

T 2-19

ESTUDIO GEOLOGICO DE LA ZONA
SUBBETICA EN LA TRANSVERSAL
DE LOJA Y SECTORES ADYACENTES

Tesis Doctoral presentada en la Universidad de Granada, por:

Juan Antonio VERA

defendida el 6 de mayo de 1966 ante el tribunal:

Presidente	Dr. D. J. M. FONTBOTÉ (Director)
Vocal	Dr. D. B. MELÉNDEZ
»	Dr. D. J. M. RÍOS
»	Dra. D. ^a A. LINARES
Secretario	Dr. D. J. L. MARTIN-VIVALDI

MEMORIAS

T/2-19

DEL

INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO

DE

ESPAÑA

Estudio Geológico
de la Zona Subbética en la transversal
de Loja y sectores adyacentes

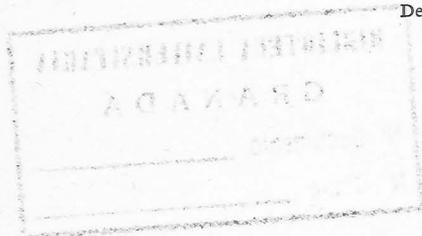
TOMO LXXII

MADRID
TIP.-LIT. COULLAUT
Mantuano, 49
1969



El Instituto Geológico y Minero de España
hace presente que las opiniones y hechos con-
signados en sus Publicaciones son de la ex-
clusiva responsabilidad de los autores de los
trabajos.

Depósito legal: M. 13.486.—1969



A Flora afectuosamente

J. A. Vera

Estudio Geológico
de la Zona Subbética en la transversal
de Loja y sectores adyacentes

POR

JUAN ANTONIO VERA

INTRODUCCION

El presente trabajo constituye esencialmente un estudio de Geología Regional sobre una parte de la Zona Subbética. Como es natural, el estudio de algunos problemas concretos que se fueron planteando llevó posteriormente a la extensión del área estudiada hacia algunos sectores vecinos, pertenecientes incluso a unidades no subbéticas. De todos modos, esta extensión ha sido bastante limitada.

Los datos anteriores sobre el área objeto de estudio eran muy escasos. El primer levantamiento geológico detallado ha sido el realizado por el firmante. Estas circunstancias han hecho necesario el proceder a una investigación minuciosa, incluso en aspectos muy básicos, que en otras regiones están ya dilucidados desde hace tiempo.

Como parte fundamental de este trabajo figura, en primer lugar, el estudio estratigráfico detallado de las series secundarias y terciarias representadas, el cual no se había hecho todavía. Con ello se han podido reconstruir los rasgos esenciales de la cuenca sedimentaria y su evolución.

Se dan a conocer varias series y yacimientos fosilíferos totalmente inéditos. Aun sin pretender que este trabajo tenga el carácter propio de una monografía paleontológica, las faunas fósiles, esencialmente de ammonites, son descritas con suficiente detalle.

Desde el punto de vista de la Geología Estructural el punto de partida ha sido el levantamiento del mapa geológico y de un adecuado número de cortes sobre el terreno, con el natural apoyo de los conocimientos estratigráficos que se han ido adquiriendo sobre la región. Con todos estos elementos se ha procedido a la descripción y la sistemática de los accidentes tectónicos y su agrupación en elementos y unidades. Progresivamente se fueron abordando los aspectos cinemáticos y geológico-históricos de las estructuras. Como es natural en un trabajo de esta índole, resultaba impres-

cindible el extender las observaciones sobre otras regiones de las Cordilleras Béticas, para permitir las correlaciones y comparaciones correspondientes.

Las rocas volcánicas presentes en la región han sido también objeto de estudio. Se han podido datar distintas erupciones y determinar los tipos de volcanismo.

Además se dan referencias de los principales aspectos y puntos de interés en Geomorfología y de Geología Aplicada, sin llegar a profundizar en ellos, lo que habría salido fuera de los propósitos de este trabajo.

En el capítulo de Geología Histórica se sintetiza desde un punto de vista cronológico la evolución paleogeográfica y la historia tectónica de la región. No obstante, en los capítulos de Estratigrafía y Geología Estructural se avanzan algunos resultados geológico-históricos, ya que sin ellos habría sido difícil el debido desarrollo de aquellas partes del presente trabajo.

* * *

El método fundamental ha sido el levantamiento del mapa geológico a escala 1:50.000. El trabajo sobre el terreno se ha preparado, simultaneado y completado con el estudio fotogeológico. Este se ha efectuado con los fotogramas del Servicio Geográfico del Ejército, de escala aproximada 1:30.000.

En los mejores cortes estratigráficos se recogieron numerosos lotes de muestras para su estudio en el laboratorio, tanto en lo que se refiere a macro y microfauna como en los casos que se ha estimado conveniente para su análisis químico. Para la determinación de las faunas se ha contado principalmente con la bibliografía especializada, relativamente extensa, existente en el Laboratorio de Paleontología de esta Universidad.

* * *

Son numerosas las personas y entidades a las que el autor quiere manifestar su agradecimiento por la ayuda y colaboración que le prestaron, sin las cuales no habría sido posible la realización de este trabajo.

En primer lugar quiero manifestar mi gratitud al Prof. Dr. D. JOSÉ MARÍA FONTBOTÉ, director de este trabajo, a quien debo mi iniciación en los métodos de investigación geológica y la orientación asidua de este trabajo.

Igualmente deseo expresar mi agradecimiento a la Prof.^a Dra. doña ASUNCIÓN LINARES por su valiosa y decisiva ayuda en todos los aspectos paleontológico-estratigráficos de este trabajo. Además, a ella debo la revi-

sión de todas las determinaciones de micro y macrofauna, así como la determinación específica, frecuentemente delicada, de numerosos ejemplares de ammonites.

Me complace también hacer constar mi agradecimiento a todos mis compañeros de laboratorio, que me han facilitado interesantes ideas, y con quienes he intercambiado resultados con notable provecho para este trabajo. De modo más especial a J. M. GONZÁLEZ-DONOSO, con quien he abordado conjuntamente diversas cuestiones relativas a la estratigrafía del Neógeno, comunes a nuestros trabajos respectivos.

Igualmente lo manifiesto con respecto al Sr. Y. PEYRE, del Laboratorio de Geología del Instituto Agronómico de París, cuyo tema de tesis es el estudio de la región situada inmediatamente al W. de la que es objeto este trabajo. A lo largo de numerosas conversaciones en el laboratorio y de agradables jornadas de trabajo sobre el terreno, el intercambio de datos e ideas ha sido para mí de gran utilidad y ocasión para crear lazos de verdadero compañerismo.

Del mismo modo agradezco su colaboración al personal auxiliar del Laboratorio; de modo especial, al preparador D. MANUEL MARTÍN CALPENA y al fotógrafo D. FRANCISCO FERRER, que ha cuidado con especial atención la parte correspondiente de la ilustración.

Entre las instituciones que deben figurar en esta mención de agradecimiento está en primer lugar el Consejo Superior de Investigaciones Científicas, bajo cuyos auspicios, y en el cuadro del Departamento de Granada del Instituto Nacional de Geología (antes "Lucas Mallada"), se ha realizado este trabajo; y al Patronato de Igualdad de Oportunidades (P. I. O.) del Ministerio de Educación Nacional, cuya beca de Iniciación de investigación durante los años 1964-65 me ha permitido la realización material de este trabajo. Del mismo modo, al Fomento para Ayuda de Investigación de las Cátedras Universitarias, gracias al cual he obtenido las necesarias subvenciones para los trabajos sobre el terreno y la adquisición de fondos bibliográficos indispensables.

Los ayuntamientos y autoridades en general de la región objeto de estudio me han dado siempre las facilidades necesarias, y de modo particular deseo mencionar al Excmo. Ayuntamiento de Montefrío.

Bastantes son otras personas y entidades a las que debo alguna ayuda o colaboración, y su lista completa sería demasiado larga. Que encuentren aquí todos ellos la mención de mi más sincero agradecimiento.

CAPÍTULO I

LA REGION ESTUDIADA EN EL CUADRO DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS

LOCALIZACION GEOGRAFICA

El área objeto de estudio está situada en las Cordilleras Béticas y queda comprendida casi toda ella en la parte occidental de la provincia de Granada y del borde NE. de la de Málaga.

Comprende la totalidad de la hoja 1.008 (Montefrío) y parte de las hojas 990 (Alcalá la Real), 1.007 (Rute), 1.024 (Archidona), 1.025 (Loja), 1.039 (Colmenar) y 1.040 (Zafarraya) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1 : 50.000 del I. G. C.

La forma es un tanto irregular. A grandes rasgos es un rectángulo alargado en dirección N.-S., por ser ésta la perpendicular a la dirección de los ejes de las estructuras geológicas más interesantes.

La situación, así como las comunicaciones y poblaciones más importantes se pueden observar gráficamente en el mapa de situación (fig. 1).

El clima, en conjunto, por su latitud, corresponde a la zona templada, y dentro de ella al tipo mediterráneo, acentuándose este último hacia el S. En general se trata de un clima caracterizado por unas precipitaciones más bien escasas y temperaturas relativamente elevadas, con grandes cambios, según las estaciones. La pluviosidad media de la región es del orden de 800 milímetros al año, en forma de lluvia en su mayor parte, y sólo en forma de nieve en las cimas más altas durante la etapa invernal.

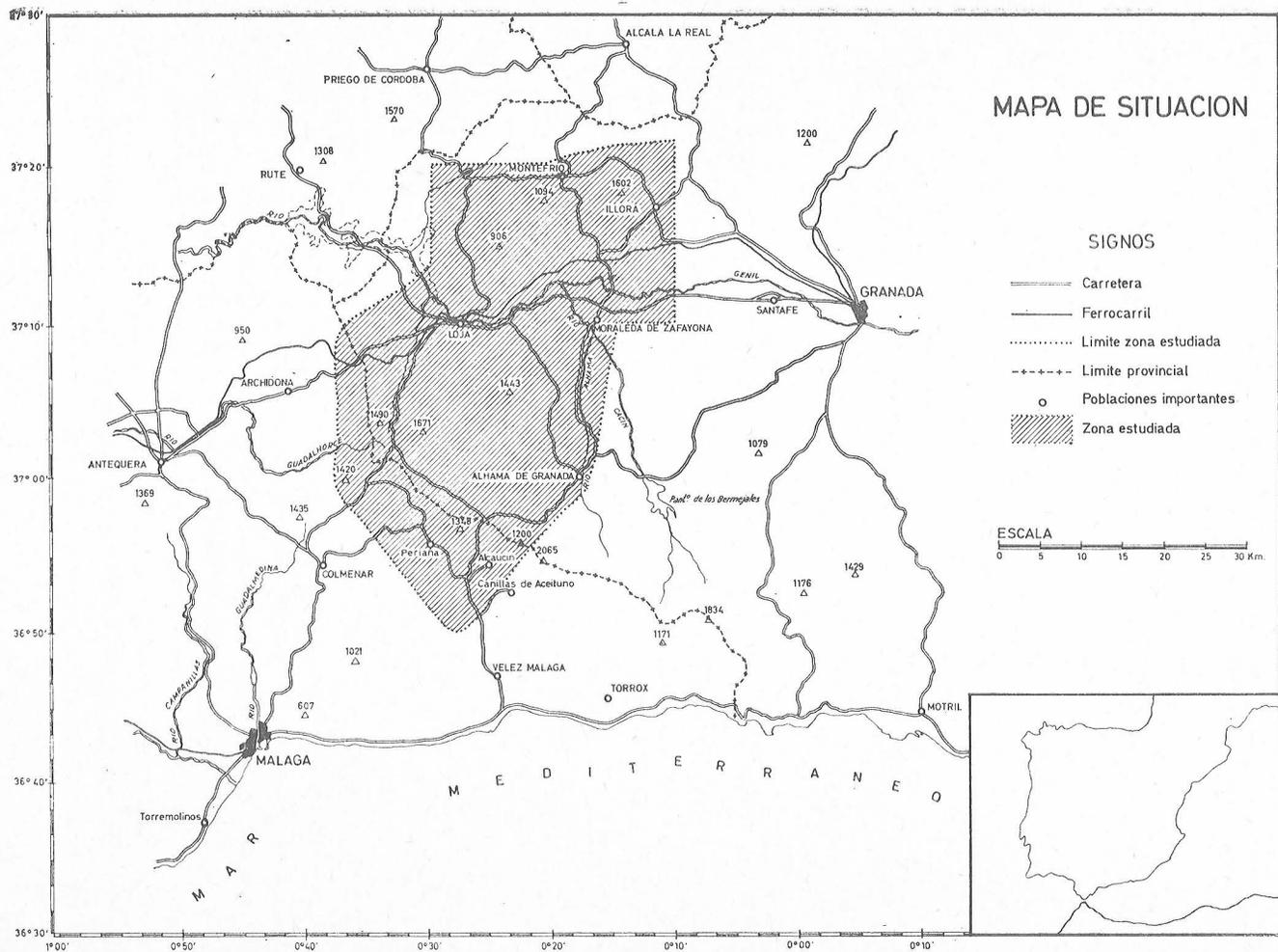


Fig. 1.—Localización geográfica del área estudiada.

RASGOS GEOLOGICOS FUNDAMENTALES DE LAS CORDILLERAS BÉTICAS

Desde el punto de vista geológico, se denomina Cordilleras Béticas a la gran unidad estructural de la parte meridional de la Península Ibérica y que se extiende desde Cádiz hasta el S. de Valencia. Por debajo del Mediterráneo se prolongaría hacia el NE. hasta enlazar con las Islas Baleares.

Al N., desde Cádiz hasta la Sierra de Cazorla, limitan con la depresión del Guadalquivir. Al E. de dicha sierra, siguiendo este borde norte, las Cordilleras Béticas se ponen en contacto directamente con la Meseta. Aún más al E., en la región de Valencia, se ponen en contacto con el extremo meridional de la Cordillera Ibérica, sin que el límite entre ambas unidades quede en todas partes fácilmente definido.

En su conjunto se pueden distinguir varias unidades de orden inferior, alargadas según la dirección WSW.-ENE. De más interna a más externa son:

Zona Bética s. str.—Aflora desde Estepona hasta el cabo de Palos, cerca de Cartagena, teniendo como límite meridional el mar Mediterráneo. La anchura máxima de la parte emergida de esta zona corresponde a la transversal de Almería con más de 80 Km. No hay que olvidar que la parte restante de esta zona queda actualmente oculta bajo las aguas del Mediterráneo.

Zona Subbética.—Se extiende desde Cádiz a Alicante, al N. de la zona Bética. Aflora, pues, en una longitud de unos 600 Km. y con una anchura variable, según los sectores, pero con valor medio de 40 a 50 kilómetros.

Zona Prebética.—Se presenta claramente sólo al E. de Martos, y se extiende ampliamente hacia el Este. En la transversal de Almería presenta una anchura de 50 Km. Hacia levante ésta aumenta, sobre todo en la transversal de Murcia, para disminuir ligeramente hacia el extremo oriental, en la provincia de Alicante.

Además de estas tres unidades fundamentales existen: *Depresiones interiores*, tales como la de Granada, Guadix-Baza y Antequera. Y la *Unidad o Complejo del Campo de Gibraltar*, seguramente alóctona y de posible origen ultrabético, aunque su interpretación sigue siendo muy discutida, según los autores.

Las características de las distintas zonas son bastante diferentes y serán resumidas a continuación:

Zona Bética s. str.

En ella, al contrario que en las demás zonas, aflora extensamente el Paleozoico.

El Mesozoico se presenta de modo diferente en los distintos sectores de la misma. Sin embargo, en gran parte de ella es relativamente uniforme. Se trata de un Triásico de unas características especiales, que recuerdan un tanto las del tipo "alpino" y que definen el llamado tipo "alpujarride". Sobre los materiales triásicos de tipo alpujarride no aparecen con seguridad más términos mesozoicos e incluso faltan también los nummulíticos.

En otro sector de la zona bética, correspondiente a la unidad Bético de Málaga, el Mesozoico se presenta con características diferentes. El Triásico muestra buen desarrollo de las fases detríticas, y parece formar parte realmente de un "Permotriás", parecido al del Pirineo y al de ciertas unidades de Africa del Norte. El Jurásico y Cretáceo se presentan con facies calizas y margosas, y tienen potencias generalmente escasas, con numerosas lagunas estratigráficas. El Nummulítico muestra en parte características flyschoides.

Desde el punto de vista petrológico se ha de subrayar que el metamorfismo regional de edad alpina está bien representado y ha llegado a afectar sensiblemente al Triás de varias unidades de esta zona. El Paleozoico está asimismo metamorfozido, aunque en estos materiales es de prever la existencia de fenómenos de metamorfismo correspondientes a otro u otros ciclos tectónicos más antiguos. Las rocas plutónicas básicas son abundantes, sobre todo en la Serranía de Ronda. Por el contrario, el granito falta totalmente. Existen asimismo rocas volcánicas, tanto ácidas como básicas, de edades diferentes. Los criaderos minerales endógenos son relativamente abundantes, explotándose principalmente minerales de hierro. Los hay también de plomo y de diversos minerales, que son indudablemente endógenos (Mazarrón); pero para otros su génesis es controvertida.

La estructura actual de la Zona Bética es complicada y no está todavía totalmente conocida. Brevemente se puede decir que es el resultado de la superposición de por lo menos tres fases tectónicas de diferente estilo y edad, desarrolladas en el ciclo tectónico alpino. Además, el estudio detallado del Paleozoico en algunos sectores pone de manifiesto trazas de estructuras más antiguas.

Las tres fases tectónicas a que se ha aludido son:

a) Plegamiento similar al alpino, aunque con algunas peculiaridades no representadas en los Alpes. Da lugar a pliegues y mantos de corrimiento con vergencia general al N. El movimiento probablemente empezó en la Era Secundaria, aunque muchos autores admiten que su etapa principal tuvo lugar durante el Terciario, posiblemente en el Mioceno inferior.

b) Plegamiento de fondo. Los pliegues principales tienen dirección aproximada E.-W. Singenéticamente a ese plegamiento se desarrollan estructuras secundarias de importancia: escamaciones y posibles duplicaciones de las unidades corridas, deslizamientos gravitatorios, etc. Tuvo lugar durante el Neógeno.

c) Fracturación, que origina estructuras en bloques. Desarrollada principalmente durante el Neógeno y continúa en el Cuaternario.

Zona Subbética

Los materiales del Paleozoico de esta zona no afloran en ningún punto. El Mesozoico es completamente diferente al de la Zona Bética. Se caracteriza por la persistencia de facies marinas y la escasez de lagunas estratigráficas importantes.

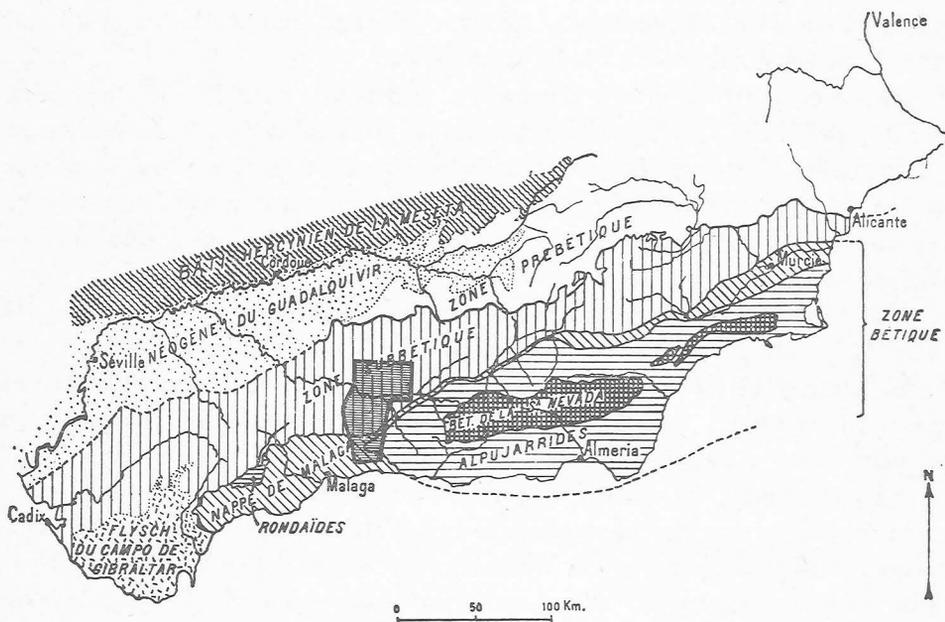


Fig. 2.—Situación de la región estudiada en el mapa de las Cordilleras Béticas de FALLOT (1948).

El Trías es algo especial, del tipo denominado "germano-andaluz", con abundancia de evaporitas y relativamente pobre en calizas y dolomías. Es mucho más semejante al de facies germánica del resto de la Península que al alpujárride.

El Lías inferior y medio muestra facies neríticas. Las rocas predominantes son calizas y dolomías. En el Lías superior comienzan las facies más profundas, continuando este régimen a lo largo del resto del Mesozoico. Las rocas predominantes son calizas, margocalizas, margas y radiolaritas. Una característica general de la zona es la de la compartimentación de la cuenca sedimentaria, en dominios de batimetría diferente, por lo que son muy frecuentes los cambios de litofacies y de potencias en la serie mesozoica.

El Nummulítico presenta en general facies flyschoides. El Aquitaniense y el Burdigaliense se presentan en muchos puntos con la litofacies especial de las "moronitas". El Vindobonense, igual que en las demás zonas, es claramente discordante y comprende facies marinas y continentales.

No se ponen de manifiesto en ningún punto de la Zona Subbética fenómenos de metamorfismo regional del ciclo alpino. Las rocas volcánicas básicas están ampliamente representadas como erupciones submarinas, la mayor parte de edad mesozoica. Los yacimientos minerales endógenos son mucho menos notables que en la Zona Bética.

Desde el punto de vista estructural el hecho más notable es un despegue al nivel del Trías, de la serie mesozoica y nummulítica, que individualiza e independiza la cobertera con respecto al zócalo, el cual no llega a aflorar en ningún punto. En muchos sectores la cobertera puede subdividirse a su vez, debido a fenómenos de fuerte disarmonía provocados por tramos incompetentes de la misma.

Casi nada puede decirse seguro acerca de la estructura del zócalo de esta zona. Se puede pensar en un basamento herciniano similar al de otras unidades alpinas de la Península. Todos los hechos hasta ahora conocidos parecen concluir en que el Paleozoico constituye el zócalo de la zona y no ha sido vuelto a plegar en la orogénesis alpina.

El plegamiento de la cobertera ha sido marcado por dos hechos fundamentales: disarmonía y discontinuidad. Los fenómenos halocinéticos parece que alcanzaron importancia durante el Mesozoico. Los accidentes diapíricos, muy numerosos en varios sectores, están ligados generalmente a la existencia de pliegues falla.

La importancia que los fenómenos de corrimiento hayan alcanzado en la estructura de la Zona Subbética es todavía materia de controversias. Por

tratarse de un tema fundamental en la discusión de la estructura del área objeto de este estudio, es preferible aplazar esta cuestión hasta el capítulo correspondiente de Geología estructural.

Los plegamientos probablemente ocurrieron en diferentes fases. Las más antiguas corresponden al Mesozoico, aunque las deformaciones principales tuvieron lugar durante el Mioceno inferior y enmascararon las estructuras anteriores. Los pliegues, en general, presentan vergencias al N. o NW. Sin embargo, en las partes más internas, más próximas a la Zona Bética, se observan en diversos sectores fallas inversas y pliegues vergentes al S. o SW. Superpuesta a este plegamiento, en el Neógeno, se desarrolla una fase de plegamiento de fondo, menos acentuada que en la Zona Bética.

Zona Prebética

Al igual que en la anterior no afloran materiales paleozoicos ni más antiguos. El Mesozoico es bastante semejante al de la Cordillera Ibérica. El Jurásico y Cretáceo presentan lagunas estratigráficas bastante numerosas y predominio de las facies neríticas, aunque las terrestres están bastante bien representadas. Las calizas y margas son las rocas predominantes, y entre las cuales se intercalan formaciones detríticas. El Nummulítico marino o terrestre, según puntos y según tramos, más o menos incompleto. El Mioceno, muy ampliamente representado y con frecuentes cambios de unos sectores a otros. En este terreno están presentes facies marinas y continentales. Estas últimas se hacen exclusivas en el Plioceno, salvo en sectores próximos a las costas actuales.

La estructura de la Zona Prebética, aunque quedan sectores que requieren todavía investigaciones relativamente importantes, está relativamente bien conocida. En general, aparece bastante más simple que la de las otras zonas. Solamente se encuentran unidades autóctonas o parautóctonas. Los elementos alóctonos que pueden encontrarse, incluso en el frente de las Cordilleras Béticas y en la propia depresión del Guadalquivir, son en realidad subbéticos y tienen por tanto una procedencia más interna que la Zona Prebética.

La cobertera postpaleozoica presenta una estructura plegada, con vergencias dominantes hacia el N., NW. u W., según las diferentes transversales. En algunos sectores el plegamiento ha sido tan fuerte que dio lugar a pliegues falla. Por el contrario, en otros sectores la estructura principal es de pliegues de revestimiento sobre una estructura en bloques. El zócalo ha desempeñado un buen papel en las estructuras. Numerosos datos ponen de

manifiesto la existencia de fallas de zócalo y de la estrecha relación entre ellas y las estructuras de la cobertera.

La halocinesis ha tenido un papel importante en diversas estructuras que se observan en la actualidad. Baste con tener en cuenta que el Trías presenta potencias muy variables de unos puntos a otros y un grado de plasticidad bastante grande.

Depresiones internas

Se trata de sinclinales o fosas tectónicas de gran extensión, que se formaron en la etapa de pliegues de fondo de edad neógena, que afectó al conjunto de las Cordilleras Béticas. En ellas, los materiales se depositan sobre terrenos de edad diferente. Las más importantes son las de Granada, Guadix-Baza y Antequera. Las dos primeras se sitúan en el contacto de las zonas Bética y Subbética.

Durante el Neógeno y Pleistoceno se han ido depositando materiales, primeramente marinos y después continentales, hasta alcanzar en algunos puntos potencias superiores a los 3.000 metros.

Evolución tectónica y paleogeográfica

Los datos sobre el Paleozoico del conjunto de las Cordilleras Béticas son escasos, ya que en amplias zonas no aflora. Sin un importante apoyo de la Geofísica resulta difícil hacer correlaciones entre amplias áreas de las Cordilleras Béticas y la Meseta, y los conocimientos geofísicos actuales no dan la luz suficiente a esta cuestión. El hecho evidente es que los únicos afloramientos de Paleozoico (Zona Bética s. str.) están fuertemente afectados por pliegues de edad alpina, mientras que en la Meseta no lo están en absoluto. En medio, la falta de afloramientos del Paleozoico es absoluta, y queda así planteada sin posibilidades de resolverse por el momento la tan importante cuestión de la delimitación de las áreas del Paleozoico cratónico y del orógeno en el ciclo alpino.

Durante el Triásico, en la Zona Prebética y en la Subbética, la sedimentación es en su mayor parte continental o de mar de aguas muy someras. La cuenca se extiende hacia el N. sobre parte de la Meseta y hacia el NE. enlazaba con la Cordillera Ibérica. En cambio, en la Zona Bética s. str. (excepto en el Bético de Málaga) los sedimentos son marinos casi exclusivamente, y propios de zonas lejanas de costas, y la subsidencia fuerte iniciada en los últimos tiempos de la era paleozoica (¿Carbonífero? ¿Pérmico?) continúa

siendo importante, aunque compensada con la sedimentación, de modo que el Triás medio y superior corresponde a formaciones de aguas más bien someras.

Al final del Triásico comienza la individualización del surco bético. En la Zona Bética, exceptuado el Bético de Málaga, no se depositan materiales del resto del Mesozoico. En la Zona Subbética comienza la fuerte subsidencia, teniendo lugar los hundimientos máximos después del Lías medio. Según los sectores de dicha zona la subsidencia alcanza valores diferentes, superando en bastantes puntos a la sedimentación, de modo que aparecen facies de indudable mayor profundidad. Todo ello está ligado a una tectónica de fallas de zócalo. Estas fracturas son las que aprovechan los magmas básicos para su salida hasta alcanzar el fondo marino y formar así rocas volcánicas o subvolcánicas en masas considerables.

En la Zona Prebética la subsidencia es menos fuerte que en la anterior y la sedimentación menos continua, con algunos episodios continentales.

En el Mioceno inferior tienen lugar los plegamientos más fuertes, así como estructuras de corrimiento. Otras fases de plegamiento anteriores habrían afectado a sectores diversos, en cuantía no siempre fácil de establecer, debido a la superposición de los efectos de los plegamientos de edad miocena.

Posteriormente, durante el Mioceno superior y Plioceno, tiene lugar el plegamiento de fondo de la Zona Bética y el levantamiento general de las Cordilleras, con la individualización de la depresión del Guadalquivir.

A partir de entonces la erosión fue intensa, como demuestra el rápido relleno de las depresiones internas. Posiblemente esfuerzos tectónicos no despreciables continúan en nuestros días, de los cuales la conocida actividad sísmica de esta región de España daría testimonio.

UNIDADES REPRESENTADAS

La región estudiada queda comprendida casi en su totalidad en la Zona Subbética, cuya definición y características generales se acaban de ver.

La atribución a la Zona Subbética, de la parte situada al N. del paralelo de Loja, no ha presentado dudas por parte de ningún autor. Por el contrario, la parte meridional con respecto a dicho paralelo, hasta llegar al borde norte de la Zona Bética s. str., ha sido atribuida en proporciones diferentes, según los autores, a la Zona Subbética y a la llamada Zona Penibética. Así, la extensa área de Sierra Gorda, constituye para BLUMENTHAL (1931) un elemento penibético, mientras que para otros autores es subbético. Con-

forme se verá más adelante, al discutir la realidad y amplitud que debe darse al término Penibético, el problema es menos grave de lo que parece.

El autor considera oportuno suprimir la denominación de Zona Penibética, por considerarse innecesaria, y por prestarse a confusiones con la terminología geográfica. De este modo se extiende la Zona Subbética hasta el borde septentrional de la Zona Bética s. str., quedando las unidades de la que se denominó Zona Penibética incluidas en este Subbético s. lat.

A la Zona Bética s. str. sólo corresponden los elementos del borde más meridional de la región estudiada, que constituyen de una parte Sierra Tejeda, y de otra las colinas que bordean al S. la depresión geográfica de Colmenar.

El cuadro no queda completo sin añadir que la región estudiada se extiende un poco por la depresión de Granada que, como es sabido, es una de las principales depresiones interiores de las Cordilleras Béticas, individualizada durante el Neógeno, ya en la etapa postorogénica.

Así pues, en la región estudiada quedan representadas, de N. a S., las siguientes unidades:

a) *Subbético s. str.*—Equivalente al “Subbético con Jurásico margoso” de PEYRE (1962). Aflora al N. del paralelo de Loja. El predominio de margas da al relieve de esta unidad un aspecto alomado, muy característico en la región de Montefrío-Algarinejo.

b) *Unidad Parapanda-Hacho de Loja.*—Aflora en el borde meridional de la anterior, en afloramientos aislados, que dan relieves acentuados y relativamente ásperos, tales como las sierras de Parapanda, Madrid, Hacho de Loja, etc. Se atribuye igualmente a esta unidad el Trías que aflora bajo el Neógeno de la depresión de Granada, al N. de Moraleda de Zafayona.

c) *Unidad de Sierra Gorda.*—Su afloramiento constituye la unidad geográfica del mismo nombre, localizada al S. de Loja y extendiéndose hasta Zafarraya, y que se presenta como una gigantesca cúpula alargada de N. a S. en una distancia de más de 20 kilómetros.

d) *Unidad de Zafarraya.*—Está representada en los crestones que bordean por el S. al Polje de Zafarraya, así como las continuaciones de los mismos hacia el E. y W. Quedan incluidas, por tanto, las sierras de Zafarraya, Tres Mogotes y de San Jorge.

e) *Unidad Gallo-Vilo.*—Aflora en la sierra del mismo nombre, situada al S. de Alfarnate.

f) *Trías de Antequera.*—Se atribuyen a esta unidad unos afloramientos localizados al W. y N. de Loja.

Todas estas unidades pertenecen a la Zona Subbética s. lat. Algunas de ellas quedaban incluidas en la zona que BLUMENTHAL (1931) denominaba Penibética, término que, como se ha dicho anteriormente, el autor suprime por considerarlo innecesario.

Al S. quedan :

Complejo Colmenar-Periana (Flysch de Colmenar de BLUMENTHAL, 1931).—Esta unidad comprende términos subbéticos y béticos, que dado el estado actual de observación resulta imposible individualizarse en este sector.

Finalmente, más al S., afloran los elementos de la Zona Bética s. str. De ellos están representados las dos unidades superiores (desde el punto de vista tectónico), es decir :

A) *Conjunto Alpujárride*.—Aflora en Sierra Tejeda y en algunos sectores localizados al N. de ésta.

B) *Manto Guájar-Málaga*. — Aflora rodeando a Sierra Tejeda, y más extensamente al SW. de la misma.

La parte oriental de la zona estudiada está ocupada por los terrenos neógenos y cuaternarios correspondientes a la depresión de Granada.

Los materiales postorogénicos están representados asimismo en otros sectores de un modo local y sin guardar relación especial con las directrices tectónicas de las unidades sobre las que reposan.

ANTECEDENTES GEOLOGICOS

A) Conjunto de las Cordilleras Béticas

No se pretende aquí hacer una relación exhaustiva de los trabajos realizados acerca de la geología de las Cordilleras Béticas. El estudio de las mismas se puede considerar dividido en varias épocas.

Se puede distinguir una primera época que finaliza con los trabajos de la Misión de Andalucía de la Academia de Ciencias de París (1889). En esta etapa son recogidos y recopilados multitud de datos, sobre todo estratigráficos. Bastantes de los cuales conservan todo su valor, pero en esta

época no se intentaba todavía dar una síntesis estructural ni geológico-histórica del conjunto de las cordilleras.

Una segunda época podría abarcar el lapso de tiempo que media entre la aparición de las memorias de la Misión de Andalucía (1889) y la síntesis de STAUB (1926). Los conocimientos avanzan a un ritmo mucho más lento que en la época anterior. De hecho, los trabajos más importantes, entre los cuales se debe destacar la magnífica memoria de ORUETA (1917), abordan temas muy monográficos, referidos sólo a ciertos sectores.

STAUB, basándose fundamentalmente en los conocimientos estratigráficos recopilados por la Misión de Andalucía, y en unos brevísimos reconocimientos personales sobre el terreno, elaboró la primera síntesis tectónica. No es lugar éste para volver sobre la valoración crítica de esta síntesis, que quedó hecha de modo insuperable por FALLOT (1945). Como dice muy bien este autor, la síntesis de STAUB, indudablemente prematura, no puede ser mantenida a pesar de su elegante coherencia interna. Es justo, de todos modos, señalar el valor de esta síntesis como estimulante de nuevas investigaciones geológicas sobre estas cordilleras.

La tercera etapa se extiende desde 1926 a 1936, y en ella las investigaciones geológicas se desarrollan activamente, sobre todo gracias a los esfuerzos de FALLOT, BLUMENTHAL y de BROUWER y su grupo de discípulos: VAN BEMMELEN, JANSEN, PATIJN, WESTERVELD y otros.

FALLOT trabajó sobre todo en las zonas Subbética y Prebética, al E. de la transversal del Guadiana Menor; pero también realiza estudios de importancia en sectores diversos situados más al W. Su contribución al conocimiento de las Cordilleras Béticas es de importancia fundamental, y tiene una calidad extraordinaria, bien reconocida por todos los autores posteriores. BLUMENTHAL se dedicó principalmente, aunque no de modo exclusivo, a la provincia de Málaga, y publica trabajos de gran valor. BROUWER y sus discípulos se dedicaron casi exclusivamente a la Zona Bética, entre la transversal de Granada y el extremo oriental de la misma. Su aportación es de alta calidad, como lo prueba el hecho de que las conclusiones fundamentales de sus trabajos sobre dicha zona son mantenidas aún, sin cambios esenciales. Todos estos trabajos, a la vez que pusieron de manifiesto la inevitable debilidad de la síntesis de STAUB, fueron permitiendo plantear de nuevo las cuestiones fundamentales de la geología de las Cordilleras Béticas, sobre una base más sólida. Entre todos ellos se pone de manifiesto la importancia que los corrimientos de gran envergadura han tenido en la edificación de la estructura de estas cordilleras. De todos modos, una síntesis total no llegó

a hacerse en esta etapa, y no fue intentada hasta la siguiente, por FALLOT (1948).

La guerra civil interrumpió por completo las investigaciones geológicas de las Cordilleras Béticas, las cuales se reanudaron terminada ésta, primeramente a un ritmo muy lento, que después de 1956 fue activándose rápidamente.

Como queda dicho, en 1948, FALLOT publica su excelente síntesis de las Cordilleras Béticas, que constituyen el punto de partida de posteriores investigaciones. Hacia 1956, a las investigaciones de FALLOT y de un reducido número de investigadores españoles, se van sumando las de un creciente número de geólogos de diversas escuelas. Entre ellas se deben citar: la de la Universidad de Amsterdam, dirigida por los Profesores EGELER y DE ROEVER; la de la Universidad de Bonn, dirigida por los Profesores BRINKMANN y HOPPENER; la de la Sorbona, dirigida por el Profesor FALLOT hasta su muerte en 1960, y luego por el Profesor DURAND DELGA, y de la Universidad de Granada, dirigida por el Profesor FONTBOTÉ. Hay que sumar también la contribución de otros investigadores del Instituto Geológico y Minero de España, y de diversas universidades. La mención detallada de todos los trabajos actualmente en curso alargaría demasiado este capítulo. Sobre sus aportaciones principales, la consulta de los trabajos publicados en el Libro-Homenaje al Profesor FALLOT, y en las principales revistas geológicas españolas, alemanas y francesas, permitirán dar una visión suficientemente completa.

B) Sobre la región estudiada

Los antecedentes sobre la geología de la región objeto de este estudio son bastante escasos. En su mitad norte los datos son casi exclusivamente los de GONZALO Y TARÍN (1881) y los de BERTRAND Y KILIAN (1889), que datan algunos yacimientos de fósiles, y de DOUVILLÉ (1913), que trata del Nummulítico de Montefrío.

En el sector oriental, sobre la depresión de Granada, a los datos anteriores hay que sumar los de VIENNOT (1930), AGUIRRE (1963) y GONZÁLEZ DONOSO (1965).

En el sector meridional los datos son relativamente más abundantes. Los principales son los de BLUMENTHAL, que estudió la zona inmediata al W., y que en parte de uno de sus trabajos (1931) incluye el sector de Alfarnate. Asimismo da unos datos más generales acerca de todo este sector meridional (1935). Su mapa hasta el momento, aunque con algunas impre-

cisiones, era el más exacto para esta región. Sierra Tejada fue objeto de un ligero estudio de VAN DEDEM (1935) en el que apunta algunos datos.

Estos son todos los datos con que se ha podido contar acerca del sector estudiado. Además, claro está, han sido de gran utilidad los trabajos referidos al conjunto de las Cordilleras Béticas, así como los de otras zonas geológicamente equivalentes. Es justo destacar la utilidad de los trabajos de PEYRE (1957-1964) y BUSNARDO (1960-1965), que trabajan en zonas situadas al W. y N. respectivamente de la que es objeto de este trabajo. Por su parte el autor ha publicado algunos resultados obtenidos (VERA, 1964-1966).

CAPÍTULO II

ESTRATIGRAFIA

GENERALIDADES

Dentro del área estudiada se pueden distinguir, desde un punto de vista estratigráfico, varias zonas y unidades de características diferentes.

En primer lugar hemos de diferenciar: la *Zona Bética s. str.* y la *Zona Subbética*, siguiendo la clasificación de FALLOT (1948) para las Cordilleras Béticas.

La *Zona Bética s. str.* está constituida por materiales de edad paleozoica y triásica, con predominio de rocas carbonatadas y de rocas metamórficas. La *Zona Subbética* (en la que se incluye el "Penibético", según la nomenclatura de BLUMENTHAL) se caracteriza por la ausencia total de rocas metamórficas y de materiales paleozoicos. Los terrenos más antiguos corresponden al Triásico, y los más modernos al Mioceno inferior.

Además de estas dos zonas, bien diferenciadas, hemos de distinguir los terrenos postorogénicos (neógenos y cuaternarios), que cubren parcialmente a los materiales béticos y subbéticos.

Cada una de las zonas se puede subdividir en unidades, delimitadas, en general, por contactos tectónicos importantes, y que difieren por las características de las series estratigráficas respectivas.

En la *Zona Bética s. str.* se distinguen dos unidades: 1) *Conjunto Alpujárride*, caracterizado principalmente por un Trías de características especiales, en el sentido que el Trías superior está constituido esencialmente por dolomías y no por la formación margoso-arcillosa habitual en el resto de la Península. 2) *Unidad de Guájtar-Málaga*, que comprende un Paleozoico inferior s. lat., constituido fundamentalmente por micaesquistos y fi-

litas con calizas y dolomías; y un Paleozoico medio y superior poco o nada metamórfico (serie de las calizas alabeadas, seguida por grauvacas y conglomerados), al que sigue un Mesozoico muy reducido y un Nummulítico poco potente también. Hay que recordar que hasta ahora los autores han visto en este conjunto dos mantos de corrimiento distintos: Manto de Guájar (VAN BEMMELEN, 1927) y Manto de Málaga o Bético de Málaga (BLUMENTHAL, 1930), pero más adelante se justificará por qué se considera uno solo, si bien es cierto que el despegue generalizado al nivel del Gotlandense inferior ha favorecido la apariencia de independencia total de esas unidades.

