de la discordancia, son Tortonense inferior y superior respectivamente (ver capítulo de Estratigrafía).

En el afloramiento de Fuentes de Cesna, el tramo inferior buza al SE. unos 35° y el superior está prácticamente horizontal. La edad de los tramos es de nuevo Tortonense inferior y superior respectivamente.

En el afloramiento de Montefrío, el tramo inferior presenta pliegues fuertemente apretados de dirección N-40 a 50-E, con fallas inversas de pequeña y gran escala. El tramo superior, que forma una cuña que abre al S., se encuentra estructurado en un suave sinclinal. En este afloramiento de Montefrío, la discordancia entre los dos tramos de calcarenitas presenta ángulos cuyo valor puede oscilar desde 30° a casi 90°. El contacto entre los dos tramos de la discordancia puede estar jalonado por niveles conglomeráticos, cuyos cantos muestran estrias y huellas de disolución bajo presión; estas estructuras menores son siempre congruentes con la dirección deducida para el esfuerzo principal, que resulta ser N-130 a 140-E (Estévez et al. en prensa).

Por último en el afloramiento de Alcalá la Real, que es el situado en posición más externa, la discordancia es menos espectacular, pero se observa muy bien a escala cartográfica (Fig. 10).

El tramo inferior formado de margas azules y el superior de calcarenitas, permiten constatar que la discordancia se sitúa en el Tortonense superior, subzona de T. humerosa.

En todos los casos en que el tramo inferior de las discordancias es de

calcarenitas bioclásticas, éstas muestran estructuras de láminas y estratos deformados; esto unido a los bloques de materiales jurásicos y las avalanchas conglomeráticas de las calcarenitas, evidencia que a la discordancia antecede un periodo de clara inestabilidad sinsedimentaria.

La discordancia intratorntonense en la Zona Subbética, se enmarca en un contexto compresivo cuyo momento culminante queda registrado en la superficie de erosión que separa los dos tramos de las mismas.

b) En las depresiones de Granada y Guadix.

La discordancia intratorntonense tiene una forma peculiar de presentarse en estas depresiones, aparecen en el seno de calcarenitas bioclásticas de idénticas facies y edad que en los ejemplos de la Zona Subbética; en estos casos las discordancias afectan a conglomerados de matriz calcarenítica con abundantes algas rojas organizadas en forma de rodolitos de hasta 10 cm de diámetro.

El dispositivo geométrico tal como se observa en la Fig. 38, está formado por dos discordancias progresivas separadas por una superficie de erosión.

Coincide este modelo con los descritos en el Pirineo por Riba (1.976) con el nombre de "discordancias sintectónicas".

Análisis geométrico.

Se toma como ejemplo para este análisis geométrico de la estructura, el afloramiento del SO. de la Depresión de Guadix; las dimensiones de la estructura y el fácil acceso a todos los puntos de la misma, hacen de este un ejemplo excepcional.

En el esquema cartográfico del sector (Fig. 39), se puede ver la localización de los dos cortes A-A', B-B' en los que mejor se aprecia la estructura.

El tramo inferior reposa sobre el substrato alpujarride, o sobre la Formación La Peza previamente plegada; la litología de este tramo es de conglomerados de matriz calcarenítica y abundantes rodolitos.

La morfología de los estratos, que llegan a estar invertidos en la base, es claramente cuneiforme con aumento de potencia hacia el SE.; las relaciones mútuas entre los estratos muestran que estas onías se solapan, quedando cada una más hacia el SE. que la que le precede, a la que no llega a cubrir totalmente (dispositivo de offlap).

Este tramo inferior muestra una primera discordancia progresiva, reflejo de una etapa de diastrofismo acelerado, con levantamiento del borde de la cuenca. Corresponde al miembro calcarenítico de la Formación Morollón.

La superficie de contacto, se puede observar haciendo un corte más al NE. donde el eje de la estructura se hunde y el "codo" del tramo inferior no llega a aflorar en superficie.

En este punto, la geometría resulta ser de una discordancia angular erosiva, jalónada de bloques de material metamórfico de hasta 50 cm de diámetro. Estos bloques están soportados por una matriz calcarenítica con pectínidos de gran tamaño.

El tramo superior es de litología algo menos conglomerática con abundantes rodolitos y laminación horizontal o cruzada. A escala del afloramiento su morfología resulta tabular y la organización de los estratos es tal, que se solapan de manera que cada uno cubre al anterior (dispositivo de onlap).

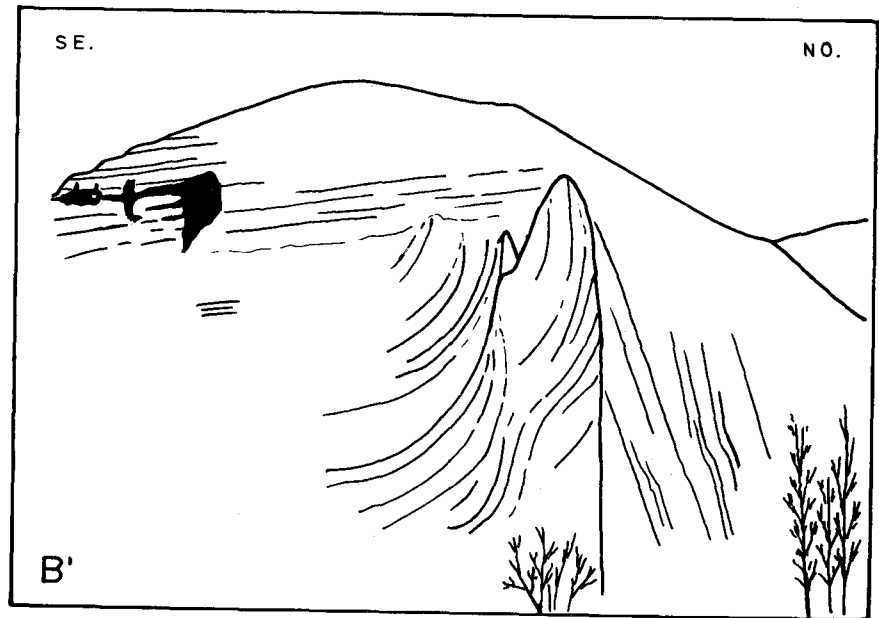
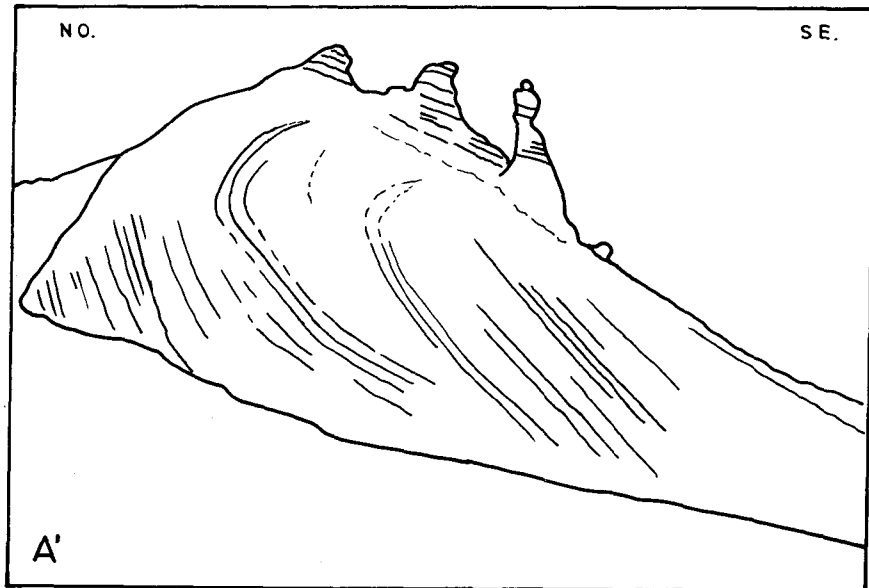
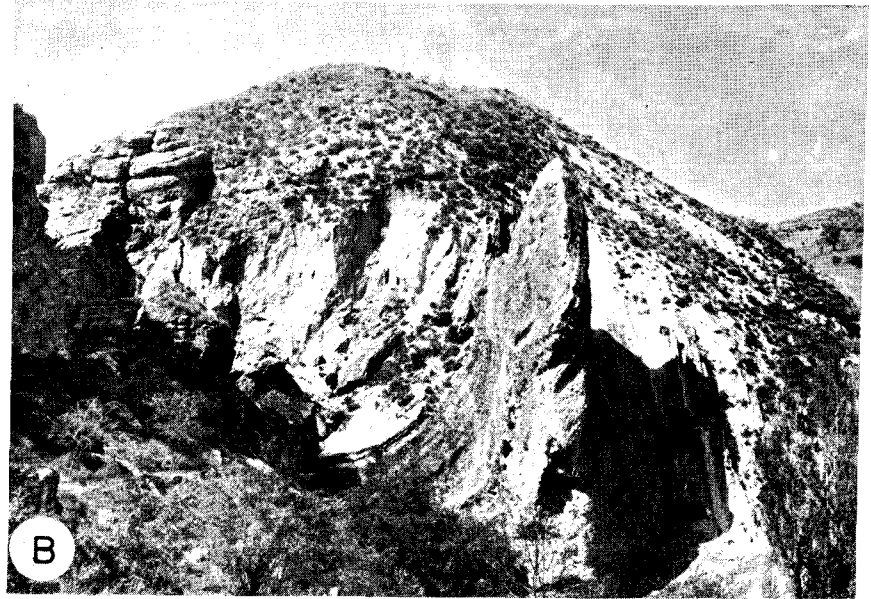
Este tramo superior representa una etapa de diastrofismo retardado, en el que el borde de la cuenca ha dejado de levantarse. Corresponde a la parte más proximal (facies marinas someras) del abanico deltaico de la Formación Molicias.

Los ejemplos de Beas de Granada y La Peza corresponden a dos discordancias sintectónicas (sensu Riba, 1.976), situadas en el flanco activo de una cuenca sedimentaria. El flanco pasivo de éstas no aflora en ningún punto.

Las discordancias de Beas de Granada y La Peza en su contexto regional.

Las discordancias sintectónicas según Riba (1.976), se pueden producir en el frente activo de un manto que termina de colocarse (manto sinsedimentario), o bien por plegamiento del substrato de la cuenca sedimentaria.

FIGURA 38. A.- Discordancia sintectónica, en calcarenitas bioclásticas y conglomerados de edad Tortonense inferior. Afloramiento de Beas de Granada. A'.- Dibujo obtenido a partir de la foto anterior.
B.- Discordancia sintectónica en materiales de igual litología y edad que el ejemplo anterior. Afloramiento de La Peza. B'.- Dibujo obtenido a partir de la foto anterior.



ESQUEMA CARTOGRAFICO DEL SECTOR "LOMA SANTA LUCIA"

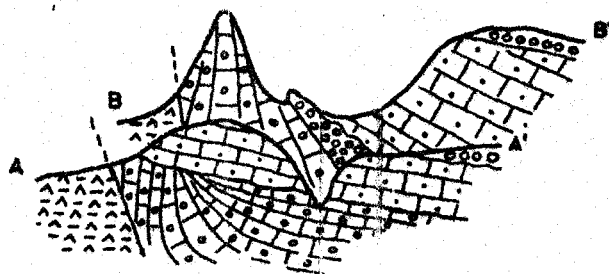
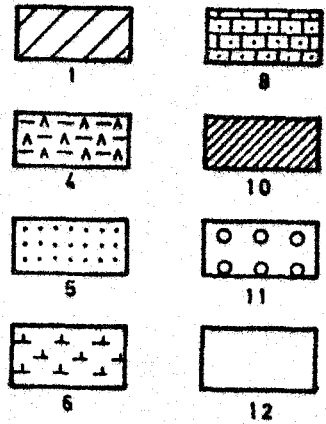
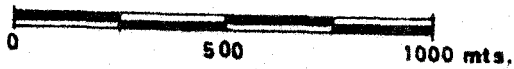
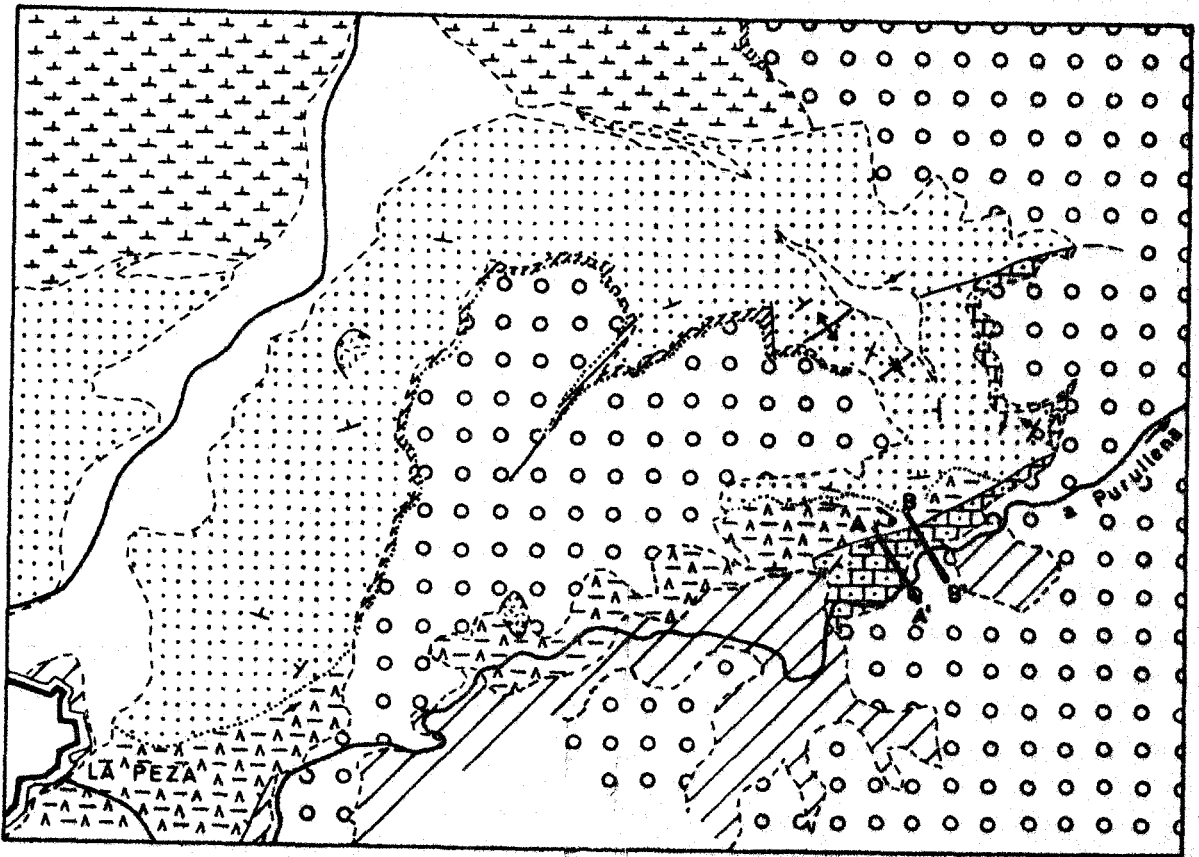
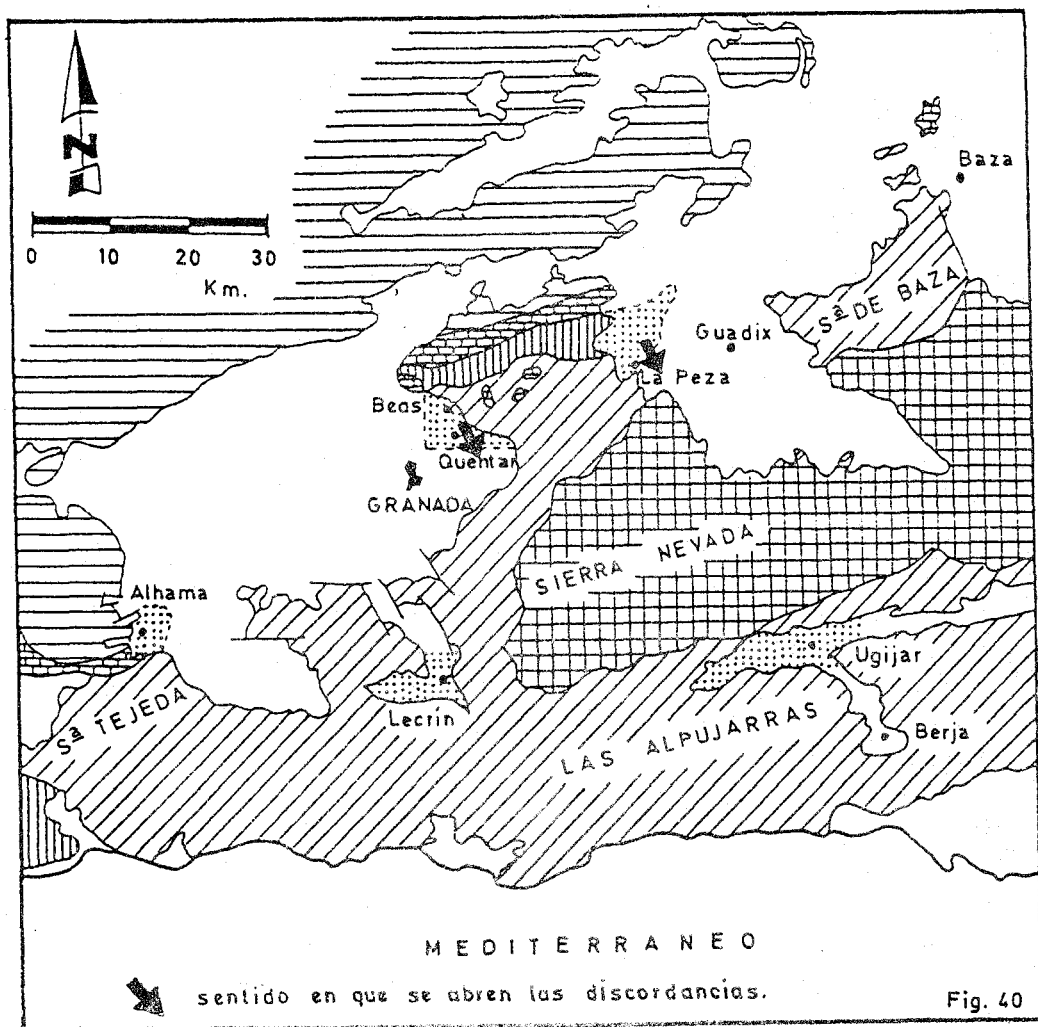


Fig. 39

En los ejemplos antes descritos los materiales del tramo inferior se encuentran afectados por pliegues, de dirección N-50 a 75-E., en la región comprendida entre Beas de Granada y Quentar. Resta saber si dichos pliegues, que son paralelos al eje de la discordancia sintectónica, son sincrónicos de la etapa de diastrofismo acelerado que afecta al tramo inferior, o si por el contrario se producen en la etapa de paroxismo representada por la superficie de erosión que separa los dos tramos.