En la Zona Subbética son varias las unidades que se pueden distinguir:

- 1) *Unidad Subbética s. str.*, caracterizada por una serie mesozoica-nummulítica, bastante completa, con predominio muy acentuado de las margas a partir del Lías superior.
- 2) *Unidad Parapanda-Hacho de Loja*, con una serie mesozoica incompleta, en la que el Jurásico es de naturaleza predominantemente caliza.
- 3) *Unidad de Sierra Gorda*, caracterizada por una serie mesozoica bastante completa, con un Dogger y Malm representados por calizas nodulosas, del tipo "falsas brechas", y con lagunas estratigráficas locales.
- 4) *Unidad de Zafarraya*, muy similar a la de Parapanda-Hacho de Loja, y sólo difiere en que en la de Zafarraya aparecen varios términos del Nummulítico.
- 5) *Unidad Gallo-Vilo*, con una serie jurásica caliza y un Cretáceo y Nummulítico margosos.
- 6) *Trías de Antequera*, que es más bien una unidad tectónica, y se caracteriza por presentar un Trías de tipo germano-andaluz que localmente engloba olistolitos de materiales de edad diferente.

Además de estas unidades claramente subbéticas tenemos: el *Complejo Colmenar-Periana*, que comprende materiales margosos mesozoicos y nummulíticos, béticos y subbéticos confusamente mezclados, debido a una gran tectonización.

Dentro de los terrenos postorogénicos se distinguirá fundamentalmente el Neógeno del Cuaternario.

A) ZONA SUBBÉTICA

Las características generales de ella, como se acaban de describir, son la falta de terrenos paleozoicos y la distinción de diversas unidades constituidas por materiales del Mesozoico y Nummulítico. Se incluyen todas las unidades bajo el mismo denominador de Zona Subbética, porque aun cuan-

do hayan tenido papeles tectónicos diferentes la sedimentación se realizó en una cuenca fundamentalmente única. En ella, por varias circunstancias, que se indicarán en el momento oportuno, se depositaron series diferentes, aunque con rasgos generales similares. Todas ellas son series típicas de cuencas geosinclinales, y están afectadas por plegamientos alpinos de diversas edades, aunque más aparatosamente por los ocurridos durante el Mioceno inferior.

1. Unidad Subbética s. str.

Se define bajo este nombre a la unidad que se extiende ampliamente al N. de la línea Archidona, Loja, Illora e Iznalloz y queda al S. de las sierras predominantemente calizas que constituyen el borde norte de la Zona Subbética.

Dicha unidad se continúa fuera del área objeto de este estudio, tanto al E. como al W. de la misma. Hacia el E., por lo menos, hasta la transversal del Guadiana Menor; hacia el W. hasta el golfo de Cádiz.

Este nombre fue utilizado anteriormente por FALLOT para la serie de la Sierra de Cabra, que en realidad pertenece ya al conjunto referido de sierras calizas marginales. El autor considera más oportuno denominar bajo el nombre de unidad Subbética s. str. a la anterior, dado que representa la mayor parte de los materiales de la Zona Subbética, mientras que las series del tipo de la de Cabra sólo representan una pequeña parte.

La unidad fue definida anteriormente por PEYRE (1962), bajo el nombre de "Subbético con Jurásico margoso" o "Subbético meridional", estableciendo como serie tipo la serie del Pedroso. BUSNARDO (1960-62) la denomina más simplemente "Subbético margoso", nombre que por su sencillez se ha generalizado rápidamente.

En la zona estudiada por el firmante existe un corte en el que, dadas las buenas condiciones de observación de los afloramientos y la presencia de diversos niveles fosilíferos, hacen que sea propuesto como nueva serie tipo de esta unidad. Se trata de la serie Algarinejo-Sierra de Chanzas, la cual goza además de la facilidad de ser cortada en buenas condiciones de observación por la carretera de Loja a Priego.

Se caracteriza esta unidad por dos hechos que PEYRE (1962) señalaba: 1.º Abundancia, a partir del Lías y durante todo el Jurásico, de formaciones margosas. 2.º Ausencia de la facies falsa brecha en el Jurásico superior, en particular en el Titónico. Además de estas características señaladas.

por PEYRE hay que añadir: A) Frecuentes variaciones de la serie jurásica con cambios laterales de potencia y lagunas estratigráficas en algunos sectores. B) Abundancia de manifestaciones volcánicas en sectores longitudinales de la misma (BUSNARDO, 1960-62). C) Relación entre la localización de los cambios bruscos de potencias y los afloramientos de rocas volcánicas.

Dentro de la región objeto de estudio existen otros hechos que caracterizan a la unidad. Son: 1.º Las series estratigráficas se mantienen prácticamente constantes en términos, en bandas de alargamiento WSW.-ENE., con sólo cambios de potencia. 2.º Entre las distintas bandas de alargamiento existen a veces cambios bruscos de potencia. Este hecho fue tratado en notas previas del autor y se interpretaba como debido a existencia de fallas de zócalo de edad mesozoica, que delimitaban en el fondo de la cuenca bloques situados a distintas profundidades. La mayor parte de las fallas se supone fueron de dirección WSW.-ENE., que delimitarían distintas zonas de sedimentación. Algunas de las fallas tendrían componentes de rotación, o bien la cuenca tenía distinta subsidencia, según los puntos, de manera que los bloques podrían quedar basculados. Mediante este dispositivo se explican ambos hechos satisfactoriamente. El estudio más detallado de la región ha permitido completar la interpretación, que en líneas generales se mantiene invariable.

Se establece como serie tipo de la unidad, al menos para esta región, la serie de Algarinejo-Sierra de Chanzas, por las ventajas que anteriormente se destacaban. Se describirán las series cercanas y del resto de la región, haciendo el estudio comparativo entre todas ellas y las interpretaciones de las variaciones. De igual modo se hará un estudio comparativo entre las distintas series y las descritas por PEYRE (1962), en la zona localizada inmediatamente al oeste.

Es de notar que en el sector septentrional de la región estudiada el Jurásico s. lat. y el Cretáceo inferior forman una unidad litoestratigráfica, mientras que el Cretáceo superior y el Nummulítico forman otra. El contacto entre ambas es discordante en este sector, en el que falta el Cretáceo medio. Estas características hacia el S. se van esfumando y aparecen términos del Cretáceo medio, al mismo tiempo que la discordancia se debilita hasta desaparecer. El Cretáceo superior y el Nummulítico muestran en toda la región una homogeneidad mayor que en la serie anterior.

La mayor parte de los cortes del sector N. presentan sólo términos desde el Triásico al Cretáceo inferior. El Cretáceo superior y Nummulítico se lo-

calizan en grandes afloramientos, como es el de Montefrío-Alcalá la Real, cuyo borde sur queda dentro del área estudiada.

a) SERIE DE ALGARINEJO-SIERRA DE CHANZAS

Es considerada serie tipo de la unidad Subbético s. str. por las razones antes indicadas. Comprende términos del Jurásico y Cretáceo inferior. La serie, casi completa, es cortada por la carretera de Loja a Priego, entre los kilómetros 21 y 30. Los términos no representados en el corte de la carretera lo están en las proximidades de la misma.

TRÍAS.—Empieza la serie por un conjunto de margas abigarradas, dolomías, carniolas, lutitas, ofitas, yesos y localmente areniscas. Por su facies se atribuyen al Triásico. No existe en la región ningún buen corte de estos términos, debido a su tectonización general, lo que ciertamente es un hecho en la casi totalidad de la Zona Subbética. Por ello la datación más precisa, hasta el momento, no es posible.

Se trata de la variedad de Trías germánico que BLUMENTHAL define como de “tipo germano-andaluz”, por presentar términos muy similares a los característicos del Trías germánico del resto de España y centro de Europa, junto con términos semejantes a los del “Trías andaluz” o alpujárride.

En el paisaje se advierte por la vegetación característica de monte bajo que la cubre, ya que da suelos impropios para los cultivos. Aflora en el núcleo del anticlinal de Sierra de Chanzas, en parte debido a fenómenos diapíricos. Son frecuentes las impregnaciones de mineral de hierro en las rocas que están en contacto con el Trías, e incluso existen dentro de él pequeños lechos de óxidos de hierro. Este hecho se tratará en el capítulo de Geología Aplicada.

“INFRALÍAS”.—La serie jurásica s. lat. comienza con unas dolomías griseáceas brechoides muy similares a las del Trías alpujárride. Dado que el contacto inferior de ellas en general es mecánico, no es posible determinar su potencia con precisión, aunque puede decirse que es superior a los ciento cincuenta metros.

No presentan ningún resto orgánico que permita su datación. Son atribuidas al infralías, sin que se excluya totalmente la posibilidad de una edad triásica superior. Tal vez con estudios detallados geoquímicos o mineraló-

gicos de estas dolomías, tan frecuentes en la Zona Subbética, y comparando con las del Trías Alpujarride típico, se pueda obtener alguna conclusión que permita mejor su distinción.

Afloran en el núcleo del anticlinal de Sierra de Chanzas, constituyendo la base del Jurásico. Este tramo dolomítico es muy frecuente en todas las series subbéticas, y en gran parte de los casos se trata de dolomías secundarias, como nos indica que en un mismo afloramiento se observe que el contacto de las calizas superiores con las dolomías no se hace siguiendo un mismo nivel estratigráfico, sino que es oblicuo a la estratificación.

En este caso concreto de la Sierra de Chanzas, la superficie de contacto entre calizas y dolomías sí es paralela a la estratificación, sin que por tanto se pueda descartar el origen primario de las dolomías.

LÍAS INFERIOR.—Sobre las dolomías reposa en concordancia, al menos aparente, un paquete de calizas blancas y grisáceas. Su microfacies, siguiendo la clasificación de FOLK, corresponde a la de una oosparita con lechos de intraesparita. Su biofacies la componen restos orgánicos indeterminables específicamente, tales como biseriados y miliólidos, bastante abundantes, y menos abundantes algas. Estos datos nos llevan a la conclusión de que se trata de un depósito en mares someros y de aguas agitadas.

Es ésta la facies más característica del Lías inferior en todas las unidades subbéticas. Las diferencias esenciales son las que afectan a su potencia

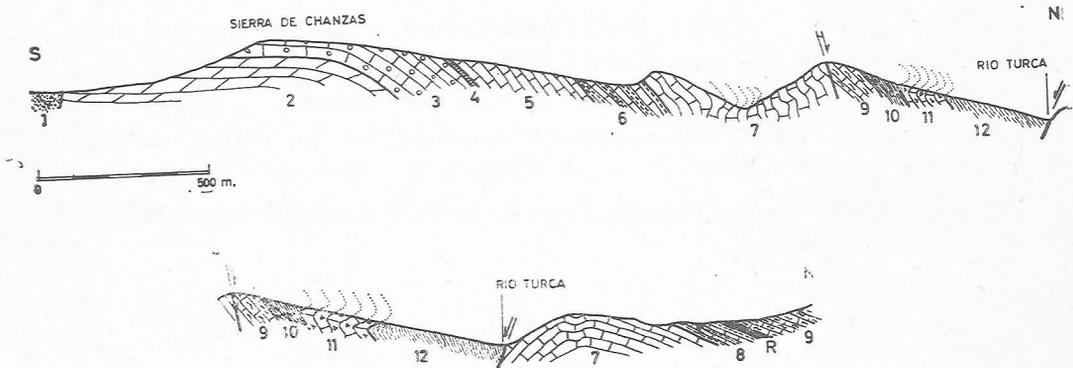


Fig. 4.—Cortes de la Serie Algarinejo-Sierra de Chanzas (Serie tipo de la unidad subbético s. str.)

1. Trías.—2. Dolomías. Infraliásico?—3. Calizas esparíticas.—4. Nivel de Ammonites. Domerense.—5. Calizas grises azuladas.—6. Toarcense medio.—7. Toarcense superior.—8. Aalenense.—9. Margocáizias Dogger.—10. Malm, incluido Titónico.—11. Cretáceo inferior.—R. Rocas volcánicas.

y a la altura estratigráfica que alcanzan. Esta oscila entre el Pliensbaquiense y el Aalenense, según las unidades, e incluso se presentan variaciones notables de este tipo dentro de una misma unidad.

En la zona estudiada de la unidad Subbética s. str. el cambio de facies (en sentido vertical) se realiza en el Domerense inferior o en el Pliensbaquiense terminal.

Hacia la parte superior se localizan niveles de caliza grisácea compacta rica en gasterópodos, belemnites y braquiópodos, entre los que tenemos rhynchonellas, terebrátulas y posibles spiriferinas. Junto con estos niveles, hacia la parte terminal del tramo, encontramos niveles de caliza de crinoides, muy característicos de los afloramientos liásicos de la Zona Subbética.

La composición química de las calizas más representativas de este tramo es de 91 por 100 de CO_3Ca y 1 por 100 de CO_3Mg , determinados mediante complexometría.

De este análisis se puede observar los pequeños porcentajes de CO_3Mg que en las dolomías inferiores era del 10 al 30 por 100. La composición general en la base de calizas es bastante uniforme.

La datación de este tramo calizo no puede hacerse por argumentos derivados de la poco expresiva fauna contenida. Únicamente teniendo en cuenta que el tramo que viene a continuación y va a describirse en seguida ha podido ser datado como domerense, podemos pensar en una edad sinemuiriense-pliensbaquiense para el paquete de calizas. Su potencia total es de 200 metros y afloran en ambos flancos del anticlinal de Sierra de Chanzas. La carretera de Loja a Priego las corta en sus términos superiores, en las proximidades del Km. 30.

Por correlación con otros afloramientos cercanos, como es el del Hachuelo de Montefrío, se puede llegar a una edad pliensbaquiense para la parte superior de las calizas, ya que el citado afloramiento ha suministrado fauna de ammonites.

DOMERENSE-TOARCENSE INFERIOR PROBABLE.—Coronando al paquete de calizas del Lías inferior, en el Km. 29,9 de la carretera de Loja a Priego, se encuentra un nivel calizo detrítico con pequeños cantos de minerales de descomposición de rocas ígneas, tales como laminillas de clorita. Su potencia es de tres metros, y es extraordinariamente rico en ammonites. Se trata de una fauna de gran cantidad de ejemplares y una enorme monotonía en cuanto a géneros y especies se refiere. El predominio es casi absolutamente de Arietíferas, que en algunos puntos llegan a formar una verdadera lumaquela. La determinación específica no ha podido ser realizada, por lo

que hasta el momento se puede asegurar una edad domerense sin más precisión para estos niveles.

Sobre el nivel fosilífero encontramos un potente paquete de calizas que alternan con margas y margocalizas. Las calizas presentan un color gris en superficie y azulado en corte fresco. Es el tramo que denominamos de "calizas grises azuladas". Las calizas forman bancos de 50 a 80 centímetros y predominan sobre los niveles margosos. El contenido en materia orgánica se considera como el motivo del color azulado. En concreto se trata de contenido de hidrocarburos (ver capítulo Geología Aplicada).

La microfacies es de calizas compactas de fina cristalización y localmente con algunos granillos de cuarzo. Es pues, una micrita. Los niveles margosos y margocalizos intercalados entre los bancos de caliza también contienen hidrocarburos y son considerados como roca madre. La fauna de este paquete se reduce a unos lamelibranquios mal conservados.

La edad atribuida es de posible Domerense superior y Toarcense inferior, ya que está colocado entre el nivel de ammonites del Domerense y uno del Toarcense medio (zona *bifrons*). La potencia es de 700 metros, hecho muy notable, ya que es el punto donde mayores valores alcanza. Este tramo es cortado por la carretera de Loja a Priego, entre los Km. 29 y 30.

TOARCENSE MEDIO.—Sobre este paquete de calizas grises azuladas, y concordantemente, descansa un tramo de calizas similares a las anteriores intercaladas en margocalizas amarillentas, con gran predominio de éstas. En el relieve destaca este tramo por su mayor erosión con respecto a los tramos entre los que se intercala. El contenido en hidrocarburos sigue siendo aún relativamente elevado.

Se ha podido localizar un nivel bastante fosilífero con fauna de posidonomyas y ammonites. Entre éstos se reconoce el *Hildoceras bifrons* Brug., que nos marca una zona dentro del Toarcense medio. Entre las posidonomyas, la especie predominante es *Posidonomya alpina* Gras.

La microfacies es de micrita con "filamentos" o biomicrita. Los filamentos en este nivel en general dan formas concéntricas, hecho que hace pensar que se trata, en este caso concreto, de secciones de lamelibranquios y más exactamente de posidonomyas.

La potencia de este paquete, en el que predominan las margocalizas, es de 150 metros. La carretera de Loja a Priego lo corta entre los kilómetros 27 al 29. El nivel fosilífero es cortado hacia el Km. 27,1, aunque la mayor cantidad de fauna se encuentra al E. de la carretera citada, en las proximidades de la que va a Montefrío, partiendo de la anterior.

TOARCENSE SUPERIOR.—Un nuevo paquete de calizas grises azuladas, en este caso constituido casi exclusivamente por calizas, reposa sobre el anterior. Su potencia es de 200 metros y ha suministrado fauna en los niveles superiores y en algunos cercanos a la base. En estos últimos la fauna recogida es de *Grammoceras* cf. *saemanni* Oppel y *Grammoceras* sp., que datan al Toarcense medio en sus tramos más superiores. En los niveles superiores se han encontrado *Polyplectus* sp., el cual sólo genéricamente ya nos marca el tránsito del Toarcense al Aalenense.

El tramo es cortado por la carretera de Loja a Priego, entre los kilómetros 25,5 y 27,1, así como en las proximidades de Algarinejo, en la margen derecha del río Turca, donde aflora debido a una falla que sigue el cauce del mencionado río.

En este afloramiento, concretamente, las calizas presentan un diaclasamiento con tendencia a dar una disyunción en bolas de las calizas margosas y margocalizas. Fenómenos de este tipo se presentan en otros niveles estratigráficos, como por ejemplo en el Dogger, en el flanco sur del anticlinal de la Sierra de Chanzas.

AALLENSE.—Inmediatamente encima encontramos un paquete de margocalizas y calizas blancas en superficie y grisáceas en corte fresco. Su potencia es de 50 metros, y en los niveles superiores existe una fauna de ammonites muy abundante.

Entre los fósiles reconocidos tenemos:

Tmetoceras scissum (Bernecke).

Tmetoceras sp.

Hyperlioceras discites (Waagen).

Luwigella cf. *arcuata* (Sow.).

Holcophylloceras sp.

Lytoceras sp.

que nos datan el Aalenense superior. Este dato, junto con que en la base del tramo teníamos el *Polyplectus*, que marcaba el paso del Toarcense al Aalenense, nos permiten dar una edad aalenense al tramo completo.

Es frecuente encontrar en esta formación cancellophycus, en general con una ligera pátina de limonita que les hace destacar de las calizas margosas blancas. Se trata de las impresiones en forma de barriduras de escoba, que unos autores atribuyen a algas o alcionarios, mientras que otros a efectos exclusivamente de corrientes submarinas, sin intervención de organismo alguno. Su valor estratigráfico es prácticamente nulo, pues se presentan tam-

bién en otros tramos de edad diferente, al contrario que se pensó cuando se describieron las primeras veces.

El afloramiento es cortado por la carretera de Loja a Priego entre los kilómetros 20,5 al 21, con gran cantidad de fauna en las proximidades de la carretera. En el flanco norte del anticlinal de Sierra de Chanzas, por efecto de una falla, no aparece en el corte de la carretera, aunque sí en sus inmediaciones, cerca del kilómetro 25,5.

BAJOCENSE INFERIOR.—Coronando al paquete de edad aalenense existe un nivel de un metro de potencia de calizas nodulosas de color violáceo, de tipo *ammonítico rosso*.

La fauna es abundante, pero extremadamente mal conservada, debido en gran parte a que el nivel está metamorfozido por efectos de la colada volcánica submarina que sobre él se colocó.

La microfacies, tanto de los nódulos como del cemento, corresponde a una biomicrita, en la que los restos orgánicos son embriones de ammonites, secciones de belemnites y radiolarios.

La estructura, por el contrario, es nodulosa y formando falsas brechas, que son las características de la *facies ammonítico rosso*, típica en las cordilleras alpinas. A este tipo de formaciones se les atribuye (AUBOIN, 1964) un depósito en bajos fondos, pero lejanos de costas y, por tanto, con ausencia de aportes terrígenos. Estos niveles implican una condensación en la serie, así como un endurecimiento en el fondo marino. La *facies ammonítico rosso* es muy frecuente en la Zona Subbética en sus distintas unidades, sin que se localice un nivel estratigráfico determinado, habiéndose localizado niveles de esta facies desde el Domerense hasta el Titónico, a veces con varios niveles superpuestos en una misma serie, intercalados con niveles de facies completamente diferentes.

Entre la fauna de ammonites se han podido reconocer :

Erycites sp.

Hammatoceras sp.

Lytoceras sp.

que nos marcan el Bajocense inferior. Empieza, por tanto, con este nivel el Dogger.

La potencia total del Lías medio y superior, desde el nivel domerense hasta éste, es de 1.100 metros, hecho digno de destacar, ya que en otros cortes dentro de la misma unidad apenas alcanza los 100 metros, estribando

en estos niveles las diferencias mayores entre las series de distintos sectores de la unidad Subbética s. str.

DOGGER (DESDE BAJOCENSE INFERIOR). — Sobre el nivel referido de edad bajocense inferior descansa un paquete de margocalizas verdes y grisáceas con fracturación astillosa. Su microfacies pone de manifiesto un gran contenido en radiolarios, los cuales localmente llegan a formar verdaderos niveles de radiolaritas. Asimismo se observan “filamentos”.

Localmente se intercalan en estas margocalizas niveles de calizas de sílex, en especial en la parte más superior del tramo. Concretamente en este corte de Algarinejo, en el kilómetro 25,4, se observan bastantes niveles de calizas de sílex, que llegan a predominar sobre las margocalizas. No obstante, en general, los niveles de calizas de sílex son escasos e incluso faltan.

Este corte no ha suministrado faunas de ammonites, pero al E., en el sector de Montefrío, han suministrado una fauna de *Stephanoceras* que nos marcan el Bajocense. Tanto en este corte como en la mayor parte las margocalizas suelen presentar una fauna muy abundante de *posidonomyas*, y no tan abundante de *belemnites*.

Los niveles de “filamentos” son muy abundantes en este tramo. Coincide que los niveles de mayor contenido en *posidonomyas* son los que mayor cantidad de “filamentos” presentan, lo que nos hace pensar que por lo menos, para este caso concreto, dichos “filamentos” son secciones de *posidonomyas*.

La edad dogger es pues indudable, e incluso se puede pensar en un Bajocense para todo el tramo.

La potencia es de 200 metros, y un buen corte lo tenemos en la carretera de Loja a Priego, en el Km. 21, y en los demás puntos en que la citada carretera lo corta (ver mapa).

JURÁSICO “ROJO”.—La serie continúa con un paquete de margas y margocalizas rojas, localmente verdosas, con abundantes niveles de radiolaritas. Es el que se denomina “Jurásico rojo”. Por tratarse de un nivel muy plástico, los niveles próximos a él están intensamente tectonizados. Es frecuente observar que todos los términos superiores a él están localmente invertidos cuando el afloramiento tiene un buzamiento general fuerte. Por su plasticidad es difícil medir su potencia, ya que a veces aflora con potencias aparentes de 10 metros, e inmediatamente, al lado, pasa a 200 metros.

La mayor parte de las laderas donde aflora este nivel presentan en su

totalidad un intenso color rojo, debido a que se ha deslizado por ellas y ha cubierto la parte más superficial.

No ha suministrado más fauna que la de radiolarios en lámina delgada, por tanto su edad se ha de deducir por la de los terrenos entre los cuales está comprendido. Puesto que bajo él tenemos el Bajocense, datado con

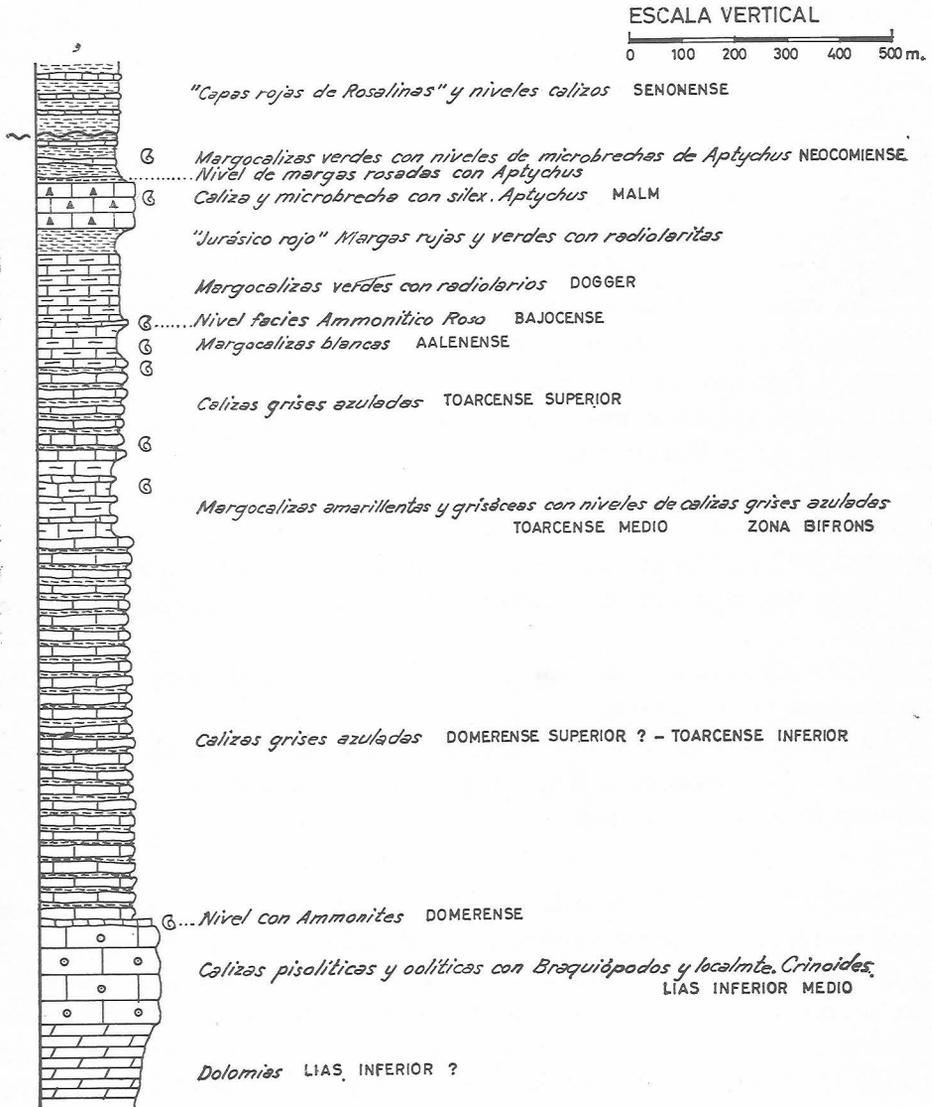


Fig. 5.—Serie de Algarinejo-Sierra de Chanzas (Serie tipo de la unidad subbético s. str).

fauna, y sobre él un Malm datado con fauna, la edad queda pues como Dogger superior o Malm inferior, o comprendido entre ambos.

Este nivel, a pesar de su falta de fauna, constituye un verdadero nivel guía, puesto que en casi todas las series de la unidad Subbética s. str. está presente con idéntica composición litológica y la misma microfacies. La carretera de Loja a Priego lo corta en varios puntos, como por ejemplo en el kilómetro 25.

MALM.—Sobre el “Jurásico rojo” se encuentra un paquete de calizas blancas y grisáceas con abundantes nódulos de sílex. La microfacies nos indica que se trata en parte de microbrechas, abundando éstas en la parte superior. Siguiendo la clasificación de FOLK para las calizas diríamos que se trata de intraesparudita, en la que los intraclastos en parte son restos de *aptychus*, y en su mayoría pequeños cantos calizos. Entre éstos tenemos incluso de calizas de “filamentos”, lo que nos indica que los cantos proceden de niveles diversos.

En la parte superior predominan las calizas compactas finamente estratificadas (micritas), de color blanco, localmente ricas en microfauna (biomicrita).

Es muy abundante la fauna de *aptychus* de este tramo. En los niveles inferiores encontramos principalmente los del grupo *Laevaptychus*, algunos de ellos de grandes dimensiones. En la parte más superior el predominio absoluto corresponde a los del grupo de *Punctaptychus*. El otro grupo representado es el de *Lamellaptychus*, que se encuentran con una abundancia similar en todos los niveles.

La microfacies nos permite una datación más precisa. En los niveles inferiores encontramos: *saccocomidae*, fibroesferas, radiolarios, que nos datan un Malm sin más precisión. Por el contrario en los niveles terminales la datación es bastante precisa, dada la presencia de *Calpionellas*, con predominio de la *C. alpina* y *C. elíptica*. Tenemos por tanto el Titónico superior. El tramo completo corresponde, por tanto, al Malm, incluido el Titónico.

Su potencia es de 100 metros, y la carretera de Loja a Priego lo corta en las proximidades del Km. 23. Es difícil encontrar un corte bueno en este tramo del Malm, dado que está muy tectonizado y fracturado, debido a reposar sobre el “Jurásico rojo”, de gran plasticidad. Debido a ello, en el corte de la carretera aludido, el tramo está invertido casi en su totalidad.

CRETÁCEO INFERIOR.—La serie cretácea comienza con un nivel de margas rosadas con bancos de lumaquela de *aptychus*, entre los que predominan

los del grupo *Angulaptychus*. Sobre este nivel descansa un potente paquete de calizas margosas verdes y grisáceas con niveles de microbrechas, con duvalias y *aptychus*, con frecuentes estructuras de "slump".

Localmente presenta lentejones intercalados de brechas intraformacionales, en las que cantos grandes de material más calizo quedan englobados caprichosamente en el seno de una masa más margosa. La edad del conjunto es Cretáceo inferior y su potencia no es calculable, ya que el Cretáceo superior descansa sobre él por discordancia erosiva, con falta del Cretáceo medio.

CRETÁCEO SUPERIOR-NUMMULÍTICO.—Ambos forman una misma unidad litoestratigráfica y afloran en grandes extensiones, tales como la de Montefrío-Alcalá la Real. La serie es descrita más adelante, después de las series de Algarinejo, Hachuelo-Montefrío y Sierra Pelada, las cuales sólo comprenden términos hasta el Cretáceo inferior. La serie Cretáceo superior-Nummulítico de Montefrío es común para estas tres series de esta banda septentrional de la unidad Subbética s. str.

ALGUNAS CARACTERÍSTICAS NOTABLES DE ESTA SERIE.—El dato más notable de la serie de Algarinejo-Sierra de Chanzas es la potencia que alcanza el Lías medio-superior, que llega a los 1.000 metros. En el flanco sur del anticlinal de Sierra de Chanzas, este tramo sólo tiene 700 metros de potencia, y faltan términos tales como el Aalenense, y posiblemente los tramos superiores de calizas grises azuladas, esto es, el Toarcense medio y superior.

El hecho se explica (VERA, 1964) por la existencia de una falla de zócalo de dirección aproximada E.-W. que funcionó durante el Domerense y sirvió de camino de salida para las rocas volcánicas submarinas de esta edad existentes en la región.

El labio sur de esta falla sería el bloque levantado, y en él, debido a corrientes submarinas, se depositó una serie menos potente y más incompleta que en el labio hundido (el norte). Muy posiblemente esta falla de zócalo condicionó la localización del anticlinal de la Sierra de Chanzas.

El hecho es notable, dado que en tres kilómetros sobre la horizontal encontramos un cambio de potencia de 500 metros con lagunas estratigráficas en el Lías superior.

b) SERIE HACHUELO-MONTEFRÍO

Es bastante similar a la que muestra el flanco sur del anticlinal de la Sierra de Chanzas. Los afloramientos mejores para realizar el corte y establecer la serie son la Sierra del Hachuelo, localizada al SW. de Montefrío (10 kilómetros al E. de la Sierra de Chanzas) para los tramos inferiores, y el corte del arroyo Vilanos, en la parte alta de este cauce (seis kilómetros al E. de la Sierra de Chanzas) para los tramos superiores.

Actualmente para el corte del arroyo Vilanos se cuenta, además, con una carretera en construcción que, siguiendo el cauce del río, une la carretera de Montefrío a Algarinejo con el pueblo de Huétor-Tájar.

Al igual que en la serie de Algarinejo-Sierra de Chanzas, que se acaba de describir, esta serie comprende términos desde el Liásico hasta el Cretáceo inferior. El Cretáceo superior-Nummulítico forma una unidad litoestratigráfica discordante sobre todas estas series del sector norte de la zona estudiada.

El Trías y el *infralías* no afloran en esta región, dado que la erosión no ha profundizado suficientemente en los núcleos anticlinales.

LÍAS INFERIOR.—Los niveles más antiguos que afloran son las calizas del Liás inferior, similares a las de la Sierra de Chanzas. Afloran en el núcleo del anticlinal del Hachuelo y en el arroyo de los Molinos (SE. de Montefrío), también en un eje anticlinal.

Las calizas son de color blanco grisáceo, localmente con tonos beige. En lámina delgada se puede observar que se trata de intraesparitas y ooesparitas, con predominio de las primeras. Entre los intraclastos, además de los pequeños nódulos calizos, tenemos restos de crinoides y algas.

Se encuentran en ellas algunos restos de ammonites de difícil extracción y mal estado de conservación. Faunas recogidas y estudiadas por MOUTERDE (comunicación verbal) han suministrado:

Tropidoceras cf. *calliplocum* Gemm.

Tropidoceras *zacleanum* Gemm.

Tropidoceras cf. *galtense* Gemm.

Tropidoceras sp.

que datan el Carixiense superior (parte superior del Pliensbaquiense inferior). El nivel de braquiópodos de Sierra de Chanzas no ha podido ser lo-

calizado en dicho afloramiento, posiblemente por quedar oculto, y, por el contrario, sí está bien localizado el nivel de crinoides, tan frecuente en las series liásicas subbéticas.

Dado que no afloran términos inferiores a estas calizas, no se pueden hacer medidas de potencia en este afloramiento.

DOMERENSE. — Coronando el paquete de calizas, y muy próximo al nivel de crinoides, existe un nivel con abundante fauna de ammonites, atracites, belemnites y crinoides. Entre los ammonites tenemos:

Protogrammoceras basani Fuc.

Coeloceras cf. *pettos* Fuc.

Lytoceras sp.

Phylloceras sp.

que nos datan el Domerense, sin que hasta el momento se pueda precisar más.

El yacimiento fosilífero es cortado por la carretera en construcción que pasa por la falda norte de la Sierra del Hachuelo, cerca de la cima del mismo.

Junto con este nivel rico en ammonites encontramos niveles con abundante fauna de belemnites silicificados, que llegan a formar verdaderas lumauelas de belemnites.

Este nivel, por su composición, posición estratigráfica y cortejo faunístico es perfectamente comparable con el nivel fosilífero domerense del corte de Algarinejo-Sierra de Chanzas, y constituye un magnífico nivel guía en este sector de la unidad Subbético s. str.

TOARCENSE.—El tramo de calizas grises azuladas empieza a partir del nivel fosilífero, al igual que en la serie de Algarinejo. Su aspecto, composición y contenido en hidrocarburos es idéntico al descrito en la serie tipo. La falta de fauna hace que su datación se haga por correlación. La potencia es de 700 metros y aflora rodeando el núcleo del domo del Hachuelo y en gran parte de la carretera de Montefrío a Tocón, desde los kilómetros 1 al 8.

El paquete de margas amarillentas con niveles de calizas azuladas, con fauna de Toarcense medio, no está representado en esta serie, al menos bajo la misma facies. Igual ocurre con el Toarcense superior y el Aalenense, los cuales eran bastante fosilíferos en el corte de Algarinejo y están ausentes aquí.

El hecho es interpretado como una laguna estratigráfica que afecta al Aalenense y parte del Toarcense.

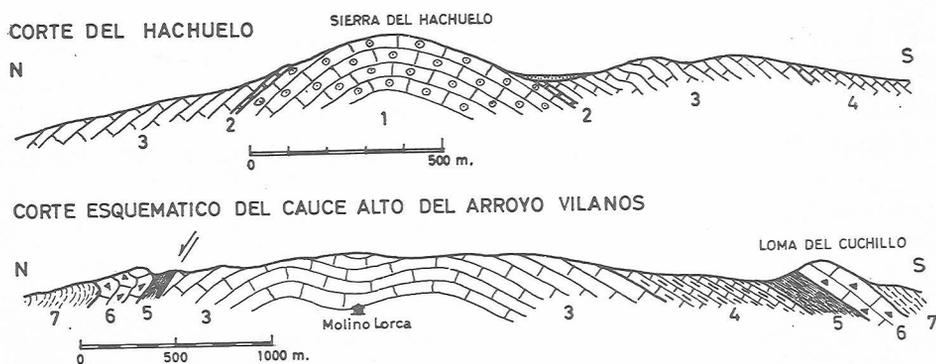


Fig. 6.—Cortes de la serie Hachuelo-Montefrío (Unidad subbético s. str.)
 1. Calizas pisolíticas.—2. Nivel fosilífero del Domerense.—3. Calizas grises azuladas.
 4. Margocalizas. Dogger.—5. “Jurásico rojo”.—6. Malm.—7. Neocomiense.

El paquete de calizas grises azuladas termina con un nivel de caliza nodulosa, tipo *ammonítico rosso*, que sólo ha suministrado un trozo de ammonites que parece corresponder a una edad toarcense. La microfacies de este nivel es de gran abundancia de filamentos y algunos escasos radiolarios.

DOGGER.—Se presenta bajo las mismas facies que en la serie tipo, a diferencia de la presencia de fauna, que faltaba en la anterior. Empieza con un paquete de margocalizas verdes con gran abundancia de radiolarios, y localmente gran cantidad de filamentos, de los que algunos recuerdan la estructura de lamelibranquios y otros de algas.

Entre la macrofacies existen niveles de posidonomyas muy abundantes, a las que acompañan belemnites y algunos ammonites, entre los que se han reconocido el *Stephanoceras* sp. La edad es, por tanto, Dogger, sin que se pueda independizar el Bajocense del Batonense.

“JURÁSICO ROJO”.—Sobre el tramo anterior reposa el “Jurásico rojo”, totalmente similar al del corte de la serie tipo (serie de Algarinejo-Sierra de Chanzas). Es cortado por la carretera de Montefrío a Tocón, entre los kilómetros 5,2 y 5,9, y da lugar a grandes deslizamientos de ladera que cubren con su intenso color grandes extensiones. Igualmente afloran en el arroyo Vilanos, en los cortes de la carretera en construcción que unirá Huétor-Tájar con la carretera de Montefrío a Algarinejo.

MALM.—Sobre el “Jurásico rojo” descansa el Malm. Este está consti-

tuido por calizas y microbrechas con abundantes nódulos de sílex. Los niveles inferiores presentan saccocómidas, fibroesferas y radiolarios entre la microfauna, y aptychus, con predominio del *Laevaptychus*, entre la macrofauna. Los niveles superiores contienen abundantes aptychus, sobre todo del grupo *Punctaptychus*, que localmente forman verdaderas lumaquelas o

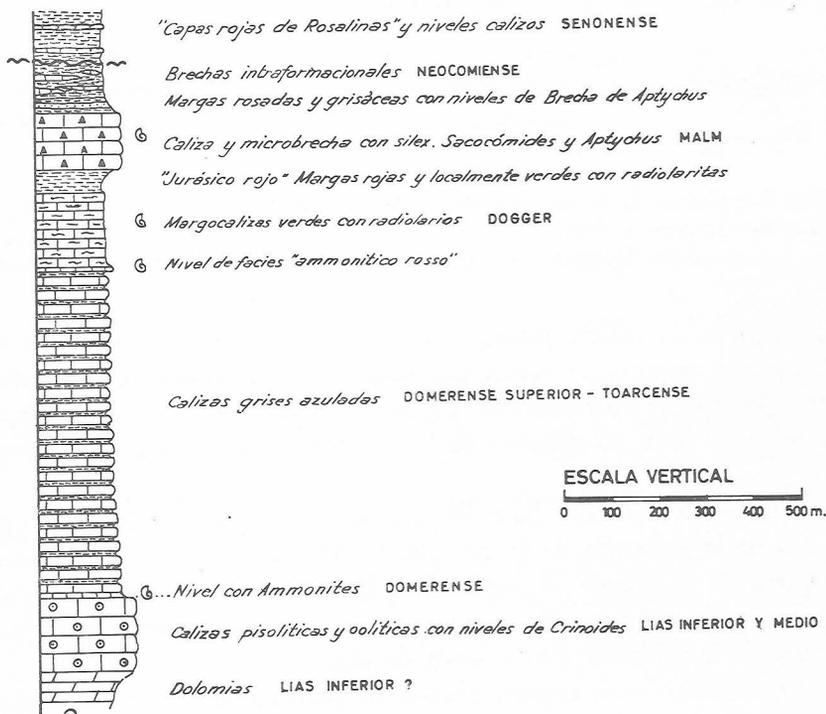


Fig. 7.—Serie de Hachuelo-Montefrío.

"brechas de aptychus". No se ha localizado en este corte el nivel de calpionellas.

En algunos puntos, entre los niveles inferiores, constituidos por calizas de sílex, y los superiores, constituidos por intraesparitas, se intercalan unos niveles de margas rojizas en las que no se ha podido localizar más fauna que una gran abundancia de radiolarios.

CRETÁCEO INFERIOR.—Comienza con un nivel de margas rosadas en las que se intercalan bancos de unos centímetros de espesor formados por aptychus, cementados por una caliza. A estos niveles se les suele denominar "brecha de aptychus", y aunque se suelen encontrar en el tránsito del

Jurásico al Cretácico, no tiene un excesivo valor estratigráfico, puesto que niveles semejantes se encuentran en el Jurásico superior y dentro del Cretáceo inferior. Se debe atender al tipo de *aptychus*, ya que el Cretáceo inferior viene marcado por la gran abundancia de *Angulaptychus*.

La microfacies de estos bancos inferiores corresponde a una intraesparita, en algunos de cuyos intraclastos se han observado calpionellas. Este hecho de no encontrar bancos de calpionellas *in situ* y sí, por el contrario, encontrar cantos correspondientes a esta formación, formando los referidos intraclastos, nos habla de una posible erosión al final del Titónico, que desmanteló la parte superior de éste.

La serie prosigue con un paquete de margocalizas y margas verdosas en las que se intercalan niveles calizos. La microfacies de éstos corresponde a una biomicrita. Tanto los términos margosos como los calizos se caracterizan por una gran abundancia de radiolarios y localmente de *nannoconus*.

Entre la microfauna destaca la gran abundancia de *aptychus* y ammonites. Entre los primeros predominan absolutamente los *Angulaptychus*, y entre los ammonites tenemos una gran abundancia de formas piritosas, en su mayoría *Phylloceras* y *Neolissoceras*, que nos marcan un Neocomiense, sin que se pueda precisar hasta el momento más.

La serie prosigue con un paquete de margocalizas y calizas con frecuentes fenómenos de "slumping", que en algunos casos llegan a formar verdaderas brechas intraformacionales, en las que cantos calizos están cementados por una matriz margocaliza.

La potencia observada es superior a 150 metros, pero este valor sólo se puede considerar como un valor mínimo, ya que sobre él discordantemente descansa el Cretáceo superior y Nummulítico. Los afloramientos mejores de estos términos superiores pueden ser observados en el corte de la carretera de reciente construcción que va hasta Huétor-Tájar, partiendo de la carretera de Montefrío a Algarinejo.

RELACIONES CON LA SERIE TIPO.—Como se deduce a partir de la descripción, a grandes rasgos la serie es muy similiar a la serie tipo de esta unidad (serie de Algarinejo-Sierra de Chanzas). La principal diferencia está en que el Lías medio y superior tienen conjuntamente sólo 700 metros, mientras que la serie de Algarinejo-Sierra de Chanzas alcanzaba los 1.100 metros, hecho que se interpretaba como debido al funcionamiento en esta época de fallas de zócalo que delimitaron bloques de distinta batimetría, como se ha indicado en repetidas ocasiones. La serie de Hachuelo-Montefrío.

correspondería a un bloque más meridional y de menos profundidad que la serie tipo, y sería equivalente a la del flanco sur de Sierra de Chanzas.

c) SERIE DE SIERRA PELADA

En el extremo NE. de la zona estudiada existe un magnífico corte que nos permite reconstruir la serie para este sector. Se trata del flanco sur del anticlinal de Sierra Pelada, que es cortado en su mayor parte por la carretera de Montefrío a Illora, por el N. de la Sierra de Parapanda.

Al igual que en la serie del Hachuelo-Montefrío, los términos que aparecen van del Lías inferior hasta el Cretáceo inferior, ya que el Trías y el infralías quedan ocultos, y el Cretáceo superior-Nummulítico, como ya se indicó, es discordante y común para estas tres series del sector norte. Este Cretáceo superior-Nummulítico será descrito conjuntamente al final de la descripción de esta serie.

LÍAS INFERIOR.—Aflora en el núcleo del anticlinal de Sierra Pelada y es de características muy semejantes al de todas las unidades subbéticas. Está constituido por calizas blancas cuya estructura corresponde a intraesparitas y oosparitas, en las que se observan a veces algunos foraminíferos, artejos de crinoides y restos de algas.

En la parte superior del tramo se localizan unos niveles de calizas de crinoides que constituyen la gran mayoría de la roca y que están cementados por esparita. La potencia de estos niveles de crinoides es de unos tres metros, y sus características son totalmente semejantes a las de los tramos equivalentes en las series descritas.

Sobre ellas encontramos un paquete de calizas con sílex. La estructura de la caliza es muy similar a la del paquete inferior y difiere, además de presentar nódulos de sílex, por presentar algunos cantos silíceos, o sea, en ser más detrítica. La potencia de estas calizas con sílex es de unos doce metros y su edad es difícil de precisar, dada la falta de fauna. No obstante, se puede indicar una edad pliensa superior o domerense, por comparación con las series próximas. La presencia de estos niveles de calizas con sílex es interesante, ya que en las series situadas al W. de Sierra Pelada estaban prácticamente ausentes.

LÍAS MEDIO.—Sobre estos tramos de calizas compactas empieza el tramo de calizas grises-azuladas, equivalente al de las series anteriores. Se trata de bancos de calizas grises en superficie y azuladas en corte fresco, que alternan con margocalizas y margas de igual color. Estas últimas presentan una fracturación que recuerda láminas de cartón. La potencia total del tramo no alcanza los 100 metros, lo que difiere grandemente de la serie tipo (serie de Algarinejo-Sierra de Chanzas).

La fauna de ammonites en este tramo es relativamente abundante y su estudio es objeto de un trabajo en colaboración con LINARES y MOUTERDE,

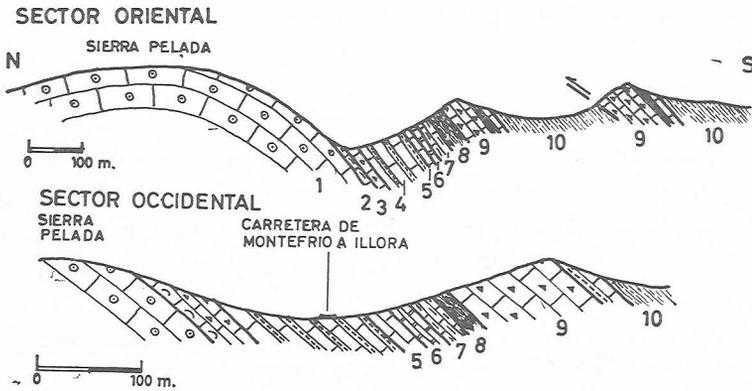


Fig. 8.—Cortes de Sierra Pelada (Unidad subbético s. str.).

1. Calizas pisolíticas.—2. Calizas de crinoides.—3. Calizas de sílex.—4. Calizas grises azuladas.—5. Margocalizas, Toarcense.—6. Caliza nodulosa, facies ammonítico rosso. Toarcense medio.—7. Margocalizas. Dogger ?—8. “Jurásico rojo”.—9. Malm. *Aptychus* abundantes.—10. Neocomiense.

en el que hasta el momento se ha podido reconocer la mayor parte de las zonas faunísticas del Domerense y el Toarcense inferior. Los yacimientos faunísticos se localizan en el corte de la carretera de Illora a Montefrío (por el N. de Parapanda), en las proximidades del Km. 9.

TOARCENSE.—Sobre el paquete de calizas grises-azuladas se encuentran unos niveles de calizas margosas y margocalizas grisáceas, que alternan con débiles bancos de margas de color gris amarillento. La potencia de este tramo es de 25 metros, e inmediatamente superior encontramos un paquete de calizas nodulosas, tipo ammonítico rosso, de 15 metros de potencia. La fauna es abundante en ambos tramos y bastante similar entre sí.

Entre los ammonites tenemos:

Hildoceras bifrons Brug.
Hildoceras sublevisoni Fuc.
Coeloceras sp.
Mercaticeras sp.
Phylloceras sp.

que nos datan el Toarcense medio (zona *bifrons*).

Ambos tramos fosilíferos se pueden localizar en las proximidades del cortijo de Ruiz Pérez, en la carretera de Montefrío a Illora. En el punto en que es más fosilífero es el situado al S. del cruce del camino que va al cortijo de Sierra Pelada desde la carretera citada. En general, a todo lo largo del afloramiento (ver mapa general) es fosilífero y constituye un excelente nivel guía.

DOGGER.—Encima de estos niveles fosilíferos se encuentran unas margocalizas verdes con abundantes radiolarios que localmente pasan a verdaderas radiolaritas. Sólo han suministrado en este corte, además de los radiolarios, algunas posidonomyas y belemnites, pero ningún ammonites. Por su posición, y correlacionando con las series próximas, se puede asegurar para este paquete una edad Dogger sin más precisión.

La potencia es de 20 metros y viene coronado por un nivel de caliza oolítica que aparece en otros puntos, tales como al S. de donde se ha descrito la serie de Hachuelo-Montefrío. Se trata de un nivel de un metro de potencia, muy tenaz, y cuya composición, según la clasificación de FOLK, corresponde a una oosparita. Sin embargo, no todos los oolitos son calizos, sino que hay algunos silíceos.

Constituye un excelente nivel guía en este sector, ya que al estar intercalado entre dos formaciones muy blandas destaca fácilmente en el relieve.

Es un hecho de destacar la diferencia de potencia entre el Dogger de este corte y el de los anteriormente descritos. En éste concretamente presenta una potencia mucho mayor que en los otros. La presencia del nivel de caliza oolítica y la disminución de potencia pueden estar íntimamente ligados y deberse a que en un medio de aguas agitadas se desmantelase parte del lodo margoso del Dogger antes de depositarse la caliza oolítica.

“JURÁSICO ROJO”.—Sobre el nivel de calizas oolíticas descansa el tramo que se ha venido denominando “Jurásico rojo” y que en este corte es muy similar al de los anteriormente descritos.

Está constituido por margas rojas, localmente verdosas, con abundancia

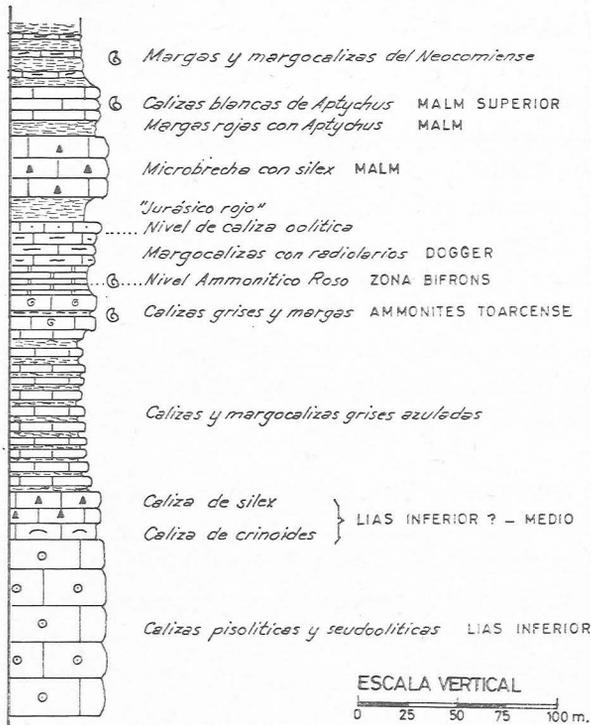


Fig. 9.—Serie de Sierra Pelada.

de radiolarios y presencia de niveles de radiolaritas negras. Su potencia, al igual que en otros cortes, es difícil de calcular, ya que debido a su enorme plasticidad aparece con valores diferentes de unos puntos a otros. No obstante se puede decir que la potencia media es del orden de los 50 metros. La edad será Dogger superior y/o Malm inferior.

MALM.—Es asimismo muy similar al de otros cortes. Está representado por calizas y microbrechas con sílex. La fauna de *aptychus*, aunque más escasa en este corte, se presenta con la misma distribución que en los otros. Llama la atención el que en las tres series descritas no se haya encontrado un solo ammonites en este tramo, mientras que los *aptychus* son bastante abundantes. Si pensamos en una relación genética entre ambos, como admiten muchos autores, tendríamos que pensar que las condiciones de fosilización serían mucho más favorables para los *aptychus* que para los ammo-

nites. No obstante, el hecho indicado hace dudar la existencia de tal relación genética entre ambos.

La potencia total del Malm es de 100 metros, y en él se distinguen tres paquetes diferentes. El más inferior, constituido por caliza de sílex predominantemente e intraesparitas (según la clasificación de FOLK). El intermedio, de margas rosadas con niveles de brecha de *aptychus*. En el superior predominan las biomicritas con *saccocomidae* y radiolarios. Existen además en este paquete superior unos niveles de calizas nodulosas similares a los del Malm de Sierra Gorda, pero a diferencia de aquél, con ausencia de fauna de ammonites.

Los mejores cortes de este tramo del Malm los tenemos en el corte de la carretera de Montefrío a Illora, por el N. de Parapanda, y en general a todo lo largo del afloramiento (ver mapa).

CRETÁCEO INFERIOR.—Se presenta constituido por margas y margocalizas blancas y verdosas muy similares a las de la serie tipo. Su microfacies se caracteriza por la abundancia de radiolarios y localmente *nannoconus*.

Entre las macrofaunas encontramos predominantemente *aptychus*, y entre ellos los del grupo *Angulaptychus*. En algunos puntos se han encontrado además algunos ammonites piritosos, y entre ellos: *Neolissoceras* sp., *Neocomites* sp. y *Phylloceras* sp., que nos datan el Neocomiense.

CORRELACIONES ENTRE LAS TRES SERIES.

Las tres series que se acaban de describir (Algarinejo-Sierra de Chanzas, Hachuelo-Montefrío y Sierra Pelada) corresponden a la parte norte de la región estudiada. Todas ellas presentan una discordancia bien marcada entre el Cretáceo inferior y el superior, sin que se haya localizado en este sector el Cretáceo medio.

La serie Cretáceo superior-Nummulítico correspondiente a las tres series es la que se describirá bajo el nombre de "Cretáceo superior-Nummulítico de Montefrío".

Hacia el S., y dentro de la misma unidad Subbética s. str., se observan algunas diferencias, tales como la falta de algunos términos del Jurásico y la presencia de un Cretáceo más completo, sin aparecer, por tanto, la discordancia antes referida.

Entre las tres series de este sector N. se observan además ciertas diferencias notables. En primer lugar se ha de llamar la atención sobre la similitud del Lías inferior. La única diferencia que se observa en ellos es que en

SERIE DE
ALGARINEJO-SIERRA de CHANZAS

SERIE DE
HACHUELO-MONTEFRIO

SERIE DE
SIERRA PELADA

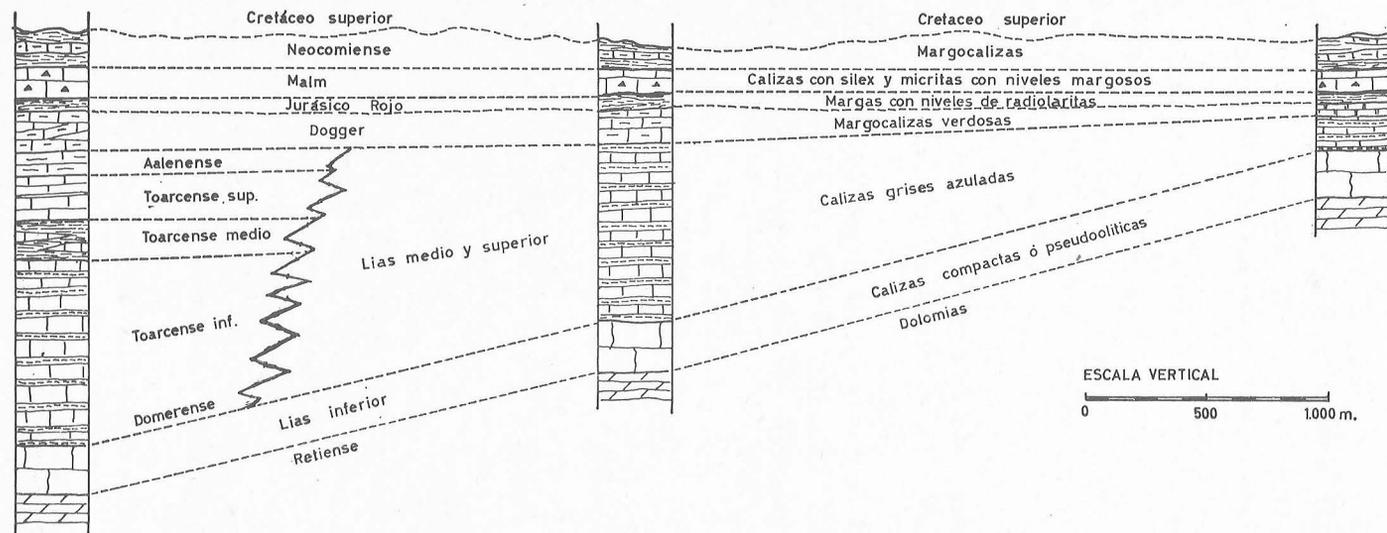


Fig. 10.—Correlaciones entre las Series del Sector N. (Unidad subbética s. str.).

la más oriental (Sierra Pelada) aparece en la parte superior un paquete de calizas de sílex, que en las otras no aparece. El nivel de ammonites del Domerense, que servía de nivel guía en la parte occidental, falta en la Sierra Pelada, aunque existe un nivel equivalente de caliza de crinoides con restos de ammonites.

Las diferencias mayores entre las tres series se observan en el Lías medio y superior. En la serie de Algarinejo-Sierra de Chanzas, la más occidental, la potencia total es superior a los 1.100 metros, y en ella se pueden distinguir cuatro tramos diferentes dentro del Lías medio-superior, el más moderno de edad aalenense. En la serie de Hachuelo-Montefrío la potencia es de 700 metros, y dada la falta de fauna se puede pensar tanto en lagunas estratigráficas como en cambios laterales de facies y potencias. Muy posiblemente influyen los dos factores, y así parece evidente una laguna estratigráfica que comprende cuando menos al Toarcense superior y Aalenense. En la serie de Sierra Pelada la potencia total es de 150 metros, y faltan, por laguna estratigráfica, el Toarcense superior a Aalenense.

El hecho se interpreta con un dispositivo de fallas de zócalo, que en otras ocasiones se aludió.

En concreto, en estas tres series se cree como más probable que la de Algarinejo-Sierra de Chanzas se depositase en uno de los bloques hundidos, y las otras dos en el bloque levantado, el cual presentaría un cierto basculamiento, con más profundidad que al oeste.

El explicarlo de este modo se debe a que el cambio de potencia entre la serie de Sierra Pelada y la serie del Hachuelo-Montefrío es gradual y los términos estratigráficos son equivalentes, mientras que el cambio de estas dos series con respecto a la de Algarinejo-Sierra de Chanzas es brusco y acompañado de lagunas estratigráficas.

La falla de zócalo que actuó durante el Domerense posiblemente se localice bajo el eje anticlinal de Sierra de Chanzas y se prolongue hacia el ENE., para pasar inmediatamente al N. de Sierra Pelada. Por tanto, al norte de esta directriz se debe encontrar una serie similar a la de Algarinejo-Sierra de Chanzas, en la que las diferencias principales sean cambios de potencia, que aunque graduales pueden alcanzar grandes dimensiones entre puntos distantes.

El Dogger también presenta diferencias, principalmente en cuanto se refiere a potencias. En la serie más oriental (Sierra Pelada) éste alcanza el valor mínimo.

El "Jurásico rojo" y el Malm son prácticamente idénticos en las tres series, presentando sólo variaciones de detalle.

El Cretáceo inferior es también muy similar en las tres series, destacando el hecho de que sólo en la intermedia (Hachuelo-Montefrío) se han observado falsas brechas, mientras que en las demás los fenómenos de "slumping" no han llegado a dar estas formaciones.

d) CRETÁCEO SUPERIOR-NUMMULÍTICO DE MONTEFRÍO

Como se ha indicado anteriormente, el Cretáceo superior-Nummulítico constituye en esta parte norte de la zona estudiada una misma unidad litoestratigráfica, que se dispone en discordancia sobre las series de Jurásico-Cretáceo inferior con falta en general del Cretáceo medio. Sólo hay en este sector norte un afloramiento de materiales del Cretáceo superior-Nummulítico, el cual alcanza grandes dimensiones. Se extiende desde Montefrío hasta las proximidades de Alcalá la Real ocupando un sinclinorio de los materiales subyacentes.

En la zona estudiada queda incluido solamente el borde sur de este afloramiento, y en él se han puesto de manifiesto términos que comprenden desde el Senonense hasta el Eoceno superior

El Oligoceno no aflora en el sector estudiado de este afloramiento, aunque se cuenta con datos para asegurar su presencia en sectores más septentrionales del mismo. Concretamente en la carretera de Montefrío a Alcalá la Real se pone de manifiesto en varios puntos.

CRETÁCEO SUPERIOR.—Comienza la serie con unas margocalizas de color rojo salmón, que alternan con niveles de calizas finamente tableadas. Las margocalizas contienen una abundante fauna de foraminíferos, entre los que destacan las globigerinas y globotruncanas.

Se trata de la facies de Senonense, que se suele llamar *capas rojas de rosalinas*, bastante frecuente no sólo en toda la serie subbética, sino en todas las cordilleras alpinas.

El estudio de la microfacies nos pone de manifiesto que los niveles calizos, que alternan con las margocalizas, están constituidos casi exclusivamente por organismos, principalmente foraminíferos.

Entre las faunas reconocidas tenemos globotruncanas, globigerinas, prismas de inoceramus, etc., que nos datan el Cretáceo superior de facies pelágica. Entre las globotruncanas se observa en los niveles inferiores que predominan las de doble carena, bien marcada y forma casi rectangular (grupos

lapparenti y *linnei*), mientras que en los más superiores predominan las monocarenadas campaniformes (grupos *stuarti* y *pseudostuarti*). Además de toda esta microfauna existen algunos macrofósiles, en concreto equínidos, y de ellos el *Echinocoris*.

En la parte superior del Senonense se encuentra un nivel conglomerático de cemento calizo, extraordinariamente rico en organismos. Entre ellos se han determinado: robulus, arenáceos, prismas de inoceramus, fisurinas, cadosinas, bolivinas, textuláridas (*Spirorectamina*), *Globotruncana* cf. *calcarenata*, globotruncanas del grupo *stuartiformis* y planoglobulina, que nos datan el Campanense superior-Maestrictense.

Llama la atención el hecho de que en el contacto inferior del Senonense se encuentren en este sector unas brechas cuyos cantos son de radiolaritas verdes y cemento predominantemente calizo. Su origen se interpreta como debido a corrientes submarinas que actuaron durante el Cretáceo medio y que impidieron el depósito de éste, a la vez que erosionaron en parte al Cretáceo inferior, el cual en algunos puntos contiene niveles de radiolaritas. Hacia el S. estas brechas dejan de aparecer, así como la discordancia entre el Cretáceo inferior y el superior, existiendo el Cretáceo medio.

EOCENO INFERIOR.—El Nummulítico empieza con unas margocalizas rojas muy similares a las del Senonense. Su microfacies nos pone de manifiesto un gran contenido en foraminíferos planctónicos. Entre ellos destacan las globigerinas de paredes muy gruesas, típicamente terciarias, y las truncorotalias. Es la facies característica del Eoceno inferior de la mayor parte del dominio subbético.

Muy frecuentemente se encuentran asociadas con esta fauna típica del Terciario, globotruncanas y globigerinas de paredes finas, del Cretáceo superior. Este hecho fue puesto de manifiesto anteriormente en otras regiones de la Zona Subbética (LINARES, 1960) y en ésta (VERA, 1964), lo que nos habla de que el Eoceno inferior en parte se formó a partir de materiales del Cretáceo. De esta manera los foraminíferos del Senonense se pueden encontrar rodados, en sedimentos de edad más moderna, en este caso del Eoceno inferior.

EOCENO MEDIO.—Sobre esta serie de margocalizas del Eoceno inferior encontramos un paquete de calizas de nummulites, margas y conglomerados del Eoceno inferior y medio.

Se trata de una serie flyschoide en la que alternan bancos de calizas, formadas casi exclusivamente por organismos, con niveles de conglomerados

de cemento calizo y niveles margosos. En los conglomerados es frecuente observar una estratificación graduada, así como en los niveles de caliza organógena, en los cuales la fauna es más abundante en la parte inferior del banco.

En los niveles inferiores las faunas reconocidas son: nummulites, orthophragminas, alveolinas, assilinas y algas. La asociación parece responder al Ypresiense.

En los niveles superiores la asociación de faunas es: orthophragminas, nummulites, flosculinas, operculinas, algas y miliólidos. Nos hace pensar en un Luteciense.

La potencia de este tramo, como la del resto de esta serie cretáceo superior-nummulítica, es extremadamente difícil de calcular, incluso de un modo aproximado, debido al predominio de margas y al estar éstas generalmente muy plegadas. No obstante, para este tramo podemos decir que indudablemente la potencia es superior a los 60 metros, y que puede alcanzar incluso los 300. Estos niveles presentan un buen corte en el barranco localizado inmediatamente al E. de Montefrío.

EOCENO SUPERIOR.—Está formado por margas y margocalizas pardas, de tonalidades blancas, ricas en foraminíferos planctónicos. Intercaladas en ellas se encuentran escasos niveles de calizas de nummulites y débiles niveles de areniscas.

Entre la fauna tenemos nummulites de pequeño tamaño y globigerinas como predominantes. La datación como de edad Eoceno superior se hace a partir de las *hantheninas*, las cuales son muy escasas.

Los afloramientos mejores son los localizados en la loma del Perro, al NW. de Montefrío.

OLIGOCENO.—Como antes se indicó, no queda representado en la parte estudiada del afloramiento. Más al N. aparece bajo una facies predominantemente margosa y abundante fauna de lepidocyclinas.

e) SERIE DE ILLORA

La parte meridional de la unidad Subbética s. str., en el sector Illora-Alomartes-Loja, las series mesozoico-nummulíticas son ligeramente diferentes a las del sector N. descritas anteriormente.

A rasgos generales, las principales diferencias consisten en la existencia de importantes lagunas estratigráficas en el Dogger-Malm, en las series meridionales, lo que no ocurría de igual modo en las series septentrionales. Asimismo se observan en estas series del sector S. la falta de la discordancia entre el Cretáceo inferior y el superior, apareciendo aquí el Cretáceo medio. Igualmente las series cretáceo superior-nummulíticas son bastante diferentes.

Se describirán tres series, que de E. a W. son: serie de Illora, serie de Alomartes y serie de Arroyo Vilanos. El Nummulítico de todas ellas es similar, y será descrito bajo el subtítulo de "Nummulítico del sector meridional".

En las proximidades de Illora, inmediatamente al NW. del pueblo, se tiene un buen corte de la serie liásica, que dadas sus características peculiares será descrito como serie de Illora.

LIÁSICO.—Los niveles más inferiores que aparecen son de calizas blancas, con grandes nódulos de sílex de color blanco y forma esferoidal. Estas calizas son explotadas localmente como material de construcción.

Sobre ellas descansan unas calizas grises de gran tenacidad, que asimismo son explotadas en varios puntos. En ellas se han observado abundantes huellas de ammonites, en un estado de conservación extremadamente malo. Su potencia es de 30 metros, y su microfacies corresponde a una micrita.

Termina este tramo de calizas grises con un nivel ferruginoso que ha suministrado una abundante fauna de *Tropidóceras*, cuya determinación específica se está realizando en la actualidad, pudiéndose adelantar que se trata de una fauna de edad pliensbaquiense.

El nivel de *Tropidóceras* termina con una superficie ondulada, característica de erosión submarina, sobre la cual encontramos un nivel de caliza nodulosa con abundante fauna de ammonites, belemnites y atractites, algunos de éstos de gran tamaño. La potencia de este nivel es de un metro, y su microfacies nos pone de manifiesto una biomicrita con algunos filamentos y numerosos embriones de ammonites. Entre la fauna recogida se han podido determinar:

Lillia renzi Mitz.

Lillia cf. *renzi* Mitz.

Halpoceras falcifer Sow.

Atractites beticus Mel.

que nos datan el Toarcense medio.

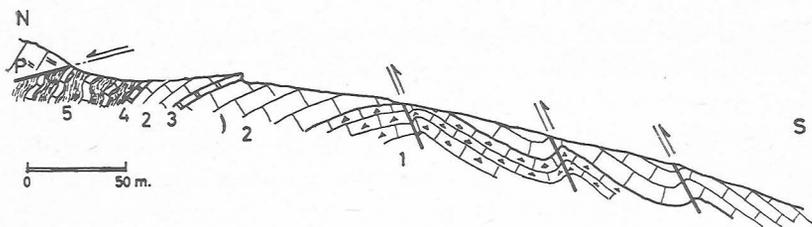


Fig. 11.—Serie de Illora.

1. Calizas de sílex.—2. Calizas grises compactas.—3. Nivel inferior de caliza nodulosa. Facies ammonítico rosso de Toarcense.—4. Nivel superior de caliza nodulosa. Toarcense.—5. Margas y margocalizas del Toarcense.—P. Calizas y dolomías de la unidad de Parapanda cabalgante.

Sobre este nivel fosilífero vuelven a aparecer unas calizas muy similares a las anteriores, de tres metros de potencia, y sobre las cuales se encuentra otro nivel de caliza nodulosa, *facies ammonítico rosso*, asimismo con abundante fauna. Entre los ejemplares recogidos se han datado:

Lillia renzi Mitz.
Lillia sp.
Atractites beticus Mel.

además de una abundante fauna de belemnites. Esta fauna nos data igualmente el Toarcense medio, sin que hasta el momento se puedan distinguir las zonas faunísticas de cada uno.

La microfacies de este segundo nivel tipo *ammonítico rosso* es muy similar a la del inferior. Se trata de una biomicrita, en la que se distinguen numerosos embriones de ammonites y algunos "filamentos".

Termina aquí la parte caliza de esta serie. La potencia total no se puede conocer dado que no afloran los términos más bajos, pudiéndose sólo decir que es por supuesto superior a los 80 metros la potencia que aflora.

En cuanto a la edad es muy de destacar el que en esta serie los niveles calizos alcancen hasta el Toarcense medio, mientras que en el sector N. sólo llegaban al Domerense. Por otra parte es asimismo de destacar la presencia de estos dos niveles de *facies ammonítico rosso* superpuestos, el más inferior de los mismos intercalados entre las calizas liásicas blancas.

La serie continúa con un paquete de margocalizas y margas grisáceas. Estas afloran en el arroyo del Charcón, junto al cruce de éste con el camino que va de Illora al cortijo de Zomacal. Aunque menos abundante que en los niveles inferiores existe también fauna de ammonites en este paquete.

Las faunas son muy similares a las de los tramos inferiores, sin que hasta el momento se pueda hacer una diferenciación cronológica entre ambos términos del Toarcense medio.

Debido a la presencia de una falla inversa que hace cabalgar sobre esta serie términos de la unidad de Parapanda, no se puede saber qué nivel se encuentra inmediatamente encima a los que se acaban de describir.

Posiblemente, a juzgar por las series cercanas, los restantes términos del Jurásico estarán muy reducidos, pudiendo incluso descansar sobre el Toarcense directamente el Neocomiense, el cual está ya bien representado en este sector.

CRETÁCEO INFERIOR.—Se presenta bajo una facies muy similar a la del resto de la unidad Subbética s. str. Se trata de margas y margocalizas de tonalidades verdosas y blancas con abundantes radiolarios, *aptychus* y algunos ammonites piritosos.

CRETÁCEO MEDIO.—Al contrario de lo que ocurría en el sector septentrional, el Cretáceo medio está presente en esta serie. La facies es muy similar a la del Cretáceo inferior, y su determinación se ha de hacer exclusivamente por criterios micropaleontológicos.

La microfacies característica de este Cretáceo medio es de fisurinas y cadosinas, que nos permiten pensar en una edad Cenomanense.

El afloramiento donde han sido encontradas estas faunas se localiza en el corte de la carretera de Illora a Montefrío, a cuatro kilómetros al N. de Illora; igualmente aguas arriba de Illora, en el arroyo Charcón. Ambos puntos están localizados geológicamente muy cerca del eje del sinclinal situado al N. de Illora.

Dado que la facies del Cretáceo inferior y del medio son tan extraordinariamente semejantes, su distinción cartográfica ha sido imposible, quedando ambos bajo el mismo color.

CRETÁCEO SUPERIOR.—No se presenta con la facies característica de *capas rojas de rosalinas*, sino que, por el contrario, se presenta como margas blancas, muy localmente rosadas, con niveles calizos con laminaciones.

Tanto las margas como las calizas presentan una fauna muy abundante de foraminíferos planctónicos, entre los que predominan las globigerinas y las globotruncanas.

NUMMULÍTICO.—La facies más característica de este sector meridional

se describirá bajo el subtítulo de "Nummulítico del sector meridional". En las proximidades del pueblo de Illora, un kilómetro al N. de donde se ha descrito la serie liásica, se localiza un pequeño afloramiento de Nummulítico, de características diferentes al del resto de este sector, y, por el contrario, bastante similares al de Montefrío.

Empieza con unas margocalizas rojas de tonalidades violáceas, con abundante fauna de truncorrotalias, así como globigerinas de paredes gruesas. Sobre ellas vienen unas calizas de nummulites, constituidas casi exclusivamente por organismos, entre los que se reconocen: nummulites, orthophragminas, assilinas y globigerinas, que nos indican una edad eoceno medio.

El único afloramiento de las calizas es de dimensiones reducidas, y es cortado por el arroyo de Charcón un kilómetro aguas arriba.

RELACIÓN CON LAS SERIES PRÓXIMAS.

La serie de Illora, en su conjunto, se interpreta como un cambio lateral de la serie de Sierra Pelada (situada al N.).

Según el dispositivo de fallas de zócalo aludido en repetidas ocasiones, la serie de Illora correspondería a la depositada en un bloque levantado con respecto a la de Sierra Pelada, y en el que por efectos de corrientes submarinas no se depositaron algunos términos. Este hecho es casi general en la región, de manera que en todo el sector meridional las series son mucho más incompletas que en el sector septentrional.

De este modo sería necesario admitir, además de la falla de zócalo situada bajo Sierra de Chanzas, otra paralela a la anterior localizada unos quince kilómetros al S., ambas con hundimiento hacia el sur. De este modo se explica que las series más meridionales sean de menores potencias y con mayores lagunas estratigráficas.

La variación entre la serie de la Sierra Pelada y la serie de Illora igualmente se puede explicar por una subsidencia diferencial dentro de un mismo bloque, sin la existencia de la falla de zócalo. De todos modos el hecho evidente es que la parte correspondiente al sector meridional sería la menos profunda.

f) SERIE DE ALOMARTES

Dos kilómetros al oeste de la población de Alomartes, en las proximidades del cortijo de Peñas Bermejas, se pone de manifiesto otra serie que:

en parte puede completar a la serie de Illora. Los niveles más inferiores pertenecen al Toarcense y pueden correlacionarse con los niveles margosos superiores del Lías del corte de Illora. En este corte que describiremos se observa el Dogger-Malm, que, como se suponía para la serie de Illora, es bastante incompleta y de potencia muy reducida.

LIÁSICO.—Los tramos calizos del Lías inferior que aparecen en las demás series no afloran en este corte. Muy próximo, en la Loma del Hachuelo de Alomartes, aparecen estos niveles, pero sin que se pueda asegurar que son los correspondientes a esta serie o a la de Parapanda, por no ser clara la relación entre los afloramientos.

Los niveles más inferiores de este corte están constituidos por margas amarillas y margocalizas grisáceas con abundante fauna de ammonites. Entre éstos se han reconocido:

Hildoceras bifrons Brug.

Dactylioceras sp.

Brodiceras sp.

que nos permiten datar el Toarcense medio.

Sobre este paquete, cuya potencia no se puede conocer por no aflorar términos inferiores a él, descansan unas margocalizas grises que alternan con niveles calizos de idéntico color. En ellos la fauna es también bastante abundante y constituida por:

Hildoceras bifrons Brug.

Brodiceras bayani Dun.

Phylloceras grupo *nilsoni* Heb.

que nos datan igualmente el Toarcense medio (zona *bifrons*).

En los niveles terminales de este tramo se han localizado *Polyplectus* cf. *discoides* Zieten, que nos marca el tránsito del Toarcense al Aalenense. La potencia visible de este tramo del Toarcense es de 150 metros, y viene coronado por unos niveles de calizas de sílex de 20 metros de potencia.

DOGGER-MALM.—A continuación vienen unos niveles de calizas nodulosas de tipo *ammonítico rosso*; en ellos se han encontrado algunos trozos de ammonites que no permiten hacer determinación alguna. Su microfacies corresponde a una biomicrita con abundantes filamentos. Por su posición y por comparación con series próximas, la edad de estos niveles será Aalenense o Bajocense.

Sobre él viene un paquete constituido por margas rojas con abundantes radiolaritas, completamente similar al Jurásico rojo de otras series.

La serie jurásica termina con unos niveles de calizas de sílex con abundantes *Laevaptychus*, y sobre todo *Punctaptychus*. La microfacies nos pone de manifiesto saccocomidae, que nos marca el Malm s. lat. A diferencia de otras series, en ésta el Malm sólo alcanza 20 metros de potencia.

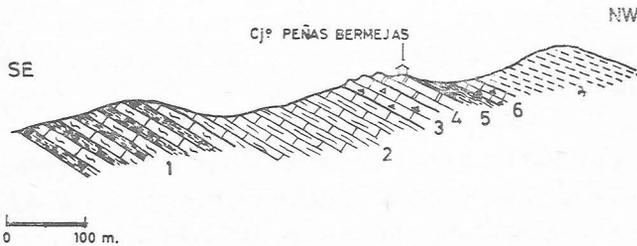


Fig. 12.—Serie de Alomartes.

1. Margas amarillas y margocalizas grisáceas.—2. Margocalizas y calizas grises y amarillentas. Toarcense.—3. Calizas grises con bancos de sílex.—4. Calizas nodulosas. Facies ammonítico rosso.—5. "Jurásico rojo".—6. Calizas de sílex con aptychus. Ma'm.—7. Margas y margocalizas del Neocomiense.

CRETÁCEO INFERIOR.—El Cretáceo comienza con un tramo de margas y margocalizas blancas con abundantes aptychus y ammonites piritosos. Entre los ammonites se han podido clasificar:

- Neolisoceras* sp.
- Ptychophylloceras semisulcatum* S.
- Killianella* sp.
- Subastieria* sp.

que nos caracteriza el Valanginiense.

Los mejores yacimientos de ammonites de este tramo se encuentran en las proximidades del cortijo de Peñas Bermejas, tanto para el Lías como para el Cretáceo. De este último hay otro buen yacimiento localizado al pie de Sierra de Parapanda, en el camino que va al cortijo de Perpiñán, unos 300 metros antes de llegar al mismo.

El resto del Cretáceo es muy similar al que se ha descrito en la serie de Illora, y al igual que allí, dada la monotonía de facies, es imposible subdividirlo en la cartografía. El Nummulítico será descrito en otro apartado.

g) SERIE DEL ARROYO VILANOS

Bajo este nombre denominamos a una serie que se muestra en el cauce bajo del arroyo Vilanos, cerca de su desembocadura en el río Genil. El mejor corte de los términos inferiores de la serie lo tenemos inmediatamente al norte del lugar denominado Los Castellones, que será cortado por la carretera en construcción que, siguiendo el curso del arroyo, unirá Huétor-Tájar con la carretera de Montefrío a Algarinejo.

LIÁSICO.—Los términos más inferiores de la serie corresponden a unas calizas grises azuladas, con débiles niveles de margas y margocalizas intercaladas, sin fauna alguna. Su microfacies corresponde a una micrita en la que se observan algunos escasos filamentos.

Sobre ellos encontramos un nivel de diez metros de potencia de calizas nodulosas tipo *ammonítico rosso*, con abundante fauna de ammonites. Entre ellos se han reconocido:

Tmetoceras scissum Beneck.

Tmetoceras sp.

Canavariella belophorum Bruck.

Haplopleuroceras subspinatium Bruck.

Además tenemos nautilus y belemnites. La edad corresponde a un Aalenense medio.

DOGGER-MALM.—Sobre este nivel, de edad aalenense medio, descansan unas margocalizas verdes muy poco potentes y atribuibles al Dogger, y sobre las cuales a su vez descansa un tramo de margas rojas con radiolaritas, similar al "Jurásico rojo" de otras series.

El Malm está representado por calizas y microbrechas con sílex, con abundante fauna de aptychus. Su potencia es de 50 metros y faltan, al menos en el muestreo realizado, los niveles de calpionellas.

Estos tramos afloran con gran continuidad longitudinal desde el corte que nos referimos hasta el pie de Sierra de Parapanda, situada doce kilómetros al E. del corte citado.

CRETÁCEO INFERIOR.—Sobre el Malm descansa el Cretáceo inferior, de facies muy similar a la del resto de las series. Se trata de margocalizas gri-

es y verdosas con niveles de *brecha de aptychus*, entre los que predominan los *angulaptychus*.

El Cretáceo superior y Nummulítico no afloran en este corte, por quedar ocultos bajo los materiales de la depresión neógena de Granada, en cuyo borde norte se localiza el corte que acabamos de describir.