En los ejemplos descritos por Riba (1.976), las discordancias se abren hacia el centro de la cuenca y en sentido contrario al de inclinación de los pliegues y el frente de cabalgamiento.

En los casos de Beas de Granada y La Peza, las discordancias se abren hacia el SE. es decir hacia los bordes de las depresiones situados en plenas Zonas Internas (ver Fig. 40). Por el contrario se muestra como borde activo la franja de materiales situada al NO. de los afloramientos; en dicha franja se produce el contacto Zonas Internas-Externas.



Parece pues, que la franja en la que se produce dicho contacto, durante el Tortonense inferior ha actuado como borde activo de estas depresiones y que la porción de éstas situada claramente sobre las Zonas Internas, ha actuado como flanco pasivo.

En una situación compresiva, con un esfuerzo de dirección N-140 a 165-E, como la que se deduce para la primera mitad del Tortonense (Estévez et al. en prensa), un comportamiento como el comentado podría deberse a un bloqueo del contacto Zonas Internas-Externas ya definitivamente suturado, en esta transversal, y la respuesta con un movimiento vertical ascendente de la zona de contacto.

Las discordancias sintectónicas de las depresiones de Granada y Guadix, igual que ocurriera con sus homólogas en la Zona Subbética, denotan un contexto tectónico compresivo que alcanza su máximo en el Tortonense superior.

Conclusiones.

El estudio de las discordancias intratortonenses, tanto en la Zona Subbética como en el límite Zonas Internas-Externas, pone de manifiesto el carácter compresivo de los esfuerzos durante el Tortonense inferior y parte del superior. Estos esfuerzos tienen una dirección que oscila entre N-130 a 165-E.

El punto culminante de este esfuerzo se alcanza ya en el Tortonense superior, subzona de T. humerosa; por lo tanto hasta el Tortonense superior no se insta una verdadera situación distensiva. Dicha situación distensiva queda bien puesta de manifiesto en las potentes formaciones que se depositan en los bordes de las cuencas (Molicias, Quentar, Pinos Genil) y que evidencian el levantamiento de Sierra Nevada.

Este marco tectónico, si bien coincide aproximadamente en edad, no lo hace en cuanto a su carácter compresivo con el esquema de evolución tectónica propuesto por Bousquet et al. (1.976) para el sector oriental de la Cordillera; ni con la discordancia intratortonense descrita por Montenat (1.977) en este mismo sector oriental.

Por el contrario coincide bien con el episodio compresivo que Ott d'Estevou (1.980) observa en la Depresión de Sorbas y que alcanza su máximo hacia el Tortonense superior.

También en el Tortonense superior, Briand (1.981) observa el funcionamiento de algunos desgarres bajo un régimen igualmente compresivo, en la cuenca

de Huerca Overa.

Fuera del ámbito de las Cordilleras Béticas, Guillemín (1.976) describe pliegues que afectan a materiales de edad Tortonense, subzona de G. acostañensis, sobre los que reposan de modo discordante materiales de edad Messinense no plegados. Dichas estructuras, situadas en la Depresión de Melilla y al pie de los montes Kebdana, parecen corresponderse con la etapa de deformación en compresión observada en el sector central de la Cordillera (Estévez et al. en prensa).

En resumen, durante el Tortonense inferior y parte del superior las Cordilleras Béticas han estado sometidas a esfuerzos compresivos, cuyos testigos más evidentes son las discordancias intratorntonenses.

No debe olvidarse, que el Tortonense inferior también se muestra como la última etapa de tectónica tangencial y de emplazamiento de grandes unidades alóctonas en el dominio de las Zonas Externas. Igual parece suceder en el orógeno rifeño.

III-1-2.- LAS ESTRUCTURAS MENORES

Junto a las estructuras mayores, testigos del proceso tectónico, se presentan un conjunto de estructuras de menor escala, que igualmente demuestran como la tectónica no deja de influir durante la sedimentación de los materiales.

Dentro de este grupo de estructuras menores, las estratificaciones y laminaciones cruzadas distorsionadas constituyen un buen ejemplo.

LAS ESTRATIFICACIONES CRUZADAS DEFORMADAS

Estas estructuras se presentan siempre en las unidades IV y V (ver tabla I), siempre asociadas al mismo tipo de litología, calcarenitas bioclásticas con estratificación y laminación cruzada de gran escala.

En cuanto a su distribución geográfica, aparecen en los afloramientos subbéticos con discordancia intratorntonense (siempre en el tramo inferior de ésta), en la Depresión de Ronda y en las depresiones de Granada y Guadix.

Caracteres geométricos.

Las geometrías de estas deformaciones, en general son variadas y presentan una amplia gama, desde incipientes arrugamientos de láminas a slumps totalmente desorganizados próximos a brechas intraformacionales.

Algunas de las características geométricas más significativas pueden observarse en la lámina 1, foto 2; en la lámina 7 y en la Fig. 41. De entre estas características geométricas se pueden destacar:

- a) Desarrollan pliegues disarmónicos sin que se conserve la potencia de los estratos.
- b) Los planos axiales de estos pliegues se presentan en diversas direcciones sin una orientación preferente.
- c) El grado de deformación disminuye hacia las partes bajas del foreset, llegando incluso a desaparecer.
- d) Existen pequeñas fallas dentro del foreset que afectan a las láminas y estratos, pero cuyo desplazamiento no resulta significativo.

De estas morfologías se deduce que la deformación tiene una componente vertical que predomina sobre la horizontal.

La geometría de estas deformaciones, no resulta una cuestión de azar, sino que se manifiesta fuertemente condicionada por una serie de factores tales como:

- 1.- Morfología inicial de las láminas y estratos antes de ser deformados (inclinación, espesor).
- 2.- Tipo y propiedades mecánicas del sedimento (porosidad, contenido en elementos finos, etc.).
- 3.- Fuerza responsable de la deformación.
- 4.- Duración del esfuerzo causante de la deformación.

Mecanismo y origen de estas deformaciones.

Resulta evidente el carácter sinsedimentario que estas estructuras tienen, como se comprueba al pasar de una unidad deformada a otra adyacente que no lo está. Puede afirmarse que la causa que origina la deformación de la estructura se localiza en un intervalo de tiempo muy concreto y que no actúa durante el depósito de los estratos supra e infrayacentes.

La bibliografía sobre este tipo de deformaciones proporciona diversos modelos para explicar la génesis de las mismas, entre los más invocados se encuentran:

- Deslizamientos gravitatorios, especialmente citados en ambientes continentales (McKee y Bigarella, 1.972).
- Arrastre de una corriente cargada de sedimento que pasa por encima de la estructura, con o sin intervención de licuefacción y/o fluidificación (Hendry y Stauffer, 1.975; Allen y Banks, 1.972; McKee et al. 1.962; Fernandez, 1.980. etc.).
- Movimientos producidos por sacudidas sísmicas, con gran influencia de licuefacción y fluidificación (Rodríguez-Fernández y Vera, 1.980).

El mecanismo de deformación propuesto para estas estructuras (Rodríguez-Fernández y Vera, 1.980), concede gran importancia a los procesos de licuefacción y fluidificación.

El primero de ellos, implica un repentino y transitorio incremento de la presión del agua contenida en los poros del armazón del sedimento no consolidado. El segundo supone la puesta en marcha de este agua, a través de los poros del armazón; en esta marcha arrastra los granos y les modifica su posición original dentro de éste. Durante este último proceso las láminas pueden llegar a romperse y perder su continuidad.

Cuando este temporal incremento de la presión desaparece el armazón de granos, bajo los efectos de la fuerza de gravedad, tiende a restituir el equilibrio perdido, es durante este espacio de tiempo cuando se adquiere el definitivo grado de deformación.

El evento desencadenante de este proceso descrito se interpreta que corresponde a una sacudida sísmica dentro de la cuenca. Este proceso queda esquematizado en la Fig. 42.

FIGURA 41. A.- Estratificaciones cruzadas deformadas, en el miembro calcareo del miembro de la Formación de Setenil. (Depresión de Ronda). Este ejemplo muestra algunas de las características geométricas más significativas de este tipo de estructuras. B.- Dibujo obtenido a partir de la foto anterior.



Fig. 41

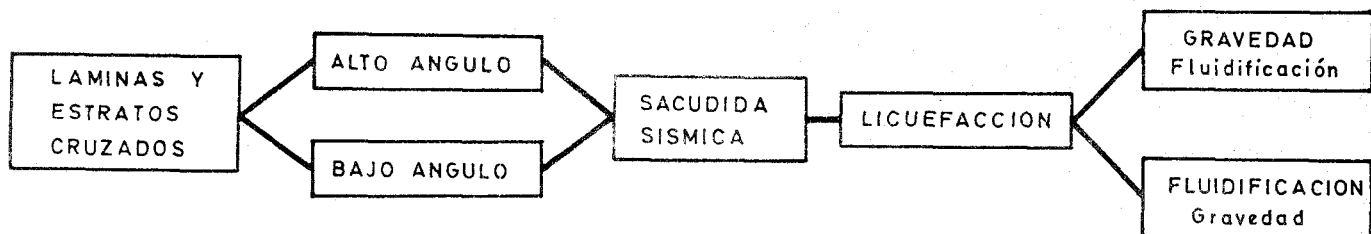


Fig. 42

Conclusiones sobre las estratificaciones cruzadas deformadas.

Estas estructuras de deformación son el reflejo de una inestabilidad tectónica manifiesta, esta inestabilidad es un buen indicio de que en profundidad accidentes de mayor envergadura están funcionando durante la sedimentación.

Los afloramientos subbéticos que muestran deformaciones de este tipo, que además contienen la discordancia intratortonaense, se encuentran alineados según una dirección aproximada N-70 -E; dicha dirección coincide con una línea de fractura bien conocida y que en regiones inmediatamente al NE. ha recibido los nombres de "accidente del Negratín" (Estévez et al. 1.978) y accidente de Crevillente (Foucault, 1.974). No hay que descartar que este accidente, u otros menores asociados, sean los responsables de esta inestabilidad, cuyo reflejo se muestra en estas y otras estructuras.

Otras estructuras sinsedimentarias desarrolladas en un contexto de inestabilidad.

Las deformaciones de láminas y estratos cruzados, no son el único ejemplo que evidencia la inestabilidad tectónica durante la sedimentación; otras estructuras menores ya mencionadas en el capítulo de Estratigrafía y que a continuación se recuerdan, apuntan en este mismo sentido.

1.- Los slumping.

Las estratificaciones y laminaciones cruzadas deformadas antes referidas, en un grado avanzado de deformación pueden llegar a dar verdaderos slumping

como los que muestran las fotos 2 y 3 de la lámina 7.

Los ejemplos referidos se observan en el afloramiento de Montefrío, a la salida del pueblo en dirección a Tocón y pertenecen a la unidad IV.

Si se observan atentamente las fotos 2 y 3 de la lámina 7, se advierten slumping vergentes al N. formados a partir de una megaestratificación cruzada. Además se aprecia que los estratos se han fracturado en fragmentos más o menos poliedricos que han llegado a romper la continuidad del estrato, dando un rosario de fragmentos que, a consecuencia de su corta separación, permiten identificar la continuidad del estrato. Este tipo de fracturación ha sido citada por Ott d'Estevou (1.980) en la cuenca de Sorbas, con el nombre de "dépôts plaqués". Este autor atribuye dicha estructura al efecto de una sacudida sísmica sobre el sedimento parcialmente consolidado.

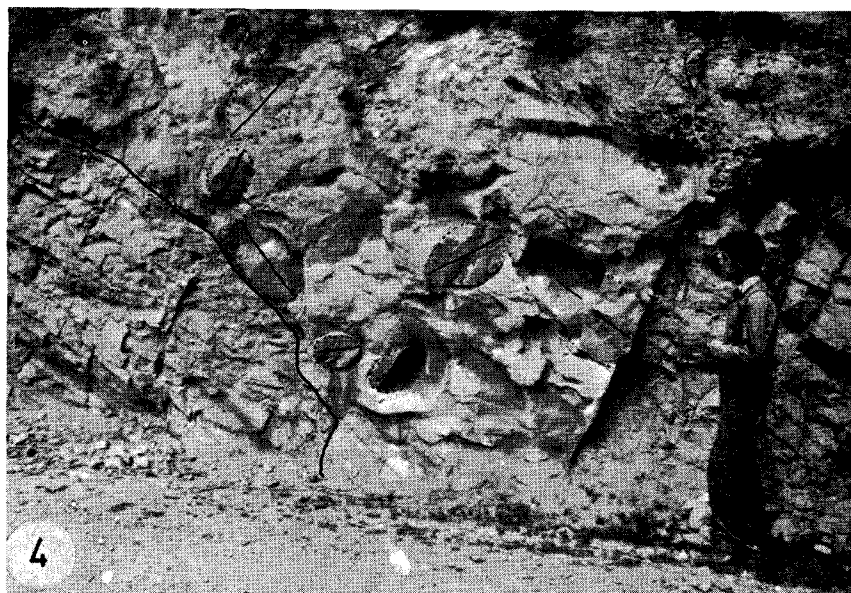
Otros buenos ejemplos de pliegues slumping, pueden observarse en las facies turbidíticas proximales de la Formación Molicias (unidad V) en la carretera que accede a la Peza desde la nacional 342 junto al Rio Fardes. En este caso los estratos, con potencias entre 15 y 30 cm de arena media gruesa alternante con arena fina, presentan slumping vergentes al N. Dichos pliegues pueden llegar a romper la continuidad del estrato, dando al afloramiento un aspecto caótico de fragmentos de estrato flotando en una matriz arenosa más fina. También son frecuentes en este afloramiento distorsiones de las láminas que adquieren morfologías de tipo flameado, debido al escape ascendente del agua intersticial del sedimento. Estructuras de carga en el muro de los estratos son igualmente frecuentes en estos niveles.

2.- Las areniscas almohadilladas.

Dentro de las mismas facies de turbiditas proximales de la Formación Molicias y en el mismo afloramiento de los slumping, se presentan niveles de areniscas almohadilladas (sand pillow).

LAMINA 7. Estructuras de deformación sinsedimentaria.

- 1.- Niveles con laminación cruzada de bajo ángulo y deformaciones de tipo almohadillado. Formación Molicias, facies marinas someras.
- 2.- Slumping que afectan a niveles con estratificación cruzada de gran escala. Tramo inferior del afloramiento de Montefrío.
- 3.- Detalle de la anterior.
- 4.- Canal relleno de almohadillas de arenisca, observese como la base es erosiva sobre margas azules, finamente laminadas.



Afectan estas estructuras a estratos entre 20 y 50 cm de espesor, frecuentemente el interior de la almohadilla muestra láminas concéntricas e incluso algún nivel de convolute. Estas almohadillas pueden estar totalmente desenraizadas de su estrato original y albergarse en el seno de material margoso o de arenas más finas. En algún caso, como muestra la foto 4 de la lámina 7, pueden estar rellenando canales excavados por la propia masa de material deslizado; en estos casos los ejes mayores de dichas almohadillas se encuentran orientados en diversas direcciones.

Las facies marinas someras de esta misma formación muestran buenos ejemplos de laminación, horizontal o poco inclinada, rota como consecuencia del escape ascendente del agua intersticial del sedimento. En estos ejemplos, se observa como las láminas rotas han sido dobladas sobre sí hasta dar estructuras de almohadillas arenosas (Foto 1, Lámina 7); también se observa como estas estructuras lateralmente pueden llegar a dar morfologías distorsionadas con pliegues como los descritos al comienzo de este apartado de estructuras menores.

3.- Las fracturas sinsedimentarias.

Buenos ejemplos de fracturas sinsedimentarias ofrece la Formación La Peza, en su miembro detrítico gris. Dentro de las facies c (carbonatadas y detríticas finas) en la Loma del Campillo, 300 metros al S. del cortijo de los Alamillos, se observa como una fractura produce una espectacular discordancia en el seno de las calizas travertínicas; dicha discordancia desaparece lateral y verticalmente, mostrándose como un fenómeno local claramente sinsedimentario.

En el mismo miembro detrítico gris y en el corte que afrece el Barranco de la Cañada Potrera de las facies a (detríticas groseras), en el seno de gruesos niveles de conglomerados intercalados entre otros de grava y arena, se aprecian buenos ejemplos de fracturas sinsedimentarias. Se trata de fallas de dirección N-70 a 90-E. y buzamiento entre 47 y 50° al S.; dichas fallas interrumpen los niveles conglomeráticos, originándoles desplazamientos que oscilan entre 1,5 y 2 metros. Estas fracturas quedan limitadas por otros niveles supra e infrayacentes que no son afectados por las mismas.

Las fracturas sinsedimentarias del miembro detrítico gris de la Formación La Peza, armonizan con un episodio distensivo durante el Serravallense; dicho episodio distensivo queda también puesto de manifiesto por la eleva-

ción y erosión que los materiales alpujárrides y maláguides sufren en esta época y cuya evidencia más directa es este miembro detrítico gris (ver interpretación sedimentaria).

4.- Las estructuras de estrujamiento.

Estas estructuras, cuya descripción se hizo en el capítulo de Estratigrafía, se encuentran en las facies turbidíticas de la Formación Molicias. Dichas estructuras, son el resultado de un desequilibrio entre la fuerza de fricción interna del estrato y el peso de éste; según los autores que la definieron por primera vez (Kruit y Mandl, 1.975), el mecanismo causante de la rotura de dicho equilibrio puede ser un terremoto ocurrido en la cuenca. De este modo, este tipo de estructuras también son reflejo de una clara inestabilidad tectónica durante la sedimentación.

Estructuras de pequeña escala, como algunas de las descritas en este apartado, también han sido utilizadas por otros autores para inferir situaciones de inestabilidad tectónica en la cuenca sedimentaria; recordemos por ejemplo las descritas por Montenat (1.980) en la cuenca de San Miguel de Salinas, o las descritas por Ott d'Estevou (1.980) en la cuenca de Sorbas.