COMPARACIONES CON OTRAS SERIES.

Es ésta una serie de características similares a la de Alomartes. Al igual que en aquélla, el Dogger-Malm se presenta reducido y con una potencia mucho menor que en la serie tipo (serie de Algarinejo-Sierra de Chanzas).

Se trata pues, de una serie compresiva depositada en zonas poco profundas. Se nota que hacia el S. la cuenca jurásica era cada vez menos profunda, hecho muy interesante, ya que en las unidades más meridionales (Parapanda-Hacho de Loja y Sierra Gorda) las características de depósito son aún de menos profundidad, lo que nos permite pensar, sin riesgo a gran error, en una cuenca única.

h) NUMMULÍTICO DEL SECTOR MERIDIONAL

En el borde meridional de la unidad Subbética s. str. se pone de manifiesto una serie nummulítica bastante diferente de la del sector septentrional (serie de Montefrío).

La serie meridional, a grandes rasgos, se caracteriza por una menor potencia y por un carácter más detrítico que la de Montefrío.

Se pone de manifiesto en pequeños afloramientos situados en el borde sur del afloramiento de la unidad Subbética s. str., en contacto con el borde

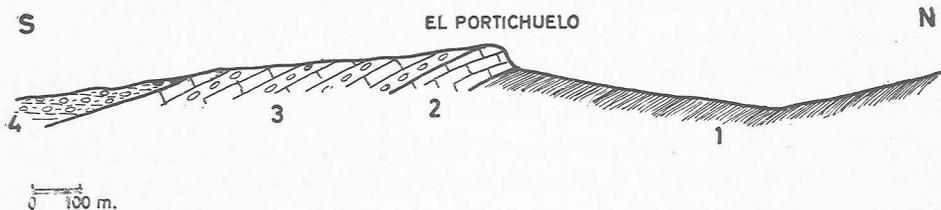


Fig. 13.—Corte del Portichuelo. Nummulítico del sector meridional (Unidad subbética s. str.).

1. Margas de Cretáceo superior.—2. Caliza de microcodium.—3. Conglomerados y calizas de nummulites. Eoceno.—4. Plioceno-Cuaternario discordante.

de la depresión neógena de Granada. En muchos casos el Cretáceo superior y el Nummulítico no llegan a aflorar, por quedar completamente cubiertos por los materiales postorogénicos de la depresión de Granada.

Entre los afloramientos más característicos tenemos el del Portichuelo, en las proximidades de la carretera de Tocón a Montefrío, y el del arroyo Pinares, situado al W. del anterior.

En el Portichuelo, sobre un Cretáceo superior constituido por margas blancas con niveles de calizas plagadas de globigerinas, descansa un tramo de unos diez metros de potencia de caliza de microcodium. En este tramo la cantidad de fauna existente es absolutamente mayoritaria con respecto al cemento que une los restos orgánicos, por lo que muy bien se le podía llamar a esta roca una *microcodita*. Es ésta una facies muy característica de la parte inferior del Eoceno en la mayor parte de las series subbéticas.

Sobre él descansa un tramo de conglomerados en cuyo cemento hay bastantes foraminíferos, entre ellos orthophragminas, nummulites y operculinas. En algunos niveles aparecen igualmente assilinas. Esta asociación es la

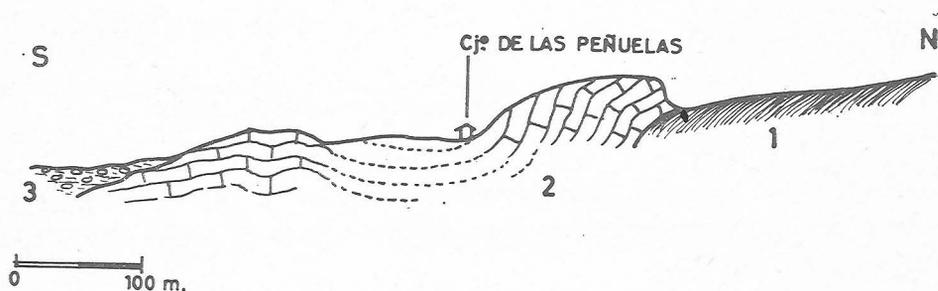


Fig. 14.—Corte del arroyo de los Pinares.

1. Margas del Cretáceo superior.—2. Calizas de microcodium.—3. Plioceno-Cuaternario discordante.

correspondiente al Eoceno medio, lo que nos apoya la atribución que ya hicimos para las calizas de microcodium.

En el corte del arroyo Pinares, situado al W. del Portichuelo, no se ponen de manifiesto más que las calizas de microcodium, que descansan sobre margas del Cretáceo inferior, al igual que en el corte anterior. A diferencia de aquél, los niveles con fauna de macroforaminíferos no aparecen, por quedar ocultos bajo los terrenos Plioceno-Cuaternario correspondientes al relleno de la depresión de Granada.

Afloramientos similares se observan asimismo en el sector del N. del Hacho de Loja.

Llama la atención la presencia de estas facies tan notables, tales como el Cretáceo superior margoso blanco y las calizas de *microcodium*, las cuales no son frecuentes en la unidad Subbética s. str. Por otra parte, llama la atención la existencia al N. de Illora de una serie nummulítica bastante diferente, en la cual faltan estas facies aludidas. Otro hecho notable es que ligados a estos afloramientos existen otros de Trías indudablemente cabalgantes.

Un reconocimiento sobre el terreno, conjuntamente con DIDON, DURAND-DELGA y PEYRE, que han trabajado en regiones más occidentales de la Zona Subbética, reconocen en estos materiales los equivalentes a una unidad alóctona representada más al W. bastante ampliamente. Esta interpretación encaja en este caso perfectamente y, por tanto, se puede considerar como serie cretácea superior-nummulítica del sector meridional, a la que aflora al N. de Illora, o sea, muy similar a la del sector septentrional (Montefrío), mientras que estos tramos de Cretáceo superior blanco y calizas de *microcodium* corresponderían a una unidad alóctona de procedencia meridional.

Admitiendo esta hipótesis, los afloramientos de Trías que existen en este sector meridional corresponderían a esta unidad y no a la de Parapanda-Hacho de Loja, como lógicamente se podría pensar.

CONCLUSIONES ESTRATIGRÁFICAS SOBRE LA UNIDAD SUBBÉTICA S. STR.

Dentro de la unidad Subbética s. str. las características fundamentales, según se habrá podido observar a través de la descripción, son:

- 1.° Predominio de las facies margosas a partir del Lías medio.
- 2.° Frecuentes variaciones de facies y potencias en las series jurásicas.

Como ya se ha indicado, se interpreta el hecho como debido a depositarse en una cuenca sedimentaria en la que existen zonas de distinta subsidencia. A este hecho contribuye en parte una tectónica de fallas de zócalo, que da lugar a bloques de distinta profundidad, en los que se depositan series estratigráficas diferentes. En los bloques hundidos las series son más completas y potentes, mientras que en los levantados hay frecuentes lagunas estratigráficas, o en otros casos series compresivas. Igualmente contribuyen a esta compartimentación sedimentaria cualquier causa que produzca

una subsidencia diferencial, como podría ser un diapirismo incipiente de edad liásica.

El estudio estratigráfico detallado de todas las series nos lleva a poder reconstruir las características de la cuenca sedimentaria, al menos en sus rasgos fundamentales.

Podemos distinguir en ella varios *surcos sedimentarios* de alargamiento WSW.-ENE., caracterizados por su diferente batimetría, y por consiguiente por diferencias en el depósito.

Un primer surco, el más septentrional dentro del área estudiada, es el correspondiente a la serie de Algarinejo-Sierra de Chanzas. Se trata del más profundo de la parte de cuenca representada en esta región, y posiblemente el más profundo de toda la unidad Subbética s. str.

Su individualización como surco profundo tuvo lugar a partir del Domerense, coincidiendo con unas de las etapas de volcanismo submarino. En él la serie es muy potente y prácticamente completa, y es donde se ha establecido la serie tipo de la unidad Subbética s. str. (serie de Algarinejo-Sierra de Chanzas).

Hacia el S. tenemos un nuevo surco, que corresponde al de las series del flanco sur de la Sierra de Chanzas, Hachuelo-Montefrío y Sierra Pelada. Es en general de menos profundidad que el anterior, y en él la serie jurásica depositada es menos potente y con algunas lagunas estratigráficas. Llama grandemente la atención los cambios laterales de potencia dentro de este surco, de manera que hacia el E. (Sierra Pelada) la serie se reduce bastante en potencia, principalmente en los niveles del Lías medio y superior. El hecho ha sido interpretado por un basculamiento del bloque sobre el que se depositaba esta serie, de manera que hacia el W. presentaba más profundidad que hacia el E.

Más al S. tenemos otro surco de características diferentes. En él se depositan las series de Alomartes y arroyo Vilanos, que se caracteriza por presentar series compresivas en el Dogger-Malm. Se trata de una parte menos profunda de la cuenca, que pudiese ser debida a una nueva falla de zócalo de dirección WSW.-ENE., paralela a la anterior. No obstante, dado que el cambio no es muy brusco, se puede interpretar asimismo como debido a una pendiente del fondo marino hacia el N., sin la existencia de la citada falla.

El hecho evidente es que la cuenca jurásica en este sector era cada vez menos profunda hacia el S., lo que presenta un gran interés para correlacionar con las unidades más meridionales (unidad de Parapanda-Hacho de

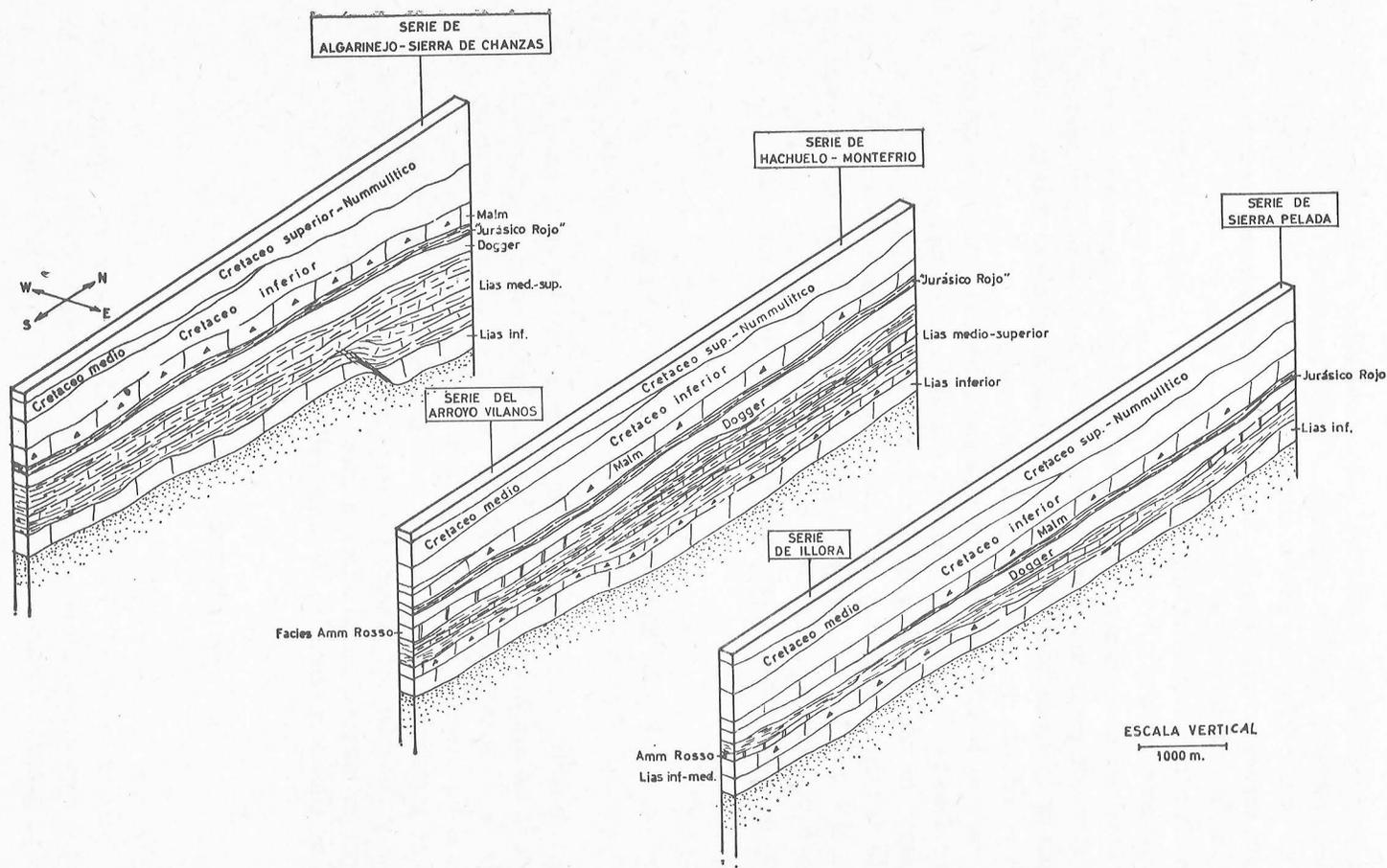


Fig. 15.—Relación esquemática entre las distintas series de la unidad Subbética s. str. (Hoja de Montefrío).

Loja y unidad de Sierra Gorda), que corresponden en conjunto a depósitos menos profundos que los de la unidad Subbética s. str.

Al final del Jurásico esta separación en sectores de distinta profundidad se hace menos manifiesta, y las facies del Cretáceo inferior son más similares en toda la cuenca.

Otro hecho notable es que en el sector N. se nos pone de manifiesto una discordancia entre el Cretáceo inferior y el Cretáceo superior, faltando el Cretáceo medio, al menos en su mayor parte. Esta discordancia es debida a una etapa de plegamiento intracretácea, que afectó a la parte más septentrional de la unidad Subbética s. str., y que se pone aún más de manifiesto hacia el SW. de esta región (G.^a-DUEÑAS, 1966).

Hacia el S. esta discordancia se atenúa, llegando incluso a desaparecer, poniéndose de manifiesto por el contrario el Cretáceo medio, ya que el plegamiento no afectó a esta parte meridional, o fue extremadamente suave.

El Cretáceo superior y el Nummulítico también presentan diferencias entre el sector N. y el sector S., caracterizándose el más septentrional por su gran potencia y por la presencia de facies flysch, mientras que el meridional es poco potente y está representado por formaciones detríticas.

2. Unidad Parapanda-Hacho de Loja

La constituye una serie de afloramientos situados en la parte meridional de la unidad Subbética s. str. Son los afloramientos del Hacho de Loja, Sierra de Parapanda, Sierra de Madrid, Sierra de Obeilar, que se continúan hacia el E., fuera de la región estudiada, con la Sierra de Moclín.

Los materiales que la constituyen son el Trías "germano-andaluz"; calizas y dolomías del Jurásico y margas del Cretáceo. La serie completa no aparece en ninguno de los afloramientos, siendo frecuente encontrar en muchos de ellos solamente los términos calizos y dolomíticos.

a) SERIE DEL HACHO DE LOJA

Comienza con un paquete bastante potente de materiales triásicos, de tipo "germano-andaluz". Lo constituyen margas, areniscas, dolomías, carniolas y, localmente, ofitas y yesos. Aflora extensamente al N. del Hacho de Loja, geográficamente hablando, y es cortada por la carretera de Loja

a Priego, hacia el Km. 44 de la misma. La edad es posiblemente Keuper, aunque no se puede descartar que comprenda también algunos términos más inferiores.

Sobre él descansan unas dolomías grisáceas brechoides, estratificadas en bancos de un metro de potencia media, y que alcanzan una potencia media de 250 metros. Se trata de la facies característica del "infralías" de todas las series subbéticas.

Sobre las dolomías reposa un tramo de calizas oolíticas y pisolíticas, de color blanco, localmente con nódulos de sílex, con una potencia de 380 metros. La microfacies, siguiendo la clasificación de FOLK para las calizas, corresponde a oosparitas e intraesparitas. Localmente presentan restos de algas, foraminíferos biseriados y algunos artejos de crinoides, siendo éstos cada vez más abundantes en los niveles superiores. En ellos sólo se ha encontrado un pequeño resto de ammonites atribuible a una edad domerense, por lo cual, y por correlación con las series próximas, se puede atribuir a este tramo una edad liásica inferior-media, sin que el límite stratigráfico pueda marcarse con precisión.

Coronando a las calizas blancas se encuentran unos niveles de calizas compactas rosadas. Su microfacies responde a una biomicrita con abundantes saccocoma y radiolarios, que nos permiten atribuirle una edad malm. La potencia de estas calizas rosadas es de cinco metros, y el afloramiento se ha localizado en el collado que cruza al Hacho en dirección N.-S., próximo a la carretera de Loja a Priego.

Faltan, pues, todos los términos margosos del Lías superior, Dogger y Malm, estando representado sólo este último bajo esta facies de biomicrita rosada. Hay por tanto una laguna stratigráfica que afecta al Lías superior, Dogger y posiblemente a la parte inferior del Malm.

El Cretáceo no aflora con claridad ligado a los materiales anteriormente descritos. El único afloramiento de materiales de esta edad es el que se encuentra en el corte del ferrocarril, en las proximidades de la estación de Loja, al S. del Hacho de Loja. Se trata de unas margocalizas rosadas, muy similares a las *capas rojas de rosalinas*, que en este punto no han suministrado fauna alguna, pero que por su facies pueden ser atribuidas a esta edad. Dada la posición del afloramiento y a estar cubierto por derrubios se puede dudar que estos materiales pertenezcan a la unidad de Parapanda-Hacho de Loja o a la unidad de Sierra Gorda, en la que están ampliamente representadas estas margocalizas cretáceas.

En esta serie, por tanto, están claramente representados los materiales

triásicos y jurásicos, y en estos últimos solamente un Lías muy potente y un Malm bastante reducido, faltando el Dogger.

b) SERIE DE PARAPANDA Y SIERRA DE MADRID

En las sierras de Parapanda y Madrid, localizadas 15 kilómetros al E. del Hacho de Loja, los materiales representados son ligeramente diferentes a estos últimos, mostrando una serie aún más incompleta.

En primer lugar llama la atención la falta de materiales triásicos, los cuales sólo afloran muy escasamente en el borde NW. de la Sierra de Madrid, y en algunos pequeños afloramientos situados al W. de Alomartes.

Los grandes afloramientos que forman estas sierras están constituidos casi exclusivamente por dolomías y calizas similares a las descritas en el Hacho de Loja. Un hecho destacable es la presencia de tramos de dolomías con nódulos de sílex, lo cual nos hace pensar en una dolomitización secundaria más que en un origen primario de ellas. Igualmente existen niveles margosos amarillentos intercalados entre los niveles de dolomías. Concretamente en la Sierra de Madrid estos niveles de dolomías y margas son los predominantes.

Las calizas blancas liásicas son de características totalmente similares a las del Hacho de Loja y demás series subbéticas. No se han encontrado en estos afloramientos las calizas rosadas del Malm, que existían en el Hacho de Loja. La atribución, por tanto, de estos afloramientos a una misma unidad se basa más bien en aspectos estructurales que en criterios estratigráficos, dado que la falta de fauna determinable en ellos no permite hacer correlaciones exactas entre ambos. No obstante, como se insistirá a lo largo del texto, los factores tectónicos y estratigráficos van tan íntimamente ligados que nos permiten pensar que se trate de una misma unidad estratigráfica.

c) SIERRA DE OBEILAR

En la Sierra de Obeilar, situada al S. de Illora, ocurre algo similar; esto es, que la mayor parte del afloramiento está constituido por calizas y dolomías con sílex que alternan con margas y margocalizas amarillentas. Sobre ellas encontramos las calizas oolíticas y pseudoolíticas atribuidas al Lías inferior y medio, sin que aparezcan las calizas rosadas del Malm.

Por contacto mecánico sobre las calizas liásicas descansan unas margocalizas y calizas blancas del Cretáceo inferior, que han suministrado una

fauna de ammonites que permiten su datación. Los principales yacimientos de ammonites se localizan al E. de la zona estudiada, en las proximidades de Zujaira y Bucor, y entre las faunas predominan las formas desarrolladas.

RASGOS GENERALES

Como serie general de la unidad Parapanda-Hacho de Loja se puede dar la siguiente:

1. Trías, del tipo "germano andaluz".
2. Dolomías brechoides del *infralías*.
3. En algunos afloramientos, alternancias de margas con calizas de sílex, localmente dolomitizadas.
4. Calizas blancas del Lías inferior-medio.
5. Localmente Malm, representado por calizas rosadas.
6. Margas y margocalizas blancas del Cretáceo inferior.

Corresponde, pues, a una serie de características de depósito menos profundas aún que las del sector meridional de la unidad Subbética s. str. Como se indicará en el capítulo de Geología estructural, aunque estos afloramientos constituyen isleos de una unidad alóctona, la procedencia de la misma parece ser inmediatamente al S. de la unidad Subbética s. str., y N. de la de Sierra Gorda. Esto es, una posición muy próxima a la actual.

Desde el punto de vista estratigráfico esta posición igualmente sería la más lógica, ya que entre las series meridionales de la unidad Subbética s. str. y la unidad de Parapanda-Hacho de Loja, las diferencias son reducidas y estriban en una menor posibilidad de depósito para esta última. Esto encaja perfectamente en un medio sedimentario donde se había comprobado que hacia el norte la subsidencia era mayor que hacia el sur.

Por otra parte las características estratigráficas de la unidad de Parapanda-Hacho de Loja parecen intermedias entre las de la unidad de Sierra Gorda y las series meridionales de la unidad Subbética s. str. (ver cuadro de correlación).

Se insiste en el hecho de que en ninguno de los afloramientos se muestra la serie completa, y que la falta de faunas hace dudosas las correlaciones.

3. Unidad de Sierra Gorda

Bajo este nombre incluimos a la unidad geográfica del mismo nombre que aflora desde Loja a Zafarraya. A grandes rasgos se caracteriza por pre-

sentar una serie estratigráfica que comprende términos desde el Lías inferior al Cretáceo superior. Toda la serie jurásica es de naturaleza caliza, con facies de falsas brechas en el Dogger y Malm, y por lagunas estratigráficas que comprenden el Lías medio y superior y localmente el Dogger. El Cretáceo es de naturaleza margosa y margocaliza y, al igual que el Jurásico, contiene abundante fauna.

De todos los cortes estudiados destaca uno, por su abundancia de fauna y claridad de observación en el afloramiento, que permite proponerlo como serie tipo de esta unidad. Se trata del corte de Venta Quesada, el cual fue objeto de un trabajo por parte del firmante en colaboración con la doctora LINARES. Las otras series locales serán descritas, haciendo su estudio comparativo con la serie tipo.

En ningún punto aflora el Nummulítico de esta serie, posiblemente por quedar cubierto por el Neógeno de la depresión de Granada, el cual aflora inmediatamente al E. de Sierra Gorda. Cantos de caliza con nummulites encontrados en los niveles basales del Neógeno de este borde de la depresión nos hacen en cierto modo pensar que, originariamente, la serie de Sierra Gorda comprendiese también términos del Nummulítico.

a) SERIE DE VENTA QUESADA

Es la que se establece como serie tipo de la unidad de Sierra Gorda. El corte en que se describe se localiza inmediatamente al W. de la carretera de Loja a Alhama hacia el kilómetro 32,8 (Venta Quesada).

En él están representados términos desde el Lías inferior hasta el Cretáceo superior con una laguna estratigráfica que afecta al Lías superior y posiblemente a parte del Lías medio.

LÍAS INFERIOR.—Los niveles más bajos que afloran corresponden a calizas pisolíticas y pseudoolíticas; en muchos casos esta textura se observa con dificultad, debido a recristalizaciones secundarias. La microfacies, según la clasificación de FOLK, corresponde a intraesparitas y oosparitas, pero como se ha indicado anteriormente la recristalización secundaria puede enmascarar la textura original.

La fauna de estos materiales carece de valor estratigráfico y está constituida por gasterópodos, algas (codiáceas) y algunos foraminíferos arenáceos indeterminables. En ningún punto se han observado niveles inferiores, que posiblemente serán dolomías similares a las que constituyen la base del Lías en la mayoría de las series subbéticas. La potencia, por tanto, no se puede

calcular con exactitud. No obstante se puede decir que es superior a los 800 metros, lo que contrasta fuertemente con otros afloramientos de la Zona Subbética.

En la mayor parte del tramo las microfacies son muy similares, existiendo algunas variaciones en los niveles superiores. En ellos se observan niveles de calizas detríticas con pequeños cantos silíceos, aunque predominan los calcáreos, cementados por micrita. Unidos con ellos hay asimismo unos niveles de calizas bioclásticas con abundantes crinoides y braquiópodos. En el corte a que nos referimos se observan dos niveles diferentes de "caliza de crinoides", ambos de una potencia de dos metros. Entre los braquiópodos predominan las rhynchonellas y terebrátulas de paredes gruesas, cuya determinación no ha podido ser abordada.

No se cuentan, pues, con argumentos paleontológicos para la datación de este tramo. Esta ha de hacerse por correlación con otras series subbéticas y por la fauna de los niveles situados inmediatamente superiores. Todo ello nos lleva a una edad liásica inferior, posiblemente Pliensbaquiense para las "calizas de crinoides".

LÍAS MEDIO-SUPERIOR.—No se han localizado en ningún punto materiales que puedan atribuirse al Lías medio-superior, por lo que se admite

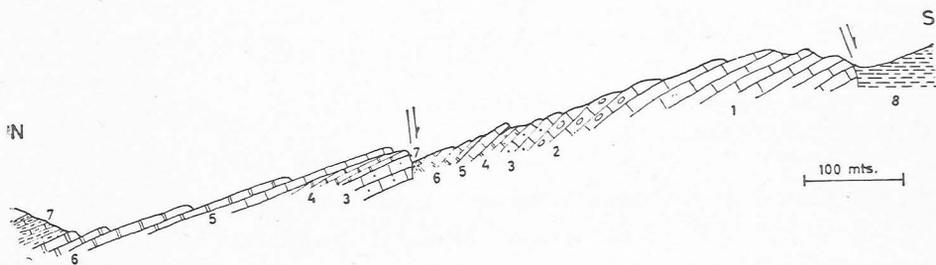


Fig. 16.—Corte de Venta Quesada. (LINARES y VERA, 1956.)

1. Calizas pisolíticas y oolíticas. Lías inferior.—2. Calizas de crinoides y braquiópodos.—3. Caliza de "filamentos".—4. Calizas nodulosas. Bathoniense-Calloviense.
5. Nivel calizas del Oxfordiense.—6. Calizas nodulosas del Malm, incluido el Titónico.—7. Neocomiense.—8. Neógeno continental.

una laguna estratigráfica que afecta a ambos. La interpretación más correcta, según el estado actual de los conocimientos, es que durante esta época el ámbito de Sierra Gorda formaba parte de un bajo fondo, donde las corrientes submarinas evitaron la sedimentación, a la vez que localmente incluso erosionaban un poco los sedimentos ya depositados.

DOGGER-CALLOVIENSE.—Sobre las calizas liásicas y en contacto acorde encontramos unas calizas nodulosas de color crema o grisáceo. Su microfacies nos pone de manifiesto una biomicrita con gran profusión de “filamentos”, los cuales parecen responder en este caso concreto a secciones de lamelibranquios de paredes finas.

La macrofauna es muy escasa en los niveles inferiores, contándose sólo con un ejemplar rodado, al parecer a poca distancia del origen, y ha sido determinado como *Oppelia* cf. *subradiata* Sow., lo que nos hace pensar en una edad bajociense medio para estos niveles. No obstante, dado que el ejemplar es rodado caben bastantes reservas para esta atribución de edad.

Sobre estos niveles encontramos un banco de calizas coherentes con una microfacies bastante similar, en la que no se ha localizado macrofauna alguna.

Sobre este banco reposan otros niveles de calizas nodulosas de color amarillento en las que se intercalan débiles niveles margosos, que han suministrado bastante fauna. En lámina delgada han dado “filamentos” aún numerosos, abundantes radiolarios, algunas protoglobigerinas y raras globochaetae. Entre los ammonites tenemos en las capas inferiores:

- Indosphinctes* cf. *lancharesi* Elmi y Mangold.
- Bullatimorphites bullatus* d'Orb.
- Subgrossouvria ornata* Busn.
- Proplanulites* sp.
- Neuquenicerias* (*Egabrenciceras*) sp.
- Phylloceras* sp.

que nos marcan el Batonense superior y Calloviense inferior.

Los bancos que se encuentran inmediatamente encima han suministrado una fauna de:

- Reineckeia anceps* Rein var. *antipodium* Gottche.
- Reineckeia anceps* Rein.
- Reineckeia greppini* Opperl.
- Macrocephallites herveyi* Sow.
- Choffatia waageni* (Teiss).
- Choffatia waageni* (Teiss) var. *tenella* (Teiss).

que nos datan el Calloviense medio.

El conjunto desde el Bajocense hasta el Calloviense tiene una potencia de 20 metros, siendo este corte el único de toda la unidad de Sierra Gorda

donde se han localizado estos niveles, ya que en las demás el Malm descansa directamente sobre las calizas liásicas.

OXFORDENSE.—Sobre estos tramos de edad dogger y en discordancia angular descansa un banco de un metro de potencia, de caliza grisácea de color compacto, que constituye la base de un paquete de calizas nodulosas.

La microfacies es de biomicrita con "filamentos barbados", lagenidae, *Globochaetae alpina* Lomb., algunos radiolarios y escasas protoglobigerinas. Lo atribuimos ya al Oxfordense superior, aunque sólo ha dado algunas *Phylloceras* indeterminables. Quedarían, pues, el Oxfordense inferior y medio bajo la discordancia.

Sobre este nivel encontramos un tramo de calizas nodulosas con abundante fauna. La microfacies es de biomicrita con abundantes protoglobigerinas, saccoconidae gruesos, ostrácodos y lagenidae. La fauna de ammonites está constituida por:

Perisphinctes (Perisphinctes) martelli Oppel.

Peltoceras toucasi d'Orb.

P. fouquei Kilian.

Gregoryceras transversarium Qu.

Euaspidoceras perarmatum Sow.

Sowerbyceras tortisulcatum d'Orb.

Calliphylloceras zignodianum d'Orb.

Taramelliceras costatus forma *costata* Qu.

T. flexuosus auritus Qu.

Epipeltoceras bimamatum Qu.

que nos marcan el Oxfordense superior, zonas de *transversarium* y de *bimamatum*.

La potencia del Oxfordense superior es de seis metros, incluido el nivel calizo basal.

KIMMERIDGIENSE.—Con idéntica facies, de calizas nodulosas de color pardo, continúa la serie. Las microfacies son bastante similares a las de los niveles inmediatamente inferiores, aunque con mayor abundancia de saccoconidae y globochaetae.

Entre las faunas de ammonites en estos niveles tenemos:

Hybonotoceras beckeri (Neum.).

H. ciliatum Beerck y Höld.

H. hybonotus (Opp.).
Sowerbyceras lorgi (Mun.-Chalm.).
Mesosimoceras cf. *cabouri* Gem.
Taramelliceras drachynotum (Opp.).
Nebrodiceras torcalense Kil.

que nos datan para estos niveles una edad correspondiente al kimmeridgiense. La potencia de estos niveles es de unos cuatro metros.

TITÓNICO.—La parte superior del tramo de calizas nodulosas lo constituyen los niveles de edad titónica. Dentro de él se distinguen el Titónico inferior y superior, tanto por su macrofauna como por su microfacies.

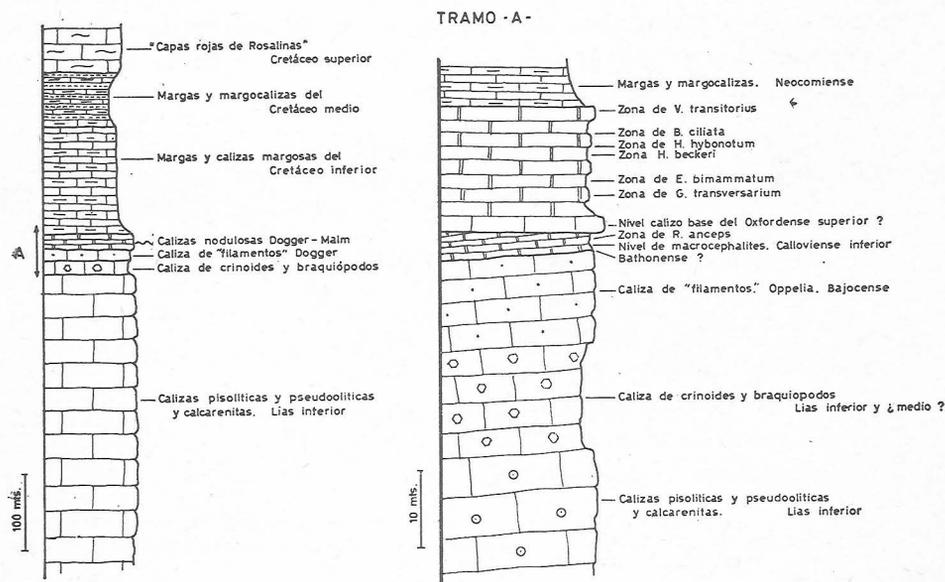


Fig. 17.—Serie de Venta Quesada (Unidad de Sierra Gorda). (LINARES y VERA, 1966.)

Comienza por unos niveles de calizas nodulosas de color crema amarillento con abundantísimos saccocomidae, radiolarios, globochaetae, protoglobigerinas, fibroesferas y fragmentos de aptychus.

Entre los ammonites reconocidos tenemos :

Simoceras cf. *volanense* (Opp.).
Simoceras sp.
Berriacella ciliata Schneider.
Sublithacoceras cf. *delicatulum* Enay.

Virgatosphinctes sp.
Subplanites cf. *concorsi* Enay.
S. cf. *contiguus* (Catullo).
Aspidoceras rafaeli (Opp.).

que nos marcan el Titónico inferior, sin que hasta el momento se hayan podido establecer las distintas zonas faunísticas.

Los niveles terminales presentan una microfacies de calpionellas, entre las que predominan *C. alpina* Lorenz y *C. elliptica* Cadish. En estos niveles el color predominante, al contrario que en el resto del tramo, es el rojo, presentando localmente tonalidades blancas y verdosas. En ellos la fauna de *aptychus* es muy abundante, y entre ellos tenemos:

Punctaptychus punctatus Volt.
Lamellaptychus lamellosus (Park.) var. *cincta* Trauth.
L. undulatus (Stopp.).
Laevaptychus latus (Park.).

Entre los braquiópodos tenemos:

Antinomia dilatata (Kat.).
Antinomia cf. *catulloi* (Pict.).

Y entre la fauna de ammonites se han podido determinar:

Lytoceras municipale Opp.
L. (*Thysolytoceras*) cf. *lievigi* Opp.
Lytogyroceras fasciatum Qu.
Dalmasiceras sublaevis Maz.
Aspidoceras rafaeli Schn.
Berriasella privasensi Pict.
B. cf. *abcisa* (Opp.).
B. macphersoni Kil.
B. chaperi Pict.
Protetragonites quadrisulcatum d'Orb.
Phylloceras sp. (muy abundantes).

El conjunto de esta abundante fauna nos marca el Titónico superior. Constituye este nivel el más característico de todo este Malm, debido a que en todos los afloramientos en el ámbito de Sierra Gorda es bastante fosilífero, mientras que los niveles inferiores son en general bastante menos ricos en fauna.

La potencia total del Titónico es de tres metros.

La estratigrafía más detallada de esta serie fue objeto del citado estudio estratigráfico por parte de A. LINARES, en colaboración con el firmante, y al cual corresponde la columna estratigráfica detallada (fig. 17), en la que se indican las zonas que se han podido determinar con la fauna de ammonites.

CRETÁCEO INFERIOR.—Sobre el Titónico empieza una potente serie de margas y margocalizas de edad cretácea, de características bastante semejantes a las de la unidad Subbética s. str. Los tramos inferiores son de margocalizas y margas blancas, cuya microfacies es de radiolarios nannoconus. Su potencia es de 200 metros, y en el corte a que nos referimos las faunas son poco abundantes, mientras que en el cortijo de Panes, como se describirá a continuación, son extremadamente abundantes y bien conservadas, por lo que la descripción de las mismas se deja para el apartado correspondiente.

CRETÁCEO MEDIO.—Sobre el Cretáceo inferior, y bajo facies muy similares, encontramos un tramo cuya fauna nos pone de manifiesto una edad cretácea media. Al igual que decíamos para el Cretáceo inferior, afloran con mayores condiciones de observación en el corte del cortijo de Panes, por lo que se describirán en éste.

CRETÁCEO SUPERIOR.—Del mismo modo que en los demás tramos cretáceos, está mucho mejor representado en el corte del cortijo de Panes, y en él se hará su descripción detallada. Muestra la facies de margocalizas de color rojo salmón, que han sido denominadas por diversos autores "capas rojas de rosalinas".

b) SERIE DEL CORTIJO DE PANES

Al SW. del Salar, en las proximidades del cortijo de Panes, existe otro corte muy representativo de la unidad de Sierra Gorda. En él se cortan materiales desde el Lías inferior hasta el Senonense. Faltan, por laguna estratigráfica, el Lías superior y parte del Dogger, y posiblemente también el Lías medio.

La serie cretácea presenta una abundante fauna, y es cortada por la carretera que va de Salar al citado cortijo. La serie jurásica presenta su mejor corte inmediatamente al W. del cortijo de Panes.

LÍAS INFERIOR.—Se presenta bajo las mismas facies que en los demás puntos, esto es, como calizas pisolíticas blancas con gasterópodos y algas calcáreas. No se han encontrado en este corte los niveles de calizas de crinoides y braquiópodos, que aparecían en el borde de Venta Quesada, debido a que posiblemente la laguna estratigráfica afecte también a estos niveles.

LÍAS MEDIO Y SUPERIOR - DOGGER.—No aparece ningún material que pueda ser atribuido con seguridad a esta edad. Los niveles de calizas nodulosas con faunas del Dogger que aparecían en el corte de Venta Quesada no están representados en éste. Sin embargo, existen unos niveles de calizas compactas rosadas que presentan una microfacies de biomicrita con abundantes "filamentos" que pudieran corresponder a materiales del Dogger. No existe ningún argumento paleontológico que permita asegurarlo, y parece como más probable que las calizas nodulosas del Malm descansan directamente sobre el Lías, pasando a ser este nivel de "filamentos" a una edad malm inferior.

MALM.—Está constituido por un paquete de calizas nodulosas blancas y rosadas, con predominio del color rojo en los niveles superiores. La fauna es mucho menos abundante que en el corte de Venta Quesada, excepto en el Titónico superior, en el cual es bastante abundante.

Los niveles inferiores han suministrado muy escasos ammonites, y entre ellos se han visto algunos Aspidóceras en general mal conservados y de difícil extracción. No obstante, con este solo dato podemos atribuir a estos niveles inferiores una edad oxfordense superior. Se trata de los tramos superiores a la discordancia del corte de Venta Quesada. Es por ello que se piensa que en este punto la discordancia comprende una laguna estratigráfica de mayor amplitud que en el corte de Venta Quesada, faltando en este corte el Dogger, que en el otro está representado, e incluso parte del Lías.

En los niveles superiores, al contrario que en el resto del tramo, la fauna es muy abundante, y entre ella tenemos aptychus, braquiópodos y abundantes ammonites. De éstos se han reconocido:

Perisphinctes (Aulacosphinctes) endichotomus (Opp.).

Protacanthodiscus andresi Kil.

Aspidoceras cf. *rafaeli* Opp.

Himalayites (Corongoceras) rhodanicus Maz.

H. (Corongoceras) savernini Roman.

H. (Micracanthoceras) micracantus Opp.

entre los que hay formas del Titónico inferior y superior, sin que se pueda hasta el momento establecer la separación. La microfacies es muy semejante a la de la serie tipo, tratándose de biomicritas con abundantes calpionellas en los niveles terminales.

Los principales yacimientos de fósiles los tenemos inmediatamente al oeste del cortijo de Panes y cerca del cortijo de San Fernando, aunque en general todo el afloramiento del Malm es muy fosilífero en estos niveles superiores en este sector.

CRETÁCEO INFERIOR. — Está representado por margas y margocalizas blancas, con abundante fauna en este corte. Su potencia es de 200 metros y los niveles fosilíferos más abundantes se sitúan en la parte más inferior estratigráficamente hablando. La microfacies nos muestra una gran cantidad de radiolarios y nannoconus. Dada la naturaleza margosa y al estar cultivado en casi su totalidad, hacer un corte detallado es prácticamente imposible, ya que las faunas en su mayor parte están en afloramientos muy aislados que difícilmente se correlacionan entre sí.

Entre las faunas tenemos equínidos en general muy deformados, aptychus del grupo *angulicostatus* y ammonites. Entre estos últimos tenemos:

- Crioceratites (Emericiceras) journoti* Sarhar.
- C. (Emericiceras) emerici* (Laveillé).
- C. (Crioceratites) binelli* (Ast.).
- C. (Crioceratites) villercianum* d'Orb.
- Plesioespiriscus cf. ligatus* d'Orb.
- Anahamulina subcylindrica* d'Orb.
- Pseudophturmania* sp.
- Acrioceras cf. caballeri* Ast.
- Balearites* sp.
- Phylloceras seru* Opp.

Las faunas corresponden al Hauteriviense-Barremense, no habiéndose puesto de manifiesto faunas del Valanginiense, lo que nos hace pensar que este nivel no esté representado en la serie.

CRETÁCEO MEDIO.—Se presenta bajo la misma facies, con la particularidad de la presencia de algunos niveles de margas areniscosas. Sobre el terreno es prácticamente imposible distinguir ambos tramos, por lo que en el mapa están representados bajo el mismo color. La distinción se hace por su microfauna.

No se ha encontrado en ellos macrofósiles, y su datación se hace por su microfauna, característica de rotalíporas, ticinellas y globigerinas de paredes finas, que nos indican una edad cenomanense. Su potencia no se puede conocer con precisión, dado que, como se ha dicho, la facies es prácticamente idéntica a la del Cretáceo inferior. Se puede decir, sin embargo, que es del orden de 100 metros.

CRETÁCEO SUPERIOR.—Presenta la facies de “capas rojas de rosasinas”. Se trata de margocalizas rojas, de color salmón, con gran uniformidad a todo lo largo de su potencia y afloramiento.

Su microfauna es muy abundante y constituida por globotruncanas, globigerinas y gümbelinas que nos marcan el Senonense. Los afloramientos mejores, al igual que para el Cretáceo medio, los tenemos a lo largo del camino que va de Salar al cortijo de Panes; no obstante, a todo lo largo del afloramiento (ver mapa general) se puede reconocer fácilmente por su facies característica y su abundante microfauna.

COMPARACIONES CON LA SERIE TIPO

Entre la serie del cortijo de Panes y la serie tipo de la unidad de Sierra Gorda (serie de Venta Quesada) existen ciertas diferencias que interesa destacar.

En primer lugar llama la atención la falta, por lo menos de faunas, del material del Dogger, que en la serie tipo estaba representado. Este hecho se interpreta ligado a la discordancia que se observa en aquel corte, de modo que en este caso antes de la transgresión del Oxfordense se hubiesen “barrido” los niveles del Dogger, mientras que en Venta Quesada se conservaron.

Otro hecho destacable es la escasa fauna que muestran los niveles del Malm inferior, mientras que en el Titónico es muy abundante; y, por último, es de destacar la abundante fauna del Cretáceo de este corte.

c) SERIE DEL MANZANIL

En las proximidades de la fuente del Manzanil, situada al SE. del cementerio de Loja, tenemos otro corte en el que la fauna es muy abundante, sobre todo para el Titónico superior. Es muy similar al de la serie del cortijo de Panes, con unas condiciones de observación bastante peores en este

caso. En él está el yacimiento de fósiles que ya BERTRAND y KILIAN (1889) dieron a conocer. Otros yacimientos con gran abundancia de fósiles en este sector son los situados en las proximidades del cortijo de la Peña.

LÍAS INFERIOR.—Es de características similares a las de todo el conjunto de Sierra Gorda. Se trata de oosparitas, coesparuditas e intrasparitas (según la clasificación de FOLK para las calizas). En algunos casos la textura inicial está enmascarada por efectos de recristalizaciones secundarias. Se trata, pues, de las calizas blancas compactas características en el Lías de todas las unidades subbéticas. En este afloramiento concreto son explotadas como piedra ornamental.

Al igual que ocurría en otros casos, la fauna es muy reducida y compuesta por algas y gasterópodos, que no permiten hacer determinaciones. Faltan los niveles de crinoides y braquiópodos que aparecían en la serie tipo.

Se les atribuye una edad liásica inferior, por comparación con otras series subbéticas, aunque no se descarta la posibilidad de que puedan comprender, al menos en parte, el Lías medio.

LÍAS MEDIO-SUPERIOR Y DOGGER.—No está representado en este corte, al menos faltan faunas de esta edad. El hecho se interpreta con el de la serie del cortijo de Panes, como debido a una laguna estratigráfica.

En este corte no se han podido localizar ni las calizas de "filamentos" y, por tanto, la ausencia de estos términos es aún más segura que en el corte del cortijo de Panes. De manera que en este corte tenemos los niveles del Oxfordense superior descansando sobre el Lías inferior, con una discordancia muy suave que localmente pasa a ser acordancia.

MALM.—Se presenta bajo la misma facies que en el corte de la serie tipo, esto es, como calizas nodulosas de colores blanco y rojo, con predominio de este último en los tramos más superiores.

Al igual que en el corte anterior, la fauna es poco abundante en el Malm inferior y, por el contrario, bastante abundante en el Titónico superior.

La microfacies en los niveles inferiores es de biomicrita con saccocomiadae, globochaetae y radiolarios, y localmente protoglobigerinas. En los niveles superiores es de biomicrita con calpionellas, restos de aptychus y embriones de ammonites.

Entre la fauna se han reconocido:

Euaspidoceras perarmatum Sow.
Simoceras sp.
Virgatosphinctes sp.
Himalayitas (*Corongoceras*) *lamberti* Rom.
H. (*Corongoceras*) *garomini* Rom.
H. (*Micracantoceras*) *micracantus* Opp.
Protocantodiscus andresi Kil.
Lytoceras (*Thysanolytoceras*) *sutile* Opp.
Lytoceras montanum Opp.
Lytoceras lievini Opp.
Lytoceras sp.
Protetragonites quadrisulcatum d'Orb.
Perisphinctes (*Sublithacoceras*) cf. *sanex* Opp.
Holcophylloceras mediterraneum Neum.
Aspidoceras (*Physodoceras*) cf. *binodus* Qu.
Berriasella cf. *fischeri* Kil.
Phylloceras serum Opp.
Ph. (*Macrophylloceras*) cf. *ptychostoma* Ben.
Ph. cf. *thetis* d'Orb.
Calliphylloceras ptichoicum Qu.
Holcophylloceras calipso d'Orb.
Antinomia sp.
Pygope deiphya Cat.
Punctaptychus sp.

En estas faunas tenemos un Oxfordense superior, un posible Kimmeridgiense y un Titónico superior ampliamente representado. Se quiere llamar la atención en que a estas facies del Malm se les ha denominado erróneamente por muchos autores de *Titónico de tipo andaluz*, cuando realmente en la mayor parte de los casos comprende más términos que el Titónico.

CRETÁCEO.—Es de idénticas características al de los cortes anteriores. Dada la fracturación de este sector, no existe ningún buen corte para establecer la serie cretácea, por lo que se considera como la descrita en el cortijo de Panes.

RASGOS GENERALES Y CONCLUSIONES SOBRE LA UNIDAD DE SIERRA GORDA

Como se deduce de la descripción de las distintas series, la unidad de Sierra Gorda tiene características estratigráficas bastante diferentes respecto a las demás unidades subbéticas hasta ahora descritas.

En primer lugar llama la atención el carácter calizo de toda la serie jurásica. No existen niveles margosos, que a partir del Lías medio eran bastante abundantes en la unidad Subbética s. str. Por el contrario, el Dogger (cuando existe) y el Malm se presentan bajo una facies bastante característica, que es la de calizas nodulosas (falsas brechas), a las que diversos autores han denominado "Titónico andaluz".

A partir de los datos estratigráficos podemos pensar que la sedimentación de la unidad de Sierra Gorda se hizo en mar somero, pero alejado de costas y con aguas agitadas. Por las características de las series vecinas se trataba verosímilmente de un bajo fondo. Este dispositivo tiene lugar a partir del Lías medio, y en él se depositan intermitentemente términos de edades diferentes que constituían series compresivas. Durante el Oxfordense medio posiblemente tuvo lugar una etapa de emersión, o al menos un cese en la sedimentación, y la erosión afectó a los materiales depositados.

En unos casos la erosión actuó menos fuertemente que en otros, de ahí el hecho de que el Oxfordense superior, discordante y transgresivo, descansa sobre terrenos de edades diferentes según los puntos.

La transgresión oxfordense cubrió el conjunto de Sierra Gorda (de la cuenca donde ella se depositó), y la sedimentación continúa igualmente con características de bajo fondo. Se depositan series compresivas, en las que en 20 metros de potencia están representados todos los términos, desde el Oxfordense al Titónico superior.

Al empezar el Cretáceo la cuenca sufre una mayor subsidencia, y la sedimentación es similar a las de otras series subbéticas. La sedimentación continúa cuanto menos hasta el final del Cretáceo superior, posiblemente sin interrupción. Es muy probable que durante el Nummulítico también se depositasen materiales, aun cuando actualmente no afloran, posiblemente por quedar bajo el Neógeno de la depresión de Granada.

Existe gran similitud estratigráfica entre las series de Sierra Gorda y las de la unidad Subbética frontal (BUSNARDO, 1960-62), situadas 30 kilómetros al N. Igualmente existen grandes semejanzas con la unidad del Torcal de Antequera. Esto ha hecho pensar a algunos autores que todas ellas proceden de un mismo dominio de la cuenca sedimentaria. No obstante, en el estado actual de nuestros conocimientos, es mucho más posible:

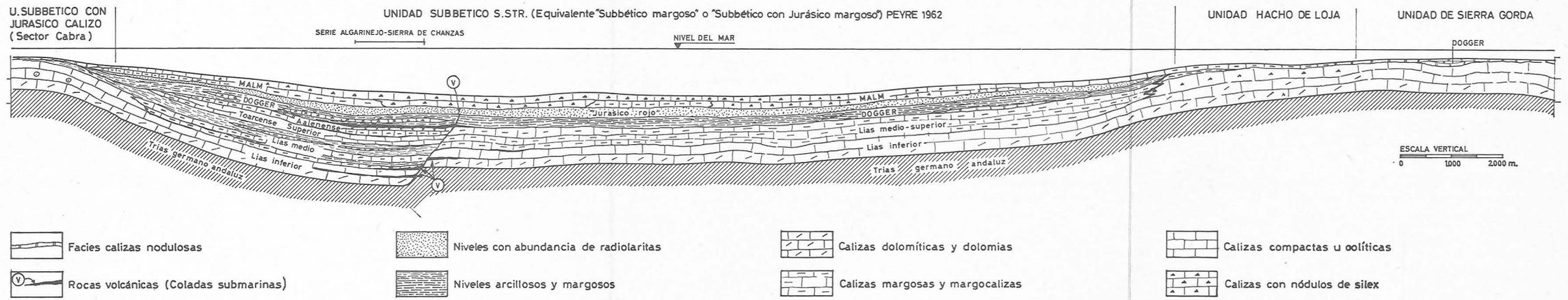


Fig. 18.—Reconstrucción de la cuenca sedimentaria subbética al final del Jurásico, en la transversal de Loja.

que se trate de tres dominios sedimentarios distintos, en los que las condiciones sedimentarias fueran similares. Esto explica satisfactoriamente las convergencias de facies.

Los datos estructurales, por otra parte, apoyan netamente esta interpretación. De adoptarse la hipótesis del dominio sedimentario único habría que admitir una aloctonía en gran escala del "complejo subbético frontal", que no armoniza con los hechos hasta ahora observados. En varios sectores, como en los de Priego y Valdepeñas de Jaén, por ejemplo, se advierten indicios de una transición de las facies calizas del Subbético frontal a las más margosas del Subbético s. str. En cuanto a la unidad del Torcal de Antequera los datos estructurales nos hacen pensar en que se trate de una unidad tectónica superior y de procedencia más meridional. Este hecho no concuerda asimismo con la hipótesis del dominio sedimentario único.

Por tanto, la unidad de Sierra Gorda se considera como un cambio lateral de facies hacia el S. de la unidad Subbética s. str., con un dominio sedimentario intermedio correspondiente al de la unidad de Parapanda-Hacho de Loja, lo cual apoya los datos estratigráficos de las distintas unidades, así como por los datos tectónicos regionales.

La representación gráfica de esta hipótesis se hace en la lámina adjunta, en la que se reconstruyen del modo que se cree más verosímil las características de la cuenca sedimentaria subbética al final del Jurásico.

4. Unidad de Zafarraya

Se localiza al S. de la unidad de Sierra Gorda, y es la que constituye las sierras que rodean por el S. al Polje de Zafarraya. Hacia el NW. se extiende por el sector del puerto de los Alazores, dando lugar a la Sierra de los Tres Mogotes, de S. Jorge, y parte del borde SW. de la unidad geográfica de Sierra Gorda. Hacia el NE. se extiende hasta las proximidades del pueblo de Alhama, y constituye el borde sur del Polje de los Llanos de la Dona.

Desde el punto de vista estratigráfico se caracteriza por el predominio de materiales calizos del Liásico, con un Dogger-Malm ausentes o muy incompletos.

Presenta gran semejanza con los materiales constituyentes de la unidad Parapanda-Hacho de Loja. Sobre este Jurásico, en algunos puntos se observa que la serie continúa hasta el Aquitaniense inferior, con una serie

cretáceo-nummulítica de facies margosas y flychoides, con importantes lagunas estratigráficas.

a) SERIE DE ZAFARRAYA

En las proximidades del pueblo de Zafarraya, al S. y SE. del mismo, existen cortes que permiten establecer la que se denomina serie de Zafarraya.

Los términos más inferiores corresponden a unas dolomías y calizas dolomíticas de color grisáceo y aspecto brechoide, muy similares a las de la unidad de Parapanda-Hacho de Loja. Su edad, al igual que en otros casos, es atribuida al Lías inferior (Retiense ?), sin que se pueda descartar totalmente una edad triásica de parte de las mismas. Su potencia es difícil de calcular, dada la falta de estratificación manifiesta en la mayor parte del afloramiento. Únicamente se puede decir que la potencia es del orden de los 800 metros. Los restos orgánicos faltan totalmente en ellas.

Sobre las dolomías reposan unas calizas blancas pisolíticas y pseudoolíticas, cuya microfacies responde a intraesparitas, en las que se observan algunos escasos restos orgánicos constituidos por algas, gasterópodos y algunos foraminíferos, todos ellos sin ningún valor estratigráfico. Se trata de las calizas blancas, características del Lías de todas las series subbéticas.

Estas calizas blancas vienen coronadas con unas calizas de sílex muy características de esta serie. Se trata de calizas blancas y grisáceas de textura compacta microcristalina (micrita), que contienen abundantes nódulos de sílex de color pardo. En las proximidades del Boquete de Zafarraya, en el camino que va a la cortijada del Espino, se observa una distribución del sílex, de manera que en la parte inferior del tramo predominan las calizas en bancos potentes y nódulos de grandes dimensiones (tamaño medio superior a un metro), mientras que en la serie superior del tramo las calizas están más finamente estratificadas, y los nódulos son de menores dimensiones. Debido a la erosión diferencial entre las calizas y el sílex, la de éste mucho más resistente, dan lugar a un aspecto típico del relieve, en el que destacan los pequeños mogotes de sílex sin erosionar.

En su conjunto las calizas de sílex alcanzan una potencia de 200 metros, y vienen coronadas por unos niveles calizos y margosos, de color gris azulado, en los que se han encontrado algunos restos de ammonites muy mal conservados, pero que han permitido datar un Toarcense sin más precisiones. Se trata en su mayor parte de restos de Grammoceras y de Hildoceras.

En el punto donde se describe la serie faltan totalmente los términos del Dogger y del Malm, y la serie continúa con términos margosos del Cretáceo Nummulítico hasta el Aquitaniense.

El mejor corte de estos términos lo tenemos, en este sector, en el camino del Boquete de Zafarraya a la cortijada del Espino (ver corte del complejo Colmenar-Periana). En él todos los términos los encontramos invertidos.

Empieza por unas margocalizas y calizas margosas con *aptychus*, del grupo *angulaptychus*, que en lámina delgada presenta una abundante fauna de radiolarios, *nannoconus* y secciones de *aptychus*. Se trata del Neocomiense típico de todas las series subbéticas meridionales.

Sobre ellas encontramos unas margocalizas de color salmón (*capas rojas de rosalinas*), de fracturación astillosa, con abundancia de microfauna de globotruncanas, con predominio de las del grupo *stuarti*, y globigerinas, que permiten datar esta formación como Senonense superior.

Los términos más modernos los constituyen un potente paquete de formación de facies *flyschoide*, en el que niveles calizos alternan con conglomerados y margas. La microfauna es muy abundante y constituida por: *nefrolepidinas*, *miogypsinas*, algas (coralina), *amphisteginas*, *eulepidinas*, *miogypsinoides*, *miolepidocyclinas* y *lepidocyclinas*, que permiten datar el Aquitaniense inferior.

Los contactos entre los distintos términos margosos del Cretáceo y Aquitaniense son en general tectónicos, existiendo asimismo un fuerte despegue entre los términos jurásicos y los más modernos. Estos términos margosos constituyen parte de la unidad que se describirá bajo el nombre de "Complejo de Colmenar-Periana" (*flysch de Colmenar*, de BLUMENTHAL), el cual está formado por todos los materiales margosos del Cretáceo y Nummulítico de las series del sector más meridional de la Zona Subbética, en esta transversal, y de la unidad de Guájár-Málaga, en su mayor parte de los puntos indiferenciados.

b) SERIE DE LOS TRES MOGOTES

Es la que muestra la sierra del mismo nombre, localizada en las proximidades del Puerto de los Álazores, entre la carretera de Granada a Málaga, y la que partiendo de ésta va hacia el pueblo de Zafarraya. La serie es muy similar a la de Zafarraya, existiendo sólo diferencias en los términos cretáceos y nummulíticos.

La serie comienza por el tramo de dolomías brechoides, y continúa con

las calizas blancas, sobre las que descansan a su vez las calizas de sílex, con las que termina la serie jurásica. En ninguno de los niveles se ha localizado fauna de valor estratigráfico. Al igual que en la serie de Zafarraya faltan los términos del Dogger-Malm.

En las proximidades del Km. 506 de la carretera de Granada a Málaga se observan los términos jurásicos en relación con los más modernos. En el punto a que nos referimos las capas están invertidas, de manera que bajo las calizas liásicas encontramos materiales cretáceos y nummulíticos.

El Cretáceo está representado por las calizas y margocalizas con *nannoconus*, del Neocomiense. Localmente falta, debido a fenómenos tectónicos, causa que a su vez hace que el Cretáceo superior esté ausente en este corte.

El Nummulítico está representado por unas margas rojas con niveles de calizas ricas en foraminíferos, entre los que tenemos: *orthophragminas* y *nummulites* que nos datan el Eoceno. Se debe subrayar en este corte la ausencia del Aquitaniense inferior de facies *flyschoide*, tan bien representado en la serie de Zafarraya.

c) SERIE DE LOS ALAZORES

Bajo este nombre se denomina a la representada en las proximidades del Km. 501 de la carretera de Granada a Málaga, y que se corta por la carretera en construcción que sube a Sierra Gorda, partiendo del Km. 499 de la anterior. Es muy similar a las series anteriores, difiriendo en no presentar términos del Cretáceo y Nummulítico, y por el contrario estar de manifiesto el Malm.

Empieza la serie por el tramo de dolomías características de toda la unidad. Sobre ellas descansan las calizas blancas pisolíticas y pseudoolíticas (*intrasparitas*), las cuales, a su vez, están coronadas por las calizas de sílex, que alcanzan cerca de los 250 metros de potencia.

Sobre las calizas de sílex reposan unos niveles de margocalizas y margas grisáceas con fauna de ammonites, entre los que se han reconocido *Hildoceras bifrons* Brug., que marca una zona del Toarcense medio. Estos niveles son cortados por la carretera de Granada a Málaga en el Km. 502.

Continúa la serie con un tramo de calizas margosas, localmente con sílex, que en la parte superior presentan una facies de calizas nodulosas (*falsas brechas*), en las que en lámina delgada nos muestran una gran profusión de *calpionellas*, entre las que predominan la *C. alpina* Lor. y *C. elliptica* Cadish.

Es la facies característica del Titónico superior, similar al de la serie de Sierra Gorda, aunque en este caso a que nos referimos más margoso que aquél.

Por efectos de fallas no aparecen en este corte términos más modernos, como en los cortes anteriores.

La facies de calpionellas ha sido reconocida en los cortes de la carretera en construcción antes referida, que penetra en el interior de Sierra Gorda. El borde SW. de ésta, geográficamente hablando, está constituido por materiales semejantes a los que se acaban de referir, que corresponden a la unidad de Zafarraya y no a la unidad de Sierra Gorda (ver mapa).

d) SERIE DE LOS BAÑOS DE ALHAMA

En el extremo oriental de la unidad de Zafarraya, en las proximidades de Alhama de Granada, se pone de manifiesto una serie jurásica de características ligeramente diferentes de las anteriores. Se trata de la serie que muestra el corte de la carretera del balneario de Alhama, partiendo de la carretera de Granada a Alhama. Esta serie comienza con unas dolomías grises que alternan con niveles margosos, sobre las que vienen unas calizas grises y rosadas, igualmente con niveles margosos. BERTRAND y KILIAN (1889) datan en estas calizas faunas de ammonites del Lías inferior. Ejemplares recogidos y estudiados por MOUTERDE (comunicación oral) ponen de manifiesto la presencia del Hettangiense medio (*). Nuestras búsquedas sólo obtuvieron como resultado el hallazgo de algunas huellas que no permitieron su clasificación.

Sobre este tramo descansan unas calizas de sílex similares a las demás series de esta unidad. No aparecen terrenos más modernos por estar cubierto el afloramiento en su mayor parte por un Mioceno postectónico y discordante.

RASGOS GENERALES Y CONCLUSIONES

Como se ha visto a lo largo de la descripción, la unidad de Zafarraya comprende términos desde el Lías hasta el Aquitaniense, quedando oculto el Trías en la mayor parte de los puntos.

La característica más notable es la ausencia del Dogger y, localmente, del Malm, lo que le da cierta semejanza con la unidad de Sierra Gorda.

(*) Estando en prensa este artículo ha sido publicada una nota de BUSNARDO, MOUTERDE y LINARES (C. R. Ac. Sc. T. 263, págs. 1.036-1.039) sobre esta serie.

Se interpreta como un cambio lateral de facies hacia el S. de la unidad de Sierra Gorda.

5. Unidad Gallo-Vilo

Es muy similar a la de Zafarraya. Comprende terrenos triásicos y liásicos, sobre los que descansan materiales cretáceos y nummulíticos. En la región estudiada aflora exclusivamente en la Sierra de Gallo-Vilo, localizada al S. de Alfarnate, la cual presenta una estructura anticlinal, en cuyo flanco norte se ha podido establecer la serie litoestratigráfica.

Los niveles más inferiores afloran en el núcleo del anticlinal. Son unas areniscas y conglomerados rojos que alternan con margas del mismo color. No presentan fauna alguna. La facies recuerda la de los materiales triásicos de otros sectores, por lo que, dada su posición estratigráfica, le atribuimos una edad triásica a estos niveles, aunque con algunas reservas. Sobre este tramo reposan unas dolomías grisáceas que alternan con niveles de margas blancas. Son comparables a las dolomías de la base de la serie de Zafarraya, atribuidas al infralías. La potencia en este caso para el tramo de dolomías es de 200 metros.

Sobre las dolomías descansa un tramo de calizas blancas, cuya microfacies corresponde a intraesparitas con algunos niveles de oosparitas, de 150 metros de potencia. Son muy similares a las calizas del Lías inferior del resto de las unidades subbéticas, y su fauna es asimismo de algas, braquiópodos y biseriados.

La serie continúa con un tramo de margas rojas y calizas, localmente con sílex, que destacan en el paisaje por su color. No se ha encontrado en ellas ningún resto orgánico clasificable.

Un nuevo tramo de calizas blancas (intraesparitas) descansa sobre el anterior. Entre ambos tramos de calizas compactas, separados por el tramo de margas rojas y calizas de sílex, se observan ciertas diferencias litológicas. El inferior es de calizas estratificadas, según bancos de una potencia superior a un metro, mientras que el superior es de caliza finamente estratificada.

Sobre estas calizas atribuidas al Lías, localmente aparecen niveles de radiolaritas y calizas rosadas con *aptychus*. Discordantemente sobre estos materiales, o sobre las calizas directamente, se encuentran los materiales nummulíticos.

Estos materiales nummulíticos comienzan con un paquete de conglomerados, y localmente calizas con nummulites y lepidocyclinas. A conti-

nuación se tienen unas margas rojas. El conjunto es atribuido al Oligoceno, sin que por el momento se puedan precisar más detalles.

Esta serie ha sido recientemente objeto de un estudio detallado por parte del firmante en colaboración con Y. PEYRE y M. DEL VALLE, actualmente en prensa, y en el cual se añaden numerosas precisiones estratigráficas más sobre ella.

6. Complejo Colmenar-Periana

Se denomina bajo este nombre al conjunto de unidades subbéticas más meridionales, muy entremezcladas, que se localizan al N. de la Zona Bética s. str., y al S. de las unidades subbéticas individualizadas más meridionales, como la de Zafarraya y Gallo-Vilo.

Dentro de este complejo existen términos béticos y subbéticos, y es equivalente a la unidad que BLUMENTHAL (1961) denominaba "*flysch de Colmenar*".

Desde el punto de vista estratigráfico, en este complejo se reconocen materiales desde el Jurásico hasta el Aquitaniense, predominando los nummulíticos.

Se reconocen asimismo materiales de la misma edad y facies diferentes. Así encontramos, por ejemplo, un Cretáceo superior de facies pelágica, muy próximo a otro de facies detrítica. Este hecho, unido con la tectonización general, nos lleva a la conclusión de que en este complejo están incluidos materiales pertenecientes a unidades estratigráficas diferentes.

En la región estudiada no existen cortes donde se puedan individualizar las distintas unidades estratigráficas y tectónicas; ello, unido con las deficiencias en la observación, hace que no se pueda más que dar unos datos estratigráficos locales de los únicos cortes, sin que se puedan reconstruir las características de la cuenca sedimentaria. La deficiencia de observación se debe a la naturaleza predominantemente margosa de los materiales, a los frecuentes deslizamientos de ladera y a estar en la totalidad de su extensión cultivados.

CORTE DEL BOQUETE DE ZAFARRAYA A LA CORTIJADA DEL ESPINO

Es el mejor corte del complejo Colmenar-Periana dentro del sector estudiado. En él se han podido observar todos los términos representados entre las unidades béticas y subbéticas. Se localiza al SE. de Ventas de Zafarraya.

El corte va desde los términos inferiores de la unidad de Zafarraya (Zona Subbética) hasta las estribaciones de Sierra Tejeda (Zona Bética). El corte es representado esquemáticamente en la figura adjunta.

En el extremo NW. encontramos las dolomías y calizas pisolíticas, así como las calizas de sílex, del Lías inferior y medio de la unidad de Zafarraya, con buzamientos hacia el S., muy próximos a la vertical. Sobre ellas encontramos materiales del Neocomiense, Senonense y Aquitaniense, que fueron descritos al tratar de la unidad de Zafarraya, y que están invertidos en este punto.

Inmediatamente al SE., y debajo de las capas invertidas del Aquitaniense, encontramos unas margas rojas con niveles calizos y fauna de nummulites y orthophragminas del Eoceno. El contacto se deduce que es una falla inversa de vergencia hacia el SE., ya que como se acaba de decir sobre el Eoceno tenemos el Aquitaniense invertido.

Bajo las margas eocenas encontramos un nivel calizo con nódulos de sílex y fauna de calpionellas que nos marcan una edad titónico superior. Están ausentes pues, en este punto, todos los términos del Cretáceo, destacando asimismo la naturaleza del Titónico.

Debajo del nivel calizo se encuentran unas margas grises, cuya edad no ha podido ser determinada por no haber encontrado en ellas fauna alguna

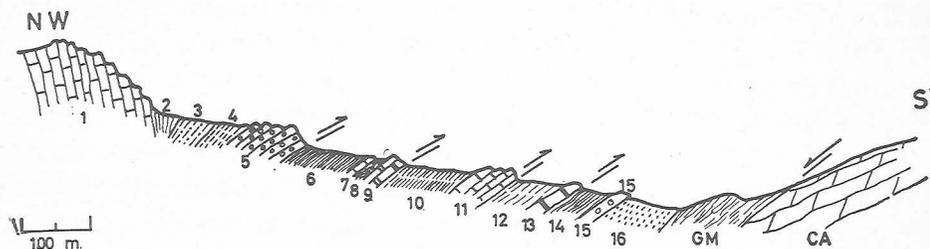


Fig. 19.—Corte del complejo Colmenar-Periana, en las proximidades de Ventas de Zafarraya.

1. Lías de la unidad de Zafarraya.—2. Calizas y margocalizas con nannoconus. Neocomiense.—3. Margocalizas rojas con globotruncanas. Senonense.—4. Margas amarillentas. Oligoceno ?—5. Calizas, margas y conglomerados, facies flyschoides del Aquitaniense.—6. Margas rojas con niveles calizos del Eoceno.—7. Calizas de sílex con calpionellas. Titónico.—8. Margas grisáceas y margocalizas.—9. Calizas con microcodium. Eoceno.—10. Margocalizas rojas. Eoceno.—11. Calizas jurásicas, posiblemente Dogger.—12. Margas y calizas con nummulites. Eoceno medio.—13. Calizas de microcodium. Eoceno.—14. Margas rojas. Oligoceno ?—15. Nivel de conglomerados.—16. Areniscas amarillas. Oligoceno ? Cobertera de la unidad Guájar-Málaga.—GM. Unidad Guájar-Málaga.—CA. Conjunto apujárride de Sierra Tejeda.

clasificable. Estas margas, a su vez, están colocadas sobre un nivel de calizas de microcodium con fauna del Eoceno (nummulites y orthophragminas).

Un nuevo contacto por falla inversa se localiza, por tanto, en relación con este nivel margoso. La falta de fauna en él nos impide situar con precisión el contacto mecánico, pudiendo ser en la parte superior o inferior del citado nivel de materiales margosos.

Un paquete de margocalizas rojizas del Eoceno se localiza bajo el nivel de microcodium. Por su posición se cree que son más modernos que este último, por lo que se admite un nuevo contacto mecánico entre ambos.

El único afloramiento de materiales de edad jurásica, de este corte, es el que se encuentra inmediatamente al sur. Se trata de unas margocalizas con radiolarios y algunos "filamentos", cuyo aspecto externo y microfacies recuerdan grandemente al Dogger de algunas series subbéticas más septentrionales.

Bajo los niveles de calizas de "filamentos" atribuidas al Dogger, y por contacto anormal, se encuentra un tramo de margas con niveles calizos con nummulites, orthophragminas y assilinas, que permiten atribuirle una edad Eoceno inferior. En el afloramiento de este tramo se han encontrado rodados, sin que se pueda conocer su procedencia, numerosos cantos de calizas conglomeráticas con numerosos prismas de inoceramus del Cretáceo superior. La base de los materiales eocenos la constituyen unas calizas de microcodium.

Un nuevo contacto anormal nos hace que debajo de este nivel inferior encontremos un tramo de margas rojas con foraminíferos del Oligoceno.

Un nivel conglomerático se intercala entre ellas y el tramo inferior. Este último lo constituyen unas areniscas amarillentas sin fauna alguna. Estas areniscas son muy similares a las que se han descrito por otros autores (AZEMA, etc.) en el Bético de Málaga como de edad oligocena. El hecho de estar aquí ligado, al menos en afloramiento, con esta unidad nos hace pensar que se trata de la misma formación.

Bajo estas areniscas encontramos los materiales de la unidad Guájar-Málaga, pertenecientes con claridad a la Zona Bética s. str., mientras que en este complejo Colmenar-Periana tenemos materiales de las zonas Subbética y Bética s. str. mezclados, sin que su separación pueda hacerse con claridad en gran parte de los casos, como ocurre en el corte descrito.

CORTE DE LA CARRETERA DE LOJA A TORRE DEL MAR

Esta carretera discurre dentro del complejo Colmenar-Periana desde el Boquete de Zafarraya (Km. 52,8) hasta el pueblo de La Viñuela (Km. 66).

El corte es muy incompleto, ya que no se pueden hacer observaciones más que parciales, debido a estar cubierto en parte por formaciones cuaternarias (formación de la Mesa de Zalia) y en general con unas deficientes condiciones de observación, como consecuencia de los frecuentes deslizamientos de ladera y el cultivo de este conjunto, de materiales margosos.

En sentido descendente, la carretera, desde el Boquete de Zafarraya, atraviesa en primer término los materiales de la unidad de Zafarraya, cuya cobertera cretáceo-nummulítica se incluye dentro de este complejo. Concretamente entre el Km. 53,2 y el 54 atraviesa la formación flyschoides de edad aquitaniense, que se describió en el corte de Zafarraya.

A partir del Km. 54 comienza una unidad completamente diferente y con un contacto entre ambas de muy dificultosa observación. Los materiales que encontramos son areniscas amarillas que no han suministrado fauna alguna. En las proximidades del Km. 55,2 aparecen unas margocalizas y calizas blancas con *angulaptychus* y *nannoconus* que nos marcan un Neocomiense de características similares a las del de las series subbéticas más septentrionales.

En contacto por falla vienen a continuación unas calizas liásicas grisáceas que son las que forman la cota 958 (al W. del Km. 56) y sobre las que se apoyan los materiales constituyentes de la formación de la Mesa de Zalia. Estas calizas parecen corresponder con la unidad Gallo-Vilo, sin que se pueda más que asegurar que se trata de una unidad más meridional que la unidad de Zafarraya. Dada la gran semejanza de facies entre los materiales liásicos de gran parte de las unidades subbéticas, no se puede asegurar si se trata de la unidad Gallo-Vilo o de una más meridional; los datos de tectónica nos hacen pensar en lo primero.

Entre los Km. 55,2 y 57 de la carretera discurre sobre la formación de la Mesa de Zalia o sobre derrubios procedentes de ésta o del Lías, sin que se pueda observar al substratum ni en el corte de la carretera ni en puntos próximos a la misma. A partir del Km. 57 se cortan materiales del Eoceno, representados por calizas de *microcodium*, margas blancas y calizas de nummulites. Nuevamente entre los kilómetros 58 al 59,5 los derrubios cubren totalmente a los materiales inferiores.

Un tramo de calizas de microcodium son cortadas en el Km. 59,5, y a partir de este punto hasta el Km. 61 se vuelven a cortar materiales atribuíbles al Eoceno, de naturaleza caliza y margosa. Desde el Km. 61 hasta el Puente de Don Manuel se corta una formación de margas rosadas y calizas con nummulites y lepidocyclinas, de edad oligocena. Desde el Puente de Don Manuel hasta el Km. 65 las condiciones de observación son bastante deficientes, dado el intenso cultivo, y se reducen a unos materiales que parecen responder al Eoceno.

Desde el Km. 65 al 66 se atraviesa la que se ha denominado formación de La Viñuela, y que es descrita por separado en el capítulo de Terrenos postorogénicos. Se trata de una formación a la que se le ha atribuido una edad aquitaniense y que presenta unas características que en parte parecen corresponder a la de materiales postorogénicos. No obstante, este carácter no ha podido ser comprobado.

En el Km. 66 empieza la unidad Guájar-Málaga.

CORTE DEL ANTIGUO FERROCARRIL

Otro corte desde los materiales béticos a los subbéticos es el que nos muestra la trinchera del antiguo ferrocarril de Vélez-Málaga a Ventas de Zafarraya. Por el trazado donde éste discurría, en la actualidad se puede circular con automóvil, al menos en gran parte del mismo.

Al igual que en el corte de la carretera, los datos también son parciales, dado que se atraviesan numerosas zonas de formaciones cuaternarias, de derrubios y de deslizamientos.

En la parte más meridional del corte se cortan en primer lugar materiales de la formación de La Viñuela hasta las proximidades de la antigua estación de Los Romanos, punto donde actualmente se une al antiguo trazado la carretera construida para acceso al pantano de La Viñuela, de inmediata construcción. Al N. de la estación de Los Romanos se cortan en una gran extensión las areniscas amarillentas atribuíbles al Oligoceno y que han sido descritas en otros cortes.

A continuación, desde este punto al cruce con la carretera de Periana se cortan materiales cretáceos y nummulíticos fuertemente tectonizados, hasta tal punto que la mayor parte de los contactos de materiales son mecánicos. Concretamente el Cretáceo inferior aflora en muy pequeña extensión y "embalado" dentro de materiales nummulíticos. Más al N. se cortan are-

niscas amarillas ferruginosas, como las descritas en varios puntos, y en las proximidades de Periana tenemos, durante tres kilómetros y medio, un afloramiento de materiales cuaternarios de la formación de la Mesa de Zalia.

A continuación el trazado del ferrocarril va en dirección W.-E. hasta el Boquete de Zafarraya, y lo hace sobre terrenos cretáceos y nummulíticos de la unidad de Zafarraya.

RASGOS GENERALES Y CONCLUSIONES

En conjunto, el afloramiento de este complejo Colmenar-Periana lo constituyen materiales béticos, correspondientes a la cobertera de la unidad Guájar-Málaga, y en su mayor parte subbéticos, correspondientes a las coberteras de las distintas unidades subbéticas meridionales.

Las pésimas condiciones de observación y la gran tectonización hace que no se puedan independizar las distintas unidades en este sector, que, por otra parte, es de extensión bastante reducida. Más al W. las unidades se representan más ampliamente, y en su trabajo PEYRE ha podido independizarlas en distintos sectores, de manera que se suprime el término de complejo de Colmenar-Periana (*flysch de Colmenar*, de BLUMENTHAL) por un conjunto de unidades subbéticas meridionales de características estratigráficas y tectónicas definidas. Una vez que este trabajo esté concluido se podrán hacer comparaciones con este reducido sector y agrupar cada grupo de materiales a la unidad correspondiente.

Es pues de destacar que, por los resultados de las investigaciones de mi compañero PEYRE, el complejo Colmenar-Periana dejará de ser el cajón de sastre donde se incluían los materiales de relaciones dudosas a una unidad u otra.

7. Trías de Antequera

Fue definido por BLUMENTHAL (1931) en la región más occidental, en el sector de Antequera. Constituye una unidad tectónica más que una unidad estratigráfica. No obstante, lo distinguimos desde este punto de vista por presentar unas características especiales que a continuación se detallarán.

Está formado por el conjunto de materiales que caracterizan al Trías *germano-andaluz* al que nos hemos referido en otras partes del texto. Se

trata de margas abigarradas con yesos, carniolas, limolitas, areniscas y ofitas. Todos esos materiales se encuentran entremezclados, por lo que resulta imposible establecer una serie litoestratigráfica.

En algunos puntos se encuentran asimismo calizas y dolomías en las que localmente existen capas de mineral de hierro, principalmente oligisto limonizado, de color rojo. La unidad tiene el carácter de olitostroma y las masas de calizas y dolomías tienen el papel de verdaderos olistolitos, en el seno de la matriz constituida por los materiales incompetentes antes aludidos.

La particularidad más destacable es la presencia de materiales de edad diferente englobados en su interior. En la zona estudiada hay un ejemplo de este hecho y se cuentan con datos de la zona occidental suministrados por PEYRE, en el sentido de la existencia de casos similares.

El ejemplo aludido es el afloramiento de calizas de las proximidades del Ventorro de San José o Ventorro de Zagra, en las inmediaciones del kilómetro 40 de la carretera de Loja a Priego de Córdoba.

Se ha efectuado un reconocimiento de este afloramiento y se ha podido observar que las calizas están localmente metamorfizadas, formando verdaderos mármoles, que son explotados en canteras. La estratificación se pone de manifiesto con relativa claridad, y en los niveles más superiores se han encontrado unas calizas nodulosas de color rosado, que en lámina delgada nos han mostrado una fauna de calpionellas que nos marcan el Titónico superior.

Es por este dato por lo que se piensa como una edad jurásica superior, al menos Jurásico, para las calizas metamorfizadas.

La procedencia de estas calizas, así como el origen del metamorfismo, queda aún por dilucidar, pues apenas se cuenta con argumentos para resolver hacia cualquier interpretación. Es de esperar que el estudio de conjunto de todos los afloramientos de este tipo puedan suministrar algunos datos de importancia.

En principio se podría pensar en un metamorfismo debido a fenómenos tectónicos, pero de las circunstancias más exactas todo cuanto se dijera no serían más que conjeturas.

Esta unidad aflora en el extremo occidental de la zona estudiada al norte del paralelo de Loja.

B) ZONA BÉTICA S. STR.

Desde el punto de vista estratigráfico podemos distinguir dentro de esta zona dos unidades bien individualizadas: el conjunto Alpujárride y la unidad Guájjar-Málaga. Esta misma división se hará desde el punto de vista tectónico.

El conjunto Alpujárride comprende términos del Paleozoico y del Triásico, mientras que la unidad Guájjar-Málaga comprende también términos del Paleozoico, pero además un Permotriás, diversos términos del Liásico, Jurásico y Cretáceo, y también del Nummulítico, este último de facies predominantemente margosa. Los mejores cortes están en el sector de los montes de Málaga, y han sido descritos por KOCKEL (1963) para el Paleozoico, y AZEMA (1960) para los terrenos posteriores. En la región objeto de estudio los afloramientos ocupan una extensión muy reducida y los cortes son poco interesantes, por ser muy parciales.

Se quiere llamar la atención en que no ha entrado dentro de los propósitos de este trabajo el estudio estratigráfico de los materiales de la Zona Bética s. str., y que por tanto en este apartado sólo se va a hacer una descripción muy somera de sus características más notables.

1. Conjunto Alpujárride

Comprende términos de calizas y/o dolomías, además de micaesquistos y gneis. Las calizas y dolomías en parte corresponden, a juzgar por los datos regionales, a una edad triásica. Representarían pues el Triás medio y superior de tipo *alpujárride*. Se denomina bajo este nombre al Triásico de facies muy similar al alpino, que aparece en la mayor parte de la Zona Bética s. str. Este está caracterizado por un Triás inferior representado por filitas y un Triás medio-superior por calizas y/o dolomías. Parte de los materiales calizos, en especial las calizas *sacaroides*, pueden representar términos estratigráficos más antiguos, o sea del Paleozoico. BOULIN (1961) les atribuye a estos materiales una edad cámbrica.