III-1-3.- LA TECTONICA COMO CONTROL DE LOS CAMBIOS DE FACIES

En el capítulo II se han descrito algunos cambios de facies, imputables a la presencia de algún accidente tectónico que influyó directamente en el proceso sedimentario. En otras ocasiones no es solo un cambio de facies, sino toda una formación o un conjunto de éstas, las que aparecen con un marcado control tectónico.

A continuación se pasa revista a algunos ejemplos ya citados que resultan especialmente claros.

a) El antiforme Sanguijuela-Salinas. Sector central de la Depresión de Ronda.

El sector central de la Depresión de Ronda está ocupado por una alineación montañosa de dirección N-40 -E. formada por las sierras de la Sanguijuela, Las Cumbres y Las Salinas.

Los materiales que las forman pertenecen a la Formación Setenil, constituidos de calcarenitas bioclásticas; estas calcarenitas cambian de facies indentándose en margas azules de la Formación La Mina. Este cambio de facies se produce al NO. y SE. respectivamente de la alineación montañosa.

Al cortar esta alineación perpendicularmente, se observa que las capas bajas buzcan fuertemente y que las más altas están prácticamente horizontales; la alineación montañosa muestra en su interior una discordancia progresiva. Se trata por lo tanto de un antiforme y no de una estructura anticlinal. Las direcciones de paleocorrientes muestran siempre un sentido centrífugo respecto de esta zona montañosa.

Cerca del vértice Salinas afloran, en el núcleo del antiforme, margas abigarradas de facies keuper; las calcarenitas tienen clastos de yeso y hay indicios de emersión tales como brechas y niveles concrecionados con costras ferruginosas de tipo hard ground. El material triásico parece que siempre fué substrato de la cuenca sedimentaria y nunca se inyectó diapíricamente en los materiales neógenos.

Benkelil (1.976) cita al S. de Ronda, en el Arroyo de las Culebras, una falla inversa que pellizca materiales de edad Messinense; dicho accidente lo atribuye a una fase compresiva situada al final del Plioceno, a esta misma fase atribuye el que denomina anticlinal de la Sierra de la Sanguijuela.

Las alineaciones montañosas del interior de la Depresión de Ronda muestran un cambio de facies relacionado con el alto fondo que formó el material triásico. Este efecto de alto fondo se manifestó durante el Tortonense y no se advierte ya en los materiales messinenses.

Este cambio de facies se interpreta como el efecto superficial de un accidente en profundidad de mayor envergadura, que sería el responsable de la presencia del material triásico en el fondo de la cuenca. Este accidente, heredado de etapas tectónicas anteriores, actúa durante la sedimentación y produce el cambio de facies que se acaba de describir, y la discordancia que las sierras muestran en su interior.

Este ejemplo también está en consonancia con una tectónica compresiva, como la deducida en otros afloramientos, durante el Tortonense inferior y parte del superior.

b) Sector central de la Depresión de Ugijar.

Los materiales marinos de edad Tortonense que rellenan el sector central de la Depresión de Ugijar, están formados por margas amarillas con niveles areniscas depositadas por corrientes de turbidez. Estas margas con areniscas cambian de facies al N. y S. a arenas y calcarenitas bioclásticas de fa

cies muy someras; estas facies están bien representadas en el valle del Rio Darrical.

Este cambio de facies se efectúa, de manera brusca, a lo largo de unas líneas que coinciden en su trazado con los accidentes de desgarre que limitan la depresión por el N. y S. respectivamente.

Estos desgarres, que en sentido vertical han funcionado como accidentes normales o inversos según los casos (ver Fig. 33) han delimitado un surco profundo en la parte central de la depresión. Los bordes de este surco muestran el cambio de facies referido.

Paralelamente al cambio de facies, se produce un brusco aumento de potencia en la formación que puede pasar de 15 a 20 metros en las facies calcareníticas, a más de 300 en las facies de margas con turbiditas. Este cambio en las litofacies y en la potencia vá igualmente acompañado de un cambio en la tipología de la fauna (Colom, 1.951).

Una vez más estas fracturas han jugado un doble papel, primero delimitando las áreas de sedimentación y segundo controlando los cambios de facies, o lo que es lo mismo la distribución espacial del tipo de sedimento.

c) Las formaciones del Tortonense superior de las depresiones de Guadix y Granada. Los sistemas de drenaje y la molasa.

Trás producirse la discordancia intratorntonense, en las depresiones de Granada y Guadix al igual que en otros puntos, se depositan una serie de formaciones caracterizadas por:

- Ser muy potentes y denotar una elevada velocidad de sedimentación.
- Contener en sus materiales productos de la erosión de los relieves circundantes.
- Estar depositadas en la periferia de las depresiones y tener morfologías propias de este tipo de depósitos, deltaicas y cuneiformes.

Se ha hecho notar con anterioridad que la distribución espacial de estas formaciones, coincide con el curso bajo de los principales barrancos que drenan Sierra Nevada en la actualidad.

Este hecho, que ya fué observado por Von Drasche (1.879), se interpreta

como el resultado de la evolución del sistema de drenaje de Sierra Nevada, y en general de las Zonas Internas, que es heredado del que se instauró en el Tortonense superior. Esto resulta evidente al observar la distribución areal de las formaciones Molicias, Quentar y Pinos Genil.

Son por tanto estas formaciones los primeros productos de la erosión intensa del macizo de Sierra Nevada. Ellas son testigo del importante levantamiento que las Zonas Internas sufren ya desde el Tortonense superior y que se prolonga hasta nuestros días.

Estas formaciones son las primeras que en sentido estricto puedan ser calificadas de "molasa", dentro de los materiales del Mioceno superior.

El término "molasa", se emplea en el sentido de formaciones de materiales que son testigo del levantamiento y erosión de un sistema montañoso, subsiguiente a una etapa orogénica (Van Houten, 1.974).

En resumen el Tortonense superior se muestra como el primer episodio claramente distensivo, que afecta al sector central de las Cordilleras Béticas, tras la etapa de plegamiento Tortonense. Al mismo tiempo este episodio distensivo marcó el inicio del depósito de las formaciones molásicas en sentido estricto.

III-2.- CRONOLOGIA DE LOS PRINCIPALES EVENTOS TECTONICOS

Por último para concluir este capítulo, se analizan los principales eventos tectónicos, como y donde se manifiestan dentro del área estudiada, su situación en el tiempo y la significación de los mismos. Se correlacionan y comparan con los descritos en otras áreas de las Cordilleras Béticas, y fuera de éstas cuando es posible.

Estos eventos separan las unidades sedimentarias diferenciadas (ver tabla 1), son de significación regional importante en la evolución de la Cordillera y son los causantes de los principales cambios paleogeográficos.

III-2-1.- LA ETAPA INTRABURDIGALIENSE

Está muy bien representada esta etapa orogénica tanto en las Zonas Internas como en el ámbito subbético. Su situación en el tiempo, coincidiendo con la subzona de Catapsydrax stainforthi, está muy bien documentada en el trabajo de Molina (1.979).

En el área aquí estudiada separa las unidades I y II y se manifiesta de modo claro entre la Formación Alcalá la Real y la serie margosa infrayacente

(ver sección tipo). En este caso se muestra desde el punto de vista geométrico como una paraconformidad. En el Valle de Lecrín es responsable de la discordancia que existe entre la "base del tramo de Murchas" y las arcillas grises y arrecifes de coral del Langhense. Esta situación puede observarse en un barranco situado 1,5 Km al O. de Murchas y que geométricamente se manifiesta como una paraconformidad.

En otras áreas de las Cordilleras Béticas también se ha identificado, en el sector occidental por Bourgois (1.978); en el central por Molina op. cit. y González-Donoso et al. (1.981); en el sector oriental por Montenat (1.977) y Hermes (1.977). Fuera de las Cordilleras Béticas, en el Rif igualmente resulta identificada (Leblanc, 1.975).

Esta etapa es la causante en las Zonas Externas, del cese de la sedimentación subbética; en las Zonas Internas marca el cese de la sedimentación sobre éstas (Formación Los Alamillos y afines).

Según Bourgois (1.978), sería la causante del cese de la sedimentación en el surco de las "arcillas con bloques" y la expulsión del mismo hacia el N., igualmente sería la responsable de la "hispanización" de flysch, hasta entonces africanos.

Esta etapa intraburdigaliense es la causante del acercamiento de las Zonas Internas, ya estructuradas, a las Zonas Externas.

III-2-2.- LA ETAPA DEL MIOCENO MEDIO. ;INTRALANGHENSE?.

Es la más difícil de situar en el tiempo y la menos documentada en bibliografía. En el área estudiada separa las unidades II y III.

En la Zona Subbética, se situaría a techo de la Formación Alcalá la Real; en las Zonas Internas sería la causante de la superposición de las unidades mesozoicas y terciarias alóctonas ("arcillas con bloques") sobre la Formación Los Alamillos.

Esta etapa está citada en el sector oriental por Hermes (1.977) al N. de Velez Blanco, sería la responsable del plegamiento y cabalgamiento del subbético hacia el S.

En otras áreas está mal conocida, Montenat (1.977) cita discordancias entre el Langhense y el Serravallense, pero siempre con una atribución cronológica muy imprecisa.

En el sector occidental, se podría imputar a esta etapa el retrocabalgamiento del Goterón que según Bourgois (1.976), es claramente postburdigaliese.

En resumen la etapa del Mioceno medio parece ser la responsable de los retromovimientos que superponen las unidades más externas de las Zonas Internas. Esta relación que es la más difícil de situar cronológicamente, está sin embargo bien puesta de manifiesto en el sector estudiado.

III-2-3.- LA ETAPA POSTSERRAVALLENSE

Separa la unidad III de la IV. Es una de las mejor conocidas, sobre todo en el sector oriental.

En el área estudiada origina siempre discordancias angulares, sobre las Zonas Internas se manifiesta de edad Tortonense basal (techo de la Formación La Peza). En las depresiones de Granada y Guadix, origina pliegues de dirección N-60 a 90-E. muy apretados y generalmente vergentes al N. En la Depresión de Ugijar los materiales de edad Serravallense, se encuentran pellizcados en fallas inversas por los materiales alpujárrides. En los afloramientos subbéticos no se manifiesta directamente, posiblemente sea la responsable de la ausencia de la unidad III, y la del despegue de la Sierra de San Pedro de la alineación Lojilla-Montillana.

En cuanto al resto de la Cordillera, está muy bien reconocida en las cuencas asentadas sobre las Zonas Internas (Montenat, 1.977; Bousquet et al. 1.976; Ott d'Estevou, 1.980) y en la Zona Subbética, donde resulta responsable del cabalgamiento del subbético sobre el prebético (Hoedemaeker, 1.973).

En el resto de las Zonas Externas marca el definitivo emplazamiento del frente subbético; en el sector occidental produce el cabalgamiento hacia el N. del "Complejo tectonosedimentario del Guadalquivir" (Bourgois, 1.973).

III-2-4.- LA ETAPA INTRATORTONENSE

En el área del sector central estudiada, separa las unidades IV y V. Su situación en el tiempo queda marcada de modo preciso en el Tortonense superior, subzona de Turborotalia humerosa.

En la Zona Subbética se manifiesta en discordancias angulares con el tramo inferior plegado por esfuerzos en compresión. En las depresiones de Granada y Guadix es la causante de las discordancias sintectónicas ya descritas;

igualmente denota un régimen de esfuerzos compresivos, que se manifiesta en pliegues que también afectan al tramo inferior.

Tanto en el subbético como en las Zonas Internas, antes y después de la misma se desarrolla todo un cortejo de señales de inestabilidad (deformaciones de láminas y estratos, turbiditas, estructuras almohadilladas, etc.).

Durante el Tortonense inferior en pleno régimen de compresión, se emplaza la Unidad del Vadillo Alto.

También durante el Tortonense inferior, se produce en la Depresión del Guadalquivir la flexura del zócalo, la transgresión sobre la Meseta (Viguiet 1.974), y la definitiva colocación del "Complejo tectosedimentario del Guadalquivir" (Bourgeois, 1.978).

En el sector oriental, nuevamente está bien reconocida (Montenat, 1.975; Bousquet et al. 1.976; Ott d'Estevou, 1.980; Briand, 1.981).

Fuera de las Cordilleras Béticas, en el Rif se produce el definitivo cabalgamiento del complejo prerifeño (Leblanc, 1.975).

Trás la etapa intratorntonense la porción del sector central estudiada, queda sumida en un periodo claramente distensivo.

III-2-5.- LA ETAPA INTRAMESSINENSE?

Con posterioridad a la etapa intratorntonense se producirá otra a finales del Mioceno según unos autores, en el Plioceno basal según otros.

En el área estudiada separa las unidades V y VI y se manifiesta, tanto en la Zona Subbética como en las Zonas Internas, por la superposición de las formaciones ya continentales a los últimos depósitos marinos. Desde el punto de vista geométrico se muestra con espectaculares discordancias angulares; dichas discordancias van acompañadas de lagunas de mayor o menor amplitud producidas por la erosión y/o la ausencia de sedimentación.

La tabla II contiene un resumen sobre las etapas de deformación, situación en el tiempo y carácter de las mismas, deducidas del estudio del Mioceno de parte del sector central de la Cordillera.

TABLA -2. RESUMEN DE LA EVOLUCION TECTONICA DURANTE EL MIOCENO DEL AREA ESTUDIADA.

UNIDAD	PISOS	TIPO DE ESFUERZO	INTENSIDAD	EFEECTO	ACONTECIMIENTOS SIGNIFICATIVOS
VI	PLIOCENO				
	MESSINENSE	⇒ ? ⇐			"Crisis de la Salinidad"
V	TORTONENSE SUPERIOR	← →	○ ○ ○ ○ ○	↓↑	Regresión tortonense
	TORTONENSE INFERIOR	→ ←	● ● ● ○	↘ ~	Emplazamiento de la U.V.A. y Manto de Carmona.
III	SERRAVALLENSE	→ ← ← →	● ○ ○ ○	~ ← ↓↑	Transgresión tortonense Regresión en las Zonas Internas
	LANGHENSE	→ ←	●	→	Retromovimientos.
II	BURDIGALIENSE SUPERIOR	→ ←	?	←	Transgresión sobre la Zona Subbética
I	BURDIGALIENSE INFERIOR	← →			Transgresión sobre las Zonas Internas

IV. PALEOGEOGRAFIA

Las seis unidades anteriormente diferenciadas como resumen del capítulo de Estratigrafía (ver tabla 1), pueden agruparse en elementos de rango mayor que se denominan ciclos. Estos ciclos están formados por una o varias unidades y sus límites son especialmente significativos y rebasan el ámbito de las cuencas sedimentarias. Cada uno de estos ciclos tiene unas tendencias paleogeográficas concretas y el paso de uno a otro, supone una remodelación importante del esquema paleogeográfico.

Estos ciclos sedimentarios, se corresponden con los definidos por Garrido-Megias (1.981), con el nombre de "ciclos tectosedimentarios".

Las seis unidades diferenciadas, pueden agruparse en cuatro ciclos; el primero de edad Burdigaliense inferior equivale a la unidad I. Comenzaría con la transgresión sobre las Zonas Internas y terminaría con la importante etapa orogénica intraburdigaliense.

El segundo ciclo es muy complejo, comprende las unidades II y III y en cuanto a su edad se correspondería con el Burdigaliense superior y el Mioceno medio.

El Mioceno superior, en su mayor parte se corresponde con el ciclo tercero y contendría las unidades IV y V.

Por último el cuarto ciclo de edad Mioceno terminal-Plioceno, se correspondería con la unidad VI, última de las diferenciadas.

La relación que estos ciclos guardan con las variaciones relativas del nivel del mar, a escala global, por evidente no deja de ser complicada en el detalle; especialmente si se trata de correlacionar estos ciclos a nivel de toda la Cordillera.

Algunos de estos ciclos, a escala de una depresión de las estudiadas, se muestran mucho más influidos por otros factores locales, que por el cambio del nivel de los océanos; esto se manifiesta más claramente cuando la cuenca está desconectada del mar y la sedimentación en ella es continental.

IV-1.- EL CICLO BURDIGALIENSE INFERIOR

Contiene la unidad I y durante él se depositaron los materiales de la Formación Los Alamillos en las Zonas Internas y la serie infrayacente de la Formación Alcalá la Real, en la Zona Subbética.

Comienza este ciclo siendo transgresivo sobre las Zonas Internas, en el

subbético su límite inferior, poco precisado, parece ser discordante y transgresivo.

En ambos casos se caracteriza por una sedimentación pelágica, en las Zonas Externas se sedimentarían las facies de "albarizas" mientras que en las Zonas Internas la cuenca recibiría importantes influencias clásticas; estos aportes clásticos y de tipo turbidítico en las Zonas Internas son reflejo de la denudación de los complejos Alpujárride y Maláguide a partir de zonas posiblemente emergidas, difíciles de situar.

Esta denudación de las Zonas Internas puede ser consecuencia del levantamiento de las mismas tras la definitiva estructuración ocurrida durante el Aquitaniense.

Entre ambos dominios, Subbético y Zonas Internas, un profundo surco periférico de éstas es asiento de una sedimentación arcillosa que recibe importantes klippes sedimentarios de materiales mesozoicos y terciarios más antiguos; es el surco de las "arcillas con bloques" cf. Bourgois (1.978).

La Fig. 43, modificada de Bourgois (1.978), es un intento de reconstrucción paleogeográfica para este ciclo; todo este dispositivo sería profundamente modificado con la etapa orogénica intraburdigaliense, que provocaría el definitivo acercamiento entre las Zonas Internas y Externas y la desarticulación de estas cuencas de sedimentación.