En cuanto a los micaesquistos y gneis que aparecen en este conjunto, son, por datos regionales, atribuibles al Paleozoico. En cierto modo, por su posición, recuerdan la serie de Filabres o *Mischungszone*, sin que se quiera

decir con esto que se trata de una misma unidad, ya que no existen argumentos para ello.

2. Unidad Guájar-Málaga

Bajo este nombre se reúnen en una unidad las que se consideraban como dos diferentes: Guájar y Málaga. Los datos obtenidos en esta región, así como los obtenidos por FONTBOTÉ y QUINTERO con anterioridad en el sector de Diezma (NE. de Granada), nos hacen pensar en una relación íntima estratigráfica y tectónica de las hasta ahora consideradas como unidades de Guájar y de Málaga, independientemente.

Los hechos aludidos nos llevan a la conclusión de que los materiales considerados como del manto de Guájar son los términos inferiores de la unidad Guájar-Málaga, que en algunos puntos aparecen desligados de los términos superiores por efectos de despegues o simplemente por erosión. Así pues, los términos de la antigua unidad de Guájar serían de edad paleozoico inferior y tal vez medio, mientras que la unidad o manto de Málaga representarían el Paleozoico superior, más Mesozoico y Nummulítico de la misma.

Los afloramientos de esta región no son los mejores para establecer una serie estratigráfica de la unidad, lo cual tampoco entraría en los objetivos de este trabajo. No obstante, a grandes rasgos podemos distinguir varios tramos litoestratigráficos dentro de ella.

Un tramo inferior que aflora lo constituyen micaesquistos, cuarcitas y filitas, localmente con rocas volcánicas metamorizadas, que se describirán en el capítulo de Rocas ígneas. Estos materiales son totalmente similares a los que se consideran como unidad o manto de Guájar en otros sectores.

Sobre ellos, y aparentemente concordantes, tenemos una serie de areniscas y grauwackas rojas. Estos términos, por correlación con las series descritas en la unidad de Málaga por diversos autores, se pueden atribuir a una edad paleozoico superior. Sobre ellos descansa un tramo de conglomerados y areniscas rojas atribuibles al Permotriás, y que son de una facies muy similar a la de los materiales de esta edad de otros puntos de la Península, por ejemplo el Pirineo.

En la región objeto de este estudio los materiales jurásicos hasta el Nummulítico que vendría encima no están representados, al menos individualizados. Es más que posible que estos materiales estén incluidos, al menos en parte, en el complejo Colmenar-Periana sin que se puedan individualizar. En este sector sólo encontramos en relación íntima unas areniscas amarillas

atribuibles a un Oligoceno, que podrían constituir la cobertera de la unidad. Esta se conserva completa en algunos sectores, como por ejemplo en los montes de Málaga, donde AZEMA pudo establecer una serie característica de esta unidad.

Todos estos terrenos más modernos, sedimentarios en su totalidad, son los correspondientes al denominado "Bético de Málaga", que aquí se le considera como la parte superior de la unidad Guájar-Málaga.

C) TERRENOS POSTOROGENICOS

I. NEOGENO

El Neógeno está representado en el gran afloramiento de la depresión de Granada, cuyos bordes W. y NW. están incluidos en el área estudiada, así como por gran número de afloramientos aislados localizados dentro del dominio subbético, como los de Montefrío, Zagra, etc.

Salvo en el complejo Colmenar-Periana, en el que existen algunos afloramientos de Aquitaniense inferior, el Mioceno inferior no aparece en esta región.

En este apartado nos referimos exclusivamente a los términos del Vindobonense y más modernos, que descansan discordantemente sobre cualquier material, sea cual sea su edad.

Una característica general es la presencia de los denominados "maciños" en todos los afloramientos. Se trata de calizas organógenas detríticas, en las que los organismos más abundantes son: briozoos, lamelibranquios, foraminíferos, equínidos, algas, etc. La diferencia esencial entre los afloramientos interiores de la Zona Subbética y de la depresión de Granada estriba en que, mientras que en esta última existen términos continentales más modernos del Vindobonense, en los otros existen exclusivamente sedimentos marinos vindobonenses.

1. Borde de la depresión neógena de Granada

En el área estudiada queda incluido el borde W. y parte del N. de la depresión de Granada. En dichos bordes están representados terrenos neógenos y cuaternarios.

a) RASGOS GENERALES

Los niveles más inferiores son de edad vindobonense, sobre los que existen términos del Mioceno superior, Plioceno y Cuaternario.

En cuanto a la serie neógena, la característica esencial en este borde es el presentar tramos inferiores de facies marina, y los superiores de facies continental, con predominio de estos últimos.

Otra característica general de la serie neógena de todo este borde es la existencia de variaciones laterales de facies, las cuales permiten reconstruir la posición de las costas. Es de notar, asimismo, en la serie neógena un buzamiento general hacia el N., de manera que en la parte meridional los afloramientos de niveles marinos son más abundantes que en la parte N., donde son muy reducidos y se localizan al extremo oriental (sector Illora-Zujaira).

El estudio de todo este borde ha sido realizado conjuntamente con J. M. GONZÁLEZ DONOSO. Se han establecido varias series locales, cuya descripción e interpretación se hace a continuación.

b) SERIE DE ALHAMA

Es la representada en el borde SW. de la depresión de Granada. Dicha serie comprende términos del Mioceno medio y superior.

La serie empieza por un tramo de conglomerados y maciños con algunos niveles margosos, que son cortados discordantemente por un nuevo tramo de maciños.

El tramo inferior, con respecto a la discordancia, presenta un buzamiento al S., en las proximidades de Alhama, y al N. en la parte meridional del afloramiento. Su estructura es de un sinclinal de gran radio. Al N. del afloramiento este tramo comienza con unos niveles de conglomerados de cemento calcáreo en general, y localmente areniscoso. Los cantos son bastante redondeados, de tamaños variables y sin una ordenación notable, predominando los de naturaleza caliza. Su potencia ha sido imposible medirla con seguridad al no existir cortes que lo permitiesen. Únicamente se puede decir que es del orden de los 30 metros.

Estos niveles de conglomerados reposan discordantemente sobre terrenos más antiguos y pertenecientes a unidades tectónicas diversas. Concretamente en este punto fosilizan el contacto entre la Zona Bética y la Subbética. En

el barranco de los Pilonos, al N. de Alhama, se observa un buen corte donde los conglomerados descansan sobre las calizas liásicas. Otro afloramiento de los conglomerados lo tenemos en el corte de la carretera de Loja a Torre del Mar, entre los kilómetros 31 y 32.

Sobre los niveles de conglomerados, y dentro asimismo del tramo inferior con respecto a la discordancia, descansan unos niveles de maciños. Se trata de caliza zoógena detrítica. Los organismos que constituyen la mayor parte de la roca son briozoos, lamelibranquios, radiolas de equínidos y, localmente, algas. En algunos niveles margosos intercalados entre bancos de maciños, principalmente en la parte superior de ellos, existe una abundante fauna de microforaminíferos, tanto bentónicos como planctónicos, que estudiada por J. M. GONZALEZ DONOSO permite datar el Vindobonense.

Hacia el sur este tramo inferior de conglomerados, maciños y limos, presenta un cambio lateral de facies, y viene representado por areniscas y limos de facies marinas, con abundante fauna de foraminíferos, asimismo de edad vindobonense. El cambio de facies se puede observar con gran claridad siguiendo el cauce del río Alhama, aguas arriba del pueblo. Es un cambio gradual, y se interpreta como debido a la proximidad de la costa, que estaría situada al S. y W. en las estribaciones de Sierra Tejeda y Sierra Gorda. La edad de todo este tramo es, por tanto, Vindobonense, sin que hasta el momento se pueda precisar más.

Discordantemente sobre el tramo anterior encontramos un nuevo paquete de maciños. Desde el Km. 31,2, de la carretera de Loja a Torre del Mar, se observa una vista de la discordancia en el corte del río Alhama, inmediatamente al E. del pueblo. En ella podemos ver sobre el tramo inferior que buza al S. el paquete superior de maciños prácticamente horizontal. Se trata de una discordancia angular y erosiva, debida a la cual el tramo superior de maciños lo encontramos indistintamente sobre los conglomerados, maciños o areniscas del tramo inferior. La potencia de este paquete de maciños es de 35 metros por término medio. La microfacies y fauna de los maciños superiores es idéntica a la de los inferiores. Sobre el paquete de maciños encontramos unos niveles de limos con yesos dispersos y abundante fauna, asimismo del Vindobonense; su potencia es de 20 metros, y está coronado localmente por un banco de maciños de dos metros de potencia. El corte más representativo de estos niveles es el que nos muestra la margen derecha del río Alhama, desde las proximidades del pueblo hasta el nuevo cementerio. Con estos niveles termina el conjunto de facies marina de esta serie.

Hacia el W. y SW. de Alhama estos niveles cambian bastante de facies,

estando representados por conglomerados de cemento limoso con fauna de foraminíferos. Existen además algunos niveles de areniscas y, localmente, maciños. En el corte de la carretera de Loja a Torre del Mar, hacia el kilómetro 36, nos permite observar estos conglomerados, así como ver su posición normal y superior al tramo de molasa más moderna.

Los tramos continentales empiezan por un paquete de margas, limos y margocalizas, generalmente con yesos interestratificados. La potencia de este paquete es de 150 metros, y en él se observan diversas variaciones, principalmente en su contenido de yesos. Existen sectores donde los yesos son extremadamente abundantes, mientras que en otros están casi ausentes. En el punto donde se describe la serie de Alhama el contenido en yesos de este tramo es bastante escaso, aumentando bastante al N. y E. En algunos sectores encontramos niveles de lignito que nos habla del carácter continental del paquete, junto con los restos de mamíferos.

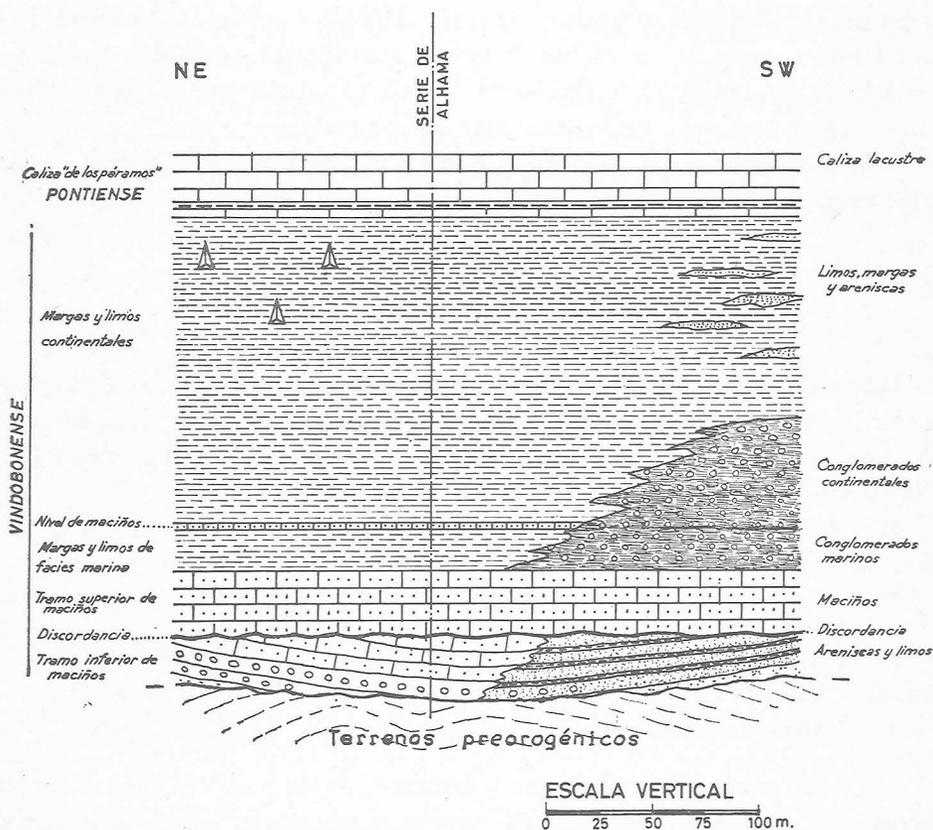


Fig. 20.—Serie neógena de Alhama de Granada.

Los niveles más inferiores de este tramo presentan hacia el SW. un cambio notable de facies, y pasan a conglomerados de cemento limoso arenoso, idénticos a los inmediatamente inferiores que han sido descritos anteriormente.

La serie neógena termina con un paquete de calizas blancas, que AGUIRRE (1960) denomina "facies de los páramos", por comparación con las calizas así denominadas del Mioceno de la Meseta. BERTRAND y KILIAN (1892) les dan el nombre de "calizas de Alhama". Empiezan por una alternancia de calizas lacustres y margas blancas, sobre las que descansan calizas con bancos de un metro de potencia, y que alcanzan una potencia total de 25 metros. La fauna abundante de gasterópodos permitió a los autores citados su atribución a una edad pontiense.

Las calizas presentan un buzamiento general hacia el N. con valores bastante pequeños, y son cortadas por la carretera de Alhama a Loja, desde el kilómetro 12 al 22 y por la carretera de Alhama a Moraleda de Zafayona, en las proximidades de este último pueblo. Debido a que en ellas existe una abundante vegetación de monte bajo destacan bastante en el paisaje, así como en la fotografía aérea, hecho al que contribuye el que el paquete inferior, por el contrario, está totalmente cultivado.

Esquemáticamente la serie de Alhama y sus cambios laterales de facies es representada en la lámina adjunta.

c) SERIE DE EL SALAR

Hacia el N. de Alhama la serie neógena presenta ciertos cambios, aunque en rasgos generales es muy similar a la serie de Alhama. Las diferencias esenciales son: la desaparición del tramo inferior de maciños y areniscas y la presencia de materiales superiores a las calizas pontienses.

Al W. de la carretera de Loja a Torre del Mar, hacia el Km. 21, se observa otro buen corte, donde la serie es la siguiente:

1. Maciños.
2. Margas y margocalizas con gran abundancia de yesos interestratificados y algunos niveles de lignito.
3. Caliza de los páramos.

Como se puede observar es muy similar a la serie de Alhama, con las únicas diferencias de faltar el tramo inferior con respecto a la discordancia, y la gran abundancia de yesos en este punto.

Más al W., en las proximidades del pueblo de El Salar, la serie es un poco diferente y será descrita bajo el nombre de "serie de El Salar".

Los niveles más inferiores de ella corresponden a unas calizas detríticas de cantos gruesos con fauna marina de briozoos, radiolas de equínidos, foraminíferos, algas, etc. Estas calizas conglomeráticas se interpretan como equivalentes al tramo de maciños por cambios laterales de facies, debido a la proximidad de costas. Afloran en las proximidades del camino de El Salar al cortijo de Panes. Sobre ellas descansan unos niveles de conglomerados de cemento arenoso-limoso y cantos muy redondeados. Entre los cantos predominan los de naturaleza caliza, posiblemente de edad liásica, y existen además cantos de rocas metamórficas. La potencia es del orden de los 30 metros, y son cortados por el camino de El Salar al cortijo de Panes, desde el depósito de aguas potables del pueblo hasta el afloramiento del Cretáceo. Afloran asimismo en las proximidades del cortijo de Malostratos.

Sobre estos conglomerados encontramos unos niveles de margas blancas alternando con margocalizas, localmente con yesos, aunque en general muy escasos. Su potencia es de 50 metros.

Inmediatamente superiores, y coronando la serie miocena, se colocan las calizas de "páramos" de edad pontiense. Estas afloran en grandes extensiones, dando unos relieves en masas muy característicos.

Todas las variaciones de esta serie, con respecto a la que se presenta inmediatamente al N., son interpretadas como debidas a la proximidad de costas. La correlación sería la siguiente: calizas conglomeráticas correspondientes al tramo de maciños; conglomerados equivalentes a la parte inferior del tramo de margas. Los demás niveles son similares, con la única diferencia de la ausencia casi total de yesos en la serie de El Salar. La edad de los materiales, como en las series anteriores, es vindobonense-pontiense.

Sobre los niveles de "calizas de los páramos" encontramos una potente serie constituida por conglomerados, limos, arenas, areniscas y calizas lacustres, que aflora en una enorme extensión. Los cortes de la carretera de Granada a Málaga, desde Lachar a Loja, corresponden casi exclusivamente a esta formación. Al N. del río Genil se extiende ampliamente hasta el contacto con las unidades subbéticas. Se trata de series continentales atribuidas a una edad pliocena-cuaternaria antigua. La única fauna suministrada es de mamíferos, localizados y estudiados por AGUIRRE (1962) en niveles superiores. El corte de la carretera de Loja a Torre del Mar, en el Km. 8 (proximidades de El Salar), permite ver cómo estas series descansan concordantemente sobre las calizas pontienses. No obstante, este hecho es general, ya que en estos puntos se puede observar que se trata de un contacto por dis-

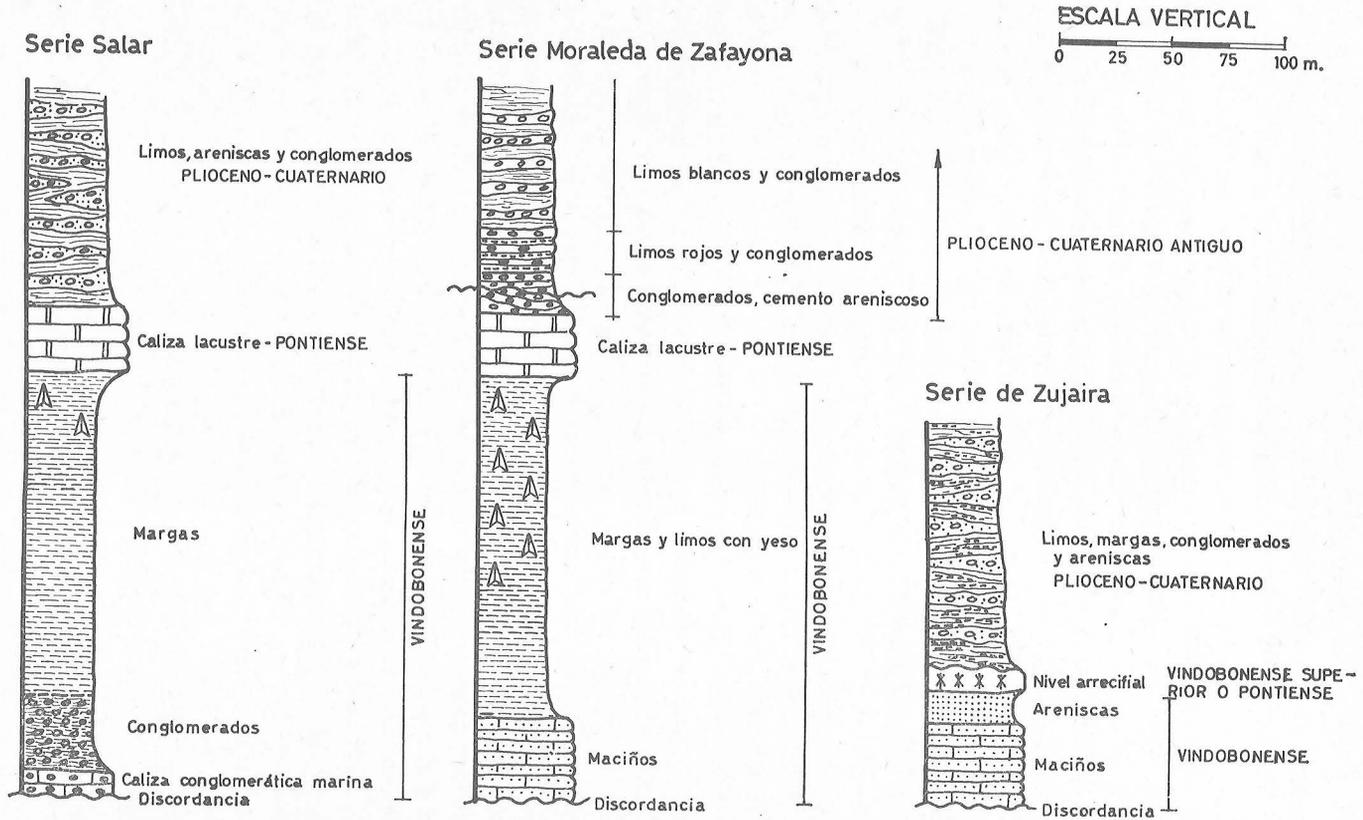


Fig. 21.—Neógeno de la depresión de Granada. Bordes N. y NW.

cordancia erosiva. Esta serie plioceno-cuaternaria será descrita con detalle al describir la serie de Moraleda de Zafayona, donde existen cortes de buena observación y que permiten sacar algunas conclusiones.

d) SERIE DE MORALEDA DE ZAFAYONA

En las proximidades de esta localidad hay un buen corte de los términos superiores de la serie neógeno-cuaternaria.

La serie comienza por un tramo de maciños que afloran bastante al S., en el cauce del río Cacín, desde la presa del pantano de los Bermejales hasta el pueblo de Cacín. Su microfacies y fauna es muy similar a la de los otros afloramientos, debido a que es el nivel que menos cambios de facies sufre según la posición en la depresión de Granada. Sobre los maciños comienzan los tramos margosos y limosos con unos niveles inferiores de facies marinas y los superiores continentales.

El contenido en yesos es muy grande, presentándose interestratificados, formando bancos de cinco a diez centímetros de potencia y muy numerosos. La gran plasticidad del tramo da lugar a grandes deslizamientos de ladra.

Las calizas pontienses constituyen el nivel más alto de la serie miocena, y su facies y características son muy similares a las descritas en otras localidades. Sobre las calizas pontienses comienza la serie plioceno-cuaternaria, en la que se han podido distinguir varios tramos.

En conjunto la serie plioceno-cuaternaria está constituida por conglomerados, limos, arenas, areniscas y calizas lacustres. En ningún punto de la región estudiada se han encontrado restos de organismos marinos, y por el contrario, en otros sectores, se han localizado restos de organismos continentales, entre ellos mamíferos (AGUIRRE, 1962). Estos hechos, y el encontrarse sobre las calizas lacustres del Pontienne, nos permiten asignar una facies continental a toda la serie.

En el corte a que nos referimos, la serie comienza por unos tramos de conglomerados de cemento arenoso y cantos muy redondeados y aplanaados de naturaleza muy diferente, con predominio de los calcáreos y de rocas metamórficas. Dentro de este tramo, en las proximidades de Moraleda de Zafayona, se observa una discordancia angular y erosiva entre dos paquetes de similar composición.

Sobre este tramo inferior descansa un tramo caracterizado por su fuerte color rojo en superficie, constituido por limos rojizos y conglomerados de

cemento limoso-areniscoso. Coronando a este último tramo viene uno caracterizado en superficie por su color blanco y constituido por conglomerados y limos blancos en los que son frecuentes observar costras de exsudación fosilizadas.

La edad de la serie es posiblemente Plioceno y Cuaternario antiguo, sin que se pueda precisar la edad de cada tramo. Los hechos en que se basa esta atribución de edad son el encontrarse sobre los tramos de calizas pontienses y la datación de algunos mamíferos cuaternarios por AGUIRRE (1962) en los tramos más superiores, los cuales son terrazas antiguas del Genil.

e) SERIE DE ZUJAIIRA

En el borde N. de la depresión de Granada, los materiales predominantes son pertenecientes a la serie atribuida al Plioceno-Cuaternario antiguo, similares a los descritos en Moraleda de Zafayona. Sólo en un punto de la zona estudiada, localizado en el extremo oriental de este borde, afloran terrenos inferiores. El afloramiento es cortado por la vía del ferrocarril Granada-Bobadilla, en las proximidades de la estación de Illora. Se trata de un nivel arrecifal constituido esencialmente por corales, que fue dado a conocer por BERTRAND y KILIAN (1889), los cuales le atribuyen una edad pontiense. Más al E., en las proximidades del pueblo de Zujaira, fuera del área cartografiada, se puede observar la serie más completa, dado que aparecen tramos más inferiores.

La serie empieza por un paquete de maciños, muy similares a los representados en el resto de la cuenca neógena. Su fauna es muy abundante, con lamelibranquios (pecten, amusium, etc.) y restos de equínidos, entre la macrofauna; y foraminíferos, briozoos (muy abundantes), radiolas de equínidos y algas como microfauna. La potencia de este paquete es de unos 30 metros. La edad es Vindobonense.

Sobre él reposa un paquete de areniscas margosas de unos 10 metros de potencia, con fauna asimismo del Vindobonense, que localmente presenta niveles de calizas detríticas formando lóbulos que recuerdan una estructura "boudinage". Se observan en el corte del ferrocarril antes referido.

El nivel arrecifal reposa sobre el paquete de areniscas anterior. En el corte del ferrocarril está el punto mejor para la observación. Su potencia es de 10 metros, y está constituido por corales fosilizados en calizas muy blancas. Apenas existe cemento, y cuando existe es de naturaleza caliza. Además

de los corales son muy frecuentes las radiolas de equínidos, pecten, cyprea, alveolinas, etc. Dada la falta de fósiles que permitan una datación precisa, se le puede atribuir una edad vindobonense superior o pontiense.

Con este nivel termina la serie marina y empiezan los tramos continentales. Estos están constituidos por margas, limos, conglomerados y areniscas, en los que es frecuente ver nummulites rodados. Los materiales son semejantes a los representados en el resto de la zona y descritos en el corte de Moraleda de Zafayona. En el sector a que nos referimos no existe ningún corte que permita subdividir esta serie plioceno-cuaternaria. Es de notar, no obstante, que en este sector predominan los niveles margosos y limosos, mientras que en el sector de Moraleda de Zafayona los que predominan son los conglomerados.

2. Afloramientos en el interior del dominio subbético

Son muy numerosos los afloramientos de Neógeno en el seno del dominio subbético. Son afloramientos aislados de dimensiones variables, que representan una serie de características comunes. Son las siguientes:

1. Todos son discordantes sobre terrenos de edad diferente en cada caso.
2. Los materiales representados son todos ellos de facies continental y edad vindobonense.
3. En algunos de los afloramientos se observan discordancias intravindobonenses muy marcadas.

La diferencia principal entre el Neógeno de la depresión de Granada y los que se van a describir estriba en que en el primero existen materiales continentales con potencias totales superiores a los 500 metros.

a) AFLORAMIENTOS DE MONTEFRÍO

Este afloramiento ha sido objeto de un estudio detallado en colaboración con GONZÁLEZ DONOSO, cuyos resultados fueron dados a conocer en una nota previa (1964), en la que se ponía de manifiesto, principalmente, la presencia de una discordancia intravindobonense muy espectacular.

El afloramiento se localiza al S. y E. de Montefrío con una forma ovalada de 4,5 kilómetros de alargamiento máximo (dirección WSW.-ENE), y

está en contacto con otro afloramiento de dimensiones similares situado al este del anterior, y que constituye las llamadas Peñas de los Gitanos.

Los materiales que constituyen el afloramiento son margas y maciños con abundante fauna en general. En conjunto el Neógeno es discordante sobre terrenos anteriores, en concreto sobre mesozoicos en la parte meridional y nummulíticos en la parte septentrional.

Se distinguen dos tramos separados por la discordancia angular y erosiva, equivalente a la descrita en Alhama de Granada. El tramo inferior, con respecto a la discordancia, empieza con unos niveles margosos con abundante fauna de microforaminíferos y, localmente, gran abundancia de lamelibranquios. El estudio de los microforaminíferos puso de manifiesto la coexistencia de formas planctónicas y bentónicas, predominando las primeras en los tramos más inferiores, y las segundas a medida que ascendemos estratigráficamente.

Sobre las margas y concordantemente descansan maciños, similares a los de la serie neógena de la depresión de Granada. En lámina delgada se observa gran cantidad de briozoos, radiolas de equínidos, ostrácodos, algas, foraminíferos y, entre éstos, algunas globigerinas.

Este tramo inferior es observado en gran parte del afloramiento, localizándose los mejores cortes en la carretera de Montefrío a Tocón, en las inmediaciones del pueblo y en la carretera de Montefrío a Illora, por el N. de la Sierra de Parapanda, en las proximidades del cementerio de Montefrío. En ambos puntos los buzamientos son muy fuertes, alcanzando localmente la vertical. En conjunto está plegado y fallado, presentando por tanto buzamientos muy diferentes de unos puntos a otros.

Sobre este tramo, y discordantemente, descansa el superior, constituido casi exclusivamente por maciños. La fauna es similar, aunque se observa una ausencia casi total de las formas planctónicas. Al contrario que en el tramo inferior, en éste los buzamientos son muy próximos a la horizontal en todo el afloramiento.

La presencia de faunas planctónicas y bentónicas en los niveles inferiores es interpretada como resultado de la transgresión del mar vindoboniense. Las formas planctónicas, al no encontrar su habitat apropiado, fueron desapareciendo, debido a lo cual en los niveles superiores están prácticamente ausentes. La fauna y facies de los maciños de ambos tramos, y de los maciños en general, es de poco fondo, hecho que corrobora la estratificación cruzada (cross-bedding), muy manifiesta en estos maciños.

La discordancia es interpretada como debida a una fase de plegamiento tardía, posterior a la orogenia principal que afectó gran parte del sector cen-

tral de las Cordilleras Béticas, dado que son bastantes los puntos donde se observan discordancias análogas (VERA y GONZÁLEZ DONOSO, 1964).

Se cuenta con datos para reproducir ciertos rasgos de la cuenca neógena en general, los cuales serán tratados en el último apartado de este capítulo.

b) OTROS AFLORAMIENTOS DENTRO DEL DOMINIO SUBBÉTICO

Al W. y SW. de Montefrío, entre Loja y Zagra, existe una serie de afloramientos de Neógeno bastante similares al que se acaba de describir. El más digno de destacar es el localizado al E. de Zagra, que es cortado por la carretera de Loja a Priego entre los Kms. 36 y 38. Es totalmente similar al de Montefrío por todos los aspectos.

Al igual que en aquél presenta dos tramos de Vindobonense separados por una discordancia angular y erosiva muy marcada. El tramo inferior está formado por margas y maciños. Un buen corte del mismo lo tenemos en la carretera que va al pueblo de Zagra, desde la carretera de Loja a Montefrío. Las faunas son bastante análogas a las de Montefrío.

El tramo superior está constituido por maciños con conglomerados en la base. Son frecuentes en este tramo los fenómenos de estratificación cruzada (cross-bedding), muy visibles en el corte de la carretera de Loja a Priego en el Km. 37.

En el resto de los afloramientos de este sector no se observan más que términos equivalentes al tramo inferior con respecto a la discordancia, sin que en ningún punto se observe ésta con claridad.

La carretera de Loja a Priego en el Km. 44 corta a otro afloramiento de Neógeno, que se extiende desde este punto hacia el W. hasta el cauce del río Genil. Las características más notables de este afloramiento son las de su borde sur, el cual es una falla inversa, según la cual el Trías cabalga a los maciños del Vindobonense. Este es un hecho más para demostrar la existencia de esfuerzos postorogénicos tardíos durante y después del Vindobonense.

Otro afloramiento digno de ser mencionado es el existente en las inmediaciones del pueblo de Alfarnate. Las características de los materiales representados difieren de las del resto de los afloramientos descritos. Se trata de un paquete de conglomerados con niveles de limos intercalados. La fauna de los conglomerados es abundante, destacando los pectínidos, algas y balanús. No existen briozoos, tan abundantes en los maciños del Vindobo-

nense, y la microfauna presenta un mal estado de conservación, por lo que no es posible la datación exacta de estos materiales.

Podrían corresponder a un nivel vindobonense, equivalente a los niveles de calizas conglomeráticas descritas en otras localidades. No obstante se insiste que no hay ningún argumento que permita datar con precisión estos niveles, y la atribución de edad es, por tanto, dudosa.

3. Características de la cuenca neógena

A partir de los datos obtenidos en los diversos afloramientos de Neógeno en la región, se puede reconstruir a grandes rasgos las características de la cuenca.

Los hechos en que nos basamos son :

1. Ausencia casi total en la región de materiales del Mioceno inferior, y carácter preorogénico de los mismos cuando existen.
2. Distribución relativa de faunas planctónicas y bentónicas en los afloramientos.
3. Existencia de tramos continentales en la depresión de Granada, y falta total de los mismos en los afloramientos del interior del dominio subbético.
4. Presencia de discordancias intravindobonenses en varios puntos de los afloramientos.

Las conclusiones deducidas son, que durante el Mioceno inferior gran parte de este sector estaba emergido. La transgresión vindobonense cubrió gran parte de la región, ya plegada, formando en un principio un mar único con numerosas islas, tales como la Sierra de Parapanda, Sierra Gorda, Sierra Tejeda, etc. En general sería un mar somero, como nos indica la desaparición progresiva de las faunas planctónicas, las cuales procederían del mar libre y fueron arrastradas por la transgresión.

Una vez depositado el tramo inferior, la región fue afectada por un plegamiento que subdividió la cuenca en varias. En cada una de ellas, sobre el tramo inferior plegado y erosionado, se depositan los terrenos pertenecientes al tramo superior. La historia en cada una de las cuencas fue diferente, y mientras en la de Montefrío, Zagra, etc., sólo se depositan unos niveles de facies marina, en la de Granada la sedimentación continúa una vez perdido su carácter marino, y se depositan diversos tramos continentales.

Las variaciones de la serie dentro del sector estudiado de la depresión de Granada son interpretadas fácilmente por la distinta posición con respecto a las costas. Estas estarían, para el mar vindobonense inicial, en las estribaciones de Sierra Gorda y Sierra Tejada, las cuales constituirían una barrera que dificultaba la comunicación hacia el W. y SW.

Es de destacar que el estudio micropaleontológico de las series no permite, hasta ahora, subdividir el Vindobonense, debido a lo cual no pueden ser precisados más los fenómenos ocurridos durante él.

4. Formación de La Viñuela

Además del Neógeno descrito existe un afloramiento de unas características peculiares y diferentes del resto. Se trata del afloramiento existente en las proximidades del pueblo de La Viñuela, y que es cortado por la carretera de Loja a Torre del Mar, entre los kilómetros 65 y 66.

Los materiales que lo constituyen son margas amarillentas, con algunos niveles de areniscas grisáceas. Los buzamientos en este punto son horizontales o subhorizontales, y descansan discordantemente sobre terrenos de la unidad Guájar-Málaga y del complejo Colmenar-Periana.

La fauna es casi exclusivamente de globigerinas. Datos verbales de PEYRE acerca de un reconocimiento hecho a este afloramiento por DURAND DELGA y otros, y el estudio de las faunas por ellos recogida, por MAGNE, permiten pensar en una edad aquitano-burdigaliense. Nuestros estudios de microfauna no nos permiten hasta el momento obtener datos concluyentes.

II. CUATERNARIO

Son varios los afloramientos de materiales continentales de edad cuaternario reciente. Dada la falta de fauna determinable en ellos su descripción se va a hacer atendiendo a su génesis más que a su edad.

Su estudio detallado justificaría un trabajo aparte, ya que serían precisos para ello los métodos propios de la geología del Cuaternario. No ha entrado este propósito en las finalidades de este trabajo, de modo que nos limitaremos aquí a una descripción más bien somera.

1. Depósitos aluviales

Los principales son las terrazas que rodean al cauce actual del río Genil, algunas de las cuales están formadas por conglomerados, arenas, limos, etc. En algunos puntos, tales como en las proximidades de Loja, se observan tres terrazas perfectamente distinguibles. La más superior topográficamente, por tanto la más antigua, está representada principalmente por travertinos; afloramientos de ella se observan en el pie de Sierra Gorda, al SE. de Loja. La terraza intermedia está formada por conglomerados y limos, y es cortada por la carretera general de Granada-Málaga en las inmediaciones de Loja. La más moderna, encajada en la cual se encuentra el río Genil, es la que ocupa mayores extensiones y está constituida por limos, arenas y conglomerados.

Además de las terrazas aluviales del río Genil existen numerosas terrazas más en los cauces de los afluentes del mismo, tales como arroyo del Salar, arroyo Vilanos, etc. En muchos de éstos las terrazas sólo alcanzan espesores de dos a tres metros, estando cubiertas por una capa de suelo del mismo espesor.

Conviene advertir que en las terrazas principales, a los depósitos aluviales se asocian con frecuencia travertinos. Estos pueden manifestar la existencia de periodos de relativo estancamiento de las aguas, en relación con etapas de desorganización de la red hidrográfica, debido a factores climáticos adecuados.

2. Formación de la Mesa de Zalia

En las proximidades de la carretera de Loja a Torre del Mar, hacia los Km. 55 y 59, al S. de Ventas de Zafarraya, existe un afloramiento de una formación reciente que ha sido objeto de un estudio más detallado, debido a su composición y potencia, anómalos con los normalmente representados en la región. Se trata de una serie de conglomerados que alternan con calizas blancas tobáceas y que alcanzan una potencia de 200 metros. En un corte detallado se observa que la serie comienza con unos conglomerados poligénicos de cantos de diversa angulosidad, así como diferente composición, con predominio de los de rocas calcáreas y metamórficas. El cemento es de naturaleza caliza, de color blanco en general y localmente rosado. Al

ascender en la serie los conglomerados empiezan a alternar con niveles de calizas travertínicas de una facies característica. Su color es blanco y presenta toda una serie de oquedades, huellas y disposición en capas delgadas que dibujan formas muy caprichosas. La parte superior se caracteriza por el predominio casi absoluto de las calizas travertínicas con respecto a los conglomerados, los cuales son en estos niveles superiores de cantos más finos.

Uno de los hechos que más llama la atención en este afloramiento es el presentar en su parte norte una marcada y muy visible discordancia progresiva. Mientras que en la parte meridional del afloramiento las capas son prácticamente horizontales, al llegar al borde N. se observa que las inferiores presentan un buzamiento más fuerte que las superiores, las cuales son prácticamente horizontales. El cambio de buzamiento es gradual, tratándose, por tanto, de una discordancia progresiva.

Son varios los afloramientos similares a este de la Mesa de Zalia los que existen en la región, tales como los próximos a Periana.

El origen exacto de esta formación es hasta el momento desconocida. Parece como hipótesis más probable el pensar que estuviese ligada a unos grandes manantiales situados en las proximidades, los cuales serían el desagüe de la gran extensión de rocas carbonatadas de Sierra Gorda, Sierra de Zafarraya y, en parte, de Sierra Tejada. No obstante, dada su gran potencia, su interpretación exacta no es posible hacerla por el momento.

En cuanto a la edad no se cuenta con ningún argumento y se le atribuye la de Cuaternario, pero sin descartar la posibilidad de que pudiese ser del Neógeno moderno. Podría ser posible incluso una edad neógena para los niveles inferiores, y cuaternaria para los superiores.

3. Derrubios

Son bastantes las zonas cubiertas por capas de derrubios que impiden observar el substratum. Se localizan principalmente en las laderas inferiores y pie de las montañas. Son varios los tipos de derrubios que se encuentran. En primer lugar tenemos los típicos de pie de monte, con su doble variedad: de cantos sueltos y de cantos cementados. Otro tipo son las zonas de cultivo antiguo, donde existe una gran cantidad de cantos sin que se pueda observar el substratum.

Derrubios de pie de monte cementados (brechas de ladera) se observan al pie de las sierras de Parapanda y Gorda. Los cantos, muy angulosos en

general, están cementados por carbonato cálcico, que localmente fueron costas de exsudación.

Derrubios sin cementar son muy frecuentes en los pies de las montañas, observándose un hecho llamativo, y es el que son mucho más frecuentes en las laderas occidentales que en las orientales. Esta disimetría debe estar ligada posiblemente a factores microclimáticos. Se observa en la Sierra de Parapanda, Sierra Gorda, Sierra de Chanzas, etc. En algunos puntos los cantos alcanzan grandes dimensiones, como por ejemplo en la falda SW. de Sierra de Parapanda, donde existen bloques hasta de 1.000 m³. En el mapa es representada por el signo indicado. Cuando están sobre fondo gris significa que no se ve el substratum de ellos, y, por el contrario, cuando se observa, el signo de derrubios se superpone al color correspondiente.

CAPÍTULO III

ROCAS IGNEAS

En este capítulo se hará el estudio de las rocas ígneas existentes en la región, desde los puntos de vista petrológico, estructural y genético.

RASGOS GENERALES

Las rocas ígneas existentes en la región son principalmente rocas volcánicas o subvolcánicas, básicas, típicas de zona geosinclinal. Además de ellas encontramos otras muy similares, que en un principio tendrían un origen idéntico, pero que posteriormente han sufrido metamorfismo. Nos referimos a los afloramientos de rocas volcánicas existentes en la unidad Guájár-Málaga.

Para su descripción vamos a distinguir en primer lugar las rocas ígneas de la región de Algarinejo, y dentro de ellas se describirán en orden de las más antiguas a las más modernas.

A continuación se describirán asimismo las rocas volcánicas de la unidad de Zafarraya, que son muy escasas en relación con las de la región de Algarinejo.

Por último se tratará de las de la unidad Guájár-Málaga y de las ofitas, tan frecuentes en la mayoría de los afloramientos del Trías de la región. La hipótesis que se considera más acertada para el origen de las ofitas en relación con las rocas volcánicas será, asimismo, expuesta en este capítulo.

A) VOLCANISMO DE LA REGION ALGARINEJO-SIERRA DE CHANZAS

En la región de Algarinejo-Sierra de Chanzas existen numerosos afloramientos de rocas volcánicas. Se trata de representaciones del volcanismo de la etapa geosinclinal de las Cordilleras Béticas, muy frecuentes en la Zona Subbética, en especial en la unidad Subbética s. str.

Afloramientos de este tipo han sido puestos de manifiesto en otras regiones, principalmente en la transversal de Iznalloz a Jaén, donde son muy abundantes. Son varios los trabajos en los que se trata de los afloramientos de la citada transversal: BERTRAND y KILIAN (1889), ALASTRUÉ (1944), FALLOT (1944) y FONTBOTÉ y QUINTERO (1960), entre otros. Los de la región de Priego de Córdoba y Castillo de Locubín han sido objeto de estudio por parte de BUSNARDO y CHEVENOY (1962).

Los afloramientos de esta zona, Algarinejo-Sierra de Chanzas, han sido descritos por primera vez por el autor, VERA (1964), en una nota previa. En ella se daban a conocer las series de Montefrío y Algarinejo, y se hacía referencia a la existencia de rocas volcánicas submarinas en distintos niveles estratigráficos. En la referida nota se daban asimismo unas ideas sobre relación íntima existente entre las rocas volcánicas y un sistema de fallas de zócalo de dirección WSW.-ENE., puesto de manifiesto por fuertes variaciones estratigráficas en la serie mesozoica. Las características sedimentarias antes y después del volcanismo confirman esta hipótesis.

Posteriormente se ha realizado el estudio detallado de los afloramientos, así como su cartografía (ver mapa), lo que ha permitido obtener datos de interés acerca de la génesis de los mismos, características petrológicas y estructurales de cada uno de los afloramientos, así como una datación más precisa de cada una de las erupciones.

Se trata de afloramientos de rocas volcánicas básicas con predominio de los basaltos espilíticos y las doleritas. En la región existen además numerosos afloramientos de ofitas que arman en el Trías, y que serán descritos por separado, dentro también de este capítulo.

A primera vista llama la atención la íntima relación existente entre la litología y la estructura del afloramiento. El estudio de dichas estructuras, así como el de la paragénesis, nos permiten decir que existen en la región rocas volcánicas y subvolcánicas. En las primeras se observan estructuras típicas de volcanismo submarino. Este hecho concuerda perfectamente con las características sedimentológicas de la serie donde arman, ya que no existe ningún dato para pensar en emersiones y regresiones.

En algunos puntos se puede observar una relación íntima entre las rocas volcánicas y subvolcánicas, y a veces hay continuidad entre los afloramientos de los dos tipos. Este hecho ha permitido datar con cierta precisión la edad de estas rocas subvolcánicas.

En esta región se han podido datar coladas volcánicas de tres edades diferentes: Lías inferior, Domerense y Bajocense inferior. Estas últimas tienen una amplia representación y son posiblemente las más importantes en buena parte de la Zona Subbética.

1. Volcanismo del Lías inferior

En varios puntos de la región se han observado coladas volcánicas fosilizadas de una edad liásica inferior. Se trata de una capa de rocas volcánicas de tres a cinco metros de potencia, que se encuentra intercalada en las calizas liásicas y paralela a la estratificación de éstas.

Aflora a ambos flancos del anticlinal de Sierra de Chanzas, lo cual es un dato de interés dado que es la única colada presente en el flanco sur de aquél. En el paisaje y en fotografía aérea es fácil de localizar, debido a formar pequeños escarpes como consecuencia de la mayor facilidad de erosión de la roca volcánica con respecto a la roca encajante. La edad ha podido ser precisada al encontrarse cerca de la base del tramo de calizas pisolíticas, atribuidas al Sinemuriense-Pliensbaquense.

Se trata de basaltos espilíticos, con estructuras fluidales, que forman una capa de unos dos metros de potencia media. Sobre ellos vienen unas rocas piroclásticas, en las que los cantos son de roca volcánica similar a la subyacente, y el cemento lo constituyen unas cineritas de colores claros.

Las estructuras son típicas de una colada volcánica submarina. En lámina delgada se observa un predominio de plagioclasa sódica. Este contenido grande de sodio es propio de las espilitas s. lat. Como es sabido, para muchos autores es debido a alteraciones secundarias, por acción del agua del mar. Para otros, existiría ya un magma "espilítico" primariamente rico en sodio. Aunque la cuestión queda un tanto fuera de los límites de este trabajo, se debe indicar que la primera interpretación parece más probable.

En un afloramiento liásico situado al E. de la Sierra de Chanzas se observan nuevamente rocas volcánicas que arman igualmente en el Lías inferior, por lo que, aunque no hay continuidad de afloramiento, es muy probable que se trate de la misma colada. En un barranco que corta a este

afloramiento, en dirección aproximada E.-W., se observa un buen corte de la caliza liásica y de la colada volcánica (fig. 22 A). En este corte se comprueba claramente que la colada es paralela a la estratificación y que su potencia es de diez metros. La roca volcánica se encuentra muy alterada y no es posible, por tanto, ver su estructura, aunque se adivinan estructuras fluidales.

En un barranco situado al NE. del anterior, que también discurre dentro del afloramiento liásico citado, se observan también rocas ígneas. Al contrario de las que se acaban de describir, éstas se encuentran poco alteradas. Se trata de basaltos doleríticos, y aunque el afloramiento no permite bien la observación, parecen estar colocadas paralelamente a la estratificación. Por otra parte, su situación en la serie liásica es más alta que las anteriormente descritas. Todos los hechos parecen concluir en que se trata de una intrusión subvolcánica de edad posterior, con gran probabilidad coincidiendo con la edad de alguna de las coladas representadas en la región.

2. Volcanismo del Lías medio

El afloramiento más representativo es el del flanco norte del anticlinal de Sierra de Chanzas. La carretera de Loja a Algarinejo lo corta entre los kilómetros 30 y 30,5. En este punto el afloramiento es de gran extensión superficial por efecto de fallas, que dejan al descubierto gran cantidad de roca volcánica. Se trata de rocas basálticas bastante alteradas en general. Allí donde está menos alterada se puede comprobar, mediante estudio en lámina delgada, que se trata de basaltos espilíticos. Los términos de las plagioclasas son bastante sódicos y a veces están alterados. Presenta una textura criptocristalina con algunos fenocristales de plagioclasa y olivino. Se observa cobre difuso, como su análisis químico pudo demostrar. En algunos puntos existen costras pequeñas de malaquita. Es frecuente observar, asimismo, burbujas rellenas de calcita.

La estructura es fluidal, y se observan lavas cordadas y lavas almohadilladas (pillow-lavas). Es frecuente encontrar, entre las lavas, bloques de caliza de tamaños diversos. Sobre la masa de lavas de estructuras fluidales normalmente existe una capa de rocas piroclásticas que recuerdan algo las ignimbritas, así como cineritas. En el corte de la mencionada carretera se puede ver perfectamente que en la parte superior hay una capa de cineritas de dos metros de potencia y de colores violáceos y grisáceos.

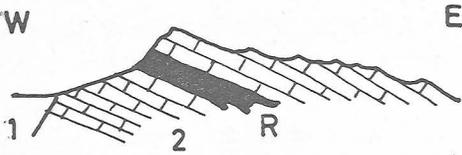


Fig. A

1. Trías.—2. Calizas. Lías.—R. Rocas volcánicas.

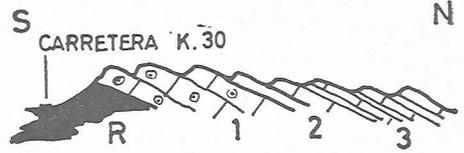


Fig. B

1. Calizas. Lías inferior.—2. Nivel de A. Domerense.—3. Calizas grises azuladas. R. Rocas volcánicas.

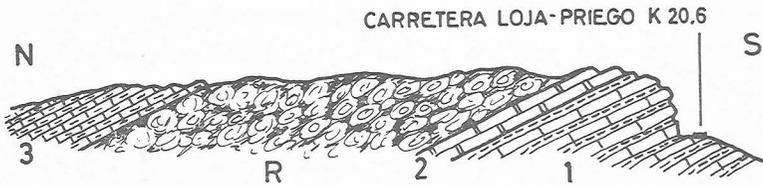


Fig. C

1. Aalenense.—2. Calizas nodulosas del Bajocense inferior.—3. Dogger. R. Rocas volcánicas con estructuras fluidales.

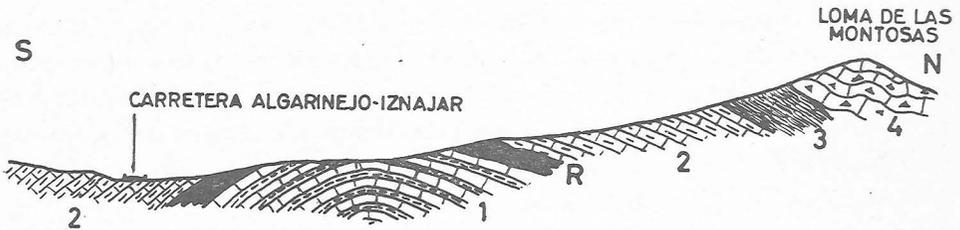


Fig. D

1. Margas y margocalizas del Aalenense.—2. Margocalizas del Dogger.—3. "Jurásico rojo".—R. Rocas volcánicas.

Fig. 22.

El afloramiento tiene bastante continuidad y una potencia media superior a los diez metros, siendo constante, a lo largo de su afloramiento, observar un grado de alteración bastante notable, aun en corte fresco. Con respecto a las calizas liásicas en que arman, se encuentran colocadas paralelamente a la estratificación.

A partir de los datos de observación se puede deducir que se trata de

una colada volcánica submarina, similar a las descritas en otras regiones de la Zona Subbética. En cuanto al origen de los bloques de caliza que encontramos en el seno de las rocas volcánicas, caben dos hipótesis: la primera, que parece más probable, que sean trozos de chimenea arrancados por el material ígneo durante su salida al exterior; una segunda hipótesis, los interpretaría como bloques procedentes de relieves submarinos inmediatos, que cayeron en el seno de la roca volcánica antes de consolidarse ésta.

En el techo de la roca volcánica, los niveles calizos han suministrado una fauna de ammonites perteneciente al Domerense, sin que hasta el momento se pueda precisar más la edad. En las calizas domerenses de ammonites es frecuente encontrar, como material detrítico, piroxenos y otros minerales, procedentes de la disgregación de las rocas volcánicas.

Por todo ello, parece muy probable que la erupción hubiese ocurrido durante el Domerense inferior. En el corte de la carretera (fig. 22 B) no se ve el muro de la roca volcánica por efecto de una falla. En cambio, el techo se ve claramente; se trata de las calizas liásicas de edad domerense, como ya indicamos. El yacimiento de ammonites es cortado por la carretera junto al Km. 29,9.

A lo largo de todo el flanco norte del anticlinal de la Sierra de Chanzas se puede comprobar que la roca volcánica está interestratificada en la serie caliza liásica y que existe continuidad con el afloramiento de la carretera.

Otro afloramiento de rocas volcánicas es el de la Sierra de Ojete, situada al NNW. de Zagra. Aun cuando la alteración es bastante notable, se pueden observar en algunos puntos estructuras típicamente fluidales. Este hecho, junto con la posición de la serie estratigráfica, nos permite decir que probablemente se trata de la misma colada submarina del Domerense representada en la Sierra de Chanzas.

3. Volcanismo del Bajocense inferior

Es la manifestación volcánica más importante de la región, dada la magnitud de su afloramiento. Se trata de una colada de unos diez metros de potencia media, que aflora al N. y W. de Algarinejo con una longitud reconocida de 15 kilómetros, hasta unirse con el gran afloramiento de rocas volcánicas de la misma edad existente en la región de Lojilla.

La carretera de Loja a Priego la corta en el Km. 20,4 (fig. 22 C).

La roca volcánica reposa concordantemente sobre el nivel de calizas no-

dulosas, de tipo ammonítico rosso, del Bajocense inferior, el cual a su vez reposa sobre una serie de margocalizas y calizas del Aalenense superior. Tanto el Aalenense como el Bajocense están datados gracias a una abundante fauna de ammonites, hasta tal punto de que éste es el corte que se ha utilizado para describir la serie de Algarinejo-Sierra de Chanzas (ver capítulo de Estratigrafía).

Sobre las rocas volcánicas, y en concordancia con su base y, por tanto, con la serie Aalenense superior-Bajocense inferior, viene una serie de margocalizas verdes de fractura "astillosa" con radiolarios, atribuidas al Dogger.

Al W. de Algarinejo se puede observar la mencionada colada con bastante claridad, a lo largo de ambos flancos del anticlinal, que afecta a la serie jurásica y cuyo eje pasa por el pueblo (anticlinal de Algarinejo). El afloramiento descrito en la carretera de Loja a Priego tiene continuidad con el flanco norte del anticlinal de Algarinejo. En el flanco sur del citado anticlinal, el afloramiento de rocas volcánicas es menos extenso por estar cortado por la falla que sigue el río Turca. La carretera de Algarinejo a Rute le corta a dos kilómetros de Algarinejo, donde se pueden observar estructuras fluidales en el material volcánico. La ladera sur de la Loma de las Montesas, hasta llegar a la carretera mencionada, presenta el corte representado en la figura 22 D. En él puede ser observado el material volcánico en ambos flancos del anticlinal.

Se trata de basaltos espilíticos. Los feldespatos predominantes son la albita y la oligoclasa; frecuentemente presenta impregnaciones difusas de menas metálicas. La textura es espilítica.

En numerosos puntos a lo largo del afloramiento se observan estructuras fluidales. Las lavas almohadilladas (pillow-lavas) son predominantes.

Al igual que en los casos anteriores, se trata de un volcanismo submarino de rocas espilíticas, típico de fondo de geosinclinal. Tanto las estructuras como la naturaleza de las rocas son características de este tipo de volcanismo.

La edad de la erupción, a juzgar por los datos paleontológicos, es Bajocense inferior.

Otro afloramiento de material volcánico, atribuible a la misma edad, es el existente al E. de la Sierra de Chanzas, en la margen derecha del arroyo Vilanos. Es de pequeña dimensión y, dada su posición estratigráfica, es atribuible a un Dogger inferior.

4. Afloramiento de rocas ígneas de Los Castillejos

En la zona denominada Los Castillejos, situada al S. de Algarinejo, existe un afloramiento de rocas ígneas de gran extensión y características peculiares. No es un afloramiento de poca potencia y gran longitud, como los anteriormente descritos, sino que se trata de una gran masa de forma irregular y que corta a la estratificación, aunque en líneas generales presenta un alargamiento paralelo a ella.

Las rocas son igualmente diferentes y presentan un estado mucho menos avanzado de alteración. Se trata de una roca de textura holocristalina, en la que los componentes principales son: olivino, plagioclasa y piroxeno, en orden decreciente. Entre los piroxenos destaca la augita y entre las plagioclasas las labradoritas. La roca puede ser considerada como una meladolerita olivínica, ya que el olivino más piroxeno forma más del 50 por 100 del total.

El material volcánico arma en el seno del tramo de margas y margocalizas del Toarcense medio cortando la estratificación, e incluso presenta masas de margocalizas con ammonites en el seno de la roca ígnea.

No existen estructuras de lavas almohadilladas, ni otros argumentos para pensar en volcanismo submarino para este afloramiento. Por el contrario, a partir de todos los datos, tanto petrológicos como estructurales, podemos asegurar que se trata de material subvolcánico, y no volcánico como en los casos anteriores. Por la geometría del afloramiento podríamos pensar en un "stock". En cuanto a la edad, el único dato seguro es el de ser posterior al Toarcense medio, que es la edad de las rocas encajantes. Se puede decir como edad probable el Bajocente inferior, coincidiendo con el volcanismo que dio lugar al afloramiento de Algarinejo, pero no se encuentran argumentos que permitan asegurarlo por completo.

5. Conclusiones

En la región se ha puesto de manifiesto la existencia de rocas volcánicas submarinas correspondientes a tres edades diferentes: Lías inferior, Lías medio y Bajocense inferior. Existe además el referido afloramiento de rocas subvolcánicas encajado en sedimentos del Toarcense medio, y del que se puede admitir que su intrusión ocurrió durante el Bajocense inferior, coin-

ciendo con la más moderna de las erupciones volcánicas representadas en la región.

Las plagioclasas de las rocas volcánicas submarinas son mucho más sódicas que las subvolcánicas, hecho que puede estar relacionado con el posible aumento de sodio en las volcánicas, procedente del agua del mar.

La salida del material volcánico se efectuó probablemente por fallas de zócalo de dirección WSW.-ENE., las cuales compartimentaron la cuenca subbética dando lugar a los cambios en las series estratigráficas, que fueron descritas en el capítulo de Estratigrafía. Se trataría de fallas normales típicas del fondo de cuenca geosinclinal, que darían lugar a zonas de subsidencia diferencial, y sobre cuya existencia hemos tratado repetidas veces a lo largo del texto.

Si se observa sobre un mapa esquemático de las Cordilleras Béticas la situación de los afloramientos de rocas volcánicas, llama la atención su dis-

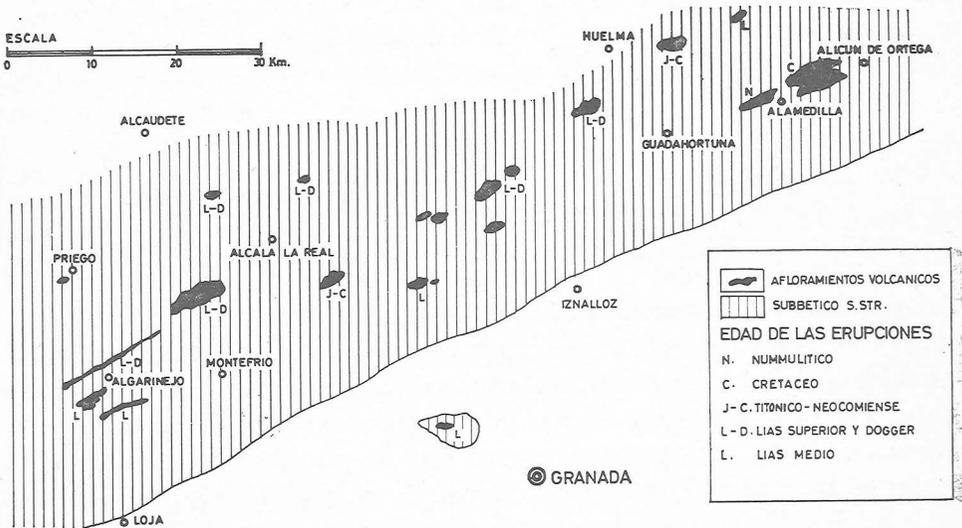


Fig. 23.—Distribución de la rocas volcánicas en la unidad Subbética s. str. (*)

posición aproximadamente lineal, con un alargamiento general en la dirección WSW.-ENE.

Actualmente se está realizando un estudio de conjunto sobre los afloramientos volcánicos de toda la Zona Subbética, por el Dr. FONTBOTÉ y todo el equipo de sus colaboradores que trabajamos en dicha zona, y cuya publicación será inmediata.

(*) Para la elaboración de este esquema se han utilizado datos de BUSNARDO, FONTBOTÉ, GARCÍA DUEÑAS, GARCÍA MARTÍNEZ y VERA.

B) VOLCANISMO DE LA UNIDAD DE ZAFARRAYA

En la parte oriental de la Sierra de San Jorge se observan afloramientos de rocas volcánicas. La carretera de Granada a Málaga los corta en las proximidades del Km. 508. Llama la atención el grado de alteración que muestran, que hace imposible el obtener una lámina delgada. Se encajan en calizas liásicas y en su mayor parte se disponen paralelas a la estratificación, aunque en algunos puntos se observa que la cortan siguiendo fallas. Los escasos datos con que se cuenta nos hacen pensar en un fenómeno volcánico característico de la etapa geosinclinal, y similar, aunque en menor escala, al de la región de Algarinejo.

La edad de la erupción es Lías inferior, y posiblemente se trate de rocas volcánicas submarinas. Conviene insistir en que, dado el avanzado estado de alteración no se cuenta con criterios suficientes que permitan inclinarse definitivamente por una génesis determinada.

C) ROCAS IGNEAS DE LA UNIDAD GUAJAR-MÁLAGA

En las proximidades de la cortijada del Espino, al SE. de Ventas de Zafarraya, se encuentran rocas ígneas en el seno de la unidad de Guájar-Málaga. Se trata de rocas verdes, cuya composición mineralógica y textura responde a doleritas alteradas por metamorfismo regional. Las rocas encajantes son micaesquistos y filitas. Por la geometría del afloramiento y la naturaleza de las rocas se puede pensar que se trate de rocas subvolcánicas típicas de la etapa geosinclinal, que encajaron en la serie margosa y arcillosa de la unidad de Guájar-Málaga, antes de sufrir ésta el metamorfismo. Cuando éste actuó sobre la serie se formaron las filitas y los micaesquistos a partir de los terrenos sedimentarios, y las doleritas se transformaron por efecto de una serpentización.

El fenómeno es comparable en su génesis primaria a las rocas de la región de Algarinejo, pero la edad de las erupciones es muy diferente; mientras que las de la unidad Guájar-Málaga arman en terrenos paleozoicos, las de Algarinejo arman en Jurásico. Por otra parte las de la unidad Guájar-Málaga han sufrido un metamorfismo posterior.

D) OFITAS

En la mayor parte de los afloramientos de Trías de tipo germano-andaluz se encuentran rocas ígneas de naturaleza y textura muy característica. Las encontramos, por ejemplo, al W. de Zagra, en la carretera de Priego a Loja, en el kilómetro 46, al N. de Loreto, etc.

Se trata de rocas verdes, granudas, cristalinas, compuestas por plagioclasas básicas y piroxenos como minerales esenciales. La textura y composición mineralógica responde a las ofitas.

Se plantea aquí el problema del origen de las ofitas, las cuales se encuentran exclusivamente en materiales triásicos. Para unos autores se trata de un magma especial, de edad triásica, que solidificó en materiales de la misma edad ya depositados. Esta hipótesis parece poco aceptable a la vista de los hechos, al menos en esta región.

Como SADLAN ha indicado para las rocas ofíticas de Argelia, es muy posible que las ofitas y los basaltos espilíticos que arman en terrenos más modernos procedan en definitiva de un mismo magma básico. Las diferencias que se observan es posible que se deban exclusivamente a las transformaciones ocurridas durante la solidificación de la roca ígnea. Mientras que las ofitas lo hacen en el seno de unas margas con abundante yeso, los basaltos espilíticos lo hacen en el fondo marino.

Hay un hecho que concuerda con esta segunda hipótesis y es el presentar unas plagioclasas más cálcicas las ofitas y más sódicas los basaltos espilíticos. Se puede interpretar esta diferencia como un efecto de contaminación a partir del agua del mar, directa o indirectamente, es decir, de la que empapaba los sedimentos entre los cuales se escurrió el magma.

El admitir esta hipótesis nos llevaría a pensar en una posible edad jurásica para las ofitas de la región, coincidiendo con cualquiera de las erupciones volcánicas, como ya fue apuntado por FONTBOTÉ y QUINTERO (1960) al tratar de las erupciones de la transversal Jaén-Iznalloz; mientras que parte del magma alcanzó el fondo marino, otra parte quedó dentro del material triásico, donde solidificó en pequeños lacolitos, formando las ofitas. Evidentemente se trata sólo de una posibilidad, que no excluye las otras dos, es decir, que las ofitas sean realmente de edad triásica, o bien incluso posteriores al Jurásico. Los hechos conocidos hasta el momento no son suficientes para decidir la cuestión.

CAPÍTULO IV

GEOLOGIA ESTRUCTURAL Y TECTONICA

A) UNIDADES REPRESENTADAS Y PAPEL TECTONICO DE LAS MISMAS

Desde el punto de vista tectónico, en la región estudiada se pueden distinguir diversas unidades. Cada una de ellas tiene unas características estructurales más o menos diferentes, las cuales, a su vez, en general, van acompañadas de características estratigráficas asimismo diferentes. Ambos aspectos, estratigráfico y tectónico, van tan íntimamente ligados que la clasificación en unidades hecha en el capítulo de estratigrafía coincide con ligeras modificaciones con la clasificación tectónica.

En primer lugar hay que distinguir las unidades pertenecientes a dos zonas de características muy diferentes: Zona Bética s. str. y Zona Subbética.

En la primera, como ya se ha indicado en los primeros capítulos, se presentan materiales metamórficos y sedimentarios, paleozoicos y triásicos, con una estructura de pliegues de fondo y mantos de corrimiento. Los esfuerzos que afectaron a esta zona tuvieron lugar en diversas épocas. Empezaron probablemente al final del Triásico con un abombamiento general de la zona para constituir el geoanticlinal bético. La mayoría de los autores admiten que los principales movimientos tuvieron lugar al final del Oligoceno superior y durante el Mioceno inferior, coincidiendo con la fase de plegamiento principal de todas las Cordilleras Béticas, tanto por su mayor actividad como por ser mayor el área afectada. La actividad tectónica en esta zona no falta totalmente en la actualidad, como nos indica su carácter sísmico.

La Zona Subbética se caracteriza desde el punto de vista tectónico por presentar una dualidad: por una parte se distingue un conjunto coherente de unidades plegadas, en las cuales la dirección general de los pliegues es WSW.-ENE., su vergencia hacia el NNW. en la mayoría de los casos, y constituye el Subbético s. str. además de la unidad de Sierra Gorda. Por otra parte existen diversos elementos netamente alóctonos, a modo de isleos tectónicos, cuya correlación suele presentar notables dificultades, tales como las unidades de Parapanda-Hacho de Loja y Trías de Antequera.

Como queda dicho, a diferencia de la Zona Bética s. str., no afloran en ningún punto las rocas metamórficas ni los materiales paleozoicos no metamórficos. El plegamiento se efectuó con un fuerte despegue entre el Paleozoico, que debe constituir el zócalo herciniano, y los materiales mesozoicos y nunmulíticos, que constituyen la cobertera.

Se ha puesto de manifiesto que el zócalo no ha permanecido rígido, sino que, por el contrario, ha sufrido una fracturación según fallas de dirección predominante WSW.-ENE. En diversos puntos estas fallas han servido de camino de salida para los materiales volcánicos existentes en la región, fosilizados en el Jurásico y, a su vez, han servido para subdividir la cuenca subbética en diversas zonas de profundidad diferente. Se comprueba asimismo que la falla de zócalo ha influido en la localización de los pliegues de la cobertera.

De las unidades que constituyen la Zona Bética s. str. sólo dos están representadas en el área estudiada. Se trata de las dos más superiores: el conjunto Alpujárride y la unidad Guájjar-Málaga. La primera corresponde al manto de Lanjarón, de BROUWER (1925), y la segunda comprende las unidades Guájjar y Málaga (FALLOT, 1948). El conjunto alpujárride está representado por Sierra Tejeda, y aunque en la zona estudiada no hay datos suficientes para admitir su aloctonía, los datos regionales concluyen hacia tal extremo. La unidad Guájjar-Málaga constituye una unidad alóctona superior tectónicamente a la anterior. Se cuenta con datos para poder afirmar que los elementos que se consideraban como los dos mantos distintos de Guájjar y de Málaga (FALLOT, 1948) constituyen en realidad una misma unidad tectónica, en la que la parte inferior corresponde al llamado manto de Guájjar y la parte superior al que se denomina "Bético de Málaga", con continuidad estratigráfica entre ambos. La última de las unidades falta en muchos puntos debido a la erosión, hecho por lo cual en numerosos afloramientos sólo aparecen términos correspondientes al "manto de Guájjar".

En la Zona Subbética se pueden distinguir diversas unidades, según su

papel tectónico. Como se dijo anteriormente la división es muy similar a la que se hizo desde el punto de vista estratigráfico.

Las características generales de cada una de las unidades son las que se indican :

1. *Unidad Subbética s. str.*, parautóctona, con una tectónica de pliegues en relevo en los que la dirección predominante de los ejes es WSW.-ENE., y una tectónica de fallas de zócalo, las cuales han tenido gran influencia en la cobertera.

2. *Unidad Parapanda-Hacho de Loja*, alóctona y parautóctona cabalgante sobre la anterior. Los afloramientos actuales constituyen isleos tectónicos de un manto de corrimiento precozmente subdividido en masas más o menos individualizadas.

3. *Unidad de Sierra Gorda*, parautóctona, ligeramente desplazada al Norte y con vergencias hacia el S. en algunos fenómenos locales.

4. *Unidad de Zafarraya*, de papel tectónico difícil de interpretar dadas las pésimas condiciones de observación de los contactos. Posiblemente se trate de una unidad parautóctona.

5. *Unidad Gallo-Vilo*, muy similar a la anterior.

6. *Complejo Colmenar-Periana*, equivalente a la unidad "flysch de Colmenar", de BLUMENTHAL (1931). Interpretado como la cobertera cretácea y nummulítica de las unidades anteriores y de la unidad Guájar-Málaga. Por tanto, en él se incluyen términos alóctonos y parautóctonos.

7. *Triás de Antequera*, unidad alóctona definida por BLUMENTHAL (1930); posiblemente exista una íntima relación entre esta unidad y la de Parapanda-Hacho de Loja, hasta tal punto de que ambas constituyesen parte de una unidad única.

La descripción de las distintas unidades se hace de la más externa a la más interna, es decir, aproximadamente de N. a S., de manera que se empezará por la Zona Subbética, y dentro de ella por la unidad más septentrional de las representadas en la región estudiada, que es la unidad Subbética s. str.

1. Zona Subbética

Se caracteriza por tener un zócalo herciniano que no aflora en ningún punto y que se cree similar a la Meseta. La cobertera mesozoico-nummulítica está plegada y tectonizada de manera que se pueden distinguir varias unidades desde el punto de vista tectónico.

En general, las unidades tectónicas lo son también desde el punto de vista estratigráfico. La mayor parte de las unidades son parautóctonas, con la característica de que por su borde norte cabalgan a la unidad más septentrional, mientras que en el borde sur es cabalgada por la unidad más meridional. En varios casos la magnitud de las traslaciones llega a rebasar los límites de los cabalgamientos propiamente dichos para considerarse mantos de corrimiento.

A) UNIDAD SUBBÉTICA S. STR.

Es exactamente equivalente a la unidad estratigráfica del mismo nombre. Desde el punto de vista tectónico se caracteriza a grandes rasgos por los hechos siguientes: 1. Probable parautoctonía de la mayor parte de ella. 2. Tectónica interna de pliegues en relevo muy marcada. 3. Dirección predominante de los ejes de los pliegues WSW.-ENE. 4. Vergencia general de los mismos hacia el NNW. 5. Relación probablemente estrecha entre las estructuras de zócalo y cobertera.

1. Tectonoestática

DESCRIPCIÓN Y SISTEMÁTICA DE LOS PLIEGUES.—Los materiales de la unidad Subbética s. str. están plegados según un sistema de pliegues en relevo. Los anticlinales lateralmente se hundén e incluso pueden continuarse en dirección con sinclinales. Ejemplos muy notables de tales relevos los tenemos en el sector de Sierra de Chanzas e inmediaciones. Los ejes de los pliegues en este sector, como en el resto de la región, siguen la dirección general WSW.-ENE.

Esquemáticamente queda representada esta estructura en la lámina adjunta. Al N. tenemos el anticlinal de Algarinejo, cuyo eje permanece prácticamente horizontal dentro de la zona estudiada. Inmediatamente al S. se localiza el anticlinal de Sierra de Chanzas, cuyo eje se hunde tanto hacia el E. como hacia el W., en este último caso con la participación de fallas. Al SE., en el arroyo Vilanos, se corta otro eje anticlinal, que es continuación del de la Sierra del Hachuelo, y que hacia el W. desaparece y pasa a ser una serie monoclinal.

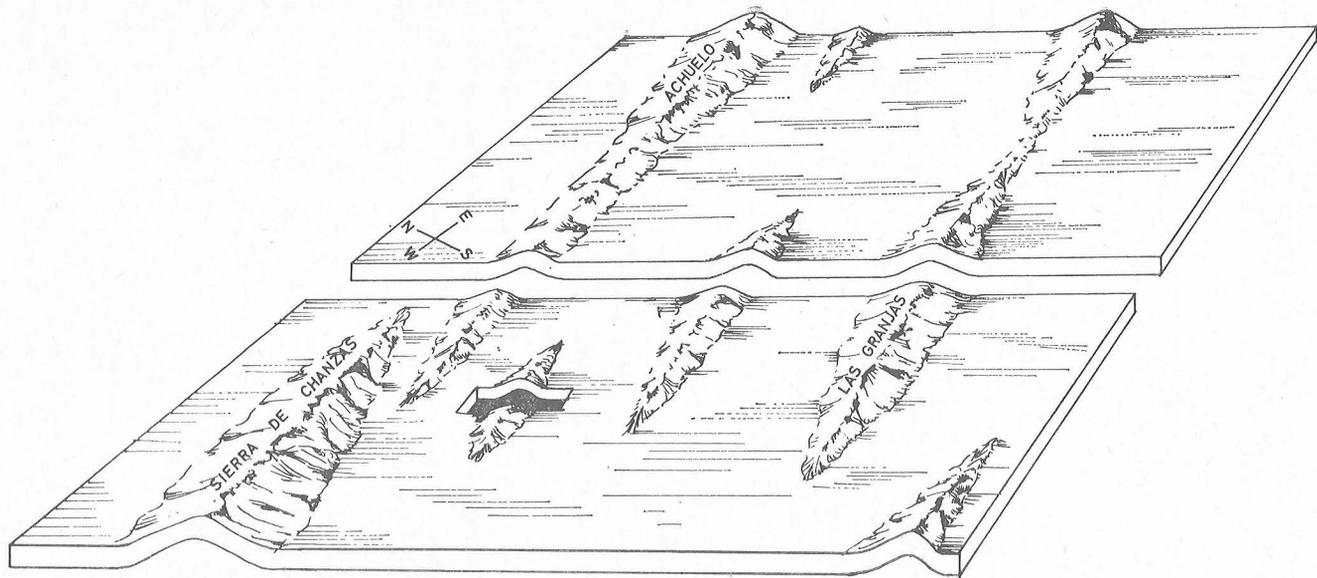


Fig. 24.—Esquema simplificado de la tectónica de p'iegues de relevo.
Unidad subbética s. str. Sector Algarinejo-Montefrío.

Aún más al S. tenemos otro ejemplo, quizás el más característico. Se trata de la loma de las Granjas, al N. del arroyo de los Gallumbares. El eje anticlinal que pasa por la cima de la loma se hunde hacia el W., pasando a ser un eje sinclinal. Hacia el E., igualmente desaparece el eje anticlinal, pero en este caso por pasar a ser una serie monoclinal.

En el resto de la unidad Subbética s. str. se sigue observando este tipo de tectónica de pliegues en relevo, aunque no con la claridad que aparece en el sector descrito.

Si se observa atentamente el desarrollo relativo de los flancos de los pliegues se notará que la mayor parte de ellos presentan vergencias al N. Los flancos sur de los anticlinales suelen presentar buzamientos de 20° a 40° ; mientras que en los flancos norte a veces alcanza la vertical e incluso llegan a invertirse las capas. A este tipo de geometría responden los anticlinales de Sierra de Chanzas, Hachuelo de Montefrío, arroyo Vilanos, etc. La plasticidad del "Jurásico rojo" hace que los niveles superiores a él, en los flancos norte de los anticlinales aparezcan en la mayor parte de los casos invertidos.

En algunos sectores (sector septentrional de la zona estudiada) el Cretáceo superior-Nummulítico es discordante con respecto a los terrenos infra-yacentes. En este caso aparece en grandes afloramientos, cuya estructura corresponde a la de un sinclinorio, como es el afloramiento de Montefrío-Alcalá la Real.

Los pliegues fluidales y los pliegues de arrastre (drag-folds) son bastante frecuentes en el Jurásico, dada la naturaleza de los materiales. Ejemplos espectaculares de ellos los tenemos en el Km. 27 de la carretera de Loja a Priego, correspondiendo al tramo superior de calizas grises azuladas.

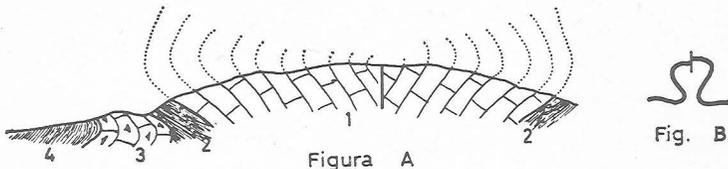


Figura A

Fig. B

Fig. 25.

Fig. A.—Corte esquemático de los pliegues anticlinales de forma de champiñón de la unidad Subbético s. str.—1. Lías superior-Dogger.—2. "Jurásico rojo".—3. Malm.—4. Cretáceo inferior.

Fig. B.—Esquema de la estructura.

La plasticidad del nivel "Jurásico rojo" da lugar en algunos puntos a estructuras disarmónicas, que pueden llegar a presentar gran semejanza a las estructuras diapíricas. Entre ellas destacan los pliegues en champiñón (fig. 25), que aparecen siguiendo una línea de dirección WSW.-ENE., que pasa por el Km. 9 de la carretera de Montefrío a Tocón y que es cortada también por la carretera de Illora a Montefrío, tres kilómetros al N. del primero de los pueblos. En ambos cortes de la carretera la estructura es muy similar, y se observa un anticlinal con ambos flancos invertidos y en los que está representado el "Jurásico rojo".

DESCRIPCIÓN Y SISTEMÁTICA DE FALLAS.—Son varios los tipos de fallas que existen en la región. Si se observa su distribución se comprobará la existencia de varios sistemas de fallas, los cuales presentan gran relación con las direcciones de los ejes de los pliegues.

Un primer grupo de fallas lo forma un sistema de dos tipos, cuyas direcciones respectivas son: NW.-SE. y N.-S., que forman un diedro en cuya bisectriz se encuentra la dirección perpendicular a los ejes de los pliegues. Son fallas normales singenéticas del plegamiento. Ejemplos muy representativos los tenemos en el flanco norte de Sierra de Chanzas.

Otro grupo lo constituyen las fallas inversas de dirección WSW.-ENE. Son pues paralelas a los ejes de los pliegues y presentan cabalgamientos hacia el NNW., lo que asimismo coincide con la vergencia general de los pliegues. Buenos ejemplos de ellas tenemos en el flanco sur del anticlinal de Sierra Pelada.

Por último, otro grupo es el formado por las fallas normales, de la misma dirección que las anteriores, esto es, WSW.-ENE. Son fallas normales que se localizan en las estructuras anticlinales y que en algunos casos han sido aprovechadas por el Trías para salir formando láminas diapíricas. Ejemplos muy típicos los tenemos en la Sierra de Chanzas, cuya estructura responde a la de un anticlinal cuya charnela presenta dos fallas normales de este tipo, con hundimiento de ambas hacia el sur. Estas fallas han sido aprovechadas por el Trías para salir, observándose en ellas láminas diapíricas.

CINEMÁTICA. — Como ya se ha indicado, existe una íntima relación entre las direcciones de los ejes de los pliegues y las fallas. Ello nos lleva a poder reconstruir las condiciones mecánicas que originaron las distintas deformaciones.

Los hechos que más fuertemente llaman la atención son: 1. Dirección de los pliegues WSW.-ENE. 2. Existencia de fallas inversas de esta misma

dirección. 3. Vergencias de los pliegues y las fallas hacia el NNW. 4. Existencia de fallas que forman dos sistemas de direcciones NW.-SE. y N-S.

Estos datos nos llevan a varias conclusiones: a) Todos los fenómenos aludidos se formaron como consecuencia de un mismo sistema de fuerzas. b) Los esfuerzos mayores se disponían en la dirección SSE.-NNW., con mayor intensidad en el sentido de SSE. hacia el NNW.

Se trataría de una etapa de plegamiento que afectó a la región, con características mecánicas similares a la que afectó al conjunto de las Cordilleras Béticas.

Existen además fenómenos no ligados a este tipo de esfuerzos. Nos referimos principalmente a las fallas normales de dirección WSW.-ENE. y las láminas diapíricas a ellas ligadas. Responden a un sistema de esfuerzos muy diferente al anterior, de manera que los esfuerzos principales fuesen los verticales. Se trata de la situación mecánica característica de la fase de descompresión.

DATACIÓN DE LOS ESFUERZOS.—Hemos de distinguir dos fases completamente diferentes en las deformaciones sufridas en la región. Una primera fase es la de la etapa geosinclinal, en la que tienen lugar fracturaciones en el zócalo y salida de rocas volcánicas por las mismas. Los esfuerzos que produjeron estas deformaciones fueron gravitatorios, que originaron subsidencias diferenciales.

La segunda fase es la que se refiere a las deformaciones producidas en el ciclo de plegamiento alpino. La etapa de plegamiento más antigua, que afectó al sector septentrional de la zona estudiada, se desarrolló durante el Cretáceo medio y queda demostrada con la discordancia entre el Cretáceo inferior y superior. Dentro del Nummulítico se observan otras discordancias de menor envergadura y que posiblemente responden a débiles fases de plegamiento.

La fase orogénica principal ocurrió durante el Oligoceno terminal o Mioceno inferior, y fue seguida por una fase erosiva importante. Ambas se nos marcan con la discordancia angular y erosiva, que existe entre los terrenos premiocenos plegados y los del Mioceno medio y superior, que se mantienen subhorizontales en su mayor parte.