IV-2.- EL CICLO MIOCENO INFERIOR-MEDIO

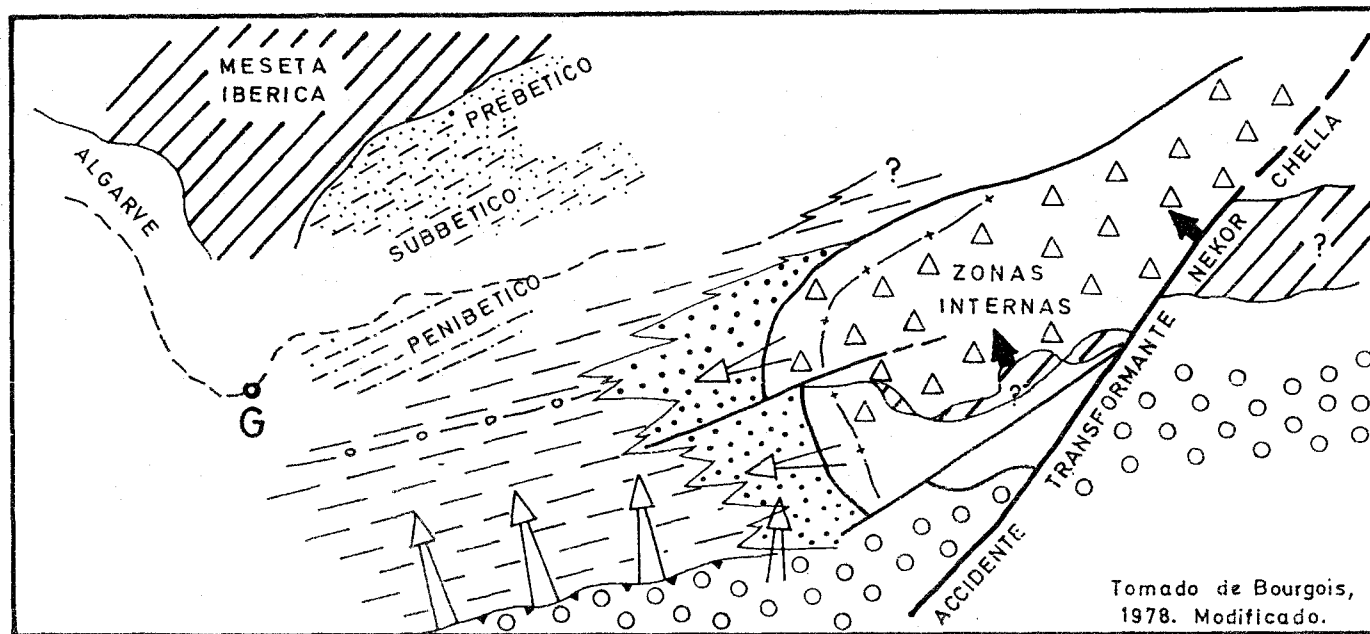
Su edad abarca la terminación del Mioceno inferior y el Mioceno medio. Comprende las unidades II y III.

Se pueden diferenciar dentro de él un primer episodio transgresivo de edad Burdigaliense superior-Langhense, especialmente claro en la Zona Subbética y un episodio regresivo de edad Serravallense muy manifiesto en las Zonas Internas.

a) El episodio transgresivo.

En las Zonas Externas se manifiesta por una transgresión sobre los materiales subbéticos plegados; dicha transgresión deposita materiales conglomeráticos de carácter molásico (Formación Alcalá la Real), en las proximidades de las áreas emergidas, muy difíciles de situar. En áreas más distales la sedimentación es pelágica de facies "albarizas", esta sedimentación pelágica sería interrumpida por esporádicas llegadas de masas olistostrómicas proceden

CICLO Iº Unidad I. Burdigaliense inferior



Tomado de Bourgois, 1978. Modificado.


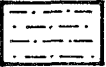

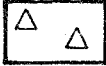
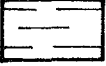
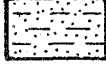

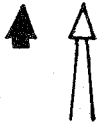
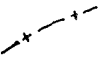

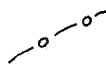
- | | | | | | |
|---|---|---|------------------------------------|---|---------|
|  | Areas emergidas |  | Flyschs penibéticos |  | Flyschs |
|  | Formacion Los Alamillos y afines |  | Cuenca de las Arcillas con bloques | | |
|  | Moronitas |  | Neonumídico | | |
|  | Sentido de alimentación de los klipps sedimentarios y de la formación Los Alamillos |  | Zona topograficamente alta | | |
|  | Cabalgamientos superficiales |  | Ejes de máxima subsidencia | | |

Fig. 43

tes de regiones más meridionales. En el sector occidental de la Cordillera se estaría formando el "complejo tectonosedimentario del Guadalquivir" (Bourgeois, 1.978).

Sobre las Zonas Internas durante este primer episodio, se desarrollaría una sedimentación marina somera con arrecifes de coral en áreas próximas a relieves emergidos (Valle de Lecrín). Este episodio se muestra igualmente transgresivo sobre el substrato o sobre formaciones miocénicas del ciclo anterior.

b) El episodio regresivo.

Los retromovimientos hacia el S. desarticularían esta zona de sedimentación sobre las Zonas Internas, y quedaría suturado el contacto entre las Zonas Internas y Externas.

Después de estos retromovimientos, ya en el Serravallense, ocurre una regresión muy difícil de poner de manifiesto en la Zona Subbética; el tipo de sedimentación sigue siendo de facies pelágicas de tipo "albarizas".

Esta regresión, que coincide con un descenso del nivel de los océanos (Vail et al. 1.977), queda muy claramente puesta de manifiesto sobre las Zonas Internas; también resulta bien identificada en Mallorca (Colom, 1.967 y Pomar, 1.980) donde es responsable de los depósitos lacustres de la llanura central de la isla.

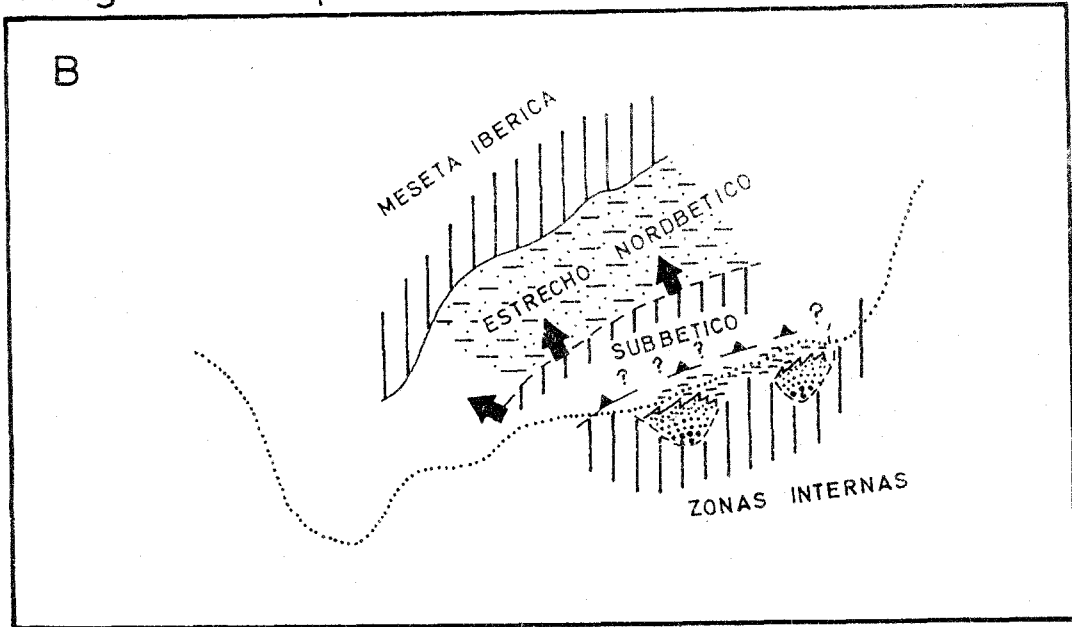
En el área estudiada, durante el periodo regresivo se desarrolla una sedimentación lacustre muy somera donde se deposita yeso y calizas travertínicas con gasterópodos y characeas; estas zonas lacustres resultan influenciadas por abanicos aluviales procedentes de relieves alpujárrides y maláguides situados más al S., como lo demuestran las direcciones de los aportes.

Estos depósitos detríticos groseros, son el testimonio de un levantamiento de las Zonas Internas y una activa denudación del relieve. La Formación La Feza constituye un buen ejemplo de este episodio regresivo.

No se puede descartar la posibilidad de que algunos de los relieves creados durante los retromovimientos anteriores a esta regresión y situados al N. de las Zonas Internas, pudieran haber actuado como barreras paleogeográficas que favoreciera la instalación de estas zonas lacustres.

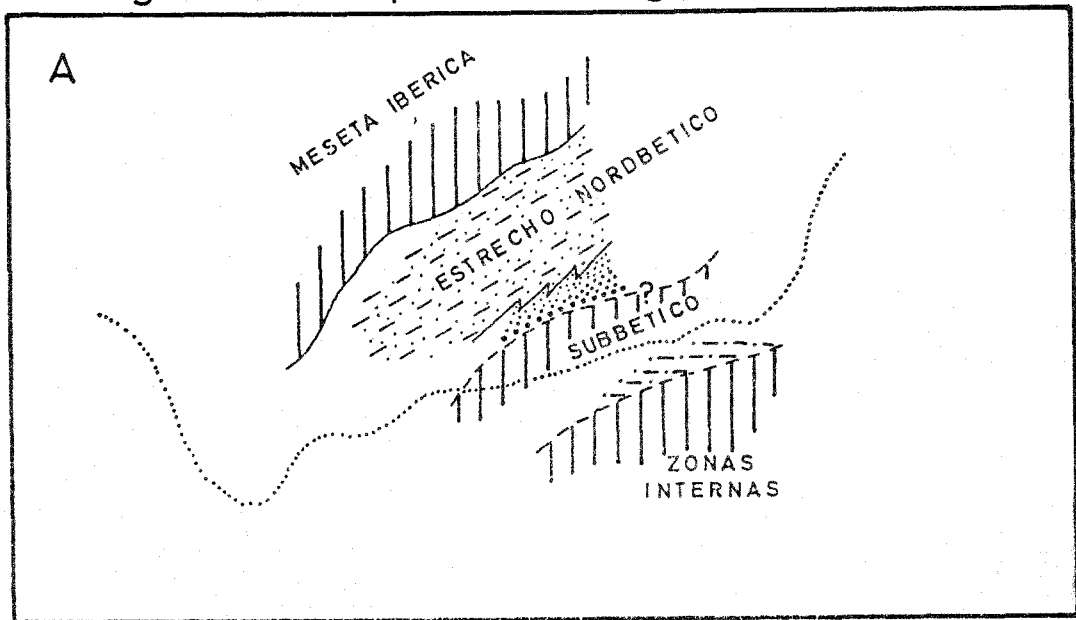
Otros depósitos continentales de esta edad, y correspondientes a este periodo regresivo, no se han citado hasta el momento; sin embargo materiales

CICLO 2° Unidad III
Langhense superior - Serravallense



- Sentido de emision de allostromas
- Contacto Zonas Internas - Externas
- Abanicos aluviales y zonas lacustres

CICLO 2° Unidad II
Burdigaliense superior - Langhense



- Areas emergidas
- Formación Alcalá la Real y afines
- Sedimentación marina somera
- "Albarizas"

muy similares pero de edad más reciente (Tortonense inferior) si ha sido citados en las cuencas de Sorbas (Ott d'Estevou, 1.980) y en la de Huerca Overa (Briend, 1.981).

Esta diferencia de edad podría explicarse por la diferente ubicación geográfica de estas cuencas, situadas más al interior de las Zonas Internas, de tal modo que la transgresión siguiente (Tortonense inferior) se manifestara en éstas más tarde. De cualquier manera, igualmente que ocurre con la Formación La Peza, los materiales adquieren potencias considerables lo que denota una acusada subsidencia, propia de un contexto tectónico distensivo como el que se deduce para el Serravallense.

El clima durante este segundo ciclo de la parte alta del Mioceno inferior y medio, debió de ser un clima tropical; así lo deduce Viguiet (1.974) del estudio de los minerales de la arcilla en las "albarizas". Los materiales rojos de la base de la Formación La Peza, evidencian periodos de rubefacción propios de un clima cálido y húmedo; los abanicos aluviales y los depósitos de yeso y calizas travertínicas también apoyan la idea de un clima templado y húmedo para este ciclo.

Una nueva transgresión termina con este segundo ciclo y dá comienzo al tercero, ya en la base del Mioceno superior.

La Fig. 44-A, es un ensayo de reconstrucción paleogeográfica para el episodio transgresivo de este ciclo y la B, para el episodio regresivo del mismo.

IV-3.- EL CICLO TORTONENSE-MESSINENSE INFERIOR

La importante etapa tectónica de finales del Serravallense imprime un cambio profundo a la paleogeografía de las Cordilleras Béticas. Resultado de la misma es el definitivo emplazamiento del subbético y los últimos retoques, a veces muy espectaculares, al contacto entre las Zonas Internas y Externas.

Consecuencia de esta etapa orogénica es el cierre del estrecho nordbético y la pérdida de comunicación entre el dominio Atlántico y Mediterráneo por este área (Calvo et al. 1.978).

Este hecho de singular importancia permitirá la llegada a través de este área, de las faunas de vertebrados más antiguos del neógeno de las Cordilleras Béticas.

Este ciclo comprende las unidades IV y V de las diferenciadas en el sector central.

IV-3-1.- EL EPISODIO TRANSGRESIVO

Trás la etapa tectónica de finales del Serravallense-Tortonense basal, un corto periodo de distensión se manifiesta muy espectacularmente con la transgresión del Tortonense inferior.

Durante este periodo distensivo, muy breve en el tiempo, se producirán cambios sustanciales en la paleogeografía.

En las Cordilleras Béticas este periodo de relajación y la transgresión subsiguiente produce dos importantes eventos paleogeográficos; de una parte la individualización del Mar de Alborán y de otra la flexura del zócalo que propicia la invasión de la Meseta por el mar tortonense. Este es el comienzo de la Depresión del Guadalquivir, hasta entonces parte del "estrecho nordbético". El "complejo tectonosedimentario del Guadalquivir", elaborado durante el ciclo anterior, termina de emplazarse definitivamente; la transgresión ha llegado a su máximo y éste será cubierto por el episodio regresivo del Tortonense superior. En las Cordilleras Béticas orientales, se individualizan numerosas cuencas, tanto en la Zona Subbética como en las Zonas Internas (Montenat, 1.977).

En el área estudiada (sector central) las transformaciones y cambios de la paleogeografía siguen las mismas directrices generales del resto de la Cordillera.

La etapa tectónica postserravallense-Tortonense basal, en el subbético puede ser la responsable del desplazamiento al NO. de la Sierra de San Pedro; en las Zonas Internas es la causante del plegamiento de la Formación La Peza.

La corta etapa de relajación subsiguiente marca la individualización de las depresiones de Granada y Guadix.

IV-3-1-1.- LA TRANSGRESION DEL TORTONENSE INFERIOR EN EL SECTOR CENTRAL DE LA ZONA SUBBETICA

El corto periodo de relajación subsiguiente a la etapa postserravallense determina en el interior de la Zona Subbética al igual que en otros sectores, la formación de una serie de horst y graben con una alineación bética (NE. - SO.) interconectados entre sí por otros de dirección NO. - SE.

La paleogeografía de esta porción de la Zona Subbética, si bien difícil de reconstruir en el detalle es fácil imaginarla; la transgresión del Tortonense inferior invadiría estos graben, cuyo resultado sería un mar de morfologías de costas muy recortadas y complicadas, en el que numerosas islas habrían quedado emergidas después de la transgresión.

El tipo de sedimentación sería carbonatada detrítica en las áreas más someras y margosa de facies "albarizas" en las profundas y alejadas de la costa. En este contexto paleogeográfico la batimetría se muestra como un elemento fundamental en el control y distribución de las facies.

En el área estudiada los afloramientos de Cuevas de San Marcos, Iznájar, Fuentes de Cesna y Montefrío, serían los restos de uno de estos graben que constituiría un surco que gana profundidades hacia el SO. (predominio de facies "albarizas") por donde conectaría con la Depresión del Guadalquivir.

El afloramiento de Alcalá la Real constituiría un golfo profundo y subsidente, donde se acumulan más de 400 metros de materiales margosos. Este golfo claramente abierto a la Depresión del Guadalquivir, se vería modificado al emplazarse la Unidad del Vadillo Alto.

La Depresión de Ronda, muy próxima a la del Guadalquivir sería otro de estos golfos; con un alto fondo en la parte central del mismo (antiforme San guijuela-Salinas). Tanto este alto fondo central como una orla periférica a los bordes de este golfo, sería asiento de una sedimentación carbonatada bioclástica que cambiaría a facies de margas pelágicas hacia las partes más profundas (ver modelo de rampas carbonatadas en el capítulo de Estratigrafía). Este esquema en sus líneas fundamentales sería válido para el resto de la Zona Subbética.

Una vez que cesa la distensión, este sector central pasa a tener una situación tectónica compresiva con una manifiesta inestabilidad sinsedimentaria. Esta inestabilidad queda reflejada en las deformaciones de láminas y estratos así como por las vertidas de gruesos bloques de materiales jurásicos y conglomerados procedentes de los relieves emergidos.

El clima durante el Tortonense inferior debió ser muy cálido y poco húmedo, como lo atestiguan de una parte la relativa escasez de elementos detríticos, y de otra la gran cantidad de elementos bioclásticos que constituyen las series; esta gran cantidad de elementos bioclásticos evidencia un mar ca

lido con un extraordinario potencial biogénico.

En resumen en la Zona Subbética durante el Tortonense inferior se pueden diferenciar de una parte estrechos surcos delimitados por una gran cantidad de relieves emergidos; en posiciones más septentrionales golfos de morfología más o menos complicada que forman parte del margen meridional de la Depresión del Guadalquivir. Esta margen meridional sería de morfología también muy complicada, consecuencia de encontrarse instalada sobre una zona recién emplezada tectónicamente y en la que durante esta etapa, todavía se producen algunas modificaciones. No hay que olvidar el papel de los materiales triásicos de facies keuper que pudieron ayudar a aumentar esta movilidad del margen S. de la Depresión del Guadalquivir.

El tipo de sedimentación, está muy influido por el paleorelieve que invadió el mar; los sedimentos muestran en su forma de ordenarse y en sus estructuras internas una clara influencia de áreas oceánicas, con mareas y corrientes que contribuyen a regular la distribución de los sedimentos.

Estas áreas de la Zona Subbética estarían durante el Tortonense inferior conectadas con mares epicontinentales situados más al S. y que ocuparían las depresiones situadas en el contacto entre las Zonas Internas y Externas.

IV-3-1-2.- LA TRANSGRESION DEL TORTONENSE INFERIOR EN EL SECTOR CENTRAL DE LAS ZONAS INTERNAS

La relajación subsiguiente a la compresión finiserravallense, dá origen a la individualización de las extensas depresiones de Granada y Guadix, en el contacto con las Zonas Externas.

En el interior de las Zonas Internas, se individualizan una serie de cuencas menores con dos direcciones paleogeográficas claras; unas de dirección aproximada E.-O., que delimitarían corredores como los de Serón-Caniles y el de Orgiva-Canjáyar, las otras de dirección aproximada NO.-SE. conectarían a las anteriores entre sí y con el Mediterráneo.

De estos surcos NO.-SE., en este sector central, habría tres de mayor importancia: el Valle del Guadalhorce que conectaría la Depresión del Guadalquivir con el Mediterráneo, el Valle de Lecrín que conectaría la Depresión de Granada y el Valle del Rio Darrical, que abriría el corredor Orgiva-Canjáyar al Mediterráneo a través de la Depresión de Berja.

El esquema, si bien muy parecido al de la Zona Subbética, delimitaría

áreas emergidas más extensas tales como Sierra Nevada, Sierra de los Filabres, Sierra Gador, etc.

El dispositivo sedimentario sería diferente en cada uno de estos casos. En las depresiones de Granada y Guadix la sedimentación respondería a mares epicontinentales, con dominio de depósitos bioclásticos propios de una plata forma interna en áreas someras y margas con escafópodos, gasterópodos y lamelibranquios propios de unas facies de plataforma externa, en las zonas más profundas (formaciones Quentar y Morollón).

Desde el punto de vista hidrodinámico, estos mares se muestran con situ ciones mucho menos energéticas y con menos influencia oceánica que la Zona Subbética.

Las áreas próximas a relieves emergidos recibirían una mayor influencia detrítica. El contacto Zonas Internas-Externas, cubierto por estas cuencas, se muestra activo dando lugar a un diastrofismo sinsedimentario muy marcado (ver apartado de relación tectónica-sedimentación).

Los estrechos corredores de dirección NO.-SE. y E.-O., responde a un esquema de sedimentación algo diferente; se trataría de profundos surcos con estrechas orlas de sedimentación bioclástica, que cambian bruscamente de facies a potentes series de margas con turbiditas en las partes centrales (mar gas con turbiditas de Ugijar).

Los accidentes que delimitan estos surcos se muestran muy activos, funcionando como una fuerte componente de desgarre e influyendo la sedimentación de una manera clara.

El clima sería de nuevo cálido con un elevado potencial biogénico para este mar tortonense; los aportes terrígenos siempre se muestran minoritarios en relación con la sedimentación bioclástica.

Igual que ocurría en la Zona Subbética, la topografía del relieve invadi do por el mar y los accidentes tectónicos que delimitan las cuencas, juegan un papel fundamental en el control del tipo y distribución del sedimento.

Este periodo compresivo que afecta al sector central de la Cordillera du rante el Tortonense inferior, llega a su punto máximo con la discordancia in tratortonense; marcará el inicio de la regresión, que durante el Tortonense superior afecta a esta y otras áreas de las Cordilleras Béticas. Un ensayo de reconstrucción paleogeográfica para este episodio transgresivo, de edad

Tortonense inferior, se muestra en la figura 45.

IV-3-2.- EL EPISODIO REGRESIVO

El episodio regresivo de este tercer ciclo comprende la unidad V y su edad es Tortonense superior-Messinense inferior.

Después de producirse la discordancia intratortonense, el sector central de la Cordillera se vé sometido a un periodo de relajación que vá acompañado de un levantamiento importante de los relieves y una regresión importante, especialmente en las depresiones de Granada y Guadix.

IV-3-2-1.- LA REGRESION DEL TORTONENSE SUPERIOR EN EL SECTOR CENTRAL DE LA ZONA SUBBETICA

Del estudio estratigráfico de los afloramientos situados en el interior de la Zona Subbética, se deduce que la regresión comienza un poco antes de que la discordancia intratortonense se manifieste en el interior de los materiales. Esta es la consecuencia de que la discordancia, en dichos afloramientos quede incluida en el tramo calcarenítico ya regresivo sobre las facies pelágicas de tipo "albarizas" (ver apartado II-1-1).

En cuanto al dispositivo paleogeográfico, no se modifica excesivamente con respecto al episodio transgresivo; las áreas emergidas serían mayores, como lo demuestra el caracter restrictivo de los afloramientos situados por encima de la discordancia intratortonense.

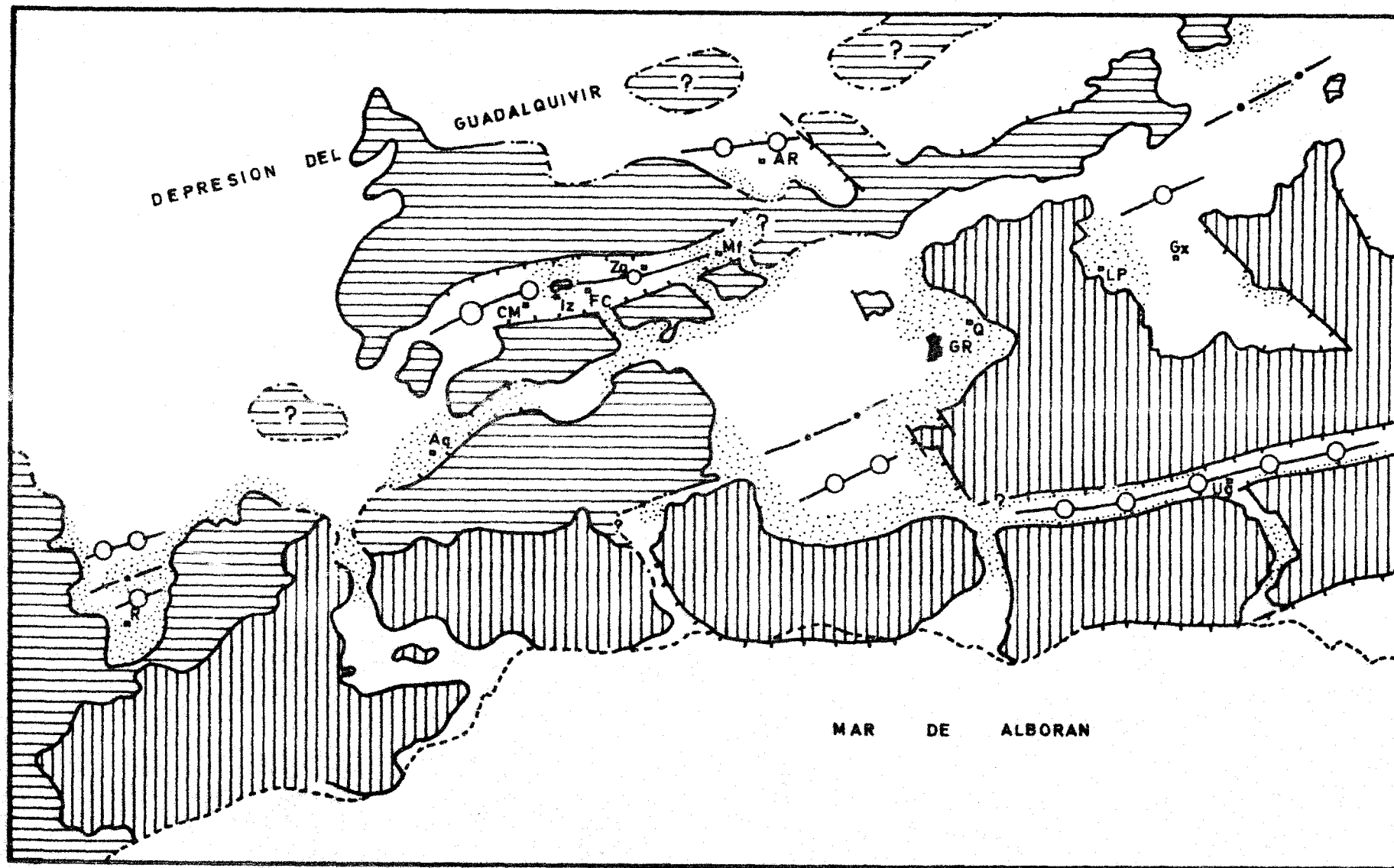
El trazado de las líneas de costa, menos complicado, evidenciaría mejor que esta porción de la Zona Subbética constituye el borde meridional de la Depresión del Guadalquivir.

En el área estudiada esta unidad V, que es el reflejo de este episodio regresivo, no contiene materiales de edad Messinense; posiblemente sea debido a que en esta época, todo este sector de la Zona Subbética ya estaría definitivamente emergido.

Muy posiblemente, se habría perdido la comunicación de este sector con las depresiones, más meridionales, de Granada y Guadix.

En cuanto al tipo y caracter de la sedimentación, se mantienen las mismas directrices marcadas por la transgresión anterior; algunas áreas donde antes se depositaban facies pelágicas ahora son asiento de una sedimentación carbonatada detrítica más somera.

CICLO 3.º Unidad IV. Episodio transgresivo. Tortonense inferior



AREAS EMERGIDAS



Zonas Internas

Zonas Externas



Deposito de calcarenitas bioclasticas



Areas mas subsidentes



Altos fondos



Limite actual de costas



Limite dudoso

Fig. 45

IV-3-2-2.- LA REGRESION DEL TORTONENSE SUPERIOR EN EL SECTOR CENTRAL DE LAS ZONAS INTERNAS

Durante esta regresión del mar tortonense, se depositan los últimos sedimentos neógenos marinos conocidos en este área; como consecuencia de la regresión, las cuencas pasarán a ser totalmente continentales hacia el límite Tortonense-Messinense. Por el contrario el sector oriental de la Cordillera conocerá una nueva transgresión que afectará a las cuencas situadas en posiciones más próximas al Mediterráneo.

El esquema paleogeográfico sería parecido al del episodio transgresivo, las áreas emergidas serían más extensas como consecuencia del fuerte levantamiento que experimentan las Zonas Internas; algunas depresiones como las de Granada y Guadix, hasta entonces unidas, comenzarían a perder su conexión y tendrían una mayor tendencia a la definitiva individualización.

Por el contrario el tipo y facies de los sedimentos si que experimenta notables cambios. El fuerte levantamiento de las áreas emergidas y la consecuente erosión, origina gran cantidad de materiales que se acumulan en las depresiones y tienden a colmarlas, lo que acentúa más el carácter regresivo de este periodo.

Este fuerte levantamiento de las Zonas Internas determina que se empiece a adquirir, ya en esta época, las directrices generales del relieve actual. Sobre las áreas emergidas comienza a instaurarse un sistema de drenaje, por el que se canaliza a las cuencas los productos de la erosión.

Sobre los bordes de estas depresiones se sitúan, en las desembocaduras de los valles, una serie de abanicos deltaicos con una clara dinámica de progradación hacia el interior de las mismas (formaciones Dudar y Molicias). Estos abanicos deltaicos suponen acumulaciones anómalas de materiales dispuestos en forma de lóbulos que no llegarían a conectar entre sí.

Las partes centrales de las depresiones, donde no alcanzaría la influencia terrígena, tendrían una sedimentación pelágica de margas con foraminíferos planctónicos.

Paralelamente al levantamiento de los relieves, los ejes de máxima subsidencia de las depresiones van migrando hacia posiciones cada vez más externas, como se deduce de la distribución superficial de las facies y de las potencias de las diversas columnas estratigráficas.

Hacia el límite Tortonense-Messinense se produce un fuerte descenso del nivel del mar, que deja las depresiones prácticamente desconectadas del mismo; este descenso del nivel del mar, que en la Depresión de Guadix puede evaluarse en más de 100 metros, coincide con el descenso más grande del nivel de los océanos de todo el Mioceno (Vail et al. 1.977).

La consecuencia inmediata, es que los bordes de las depresiones pasan a ser continentales, con la instalación de grandes conos aluviales; éstos sustituyen a los anteriores abanicos deltaicos, situados en las desembocaduras de los valles (Formación de Pinos Genil y afines).

En el centro de las depresiones el descenso del nivel del mar se manifiesta por un repentino cambio de fauna planctónica, que es sustituida por otra bentónica sin que se manifieste ningún cambio de la litología. Este hecho se interpreta como consecuencia de la rapidez del descenso del nivel del mar, sin que transcurra tiempo para que las facies esten en equilibrio con la batimetría.

En la Depresión de Granada cuyo eje de máxima subsidencia varía considerablemente de posición, trasladándose a áreas más externas, se deposita una potente serie evaporítica.

Uno de los principales interrogantes que tiene la paleogeografía de esta época, es el punto de conexión de la Depresión de Granada con el Mediterráneo; dos vías parecen lógicas en principio, una sería por el Valle de Lecrín y otra por el Corredor de Zafarraya que conectaría con el Mediterráneo por el O. de Sierra Tejeda. Por el momento los argumentos no son decisivos para inclinarse por ninguna de las dos posibilidades.

En la Depresión de Guadix no se conocen materiales evaporíticos de la misma edad que los de la de Granada; en el borde SO. sobre los materiales marinos se coloca discordante la Formación de Guadix, con una laguna intermedia difícil de evaluar.

La ausencia aparente de depósitos de esta época en la Depresión de Guadix, se puede deber a dos razones; que la depresión quedara totalmente desconectada del mar y no se depositaran materiales evaporíticos, y los continentales que lo hicieron no se han identificado como tales. La otra posibilidad es que se encuentren en posiciones más al centro y que no afloren en la actualidad.

La porción más occidental del corredor Ugijar-Gajáyar, en esta época ya

totalmente emergida, sería asiento de los depósitos conglomeráticos del conjunto continental superior.

Un ensayo de reconstrucción paleogeográfica para este episodio regresivo, de edad Tortonense superior, se muestra en la Fig. 46.

IV-4.- EL CICLO MESSINENSE-PILOCENO

Corresponde a la unidad VI, última de las diferenciadas.

La característica más significativa de este ciclo es que, a excepción de la Depresión de Ronda, desde su inicio la sedimentación es continental en to dos los afloramientos estudiados.

El dispositivo paleogeográfico sería totalmente continental excepto la Depresión de Ronda que durante el Messinense superior sería un golfo muy somero conectado con la Depresión del Guadalquivir. La margen meridional de és ta, que sería a su vez un golfo del dominio atlántico, se encontraría ya bas tante desplazada hacia el NO.

La Depresión de Ronda se caracterizaría por una sedimentación carbonatada muy somera con escasos aportes detríticos (miembro carbonatado de la Formación de Setenil).

En el resto de la Zona Subbética se ubicarían algunos lagos en las áreas más deprimidas, que recibirían aportes conglomeráticos de los relieves circun dantes (conglomerados y calizas con lignitos de Alcalá la Real y Antequera).

Otro tanto ocurriría en el sector central de las Zonas Internas donde las depresiones estarían orladas de sistemas de abanicos aluviales, que proporcionarían una sedimentación detrítica grosera; ésta cambiaría de facies hacia las partes centrales con sedimentación detrítica fina o carbonatada en las zonas más deprimidas ocupadas por lagos.

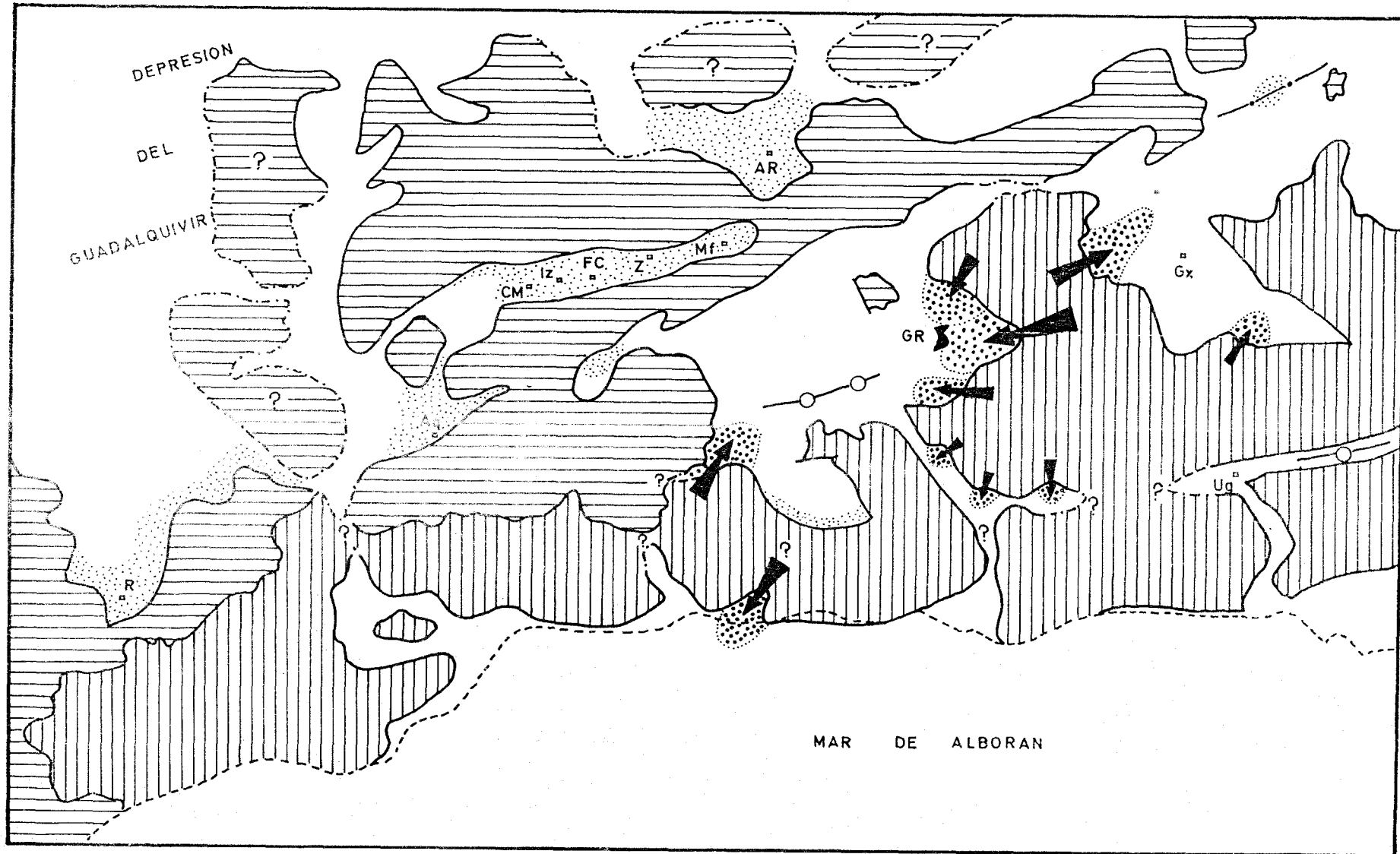
La influencia de estas orlas detríticas sobre los lagos centrales en oca siones podría ser de tipo turbidítico (turbiditas de La Malá).

Como consecuencia del fuerte levantamiento que experimentan los relieves se produce una fuerte erosión del sustrato y de algunas formaciones neóge- nas más antiguas.

El Mediterráneo y las cuencas conectadas con él, serían en este tiempo testigos de la "crisis de la salinidad".

Después de la "crisis de la salinidad", los dominios atlánticos y medite

CICLO 3º. Unidad V. Episodio regresivo. Tortonense superior.



AREAS EMERGIDAS



ZONAS INTERNAS

ZONAS EXTERNAS



Depósito de calcarenitas bioclásticas

Cuerpos deltaicos



Dirección de los aportes terrígenos



Límite actual de costas



Límite dudoso

Fig. 46

rráneos y sus áreas de influencia conocerán una nueva transgresión, que ya no afectará al sector central de la Cordillera.

Las series estratigráficas de las depresiones de Granada y Guadix, muy potentes, son testigo del fuerte levantamiento de los relieves béticos que siguen desplazando los ejes de mínima elevación de las cuencas hacia el N.

CONCLUSIONES GENERALES

CONCLUSIONES GENERALES

El estudio estratigráfico realizado permite diferenciar, en el sector central de las Cordilleras Béticas, seis unidades estratigráficas cuya edad comprende desde el Burdigaliense inferior al Plioceno inferior.

Cada una de estas unidades está limitada en su base y techo por discontinuidades de importancia regional; el modo de manifestarse dichas continuidades, puede ser desde espectaculares discordancias a sutiles paraconformidades. Estas unidades son el resultado de la interacción de tres factores fundamentales: velocidad de sedimentación, diastrofismo y cambios en el nivel del mar.

Esta metodología de división del registro sedimentario en unidades, que en su concepto coinciden con las diferenciadas en este trabajo, ha sido ya utilizada por otros autores quienes les han denominado "unidades deposicionales" (Mitchum et al. 1.977) y "unidades tectosedimentarias" (Garrido-Me-gias, 1.981).

Estas seis unidades se identifican total o parcialmente en tres áreas o dominios de sedimentación, que de N. a S. son: Zona Subbética, límite Zonas Externas-Internas y Zonas Internas. En cada uno de estos tres dominios dichas unidades presentan características propias, tanto lito como bioestratigráficas y se muestran fuertemente influidas por el marco paleogeográfico en que se desarrollaron. Común a todas, independiente del área de sedimentación, es la estrecha relación que muestran con el proceso tectónico.

Las seis unidades diferenciadas pueden agruparse en elementos de rango mayor o ciclos, cada uno de los cuales contiene una o más de estas unidades. Los límites entre estos ciclos están marcados por importantes cambios en el dispositivo paleogeográfico.

El ciclo primero contiene la unidad I y su edad es Burdigaliense inferior, es transgresivo sobre las Zonas Internas y Externas. En el subbético se caracteriza por una sedimentación pelágica, al igual que en las Zonas Internas donde se advierte una fuerte influencia detrítica procedente de los complejos Alpujárride y Maláguide. Entre las Zonas Internas y Externas se sitúa un profundo surco donde se sedimentan arcillas rojas que reciben importantes cantidades de materiales alótonos (Bourgeois, 1.978).

Dicho ciclo termina con el acercamiento de las Zonas Internas a las Ex-

ternas y la expulsión hacia el N. de los materiales que se depositaban en el surco situado entre ambas.

El segundo ciclo, de edad Mioceno inferior y medio comprende las unidades II y III. Consta de un episodio transgresivo tanto sobre la Zonas Subbética como sobre las Zonas Internas. A continuación se produce una modificación sustancial del contacto Zonas Internas-Externas y un episodio regresivo, especialmente claro sobre las Zonas Internas.

Durante este episodio regresivo se produce un nuevo levantamiento de las Zonas Internas, dentro de un marco claramente distensivo, y una nueva erosión de los complejos Alpujárride y Maláguide. El ciclo termina con la colocación del frente subbético y una transgresión en el Tortonense basal.

El ciclo tercero es el mejor desarrollado, comprende las unidades IV y V y corresponde a la mayor parte del Mioceno Superior.

Consta de un primer episodio transgresivo, de edad Tortonense inferior, durante el que se depositan facies carbonatadas bioclásticas en las áreas próximas a relieves y altos fondos y facies de plataforma externa y pelágicas en las zonas profundas.

El episodio superior regresivo marca el inicio de un proceso de distensión con fuerte levantamiento de las áreas emergidas, instauración de un sistema de drenaje y depósitos de potentes formaciones molásicas; culmina con una total pérdida de comunicación de las cuencas intramontañosas con el mar.

Ambos episodios, transgresivo y regresivo están separados por una de las discontinuidades mejor conocida en toda la Cordillera, la intratorntonense.

El cuarto y último ciclo es ya continental, excepto en la Depresión de Ronda donde su base es marina. Se caracteriza por una acentuación del proceso distensivo y una marcada tendencia de las cuencas a hacerse endorreicas; sus áreas centrales más deprimidas son asiento de una sedimentación lacustre.

BIBLIOGRAFIA CITADA EN EL TEXTO

- ADDICOTT, W.O. SNAVELY, P.D. BUKRY, D. and POORE, R. (1.978). Neogene Stratigraphy and Paleontology of Southern Almeria Province, Spain: An Overview. Geol. Surv. Bull. 1.954.
- AGUIRRE, E. (1.957). Una prueba paleomastológica de la edad cuaternaria de los Conglomerados de La Alhambra (Granada). Estudios Geológicos. 34. p. 135-140.
- AGUIRRE, E. (1.974). Depresión de Granada. Col. Int. Biost Neog. sup. y Cuat. inf. Libro Guia.
- ALDAYA, F. DIAZ DE FEDERICO, A. GARCIA-DUEÑAS, V. MARTINEZ-GARCIA, E. NAVARRRO-VILA, F. y PUGA, E. (1.980). Lanjarón (2043). Mapa Geológico de España. 1:50.000 2ª Serie I.G.M.E.
- ALDAYA, F. BAENA, J. y EWERT, K. (en prensa) Berja (1043). Mapa Geológico de España. 1:50.000 2ª Serie I.G.M.E.
- ALLEN, J.R.L. and BANKS, N.L. (1.972). An interpretation and analysis of recumbent folded deformed cross-bedding. Sedimentology. 19. p. 257-283.
- ANDERTON, R. (1.976). Tidal Shelf sedimentation: an example from the Scottish Dalradian. Sedimentology. 23. p.429-458.
- APOSTOLESCU, V. et BIJU-DUVAL, B. (1.974). Le Néogene de la partie orientale des Chaines bétiques. Paris-Rueil. Rapport I.F.P. inédit. Div. Geol. n° 18501.
- BENKHELIL, J. (1.976). Etude néotectonique de la terminaison occidentale des Cordillères Bétiques (Espagne). Thèse 3c. Univ. de Nice.
- BENTLEY, A. (1.970). Sedimentation studies in the Lower Greensand. A Report on the Sedimentology of the Aptian and Lower Albian strata near Leighton Buzzard, Bedfordshire. Thesis Unpubl. Univ. Oxford.
- BERTRAND, M. y KILIAN, W. (1.885). Le bassin tertiaire de Granada. Bol. Com. del Mapa Geol. de España. XII.
- BERTRAND, M. y KILIAN, W. (1.889). Etudes sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Granada et de Malaga (Mission d'Andalousie) Mém. à l'Acad. Sc. Inst. Nat. France. 5. 30. 2. p. 377-599.
- BLUMENTHAL, M. (1.929). Uber das Alter der ersten pstorogenetischen Sedimente in den Westlichen betischen kordillieren und die dadurch festgelegte Hauptphasa der Gebirgsbildung. Geol. Rundsch. XX. p. 205-210.
- BLUMENTHAL, M. (1.933). Geologie der Berge um Ronda (Andalousien) Ecl. geol. Helv. XXVI. p. 44-92.

- BOULIN, J. BOURGOIS, J. CHAUVE, P. DURAND DELGA, M. MAGNE, J. MATHIS, V. PEYRE, Y. RIVIERE, M. et VERA, J.A. (1.973). Age miocène inférieur de la formation de la Viñuela, discordante sur les nappes internes bétiques (Province de Málaga) C.R. Ac. Sc. Paris 276. série D. p. 1245-1248.
- BOURGOIS, J. (1.973). Présence et définition dans la région de Cañete la Real et de Grazalema d'une formation d'Argiles à blocs (Province de Séville, Cadix et Malaga, Espagne). C.R. Ac. Sc., Paris. 276, série D. p. 2939-2942.
- BOURGOIS, J. (1.978). La transversale de Ronda cordillères bétiques, Espagne données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar. Extrait des Ann. Sc. Univ. Besaçon. Géologie 3è série, fasc. 30. 445 p.
- BOURGOIS, J. CHAUVE, P. MAGNE, J. MONNOT, J. PEYRE, Y. RIGO, E. et RIVIERE, M. (1.972). La formation de Las Millanas. série burdigalienne transgressive, sur les zones internes des cordillères bétiques occidentales (région d'Alozaina-Tolox, province de Malaga, Espagne). C.R. Ac. Sc. Paris. 275, série D. p. 169-172.
- BOURGOIS, J. CHAUVE, P. et PEYRE, Y. (1.973). Présence de faciès "flysch" à l'Est de Granada. Ann. Sc. Univ. Besaçon, 3è série. 20. p. 139-142.
- BOUSQUET, J.C. MONTENAT, C. et PHILIP, H. (1.976). La evolución tectónica reciente de las Cordilleras Béticas Orientales. Reun. Geod. Cord. Bet. y Mar de Alborán. Granada. p. 59-78.
- BRIEND, M. (1.981). Evolution morpho-tectonique du bassin néogène de Huerca Overa. Cordilleres bétiques orientales. Espagne. These. Docum. et trav. I.G.A.L. Paris. 208 p.
- BRUIJN, H de. (1.974). The Ruscinian rodent succession in Southern Spain and its implications for the biostratigraphic correlations of Europa and North Africa. Seuckebergiana lethaea. 55. 1-5. p. 435-443.
- CALVO, J.P. (1.978). Estudio petrológico y sedimentológico del Terciario marino en el sector central de la provincia de Albacete. Estudios Geológicos. 34. p. 407-429.
- CALVO, J.P. ELIZAGA, N. LOPEZ-MARTINEZ, F. y USERA, J. (1.978). El Mioceno superior continental del Prebético Externo: Evolución del Estrecho Nordbético. Bol. Geol. Min. 89. p. 407-426.
- CARRASCO, F. GONZALEZ-DONOSO, J.M. LINARES, D. RODRIGUEZ, P. y SERRANO, F. (1.978). Sobre la presencia de materiales del Mioceno superior en la desembocadura del Rio Velez (provincia de Málaga). Cuad. de Geol. Univ. Granada. 8-9. p. 266-273.
- COLOM, G. (1.951). Estudio sobre las microfaunas de algunas cuencas marinas internas Mio-pliocénicas de la Cordillera Subbética. Bol. Real Soc. Española Hist. Nat. 49. 1-3. p. 157-191.

- COLOM, G. (1.952). Aquitanian-Burdigalian deposits of the North strait. Spain Journ. Pal. XXVI, p. 867-885.
- COLOM, G. (1.954). Les moronites du détroit Nord bétique (Espagne). Congr. geol. intern. 19ème session, Alger. 9152. 13. p. 25-33.
- COLOM, G. (1.977). Les lacs du Burdigalien supérieur de l'île de Majorque (Baléares) et de rôle des Mélosires (Diatomées) dans la formation de leurs "Varves". B.S.G.F. 7è ser. 6. p. 835-843.
- COMAS, M.C. (1.978). Sobre la Geología de los Montes orientales; Sedimentación y evolución paleogeográfica desde el Jurásico al Mioceno inferior (Zona Subbética, Andalucía). Tesis Doctoral Univ. Bilbao 323 p. Inédita.
- CRUZ-SANJULIAN, J. (1.975). Estudio geológico del sector Cañete la Real-Teba-Osuna. Tesis Doctoral. Univ. Granada. 431 p.
- CHAUVE, P. (1.968). Etude géologique du Nord de la province de Cadix. Mem. Inst. Geol. y Min. España. LXIX. 377 p.
- CHAUVE, P. MATAILLET, R. PECHOUX, J. et RANGHEARD, Y. (1.976). Phénomènes tectono-sédimentaires dans la partie occidentale de la Sierra du Nord de Majorque (Baléares, Espagne). Ann. Sci. de l'Univer. de Besançon. 26. 3è Scr. p. 31-33.
- CHAUVE, P. MATAILLET, R. PECHOUX, J. et RANGHEARD, Y. (1.977). Structure de l'Ouest de la Sierra Nord de Majorque. 5én. Reun. Ann. des Sci. de la Terre. Rennes. p. 146.
- CHAUVE, P. MATAILLET, R. PECHOUX, J. et RANGHEARD, Y. (1.978). Structure de l'extrémité Sud-occidentale de la Sierra Nord de Majorque (Baléares, Espagne). Ann. Scient. de l'Université de Besançon. 29. 3è ser. p. 47-62.
- DABRIO, C.J. (1.969). Estudio regional, con especial atención a la estratigrafía, del sector Sierra de Rute-Iznajar (Zona Subbética). Tesis de Licenciatura. Univ. Granada. Inédita.
- DABRIO, C.J. (1.974). Los arrecifes del neógeno de Purchena (SE. Cordilleras Béticas). Cuad. Geol. Univ. Granada. 5. p. 79-88.
- DABRIO, C.J. GARCIA-YEBRA, R. GONZALEZ-DONOSO, J.M. y VERA, J. A. (1.972). Turbiditas asociadas a evaporitas (Mioceno, La Malá, Depresión de Granada). Cuad. Geol. Univ. Granada. 3. p. 139-164.
- DABRIO, C.J. FERNANDEZ, J. PEÑA, J. A. RUIZ-BUSTOS, A. y SANZ DE GALDEANO, C. (1.978). Rasgos sedimentarios de los conglomerados miocenos del borde Noreste de la Depresión de Granada. Estudios Geológicos. 34. p. 89-97.
- DABRIO, C.J. y RUIZ-BUSTOS, A. (1.979). Les conglomérats de la "Blockformation" et leur signification dans l'évolution néogène du bassin de Granada (Cordillères bétiques, Espagne). C. R. Som. Soc. Geol. France. 2. p. 53-55.

- DABRIO, C.J. ESTEBAN, M. y MARTIN, J.M. (1.981). The coral reef of Níjar, Messinian (Uppermost Miocene), Almeria province, S.E. Spain. Jour. Sed. Petrol. 51. 2. p. 521-539.
- DIDON, J. DURAND DELGA, M. FONTBOTE, J.M. MAGNE, J. y PEYRE, Y. (1.961). El Oligoceno superior del Bético de Málaga (Andalucía). Notas y com. del I.G.M.E. 61. p. 115-130.
- DOLLEFUS, G.F. (1.928). Faunule de la mollasse d'Ugijar (Almeria). C.R. Som. Soc. Geol. France. p. 173-174.
- DRONKERT, H. VAN DER POEL, H. and GEERLINGS, L.P.A. (1.979). Gypsum deposits in the Province of Almeria. Consequences for the western Mediterranean. Ann. Geol. Pays. Hellen. 1. p. 345-354.
- DURAND DELGA, M. et FONTBOTE, J.M. (1.960). Le problème de l'âge des nappes alpujarrides d'Andalousie. Rev. Geogr. phys. et Geol. dyn. III 4. p. 181-187.
- ESTEVEZ, A. LOPEZ-GARRIDO, A.C. y SANZ DE GALDEANO, C. (1.978). Estudio de las deformaciones recientes en el sector del Negratín (Depresión de Guadix-Baza). Reun. Geod. Cord. Bet. y Mar de Alborán. Granada. p. 165-192.
- ESTEVEZ, A. RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. SANZ DE GALDEANO, C. y VERA, J.A. (en prensa). Evidencia de una fase compresiva de edad Tortonense en el sector central de las Cordilleras Béticas. Estudios Geológicos.
- FALLOT, P. SOLE, L. COLOM, G. et BIROT, P. (1.950). Sur l'âge des couches de Baza et de la formation de Guadix (Province de Grenade). C. R. Ac. Sc. Paris. 231. p. 504-507.
- FALLOT, P. FAURE-MURET, A. y FONTBOTE, J.M. (1.967). Observations sur la Formation de Guadix. Bol. I.G.M.E. LXXVII. p. 1-48.
- FERNANDEZ, J. (1.980). Estratificaciones cruzadas deformadas (Triásico del borde sureste de la Meseta Ibérica). Estudios Geológicos. 36 p. 237-245.
- FOUCAULT, A. (1.971). Etude géologique des environs de sources du Guadalquivir (Provinces de Jaén et de Grenade, Espagne meridionale). Thèse. Paris.
- FOUCAULT, A. (1.974). Travaux et titres scientifiques el universitaires. Paris. 36 p.
- FOURNIGUET, J. (1.975). Néotectonique et Quaternaire marin sur le littoral de la Sierra Nevada, Andalousie (Espagne). Thèse 3 cycle. Orleans. 234 p.
- GAIBAR-PUERTAS, C. (1.975). Contribución al estudio de la geología submarina en la cuenca del Mar de Alborán. Estudios Geológicos. XXXI. p. 649-679.

- GALLEGO-GUARNIDO, J. (1.978). Estudio de la transgresión tortoniense en el borde SE. de la Depresión de Granada. Tesis de Licenciatura. Univ. Granada. Inédita.
- GARCIA-DUEÑAS, V. y NAVARRO-VILA, F. (1.980). La Peza (1010). Mapa Geológico de España, 1:50.000. 2ª Serie. I.G.M.E.
- GARRIDO-MEGIAS, A. (1.973). Estudio geológico y relación entre tectónica y sedimentación del Secundario y Terciario de la vertiente meridional pirenaica en su zona central (prov. de Huesca y Lérida). Tesis Doctoral. Univ. Granada. Inédita.
- GARRIDO-MEGIAS, A. (1.981). Cuencas sedimentarias: Análisis Tectosedimentario. Madrid. Curso de Exploración y Explotación de Hidrocarburos (SICUE). Panel A/Sedimentación y Generación. conf. A-2. Inédito.
- GARRIDO-MEGIAS, A. LERET, G. MARTINEZ DEL OLMO, W. y SOLER, R. (1.980). La sedimentación neógena en las Béticas: Análisis tectosedimentario. IX. Congreso Nacional de Sedimentología. Salamanca. Resúmenes. p. 110-111.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M. (1.967). Estudio geológico de la Depresión de Granada. Tesis Doctoral. Dpto. de Paleontología. Univ. de Granada. Inédita.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M. (1.968). Conclusiones estratigráficas y paleogeográficas sobre los terrenos miocénicos de la Depresión de Granada. Acta Geol. Hisp. III. 3. p. 57-63.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M. (1.977). Los materiales miocénicos de la Depresión de Granada. Sem. sobre el Messinense. 3. Libro guía de excursiones Málaga. p. 1-8.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M. (1.978). Los materiales miocénicos de la Depresión de Granada. Cuadernos de Geol. Univ. de Granada. 8-9. p. 191-203.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M. y VERA, J.A. (1.965). Estudio geológico de una parte de las laderas nortoccidentales de Sierra Nevada (Granada) Notas y com. I.G.M.E. 78. p. 93-124.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M. RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. SERRANO, F. y VERA, J.A. (1.980). Precisiones estratigráficas sobre la discordancia intratortonense de Montefrío (Granada). Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.) 78. p. 101-111.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M. LINARES, D. MOLINA, E. y RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. (1.981). Presencia de materiales de edad Burdigaliense-Langhense en la Depresión de Alcalá la Real (Sector central de las Cordilleras Béticas). Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.) 79. p. 115-124.
- GONZALEZ-DONOSO, J.M. LINARES, D. y MOLINA, E. (1.981). 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. Española Hist. Nat. (Geol.) 79. p. 103-113.

- GONZALO y TARIN, J. (1.881). Reseña física y geológica de la provincia de Granada. Bol. Com. del Mapa Geol. de España. VIII. p. 1-131.
- GUILLEMIN, M. (1.976). Les formations néogènes et quaternaires des régions de Melilla-Nador et leur deformation (Maroc nord-oriental). Thèse 3 Cycle. Orleans. 220 p.
- HENDRY, H.E. and STAUFER, M.R. (1.975). Penecontemporaneous recumbent folds in trough cross-bedding of Pleistocene sand in Saskatchewan, Canada. Jour sed. Petrol. 45. 4. p. 932-943.
- HERMES, J.J. (1.977). Late Burdigalian folding in the Subbetic North of Velez Blanco, province of Almeria, Southeastern Spain. Proc. Konink Ned. Akad. wetenschappen. Ser. B. 80. 2. p. 89-99.
- HOBDAV, D.K. and READING, H.G. (1.972). Fair weather versus storm processes in shallow marine sand bar sequences in the late Precambrian of Finnmark, North Norway. Jour. Sed. Petrol. 42. p. 318-324.
- HOEDEMAEKER, Ph.J. (1.973). Olisthostromes and other delapsional deposits, and their occurrence in the region of Moratalla (Prov. of Murcia, Spain). Scripta Geologica. 19. 207 p.
- HOWARD, D. JOHNSON (1.977). Shallow marine sand bar sequences: an example from the late Precambrian of North Norway. Sedimentology. 24. p. 245-270.
- KRUIT, C. et MANDL, G. (1.975). Sedimentary "Squeeze Structures" indicative of paleoslope in the upper Cretaceous flysch Basin of the Southern Pyrenees. I col. de Estratigr. y paleogeogr. del Cretácico de España. p. 93-101.
- LEBLANC, D. (1.975). Etude Geologique dans le Rif Externe Oriental au Nord de Taza (Maroc). Thèse Doct. Univ. Paul Sabatier. Toulouse. 293 p.
- LEMOINE, P. (1.929). Les Mélobésiées recueillies par M. Viennot dans la province de Grenade. Bull. Soc. Geol. France. 4^a Ser. XXIX. p.263-272.
- LINARES, A. y COLOM, G. (1.957). Observaciones sobre la sedimentación miocénica en el alto valle del Genil (Granada). Cursillos y Conferencias Inst. "Lucas Mallada". IV. p. 105-110.
- LINARES, D. (1.968). Estudio geológico de una zona situada al W. de Alcalá la Real (Provincia de Jaén, Zona Subbética). Tesis de Licenciatura. Univ. Granada. Inédita.
- LOPEZ-GARRIDO, A.C. y VERA, J.A. (1.979). Mapa de distribución de unidades en las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas en: Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Granada.

- LOWE, D.R. (1.982). Sediment Gravity flows: II Depositional Models with Special Reference to the Deposits of High-Density Turbidity Currents. Jour. Sed. Petrol. 52. 1. p. 279-298.
- MAC-GILLAVRY, H.J. GEEL, T. ROEP, TH.B. and SOEDIONO, H. (1.963). 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. Rund sch. 53. p. 233-256.
- Mc. KEE, E.D. and BIGARELLA, J.J. (1.972). Deformational structures in Brazilian coastal dunes. Jour. Sed. Petrol. 42. p. 670-681.
- Mc. KEE, E.D. REYNOLDS, M.A. and BAKER, C.H. (1.962). Experiments on intraformational recumbent folds in cross-bedded sand U.S. Geol. Survey Prof. Paper. 450-D. p. 155-160.
- Mc. KEE, E.D. REYNOLDS, M.A. and BAKER, CH. (1.962). Laboratory studies on deformation in unconsolidated sediment. U.S. Geol. Survey Prof. Paper. 450-D. p. 151-155.
- MAÑAS, C. (1.969). Estudio geológico del sector Alcalá la Real-Almedinilla. Tesis de Licenciatura. Univ. Granada. Inédita.
- MICHEL-LEVY, A. y BERGERON, J. (1.980). Estudio geológico de la Serranía de Ronda. Bol. I.G.M.E. XVII. 325 p.
- MIDDLETON, G.V. and HAMPTON, M.A. (1.973). Sediment graviti flows: mechanics of flow and deposition, in: Turbidites and Deep-water sedimentation. Soc. Econ. Paleo. Mineral. Pacific section. Short Course. Lecture Note p. 1-38.
- MITCHUM, R.M. VAIL, R.R. and THOMPSON, S. (1.977). The Depositional sequence as a Basic Unit for Stratigraphic Analysis. in: Seismic Stratigraphy. A.A.P.G. Memoir 26. p. 3-62.
- MOLINA, E. (1.979). Oligo-Mioceno inferior por medio de foraminíferos planc-tónicos en el sector central de las Cordilleras Béticas. Tesis Doctoral. Univ. Granada. 310 p. Granada y Zaragoza.
- MONTENAT, C. (1.973). Les formations néogènes et quaternaires du Levant espagnol. (Provinces d'Alicante et du Murcia). Thèse Sc. Orsay-Paris. 1.170 p.
- MONTENAT, C. (1.975). Le Néogène des Cordillères bétiques. Essai de synthèse stratigraphique et paléogéographique. Paris rapport. BEICIP, inédit. 187 p.
- MONTENAT, C. (1.977). Les bassins néogènes du levant d'Alicante et de Murcia Stratigraphie, paléogéographie et évolution dynamique. Lyon, Docum. Lab. Géol. Fac. Sc. 69. 345 p.

- MONTENAT, C. (1.980). Relation entre déformations synsédimentaires et paléoséismicité dans le Messinien de San Miguel de Salinas (Cordillères bétiques orientales, Espagne). Bull. Soc. Geol. France. XXII 3. p. 501-509.
- MONTENAT, C. BIZON, G. et BIZON, J.J. (1.975). Remarques sur le néogène du forage Joides 121 en mer d'Alboran (Méditerranée Occidentale). B.S.G.F. (7). XVII. 1. p. 46-51.
- MONTENAT, C. THALER, L. VAN COUVERING, J. A. (1.975). La faune de rongeurs de Librilla. Correlations avec les formations marines du Miocene terminal et les datations radiométriques du volcanisme de Barqueros. (Province de Murcia, Espagne meridionale). C.R. Acad. Sc. Paris. 281. Ser. D. p. 519-522.
- MUTTI, E. and RICCI-LUCCHI, F. (1.975). Turbidite facies and facies associations. in Examples of Turbidite. Facies and Facies Associations from selected Formations of the Northern Appenines: Field Trip Guidebook. IX. Int Congress. Sedimentology. Nice. A-II. p. 21-36.
- ORTEGA HUERTAS, M. (1.978). Mineralogía de la Block Formation. Depresión de Granada. Tesis Doctoral. Univ. Granada. 497 p.
- ORUETA, D. de (1.917). Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda. Mem. del I.G.M.E.
- OTT D'ESTEVOU, Ph. (1.980). Evolution Dynamique du bassin neogene de Sorbas (Cordillères bétiques orientales. Espagne). Docum. et trav. I.G.A.L. Paris. 264 p.
- PAQUET, J. (1.969). Etude géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne). Mém. S.G.F., N.S. mémoire XLVIII, 111, 270 p.
- PEÑA, J.A. (1.979). Estratigrafía del Plioceno-Pleistoceno de la Depresión de Guadix-Baza. Tesis Doctoral. Univ. Granada. Inédita. 160 p.
- PERCONIG, E. (1.960-62). Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne meridionale). Livre á la mémoire du Prof. P. Fallot, Mém. 4-série, S.G.F., t 1, p. 229-256.
- PEREZ BALLALTA, M. (1.970). Estudio geológico regional del sector El Higueral-Fuentes de Cesna (Zona Subbética). Tesis de Licenciatura. Univ. Granada. Inédita.
- POMAR, L. (1.976). Tectónica de gravedad en los depósitos Mesozoicos, Paleógenos y Neógenos de Mallorca (España). Bol. de la Soc. Hist. Nat. de Baleares, XXI p. 159-175.
- POMAR, L. (1.980), Ensayo de una nueva hipótesis para la evolución tectosedimentaria de las Baleares. Trabajos de Geografía. 35. p. 139-162.

- READING, H.G. (1.978). Sedimentary Environments and Facies. Blackwel Sc. Publ. 557 p.
- RIBA, O. (1.976). Syntectonic unconformities of the Alto Cardener, Spanish Pyrenees: A Genetic Interpretation. Sedimentary Geology. 15 p. 213-233.
- RIBA, O. (1.976). Tectogenése et Sedimentation: deux modèles de discordances syntectoniques pyrénéennes. Bull. Bur. de Recher. Geol. et Miner. 2em. Serie. Sect. I. 4. p. 383-401.
- RICCI-LUCCHI, F. (1.980). Sedimentología parte III. Ambienti sedimentari e facies. Coop. Libr. Univ. Edit. Bologna.
- RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. y VERA, J.A. (1.980). Estratificaciones cruzadas de-
formadas de edad Tortonense: Interpretación genética (Cordille-
ras Béticas). IX Cong. Nac. de Sed. Resúmenes p. 70-71. (Texto
en prensa).
- RODRIGUEZ-FERNANDEZ, J. y VERA, J.A. (1.981). Cantos de arcilla armados actua-
les y fósiles en la Depresión de Guadix-Baza. Bol. R. Soc. Espa-
ñola Hist. Nat. (Geol.). 79. p. 149-159.
- ROUCHY, J.M. (1.976). Sur la genèse de deux principaux types de gypse (fine-
ment lité et en chevrons) du Miocène terminal de Sicilie et d'Es-
pagne méridionale. Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn. 2. XVIII. 4.
p. 347-364.
- ROUCHY, J.M. et PIERREC. (1.979). Données sédimentologiques et isotopiques
sur les gypses des séries évaporitiques messinienses d'Espagne
méridionale et de Chypre. Paris. Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.
21. 4. p. 267-280.
- ROSENTAL, P. (1.980). Precisions sur l'importance des phenomenes tectonosedi-
mentaires d'age Tertiaire dans la partie centrale de la Sierra
Norte de Majorque (Balears). 8e Reun. ann. des Sei. de la Terre
Marseille. p. 311.
- RYAN, W.B.F. et HSU, K.J. et al. (1.972). The Pliocene record in Deep sea
Mediterranean sediments. Initial D.S.D.P. XIII.
- SANTISTEBAN, C. y TABERNER, C. (1.980). Registro de cambios eustaticos duran-
te el Mioceno superior en sedimentos terrígenos: El delta de Sie-
rra de la Espada (Murcia). IX Congr. Nac. Sed. Resúmenes p. 76.
- SANZ de GALDEANO, C. (1.973). Geología de la transversal Jaén-Frailes (pro-
vincia de Jaén). Tesis Doctoral. Univ. Granada. 274 p.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1.980). La neotectónica del Norte de la Depresión de
Granada. Estudios Geológicos. 36. p. 255-261.
- SEBASTIAN-PARDO, E.M. (1.979). Mineralogía de los materiales Plio-Pleistoceno-
nos de la Depresión de Guadix-Baza. Granada. Tesis Doctoral. Univ.
Granada. 311 p.

- SERRANO-LOZANO, F. (1.979). Los foraminíferos planctónicos del Mioceno superior de la cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de las Cordilleras Béticas. Tesis doctoral. Fac. Cien. Univ. Málaga. 272 p.
- SIEGERT, L. (1.905). Das Becken von Guadix und Baza. Zeitschrift Gessell fur Erdkunden. Berlin. p. 525-554 y 586-614.
- SILVERTOP, CH. (1.834). On the lacustrine basins of Baza and Alhama in the province of Granada and similar deposits in other parts of Spain. Proced. of the Geol. Soc. of London. p. 216-225.
- SILVERTOP, CH. (1.836). Geological sketch of the tertiary formation in the provinces of Granada and Murcia. Spain. LONDON. Longman rees Edit.
- SOEDIONO, H. (1.971). Geological investigations in the Chirivel area, province of Almeria - South eastern Spain. Tesis. Amsterdam. 144 p.
- SOLER, R. MARTINEZ DEL OLMO, W. y MEGIAS, A.G. (1.980). El Neógeno del Mediterráneo español. IX Congr. Nac. de Sedimentología. Salamanca. Resúmenes. p. 112-114.
- STAUFFER, P.H. (1.967). Grain-flow deposits and their implications, Santa Ynez Mountain, California. Jour Sed. Petrol. 37. 2. p.487-508.
- VAIL, P.R. MITCHUM, J.R. and THOMPSON, S. (1.977). Seismic Stratigraphy and changes of Sea Level. part. 4 Global cycles of Relative changes of Sea Level. in: Seismic Stratigraphy. A.A.P.G. Memoir. 26 p. 83-97.
- VAN HOUTEN, F.B. (1.974). Northern Alpine molasse and similar Cenozoic sequences of Southern Europe. in Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation. Publi. Soc. Econ. Paleont. Miner. 19. Tulsa. p: 260-273.
- VAN DE KAMP, P.C. HARPER, J.D. CONNIFF, J.J. and MORRIS, D.A. (1.974). Facies relations in the Eocene-Oligocene in the Santa Ynez Mountain, California. Jour. Geol. Soc. Lond. 130. p. 545-565.
- VERA, J.A. (1.966). Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes. Tesis Doctoral. Mem. I.G.M.E. LXXII. 187 p.
- VERA, J.A. (1.968). El Mioceno del borde SW. de la Depresión de Guadix. Acta Geol. Hisp. III. p. 124-127.
- VERA, J.A. (1.969). Mapa y memoria explicativa de la Hoja 1008 (Montefrío) del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000. I.G.M.E.
- VERA, J.A. (1.970). Mapa de distribución de afloramientos y facies del Jurásico de las Cordilleras Béticas. Cuad. Geol. Ibérica. V-II.

- VERA, J.A. (1.970). Estudio estratigráfico de la Depresión de Guadix-Baza. Bol. I.G.M.E. 81-5. p. 429-462.
- VERA, J.A. y GONZALEZ-DONOSO, J.M. (1.964). Discordancia intravindobonense en Montefrío (Granada). Zona Subbética. Not. com. I.G.M.E. 76 p. 19-32.
- VIENNOT, P. (1.930). Observations géologiques dans la région de Grenade (Andalousie). Livre Jubilaire Soc. Geol. France. 11. p. 633-660.
- VIGUIER, C. (1.974). Le Néogène de L'Andalousie Nord-occidentale (Espagne). Histoire géologique du bassin du bas Guadalquivir. Thèse Bourdeaux 449 p.
- VON DRASCHE, R. (1.879). Bosquejo geológico de la zona superior de Sierra Nevada. Bol. Com. del Mapa Geol. de España. p. 353-388.
- WALKER, R.G. and MUTTI, E. (1.973). Turbidites facies and facies associations in Turbidites and Deep water Sedimentation. Soc. econ. Paleont. Mineral. Pacific Section. Short. Course. Anaheim. p. 119-157.
- WESTERWELD, J. (1.929). De bouw der Alpujarras en het tektonische verband der oostelijk betische ketens. Thèse Delft.

ANEXO

Foraminíferos Planctónicos	Muestras																		
	AR 13981	AR 027282	AR 04981	AR 127282	AR 23981	AR 018779	FC 34	FC 35	CSM 41	MF 1	MF 2	MF 3	MF 4	MF 5	MF 6	MF 7	UG 221081	UG 421081	UG 041081
<i>Globigerina bulloides</i>	•	•	•	•	•				•	•	•	•	•	•			•	•	•
" cf. <i>praebulloides</i>																			
" <i>concinna</i>	•	•	•																
" <i>falconensis</i>									•	•	•	•	•	•					
" <i>tetracamerata</i>	•	•										•			•				
" cf. <i>eamesi</i>																			
" <i>praecaida</i>				•					•										
" <i>praedigitata</i>	•			•															
" <i>riveroae</i>									•			•			•				
" <i>umbilicata</i>																			
" <i>woodi</i>																	•		
" <i>decoraperta</i>	•	•	•	•	•				•	•	•	•	•	•				cf	•
" " <i>forma conica</i>			•	•															
" <i>picassiana</i>										•		•		•					
" <i>nepenthes</i>	•	•	•	•			•		•	•	•	•	•	•	•			cf	
" <i>apertura</i>	cf		•						•	•	•	•	•	•	•				
<i>Globigerinoides obliquus</i>	•	•		•				•	•	•	•	•	•	•	•				
" <i>bulloideus</i>	•	•																	
" <i>bollii</i>									•	•	•	•	•						
" <i>extremus</i>								cf						•	•				
" <i>amplus</i>																			
" <i>ruber s.l.</i>												•	•	•					
" <i>trilobus trilobus</i>			•	•	•				•	•	•	•	•	•	•			•	•
" " <i>inmaturus</i>	•	•	•	•	•				•	•	•	•	•	•	•			•	•
" " <i>quadrilobatus</i>				•															
" " <i>irregularis</i>	•	•	•	•	•				•	•	•	•	•	•	•			•	•
" " <i>sacculifer</i>				•						•					•				•
<i>Globigerinita naparimaensis</i>	•								•										
" <i>glutinata-incrusta</i>				•	•													•	
" <i>uvula</i>	•																	•	
" <i>juvenilis</i>	•	•	•	•	•													•	•
<i>Turborotalia quinqueloba</i>	•	•	•	•	•				•									•	
" <i>multiloba</i>																			
<i>Globorotalia scitula</i>		•	•	•	•				•	•	•	•	•	•	•				•
" <i>miozea</i>																		•	
" <i>ventriosa</i>		•	•	•	•				•	•	•	•	•	•				•	
" cf. <i>gigantea</i>																			
" <i>praemenardii</i>																			•
" <i>suterae</i>					cf					cf	cf								
" <i>cultrata</i>	•		•						•	•									
" <i>limbata</i>				•						•	•								
" <i>dalii</i>	•	•	•	•	•				•	•	•	•	•	•	•				•
" <i>merotumida</i>			•	•						•	•	•	•						
" gr. <i>mediterranea</i>																			
" <i>pseudomiocenica</i>					•				•	•	•	•	•	•	•				
" <i>plesiotumida</i>				•						•	•	•	•						
<i>Turborotalia cf. acrostoma</i>			•								•	•							•
" <i>continua</i>		•	•	•					•										
" <i>pachyderma</i>	•	•	•	•	•				•	•	•	•	•	•	•				
" <i>incompta</i>			•	•	•				•	•	•	•	•	•	•				
" <i>acostaensis</i>			•	•	•				•	•	•	•	•	•	•				
" <i>humerosa</i>				•	•					cf	•	•	•	•	•				
" <i>obesa</i>			•	•						•	•	•	•	•	•				
" gr. <i>siakesis-mayeri</i>																			•
" <i>pseudobesa</i>																			•
<i>Globigerinella siphonifera</i>																			
<i>Globoquadrina</i>																			
" <i>globosa</i>			•	•	•					•	•	•	•	•	•				•
" <i>dehiscens</i>	•								•	•	•	•	•	•	•				•
" <i>baroemoenensis</i>										•	•	•	•	•	•				•
<i>Globorotaloides</i>																			
" <i>falconarae</i>	cf	•																	•
<i>Orbulina univversa</i>	•	•	•	•	•				•	•	•	•	•	•	•				•
" <i>suturalis</i>	•	•	•	•	•				•	•	•	•	•	•	•				•
" <i>bilobata</i>									•										•
<i>Sphaeroidinellopsis subdehiscens</i>																			•
" <i>seminulina</i>	•																		

TABLA 3.

Foraminiferos Planctónicos	Muestras																										
	Lp-029681	Lp-225581	Lp-325581	Lp-425581	Lp-525581	Lp-1180	Lp-1	Lp-2	Lp-4	Lp-6	Lp-8	Lp-10	Lp-12	Lp-14	Lp-16	Lp-18	Lp-20	Lp-423181	Lp-08881	Lp-323181	Lp-116681	Lp-223181	Lp-80	Lp-18881	Lp-02481	Lp-023181	
<i>Globigerina bulloides</i>	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
" <i>cf. praebulioides</i>																											
" <i>concinna</i>																											
" <i>falconensis</i>	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
" <i>tetracamerata</i>																											
" <i>cf. eamesi</i>																											
" <i>praecalida</i>																											
" <i>praedigitata</i>																											
" <i>riveroae</i>	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
" <i>umbilicata</i>																											
" <i>woodi</i>																											
" <i>decoraperta</i>	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
" " <i>forma conica</i>	•																										
" <i>picassiana</i>																											
" <i>nepenthes</i>																											
" <i>apertura</i>	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
<i>Globigerinoides obliquus</i>	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•
" <i>bulloideus</i>																											
" <i>bollii</i>																											
" <i>extremus</i>	cf	•																									
" <i>amplus</i>																											
" <i>ruber s.l.</i>																											
" <i>trilobus trilobus</i>																											
" " <i>inmaturus</i>																											
" " <i>quadrilobatus</i>																											
" " <i>irregularis</i>																											
" " <i>sacculifer</i>																											
<i>Globigerinita naparimaensis</i>																											
" <i>glutinata-incrusta</i>	•																										
" <i>uvula</i>																											
" <i>juvenilis</i>																											
<i>Turborotalia quinqueloba</i>																											
" <i>multiloba</i>																											
<i>Globorotalia scitula</i>																											
" <i>miozea</i>																											
" <i>ventriosa</i>																											
" <i>cf. gigantea</i>																											
" <i>praemenardii</i>																											
" <i>suterae</i>																											
" <i>cultrata</i>																											
" <i>limbata</i>																											
" <i>dalii</i>																											
" <i>merotumida</i>																											
" <i>gr. mediterranea</i>																											
" <i>pseudomiocenica</i>																											
" <i>plesiotumida</i>																											
<i>Turborotalia cf. acrostoma</i>																											
" <i>continua</i>																											
" <i>pachyderma</i>																											
" <i>incompta</i>																											
" <i>acostaensis</i>																											
" <i>humerosa</i>																											
" <i>obesa</i>																											
" <i>gr. siakesis-mayeri</i>																											
" <i>pseudobesa</i>																											
<i>Globigerinella siphoniphora</i>																											
<i>Globoquadrina</i>																											
" <i>globosa</i>																											
" <i>dehiscens</i>																											
" <i>baroemoenensis</i>																											
<i>Globorotaloides</i>																											
" <i>falconarae</i>																											
<i>Orbulina universa</i>																											
" <i>saturalis</i>																											
" <i>bilobata</i>																											
<i>Sphaeroidinellopsis subdehiscens</i>																											
" <i>seminulina</i>																											
<i>Globorotalia margaritae</i>																											

TABLA 4.

RELACION DE FAUNA EN MUESTRAS PERTENECIENTES A LA FORMACION LOS ALAMILLOS.

MUESTRA BG-022582, AFLORAMIENTO DE BEAS DE GRANADA.

Globigerina euapertura JENKINS, Globigerina tripartita KOCH, Globigerina praebulloides praebulloides BLOW, Globigerinoides sicanus?? DE STEFANI, Globigerinoides trilobus trilobus (REUSS), Globigerinoides subquadratus BRONNIMANN, Globigerinoides subquadratus subelongatus BRONNIMANN y RESIG, Globigerinoides altiapertura BOLLI, Catapsydrax dissimilis dissimilis? (CUSHMAN y BERMUDEZ), Catapsydrax unicavus? BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN, Globorotalia praescitula BLOW, Globorotalia peripheroronda BLOW y BANNER, Globorotalia siakensis (LE ROY), Globorotalia acrostoma WEZEL, Globoquadrina dehiscens (CHAPMAN, PARR y BANNER).

Burdigaliense inferior, subzona de G. subquadratus.

MUESTRA LP-16781, AFLORAMIENTO EN EL CAMINO DEL CORTIJO LOS ALAMILLOS A LA PEZA.

Globigerina praebulloides BLOW, Globigerinoides trilobus trilobus (REUSS), Globigerinoides trilobus inmaturus LE ROY, Globigerinoides trilobus sacculifer (BRADY), Globigerinoides subquadratus BRONNIMANN, Turborotalia acrostoma WEZEL, Turborotalia perpheroronda BLOW y BANNER, Globorotalia praescitula BLOW, Globoquadrina dehiscens (CHAPMAN, PARR y COLLINS), Globoquadrina baroemoenensis (LE ROY), Globigerinita incrusta AKERS, Catapsydrax unicavus BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN, Catapsydrax dissimilis (CUSHMAN y BERMUDEZ), Catapsydrax stainforthi? BOLLI, LOEBLICH y TAPPAN.

Burdigaliense inferior, subzona de G. subquadratus.

INDICEPág.

- Agradecimientos	
- Introducción	1
- Metodología	2
- Localización del área estudiada	4
- Algunas cuestiones referentes a la nomenclatura utilizada	4
I.- ANTECEDENTES	
I-1.- EL NEOGENO DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS	6
I-1-1.- La Depresión del Guadalquivir	6
I-1-2.- El Neógeno de la Zona Prebética	8
I-1-3.- El Neógeno de la Zona Subbética	9
I-1-4.- El Neógeno de las Islas Baleares	9
I-1-5.- Las depresiones situadas entre las Zonas Internas y Externas.	10
I-1-6.- Los materiales del Mioceno inferior y medio implicados en el contacto entre las Zonas Internas y Externas.	12
I-1-7.- El Neógeno de las Zonas Internas.	13
I-1-8.- Los afloramientos neógenos de las costas mediterráneas entre Adra y Gibraltar. El Mar de Alborán	16
I-2.- ANTECEDENTES SOBRE EL AREA ESTUDIADA.	18
I-2-1.- Antecedentes sobre los afloramientos estudiados en la Zona Subbética	18
I-2-2.- Antecedentes sobre la Depresión de Granada	21
I-2-3.- Antecedentes sobre la Depresión de Guadix-Baza	23
I-2-4.- Antecedentes de la Depresión de Ugijar	25
II- ESTRATIGRAFIA	
II-1.- EL NEOGENO DE LA ZONA SUBBÉTICA	28
II-1-1.- Los afloramientos dispersos en el centro de la Zona Subbética	29
II-1-1-1.- El afloramiento de Montefrío	29
II-1-1-2.- Afloramiento de Fuentes de Cesna	38
II-1-1-3.- Afloramiento de Iznajar	39
II-1-1-4.- Afloramiento de Cuevas de San Marcos	41
II-1-1-5.- Afloramiento de Antequera	43
II-1-2.- El Neógeno de Alcalá la Real	45
II-1-2-1.- Sector Sur. Alcalá la Real-Santa Ana	45
II-1-2-2.- Sector Nororiental. La serie de Charilla	50
II-1-2-3.- Sector Noroccidental. San José- Sierra de la Acamuña.	52
II-1-3.- El Neógeno de la Depresión de Ronda	58
II-1-3-1.- Formación El Tajo	58
II-1-3-2.- Formación de Setenil	60
II-1-3-3.- Formación La Mina	68
II-1-3-4.- Interpretación sedimentaria de las formaciones de Setenil y La Mina	68
II-1-3-5.- Formación El Gastor	73
II-1-3-6.- Equivalencia de estas formaciones con las definidas por otros autores	74

II-1-4.- Resumen sobre la Estratigrafía de los afloramientos estudiados en la Zona Subbética	76
II-2.- EL NEOGENO DE LAS ZONAS INTERNAS	80
II-2-1.- El Neógeno del contacto entre las Zonas Internas y Externas	80
II-2-1-1.- El Mioceno inferior y medio de las depresiones de Granada y Guadix	82
II-2-1-1-1.- Formación Los Alamillos	83
II-2-1-1-2.- Las unidades mesozoicas y terciarias alóctonas	89
II-2-1-1-3.- Formación La Peza	92
II-2-1-2.- El Mioceno superior de la Depresión de Granada	105
II-2-1-2-1.- Formación de Quentar	105
II-2-1-2-2.- Formación Dudar	111
II-2-1-2-3.- Formación de Pinos Genil	113
II-2-1-2-4.- La Formación de Pinos Genil y su relación con el episodio evaporítico del centro de la depresión	117
II-2-1-3.- El Mioceno superior de la Depresión de Guadix	119
II-2-1-3-1.- Formación Morollón	119
II-2-1-3-2.- Formación Molicias	123
II-2-1-3-3.- Otros afloramientos miocenos de la Depresión de Guadix	135
II-2-1-3-4.- Resumen sobre el Mioceno del contacto Zonas Internas-Externas	136
II-2-2.- El Neógeno del Valle de Lecrín	138
II-2-2-1.- Los materiales del Mioceno inferior y medio	138
II-2-2-2.- El Mioceno superior	141
II-2-2-3.- El conjunto superior Plioceno	143
II-2-3.- El Neógeno de la Depresión de Ugijar	144
II-2-3-1.- El conjunto inferior marino	144
II-2-3-2.- El conjunto continental superior	146
II-2-4.- Resumen sobre la Estratigrafía de los afloramientos estudiados en las Zonas Internas	149
III- RELACION ENTRE SEDIMENTACION Y TECTONICA. SITUACION ESPACIO-TEMPORAL DE LOS ACONTECIMIENTOS TECTONICOS.	
III-1.- LA TECTONICA SINSEDIMENTARIA	153
III-1-1.- Las estructuras mayores	153
III-1-1-1.- Las unidades alóctonas	153
III-1-1-2.- Las discordancias sintectónicas. La discordancia intratortonense	163
III-1-2.- Las estructuras menores	171
Las estratificaciones cruzadas deformadas	171
Otras estructuras sinsedimentarias desarrolladas en un contexto de inestabilidad	175
III-1-3.- La tectónica como control de los cambios de facies	179
III-2.- CRONOLOGIA DE LOS PRINCIPALES EVENTOS TECTONICOS	182
III-2-1.- La etapa intraburdigaliense	182
III-2-2.- La etapa del Mioceno medio. ¿intra-langhense?	183
III-2-3.- La etapa postserravallense	184

	Pág.
III-2-4.- La etapa intratortonense	184
III-2-5.- La etapa intramessinense?	185
 IV- PALEOGEOGRAFIA	
IV-1.- EL CICLO BURDIGALIENSE INFERIOR	187
IV-2.- EL CICLO MIOCENO INFERIOR-MEDIO	188
IV-3.- EL CICLO TORTONENSE-MESSINENSE INFERIOR	192
IV-3-1.- El episodio transgresivo	193
IV-3-1-1.- La transgresión del Tortonense inferior en el sector central de la Zona Subbética	193
IV-3-1-2.- La transgresión del Tortonense inferior en el sector central de las Zonas Internas	195
IV-3-2.- El episodio regresivo	197
IV-3-2-1.- La regresión del Tortonense superior en el sector central de la Zona Subbética	197
IV-3-2-2.- La regresión del Tortonense superior en el sector central de las Zonas Internas	199
IV-4.- EL CICLO MESSINENSE-PLIOCENO	201
 CONCLUSIONES GENERALES	204
BIBLIOGRAFIA CITADA EN EL TEXTO	206
ANEXO	217
INDICE	220
INDICE DE FIGURAS	223

INDICE DE FIGURAS

	Fig.	Pág.
.Situación geográfica y geológica del área estudiada	1	3
.Esquema de colocación de los mantos aflorantes al Norte de la Provincia de Cadiz	2	7
.Carta batimétrica y cortes geológicos del Mar de Alborán.	3	15
.Corte geológico de Alcalá la Real, realizado por Silvertop.	4	19
.Afloramientos neógenos en la Zona Subbética	5	27
.Mapa geológico del afloramiento de Montefrío	6	30
.Serie de Montefrío	7	32
.Series de Fuentes de Cesna-Iznajar y Cuevas de San Marcos	8	40
.Afloramiento de Antequera, situación y serie	9	44
.Mapa litoestratigráfico del sector de Alcalá la Real	10	46
.Formación Alcalá la Real. Sección tipo	11	48
.Columnas estratigráficas del sector de Alcalá la Real	12	54
.Serie de La Acamuña	13	56
.Relación entre las formaciones de la Depresión de Ronda	14	59
.Estratificaciones cruzadas de gran escala de la Depresión de Ronda	15	63
.Formación de Setenil, cambio de facies entre los miembros calizo y calcarenítico	16	66
.Evolución de texturas y estructuras de la Formación de Setenil	17	70
.Equivalencias entre las formaciones de la Depresión de Ronda	18	75
.Afloramientos neógenos de la Zona Subbética. Síntesis estratigráfica y unidades diferenciadas	19	79
.Afloramientos neógenos sobre las Zonas Internas	20	81
.Esquema cartográfico del sector del Cortijo de los Alamillos	21	84
.Esquema de la Formación La Peza	22	93
.Formación La Peza. Distribución de facies del miembro detrítico gris.	23	101
.Mapa litoestratigráfico del sector Beas-Quentar	24	107
.Mapa litoestratigráfico del sector de Alhama de Granada	25	109
.Esquema de las formaciones tortonenses del borde NE. de la Depresión de Granada	26	116
.Mapa litoestratigráfico del borde SO. de la Depresión de Guadix	27	121
.Las formaciones tortonenses del borde SO. de la Depresión de Guadix	28	124
.Formación Molicias. Esquema genético y distribución de facies	29	132
.Columnas estratigráficas del Mioceno de las depresiones de Granada y Guadix	30	137
.Mapa litoestratigráfico del Valle de Lecrín	31	140
.Relaciones entre los materiales del Mioceno inferior y medio del Valle de Lecrín	32	141

	Fig.	Pág.
.Esquemas cartográficos de los sectores Cadiar, Yator y Ugijar. Reconstrucción de la cuenca	33	148
.Cortes geológicos del sector Alcalá la Real	34	157
.Vista panorámica y dibujo de la Unidad del Vadillo Alto	35	158
.Hipótesis sobre la ausencia de la unidad III en el afloramiento de Alcalá la Real	36	160
.Posición de la Unidad del Vadillo Alto y Sierra de San Pedro con respecto a la alineación Lojilla-Montillana	37	161
.Las discordancias sintectónicas de Beas de Granada y La Peza	38	167
.Esquema cartográfico del sector Loma de Santa Lucia	39	168
.Dirección en la que abren las discordancias sintectónicas	40	169
.Estratificaciones cruzadas deformadas, en el miembro calcarenítico de la Formación de Setenil	41	174
.Esquema del proceso genético de las estratificaciones cruzadas deformadas	42	175
.Ensayo paleogeográfico para el Burdigaliense inferior	43	189
.Ensayo paleogeográfico para el Mioceno medio	44	191
.Ensayo paleogeográfico para el Tortonense inferior	45	198
.Ensayo paleogeográfico para el Tortonense superior	46	202