Durante el Vindobonense tuvo lugar una de las fases de plegamiento tardío, que se nos manifiesta con la discordancia intravindobonense de la región.

Después del Vindobonense tuvieron lugar posiblemente nuevas deformaciones tardías, principalmente movimientos epirogénicos y pliegues de

fondo, que dieron como consecuencia el que actualmente existan afloramientos de Vindobonense en la región, alcanzando los 1.000 metros de altitud, como ocurre en Montefrío, Zagra, etc.

2. Relaciones entre las manifestaciones volcánicas y la estructura tectónica

En esta unidad Subbética s. str. se localizan numerosas manifestaciones volcánicas fosilizadas, principalmente en la serie jurásica. El estudio detallado de las estructuras de los afloramientos nos pone de manifiesto que presentan un alargamiento general según la dirección WSW.-ENE., esto es, paralela a la dirección de los ejes de los pliegues.

Las estructuras internas son diferentes según el afloramiento. En la mayoría de ellos presentan estructuras típicamente fluidales, disponiéndose en masas alargadas de dimensiones variables y que localmente pasan a ser lavas almohadilladas. Responden a fenómenos de volcanismo submarino, típicos de fondo de cuenca geosinclinal, y que son frecuentes en otras regiones de la Zona Subbética. En otros afloramientos faltan totalmente las estructuras fluidales, y el material ígneo constituye una masa única y compacta. Por la naturaleza de las rocas, la geometría del afloramiento y la falta de las estructuras fluidales se puede asegurar que en tales casos se trata de rocas subvolcánicas, que constituyen filones capa y posiblemente lacolitos, aunque la falta de suficientes cortes no permitan asegurar este último término.

La descripción detallada de las edades de las diversas erupciones, localización de los afloramientos y estructura de los mismos ha sido hecha en el capítulo dedicado exclusivamente a las rocas ígneas.

Interesa destacar aquí la relación existente entre los afloramientos volcánicos y las estructuras de la región, principalmente de pliegues.

A partir de numerosos datos que fueron expuestos, tanto en el capítulo de Estratigrafía como en el de Rocas ígneas, se ha deducido la existencia en la región de una tectónica de fallas de zócalo. Se trata en su mayor parte de antiguas fallas normales de dirección WSW.-ENE., de edad jurásica (por tanto, anteriores a los plegamientos), que sirvieron como camino de salida para las rocas volcánicas y que subdividieron a la cuenca en zonas de distinta profundidad, dando lugar a cambios de facies y de potencia en las series depositadas con posterioridad a los movimientos de las mismas.

Estas fallas de zócalo han tenido gran influencia sobre la tectónica de la cuenca, tanto de una manera directa como indirecta. De una manera di-

recta en la localización de los pliegues, pues los materiales de la cobertera al acomodarse a las fallas se pliegan ligeramente y producen zonas óptimas para la localización de anticlinales. Ejemplo muy característico es el anticlinal de Sierra de Chanzas, cuya charnela debe disponerse sobre una de estas fallas de zócalo.

De una manera indirecta influyen las fallas de zócalo en la estructura de la cobertera, en el sentido de que ellas dan lugar a cambios de facies notables, los cuales, a su vez, producen una "zona débil" desde el punto de vista tectónico, siendo un lugar óptimo para la localización de fallas o pliegues muy acentuados.

De ahí el hecho de que exista una cierta relación entre las estructuras de los materiales secundarios y los afloramientos de rocas volcánicas, debido, como se acaba de indicar, a que ambas están influidas por un factor común.

3. Zona del Portichuelo

En el sector meridional de la Zona Subbética se localizan una serie de afloramientos de materiales cretáceos y nunmulíticos de características estratigráficas netamente diferentes a las del Subbético s. str., sobre las que se ha insistido en el capítulo de Estratigrafía.

Para la descripción de las características estructurales de estos afloramientos los vamos a denominar en conjunto, de un modo provisional, unidad de la Zona del Portichuelo.

Estos afloramientos nunmulíticos, como ya se indicó, van íntimamente ligados a unos afloramientos triásicos, cuyo papel tectónico es indudablemente alóctono, y según datos de regiones más occidentales de las Cordilleras Béticas, suministrados por DIDON, DURAND-DELGA y PEYRE, se pueden comparar a los materiales que constituyen una unidad alóctona en gran parte de la Zona Subbética. Sería concretamente el afloramiento del Portichuelo el extremo más oriental de esta unidad.

La procedencia es indudablemente meridional, y correspondería a la zona del complejo de Colmenar-Periana, esto es, a la parte más meridional de la Zona Subbética.

Corresponderían a esta unidad alóctona todos los afloramientos triásicos localizados en la parte meridional de la Zona Subbética s. str. y la cobertera de los mismos, o sea los afloramientos del Portichuelo, arroyo Pinares, Los Castellones, etc.

Igualmente correspondería esta unidad alóctona al afloramiento de Cretáceo que se corta por la carretera de Tocón a Montefrío, entre los kilómetros 8,2 y 8,6 (ver mapa), y que se extiende ampliamente al E. y al W.

No obstante, debido a que los contactos mecánicos son entre niveles margosos y a la relativamente escasa extensión de estos afloramientos dentro de la zona estudiada, se ha preferido hacer su descripción dentro de la unidad Subbética s. str., considerando su papel alóctono como una hipótesis muy aceptable, más que describirlo como una unidad tectónica independiente.

4. Papel tectónico de conjunto

En ningún punto de toda la unidad Subbética s. str. afloran términos de edad paleozoica. Esto nos sugiere la existencia de un zócalo posiblemente herciniano, similar a la Meseta, distinto de la cobertera mesozoico-nummulítica plegada.

El nivel de despegue entre zócalo y cobertera debe encontrarse en el Triásico, que es el terreno más antiguo de todos los afectados por la estructura de plegamiento de la cobertera. En sectores próximos, donde ha podido hacerse un corte estratigráfico en el Trías (BUSNARDO, comunicación oral) se calcula que la potencia es superior a 2.000 metros y está formado en su mayor parte por materiales incompetentes, entre los cuales las evaporitas están muy bien representadas; no puede, por tanto, dudarse de su aptitud para producir despegues.

En la región estudiada el Subbético, s. str. no presenta en su interior ninguna ventana tectónica. La región ha sido explorada a fondo, en modo especial en los puntos donde este hecho pudiese ser más probable.

Por otra parte la estructura de esta unidad, aunque con diversas complicaciones locales, mantiene una notable rigidez de directrices, lo que parece compaginarse mal en principio con una aloctonía de gran estilo. Desde luego no existen argumentos concluyentes de ninguna clase dentro de la región para pensar que debajo de este Subbético s. str. se encuentre otra unidad de origen más septentrional, sobre la cual haya corrido el primero.

No obstante, el hecho de que esta unidad Subbética s. str. se continúe más al N., fuera ya de los límites de este estudio, con la unidad Subbético frontal (BUSNARDO, 1960-62), la cual ciertamente está corrida varios kilómetros hacia el N., sobre el Prebético, impone igualmente serias reservas a una interpretación autoctonista a ultranza.

Por otra parte los datos de geofísica, escasos hasta el momento, nos hablan de que el zócalo está a 4.000 ó 5.000 metros en esta zona, lo que ya hace dudar de la autoctonía absoluta.

Las estructuras relativamente suaves, la disposición regular de los sistemas de fallas y la relativa uniformidad en los pliegues, son los argumentos más concluyentes para la autoctonía o parautoctonía de la unidad. Sin embargo, la existencia de fallas inversas vergentes al NNW. y la vergencia general de los pliegues hacia la misma dirección indican un desplazamiento del conjunto hacia el NNW. Por todas estas razones el autor considera como no admisible la autoctonía de la unidad. Pero no llega a admitir grandes traslaciones, debido a los argumentos antes citados, que se compaginarían mal con traslaciones de gran magnitud. De todos modos se debe reconocer que la evaluación de la cuantía de dicha traslación no es en modo alguno fácil con sólo los hechos hasta ahora disponibles, y debe ser considerada como una cuestión abierta.

Reconocimientos efectuados conjuntamente con F. ALDAYA, M. DEL C. COMAS y V. GARCÍA DUEÑAS, al N. de la región (sector Priego-Almedinilla) apoyan esta interpretación, pues en ella se observa que la unidad Subbética s. str. cabalga a materiales de una unidad tipo Cabra (unidad Subbético frontal, BUSNARDO, 1961-62), y en algunos puntos parte de los materiales de este borde norte de la unidad se han desplazado superando los límites para ser considerados como mantos de corrimiento. La raíz de los mismos se sitúa unos 10 kilómetros al N. del extremo noroccidental de la zona objeto de este estudio. Como ocurre también más al E., según resulta de las investigaciones de GARCÍA DUEÑAS (1966), la edad del corrimiento es Cretáceo medio, al menos para los corrimientos principales, como indica el hecho de que el Cretáceo superior fosilice las estructuras de corrimiento.

Todos estos datos nos llevan a admitir una fase de plegamiento de edad cretáceo medio, tal como se ha adelantado, en el borde norte de la unidad Subbética s. str., la cual exclusivamente se pone de manifiesto en el sector más septentrional de la región estudiada, donde el Senonense reposa discordantemente sobre el Neocomiense.

Se podría, pues, definir desde el punto de vista tectónico la unidad Subbética s. str. como un conjunto de materiales parautoctonos afectados por una tectónica de cabalgamientos de vergencia al NNW., que en algunos casos, concretamente en el borde norte, llegan a formar verdaderos mantos de corrimiento, por deslizamientos diferenciales de unos elementos con respecto a otros.

B) UNIDAD PARAPANDA-HACHO DE LOJA

Al igual que en el caso anterior, coincide con la unidad estratigráfica del mismo nombre. Está constituida por una serie de elementos aislados, cuyo papel tectónico es muy similar. Los principales afloramientos, en los cuales se pueden obtener conclusiones acerca de su papel tectónico, son: el Hacho de Loja, la Sierra de Parapanda y la Sierra de Madrid, de W. a E.

Además pertenecen a ellas otros afloramientos, tales como la Sierra de Obeilar, en los cuales no se obtienen datos de interés desde el punto de vista tectónico.

1. Datos locales

La mayor parte de los afloramientos presentan una estructura interna poco clara. Dada la general monotonía litológica es prácticamente imposible deducir con exactitud las estructuras de ellos.

Esto ocurre, por ejemplo, en la Sierra de Parapanda, en la que los escasos datos parecen indicar que se trata de un anticlinal cuyo eje tendría una dirección E.-W. En la Sierra de Madrid la estructura a grandes rasgos responde a un monoclinal.

En el Hacho de Loja las condiciones de observación son mejores y permiten reconstruir su estructura, la cual responde a un monoclinal en el que las capas tienen una dirección general NE.-SW. De todos los afloramientos, solamente en el Hacho de Loja aparece bajo la serie caliza jurásica un Trías de tipo "germano-andaluz", que aflora en gran extensión. En los demás afloramientos sólo aparece la serie caliza, o bien el Trías, independientes.

2. Relación con la unidad Subbética s. str.

Los contactos entre la unidad Parapanda-Hacho de Loja y la unidad Subbética s. str. son anormales en todos los puntos; concretamente, cabalgantes. Los extremos septentrionales de los afloramientos de Sierra de Parapanda y Sierra de Madrid muestran con gran claridad este tipo de contactos. El corte detallado de estos puntos se representa en la lámina fuera de

texto, cortes I y II. A todo lo largo de cualquiera de estos dos afloramientos se puede observar que el contacto es por cabalgamiento.

Si se observa la cartografía detallada se puede comprobar que las estructuras de la unidad Subbética s. str. pasan por debajo de los afloramientos citados como en un túnel. Tanto la Sierra de Madrid, como la Sierra de Parapanda, constituyen dos isleos tectónicos (klippen) que "flotan" sobre términos de la unidad Subbética s. str.

El Hacho de Loja es ligeramente diferente, aunque fundamentalmente idéntico (ver corte general VI, fuera de texto). Es notable el hecho de la presencia en este afloramiento de una gran masa de Trías bajo el conjunto calizo jurásico. El contacto norte del Trías es cabalgante, sobre unos maciños del Vindobonense, aunque existen argumentos bastante convincentes para pensar que este cabalgamiento ha sido debido a un esfuerzo posterior al que produjo la estructura principal, del cabalgamiento; dicho de otro modo, éste estaba ya formado y debió quedar empastado por el Vindobonense, pero más tarde nuevos esfuerzos le hicieron moverse otra vez y así quedó ligeramente cabalgando al Vindobonense. Hacia el E. el Triásico desaparece, y el cabalgamiento es de las mismas características que los de la Sierra de Parapanda y Sierra de Madrid.

Para BLUMENTHAL, 1931, el Hacho de Loja constituye una escama de unidades penibéticas. El firmante modifica ligeramente la hipótesis del citado autor, incluyendo el Hacho de Loja en una misma unidad tectónica que la Sierra de Parapanda. Asimismo se suprime el nombre de zona Penibética por considerarse innecesario el término, por lo que la unidad a que nos referimos se incluye dentro de la Zona Subbética.

3. Papel tectónico

Por los datos descritos se deduce que la unidad Parapanda-Hacho de Loja es una unidad alóctona en su mayor parte. Se trata de un manto de corrimiento constituido actualmente por diversos cuerpos aislados. Pero este aislamiento puede muy bien ser precoz, de modo que en lugar de un caparazón único, debió pronto darse la individualización de masas más pequeñas que se deslizaron diferencialmente, actuando el Trías como lubricante, sobre todo en las primeras etapas del movimiento.

Sería, por tanto, un conjunto en el que el movimiento se efectuó en diversas épocas, con traslaciones que pudieron durar, en algunos casos, incluso

hasta después del Vindobonense. Los principales movimientos ocurrieron posiblemente coincidiendo con la orogenia ya bien conocida de la unidad Subbética s. str., esto es, durante el Oligoceno terminal-Mioceno inferior. El hecho se basa en que debajo de los materiales cabalgantes existen en algunos puntos materiales del Nummulítico. Es de anotar, asimismo, la posibilidad de que el cabalgamiento tuviese lugar sobre un relieve más o menos erosionado, pero sería prematuro dar conclusiones sobre este particular.

El hecho de encontrar afloramientos donde no existe Trías se interpreta como debido a un deslizamiento entre el Trías y el conjunto calizo jurásico, de manera que este último continuase el movimiento quedando retrasado el Trías. Esta interpretación nos llevaría a la hipótesis de que el Trías que aflora bajo el Neógeno de la depresión de Granada, al SW. de Sierra Parapanda, estuviese relacionado con ésta, aunque hasta el momento no se cuenta con argumentos que permitan afirmarlo.

El estudio de la parte meridional de la Zona Subbética hasta alcanzar la Zona Bética s. str. nos hace pensar en dos posiciones posibles para el enraizamiento del manto de corrimiento. Una primera, entre la unidad Subbética s. str. y la unidad de Sierra Gorda, en cuyo caso la traslación sería de unos cinco a quince kilómetros. La segunda posición se localiza el S. de la unidad de Sierra Gorda, en donde actualmente aflora la unidad de Zafarraya, la cual presenta una gran semejanza con la unidad Parapanda-Hacho de Loja. En este caso la envergadura del corrimiento sería de 20 a 40 kilómetros.

El autor cree como más probable la primera interpretación, de manera que el Hacho de Loja fuese parautóctono y los otros afloramientos alóctonos, aunque sin traslaciones demasiado considerables. Se trata de un contacto similar al del borde N. de la unidad Subbética s. str., con la diferencia de que en este caso dicha unidad es cabalgada por la unidad Parapanda-Hacho de Loja, mientras que en el borde norte la unidad cabalgante es la Subbética s. str.

Es un hecho que merece ser puesto de relieve, la similitud tectónica de la mayor parte de los bordes norte de las distintas unidades subbéticas, colocadas de manera que la unidad más meridional cabalga a la más septentrional.

C) UNIDAD DE SIERRA GORDA

Constituye, al igual que las anteriores, la misma unidad que fue definida desde el punto de vista estratigráfico bajo el mismo nombre. El único afloramiento de la misma en la región es el de la Sierra Gorda, la cual se extiende ampliamente desde Loja a Zafarraya, en sentido N.-S., y desde la carretera de Málaga a Granada, a El Salar, de W. a E.

I. Estructura de Sierra Gorda

Sierra Gorda responde a una estructura de anticlinal cuyo eje sigue a grandes rasgos la dirección W.-E. La parte septentrional de la sierra, en las proximidades de Loja, presenta buzamientos radiales formando un típico cierre periclinal, reflejo de la estructura de gran domo alargado a que responde el conjunto de dicha sierra. Si esta estructura general es relativamente simple, en el detalle es bastante más complicada, ya que está afectada por gran número de fallas, algunas de ellas de gran salto, que serán descritas en su momento.

Si se observa la ladera occidental de la sierra, claramente se distingue que todas las capas presentan un buzamiento general hacia el N., hasta llegar a las proximidades del cortijo de las Pilas de Deir, a partir del cual, hacia el S., los buzamientos observados tienen componente predominante hacia el S. Se trata del único punto donde se puede observar la posición del eje anticlinal (domo alargado) con gran claridad. En el interior de la sierra, debido a la intensa carstificación, los buzamientos quedan enmascarados en su mayor parte, por lo que es difícil reconstruir exactamente las estructuras de detalle.

En el interior, en las proximidades del Pico de las Cabras (1.614 m.), se observan unas estructuras que llaman grandemente la atención. Se trata de pliegues tumbados, que en este punto se ponen de manifiesto por aparecer calizas nodulosas del Malm y margas del Neocomiense, ambos de facies muy diferentes al Lías (ver corte VII, lámina fuera de texto). La vergencia de los pliegues es hacia el SSE. en la mayoría de los casos, y normalmente están afectados por fallas. A lo largo del camino que va de la majada del Charco Negro a la casa de Coca, se sigue junto a un escarpe

en el que se observa claramente la serie. Los estratos son subhorizontales; los más inferiores corresponden al Cretáceo inferior; sobre ellos tenemos al Malm con su facies de falsas brechas y sobre éstas las calizas liásicas. Esta serie invertida se observa asimismo en otros puntos cercanos.

En algunos sectores, bajo el Cretáceo inferior se encuentra la serie en posición normal, de manera que encontramos los términos ascendentes desde el Lías al Neocomiense, y sobre éste todos de nuevo invertidos. En las proximidades del cortijo de Alcántara no se observa la serie normal, al igual que en otros puntos, debido a los efectos de las fallas.

Los pliegues tumbados con vergencia al SSE. contrastan llamativamente con las demás estructuras de plegamiento de la transversal objeto de este estudio. No obstante, dada la existencia, como ya BLUMENTHAL (1934) señaló en otros sectores de la Zona Subbética, de fallas inversas con fuerte vergencia al S., y por tanto comprobada la presencia de esfuerzos hacia el S. en otros sectores, cabría aquí igualmente la posibilidad de que se tratase de un hecho similar. Por otra parte, la existencia de pequeñas fallas inversas de componente S. en el borde E. de la sierra (arroyo Salar) parecen apoyar esta hipótesis.

Las fallas que afectan a la unidad de Sierra Gorda pueden ser agrupadas en varios sistemas.

Como fallas singenéticas del plegamiento tenemos un sistema muy desarrollado, con dos grupos cuyas superficies, aproximadamente planas y verticales, forman entre sí diedros de casi exactamente 60° , y en cuya bisectriz aguda tiene aproximadamente la dirección NNW.-SSE., es decir, prácticamente normal a la dirección del eje del pliegue.

Como fallas atribuibles a una fase de descompresión, o bien a la tensión de la bóveda avanzado ya el plegamiento, tenemos un grupo de fallas normales cuyas superficies tienen dirección WSW.-ENE. y cuyos buzamientos son bastante fuertes. Algunas de ellas, como la localizada en el borde norte de Sierra Gorda, alcanzan saltos superiores a los 2.000 metros, lo que inclina más bien a la primera de las causas referidas. El hundimiento general es hacia la charnela del anticlinal. Existen magníficos ejemplos a todo lo largo del borde oriental de la sierra, visibles desde la carretera de Loja a Alhama, desde la mayor parte de su recorrido (ver corte general V, fuera de texto).

Uno de los mayores problemas que, desde el punto de vista tectónico, plantea la Sierra Gorda es el de su continuidad tanto al W. como al E. En ambos sentidos la unidad citada desaparece con características muy diferentes.

En el borde oriental los materiales de la unidad de Sierra Gorda quedan cubiertos transgresivamente por el Neógeno de la depresión de Granada. Es posible, pero no seguro, que bajo él se continúe la estructura anticlinal de Sierra Gorda, con el eje más bajo que en la cima, por efectos de las fallas marginales. Dada la gran semejanza estratigráfica de Sierra Gorda y Sierra Arana, cabe la posibilidad de que entre ambas exista una continuidad bajo los terrenos de la depresión neógena de Granada. Hay que advertir, sin embargo, que las estructuras son bastante diferentes (BLUMENTHAL y FALLOT, 1935).

En el borde occidental de la unidad de Sierra Gorda desaparece por efecto de fallas de gran salto, que posiblemente la coloquen bajo los terrenos nummulíticos y triásicos (del Trías de Antequera), que afloran inmediatamente al W. Las fallas aludidas serían el reflejo, en la cobertera, de una gran falla de zócalo de dirección N.-S. situada en el borde oeste de Sierra Gorda y cuya existencia parece muy probable, a juzgar por los datos regionales.

No es muy probable que exista continuidad entre la unidad de Sierra Gorda y la del Torcal de Antequera, ya que esta última parece corresponder a un surco sedimentario más meridional y a una unidad tectónica más superior que Sierra Gorda.

Se ha de insistir pues, en que la desaparición de la unidad de Sierra Gorda por este borde occidental es un tanto confusa, sin que hasta el momento, en el estado actual de nuestros conocimientos, se pueda dar una solución definitiva.

2. Papel tectónico de la unidad de Sierra Gorda

En ningún punto existen argumentos para pensar en una aloctonía de esta unidad. En el borde oriental se observa cómo sobre el conjunto jurásico, que forma la Sierra Gorda, geográficamente hablando, descansan los materiales margosos del Cretáceo, afectados por una tectónica simple de fallas, con una gran ordenación. Este hecho se conciliaría mal con una aloctonía, la cual habría sin duda acarreado una mayor complejidad estructural en el seno de la unidad. No obstante, la estructura general y los datos regionales hacen pensar en una parautoctonía de la unidad, más que una autoctonía en el exacto sentido de la palabra.

Con respecto a la unidad Subbética s. str., se interpreta como un cam-

bio lateral de facies hacia el S., con una zona sedimentaria intermedia que correspondería a la unidad Parapanda-Hacho de Loja. Se trataría de zonas de diferente profundidad, una vez más atribuible al papel desempeñado por las fallas de zócalo, sin descartar tampoco la influencia que pudiese tener un diapirismo o halocinesis sinsedimentarios.

El conjunto, al ser afectado por la orogenia principal, sufrió un desplazamiento hacia el N., de manera que se acercaron entre sí las unidades, con respecto a la distancia en que se efectuó el depósito. Igualmente en la mayor parte de los casos la unidad más meridional cabalga a la más septentrional. En ningún punto de la región se observa con claridad el contacto entre la unidad Sierra Gorda y la unidad Parapanda-Hacho de Loja, por lo que no se puede asegurar que exista tal cabalgamiento. No obstante, dada la característica general de los contactos tectónicos entre diferentes unidades, no se puede descartar que en este caso igualmente sea por cabalgamiento, sin llegar en ningún punto a individualizarse un manto de corrimiento de gran envergadura.

D) UNIDAD DE ZAFARRAYA

Coincide, igualmente, con la unidad estratigráfica del mismo nombre. Se sitúa al S. de Sierra Gorda, así como al SE. y SW. de la misma.

1. Estructura interna

La estructura interna responde a un anticlinal de simetría diferente, según los cortes, y cuyo eje se curva adaptándose a la forma del borde meridional de la unidad de Sierra Gorda. Así tenemos que en el sector de Zafarraya (borde sur de Sierra Gorda) la dirección general de las capas es este-oeste. En el sector oriental las capas siguen una dirección aproximada NE.-SW., mientras que en el sector occidental siguen la dirección NNW.-SSE.

En las proximidades del Puerto de los Alazores se observa un buen corte, en que se pone de manifiesto exclusivamente el flanco norte del anticlinal, quedando oculto el flanco sur por efectos de fallas. Las capas buzanan hacia el ENE., y se observan numerosas repeticiones estratigráficas debidas a una serie de fallas de dirección NNW.-SSE., paralelas a la falla principal,

que hace desaparecer el flanco sur del anticlinal (ver corte general X, fuera de texto).

El afloramiento de Los Tres Mogotes, situado al S. de esta falla, pone de manifiesto el flanco norte de otro anticlinal, quedando oculto el sinclinal intermedio. Se trata de un anticlinal muy acentuado, en cuyo flanco norte a veces se invierten las capas y cuyo flanco sur falta en su mayor parte, por efectos de falla.

Presenta gran interés la continuación hacia el W. de la unidad de Zafarraya, la cual queda fuera del área estudiada. No obstante se han hecho algunos reconocimientos. Se trata de la Sierra de San Jorge, en la cual las directrices de los pliegues son muy diferentes, ya que la dirección general de las capas es NE.-SW., mientras que al E. veíamos que eran NNW.-SSE. Por tanto, si se representan en planta las directrices de los pliegues de este sector, se observará que forman un ángulo agudo con vértice al N. que coincide con el borde oeste de Sierra Gorda, hecho que se interpretará más adelante.

En las proximidades del pueblo de Zafarraya el corte es diferente. Se trata de un anticlinal fuertemente asimétrico. El flanco norte presenta unos buzamientos bastante suaves con pequeños repliegues, mientras que en el flanco sur los buzamientos son muy fuertes (ver corte general VII, fuera de texto) y en muchos casos las capas se colocan verticales. Estas capas verticales o subverticales son las que forman la Sierra de Zafarraya (Sierra de Alhama, según el mapa 1:50.000) y que son cortados por la carretera de Loja a Torre del Mar por el denominado Boquete de Zafarraya.

En el extremo oriental del afloramiento falta un buen corte para establecer la estructura detallada, debido a la presencia de materiales neógenos bajo los cuales desaparece totalmente la unidad de Zafarraya. No obstante se observa que la dirección general de las capas es, como se indicaba anteriormente, NE.-SW.

2. Relación con la unidad de Sierra Gorda

Los contactos entre ambas unidades son siempre anormales, y en general con unas deficientes condiciones para la observación. Además en varios sectores el contacto está cubierto por grandes extensiones de terrenos cuaternarios de relleno de las depresiones cársticas (Poljes de Zafarraya y de los Llanos de la Dona).

No obstante se puede decir que en todos los puntos es anormal, tectónico y, concretamente, cabalgante hacia el N. A veces este cabalgamiento está enmascarado por fallas normales más modernas, que separan actualmente ambas unidades.

Se trata, pues, en conjunto de una unidad parautoctona, desplazada al N., posiblemente sin exceder los límites para ser considerada como manto de corrimiento.

Llama la atención la disposición de los ejes antes aludidos. En el extremo occidental presentan una fuerte inflexión y hacia la parte oriental vuelven a curvarse, dando una amplia curva que se adapta al borde sur de Sierra Gorda. Se puede interpretar como un cabalgamiento diferencial en el que, al encontrarse con la unidad de Sierra Gorda, los ejes tendieron a "amoldarse" a la forma del borde sur de dicha unidad. El hecho nos llevaría a admitir una individualización previa de la unidad de Sierra Gorda, con una simetría similar a la actual, antes del cabalgamiento.

Otra interpretación es la existencia de una falla de zócalo de dirección Norte-Sur que pasa por el borde oeste de Sierra Gorda, en la que el bloque hundido fuese el occidental. La existencia de esta falla parece evidente, por numerosos datos regionales, tales como desaparición de la unidad de Sierra Gorda hacia el W., desaparición asimismo de la unidad Parapanda-Hacho de Loja, predominio en el sector occidental de materiales de la unidad del Trías de Antequera, etc. Si se admite una componente horizontal a esta falla, a ella podremos ligar la flexión de los ejes de la unidad de Zafarraya. Es posible que en el borde oriental ocurra algo similar, existiendo una falla que hundiese hacia el E. la unidad de Sierra Gorda y continuase bajo los terrenos de la depresión neógena de Granada.

E) UNIDAD GALLO-VILO

Se dispone al SW. de Sierra Gorda con la unidad de Zafarraya intercalada entre ambas. El afloramiento es relativamente pequeño (8×3 Km.), sin que se observe continuidad lateral evidente en ninguno de los sentidos. Constituye una unidad estratigráfica y tectónica diferente de las que le rodean.

1. Estructura interna

La Sierra de Gallo-Vilo presenta una estructura anticlinal muy característica. Se trata de un domo alargado, ya que el eje se hunde en sus dos extremos. La dirección del mismo es WNW.-ESE. Una cierta asimetría se manifiesta en el anticlinal, de manera que el flanco sur muestra buzamientos hasta 90° e incluso localmente se invierten las capas, mientras que en el flanco norte el buzamiento medio de las mismas es del orden de $40-50^\circ$. Por tanto, se da una vergencia de componente sur.

Las fallas que presenta el anticlinal las podemos clasificar atendiendo a su génesis en dos grupos. Las singenéticas del pliegue, entre las que destacan las fallas inversas de vergencia S. que aparecen en la charnela del anticlinal, paralelas al eje del pliegue; asimismo el sistema de fallas marginales que forman ángulos de 60° con la dirección del eje del pliegue. Como fallas postorogénicas tardías, o bien posteriores a la orogenia principal, las más características son las fallas normales de hundimiento de la cúpula del anticlinal, las cuales no son muy numerosas.

2. Papel tectónico de conjunto

Las relaciones de esta unidad con las próximas son difíciles de conocer con exactitud, debido a las deficientes condiciones de observación, ya que el complejo Colmenar-Periana le rodea, y los datos que en él se observan son de escaso interés.

No obstante, y siguiendo con las características generales de la región, se podría pensar en una unidad tectónica superior a la unidad de Zafarraya. Las variaciones estratigráficas entre ambas hacen pensar que los materiales que las constituyen se depositaron a mayor distancia de la existente actualmente entre los afloramientos. Todo ello nos lleva a admitir que la unidad Gallo-Vilo está ligeramente desplazada al N. y cabalga parcialmente al borde sur de la unidad de Zafarraya.

Los fenómenos tectónicos de vergencia sur posiblemente tuvieron lugar en una fase de plegamiento posterior a la que produjo el cabalgamiento. No obstante, dada la falta de continuidad del afloramiento y las malas condiciones de observación, todo cuanto se ha dicho queda a manera de hipótesis. De todos modos, merece señalarse este nuevo ejemplo de vergencia hacia el Sur en accidentes muy probablemente posteriores a la orogenia principal.

F) COMPLEJO COLMENAR-PERIANA

Constituye esta unidad un conjunto de materiales margosos, en su mayor parte nummulíticos, que afloran entre las unidades más meridionales de la Zona Subbética y al N. de la Zona Bética s. str. Fue definida por BLUMENTHAL (1931) bajo el nombre de "flysch de Colmenar".

1. Estructura interna

En el seno de este conjunto se observa una gran tectonización, haciendo que el estudio geométrico de los accidentes sea extremadamente difícil. Los tramos de diferentes series estratigráficas están en contacto entre sí, siempre de un modo mecánico, y en gran parte de los casos mediante fallas inversas de vergencia al sur (ver corte en el capítulo de Estratigrafía). Los materiales afectados por la tectonización alcanzan incluso el Aquitaniense, hecho que nos sirve para localizar en el tiempo los esfuerzos tectónicos principales.

Contribuye también a la falta de ordenación de los accidentes tectónicos, los frecuentes y fuertes deslizamientos de ladera, que han tenido lugar en la zona, y que "enmascaran" la mayor parte de las estructuras. Separar o deslindar lo que corresponde a la estructura tectónica de los efectos de estos movimientos del terreno, no tectónicos, es tarea extremadamente difícil en muchos puntos.

2. Papel tectónico

Los contactos con las unidades próximas, unidades de Zafarraya y Gallo-Vilo de la Zona Subbética, y con las de la Zona Bética s. str. son discordantes o acordantes. Por otra parte, otro hecho importante es que existen series estratigráficas correspondientes a zonas de distinta batimetría en la cuenca sedimentaria, como se indicaba en el capítulo de Estratigrafía.

Estos hechos permiten modificar la hipótesis de BLUMENTHAL sobre el papel tectónico de esta unidad. Para el citado autor se trata de una cuenca nummulítica localizada entre la parte meridional de la Zona Subbética (Zona

Penibética de BLUMENTHAL) y la Zona Bética s. str. Todos los hechos parecen concluir en que en esta unidad se incluyen las series cretáceo-nummulíticas de las unidades subbéticas más meridionales y de la unidad Bético de Málaga, sin que sea necesario recurrir a admitir una cuenca sedimentaria de características especiales, aislada de las cuencas cretáceo-nummulíticas de la Zona Subbética.

Se incluyen pues en esta unidad términos alóctonos ligados a la unidad Bético de Málaga, y parautóctonos ligados a las series subbéticas meridionales. Refiriéndonos a estos últimos, al producirse la fase orogénica principal en las unidades más meridionales de la Zona Subbética, se produjo un despegue mediante el cual los materiales más rígidos (Jurásico) se fracturaron y plegaron, disponiéndose en bloques, mientras que los materiales margosos superiores se acomodaron entre los mismos, mezclándose los de unidades estratigráficas y tectónicas diferentes.

En el capítulo de Estratigrafía se insistía en el concepto de que los cambios bruscos de facies y potencias no exigían grandes distancias entre los puntos de depósito. De ahí que el encontrar en esta unidad (complejo Colmenar-Periana) materiales de facies diferentes en contacto unos con otros, no exija forzosamente gran aloctonía de alguno de ellos.

Por tanto, se puede decir que bajo el nombre de complejo Colmenar-Periana están incluidas dos unidades tectónicas eminentemente diferentes. De una parte los materiales margosos de las series subbéticas más meridionales (Penibético de BLUMENTHAL) y de otra parte los materiales de la covertera de la unidad Bético de Málaga.

Los primeros claramente parautóctonos, mientras que los segundos plantean un problema acerca de su posición tectónica. Por una parte pudiesen ser alóctonos y haber llegado a su sitio transportados sobre la unidad Bético de Málaga, mientras que si admitimos que el depósito de los mismos tuvo lugar después del corrimiento del manto Guájar-Málaga, los materiales pasarían a ser parautóctonos.

Los datos regionales con que se cuenta hasta el momento hacen pensar en la primera de las hipótesis, ya que en zonas más internas de la unidad Bético de Málaga afloran igualmente.

Dadas las desfavorables condiciones de observación antes aludidas, hacen que sea imposible la subdivisión en el mapa e incluso en la mayor parte de los cortes. Es posible que en cortes más occidentales, donde la tectonización y erosión estén menos acentuados se puedan diferenciar las distintas unidades comprendidas en el complejo Colmenar-Periana (flysch de Col-

menar de BLUMENTHAL), y poder asignar cada tipo de material a su serie correspondiente, haciendo innecesario este término.

Por lo que se refiere al problema fundamental que aquí se plantea, es decir la contigüidad o el alejamiento originario de los ámbitos sedimentarios del Mesozoico-Nummulítico de la unidad de Málaga con respecto al Subbético más meridional, en la transversal estudiada no se puede decidir la solución. Es más al W., hacia la transversal de Colmenar, o quizá en la de Ronda, donde habrá que buscarlo.

Los estudios recientes efectuados por PEYRE (1965), en la primera, y por HOEPPENER, KOCKEL, DÜRR y otros (1960-62), en la segunda, llegan al resultado de la continuidad, si bien por caminos muy diferentes. PEYRE, siguiendo la hipótesis de DURAND DELGA, según la cual, la Zona Bética y Subbética serían casi colindantes y separadas por una franja de "succión"; los autores alemanes, suponiendo que la estructura en mantos de corrimiento de la Zona Bética se originó precozmente, hacia el tránsito Trías-Lías, de modo que el caparazón del manto de Málaga, siguiendo estas ideas, debió quedar ya en el Lías, venido de la parte más interna del dominio subbético, que dichos autores persisten en llamar "Penibético". Como queda dicho las condiciones de observación en la transversal, objeto de este estudio, son excesivamente desfavorables para poder apoyar u objetar estas interpretaciones.

G) TRIAS DE ANTEQUERA

Constituye una unidad tectónica diferente de las descritas anteriormente. Aflora en pequeñas extensiones en el sector W. de la zona estudiada, al norte del paralelo de Loja, y está mucho más extensamente representado al W. y SW, principalmente en el sector de Antequera, donde fue definida la unidad por BLUMENTHAL (1931) con el mismo nombre.

Se trata de una masa de material de edad triásica que contiene localmente algunos bloques de material más moderno, y que en su conjunto cabalga sobre terrenos más superiores, incluidos los del Nummulítico.

En la región, como se ha dicho anteriormente, sólo existen pequeños afloramientos, los cuales constituyen isleos tectónicos. El enraizamiento de los materiales no se observa dentro de la zona en estudio, y por los datos regionales se puede asegurar que se localiza hacia el SE. y en las inmediaciones de Antequera.

A la vista de los escasos datos que se pueden obtener en la región estudiada y de los datos regionales con que se cuenta, se puede pensar en una unidad similar en su papel tectónico a la unidad de Cambil, aunque de procedencias totalmente diferentes. Puede tratarse, por tanto, de un material enraizado en el seno de la Zona Subbética, en el contacto entre dos unidades diferentes. Estos contactos, en la mayor parte de los casos son cabalgantes, y han podido ser aprovechados por el material triásico de la unidad cabalgante para salir y extenderse hacia el N., con amplitudes que alcanzan los límites para ser considerados mantos de corrimiento.

La naturaleza exacta del movimiento es difícil de conocer, dada la naturaleza de los materiales, mientras que la edad del corrimiento, por lo menos de los movimientos más modernos, se puede conocer por la de los materiales cabalgados, pudiéndose decir que es posteocena. Los argumentos para pensar en una unidad diferente de la de Cambil son: *a)* Diferente edad de corrimiento. *b)* Enraizamientos distintos. No obstante se insiste en que el papel tectónico de ambas es totalmente similar.

A la vista de los hechos observados en la zona objeto de este estudio, parece evidente una relación entre el Trías de Antequera y la unidad Parapanda-Hacho de Loja, hasta tal punto que pudiera constituir una unidad única. Concretamente, el Hacho de Loja pudiese ser el enraizamiento local de esta unidad. No obstante, debido a la escasez de datos con que se cuenta, no se puede afirmar hasta el momento.

Llama la atención la relación existente entre el borde oeste de Sierra Gorda y la localización del Trías de Antequera. La mayor parte de los afloramientos de esta unidad se dispone al W. del meridiano que sigue dicho borde. Es este un argumento más para admitir una fractura profunda, posiblemente de zócalo, de dirección N.-S., que sigue este borde de Sierra Gorda y con hundimiento al W. De este modo la unidad de Sierra Gorda sería inferior tectónicamente a la del Trías de Antequera, argumento que nos hace dudar la relación de esta unidad con la de Parapanda-Hacho de Loja.

Cabe incluso la posibilidad de que todos los afloramientos que se observan en la zona estudiada no sean realmente de la unidad del Trías de Antequera, sino de la parte septentrional de la de Parapanda-Hacho de Loja, lo cual es imposible comprobar, pues no se cuenta con argumento alguno más que el de la continuidad superficial.

II. ZONA BÉTICA S. STR.

Como es sabido (FALLOT, BROUWER, FONTBOTÉ, etc.) se caracteriza por presentar una tectónica de pliegues de fondo y mantos de corrimiento muy marcados. Al contrario que en la Zona Subbética, afloran los materiales paleozoicos, y no existe, por tanto, un verdadero zócalo herciniano, cuya existencia por lo menos se puede deducir en la Zona Subbética.

La Zona Bética s. str. está constituida por tres unidades tectónicas diferentes: Bético de Sierra Nevada (serie de Sierra Nevada más serie de Filabres), conjunto Alpujarride y unidad Guájar-Málaga. En la zona objeto de estudio sólo afloran las dos últimas, quedando oculta, pues, la unidad de Sierra Nevada, que es la más inferior desde el punto de vista tectónico.

A) CONJUNTO ALPUJARRIDE

Está representado en Sierra Tejeda, localizada en el SE. de la zona objeto de este estudio. Entre ella y Sierra Nevada existe continuidad, por lo que se pueden considerar un mismo afloramiento.

I. Estructura de Sierra Tejeda

La estructura interna de Sierra Tejeda es de un gran anticlinal, cuyo eje sigue la dirección WSW.-ENE. y que se hunde hacia el W. Se trata de un anticlinal de fuerte asimetría, con vergencias al N., con frecuentes inversiones en las capas del flanco norte. En ningún punto afloran términos inferiores tectónicamente al conjunto Alpujarride, pudiéndose pensar que bajo Sierra Tejeda se encuentre el Bético de Sierra Nevada.

Uno de los mayores problemas que plantea Sierra Tejeda es el de la continuidad hacia el W. Desde Sierra de Gádor hasta Sierra Tejeda el conjunto Alpujarride aflora con las mismas características tectónicas y estratigráficas. La interpretación a grandes rasgos de la desaparición hacia el W. se hace admitiendo una falla que sigue el borde oeste de Sierra Tejeda, y que hunde el flanco occidental. De este modo el conjunto Alpujarride no aflora

raría por quedar oculto bajo unidades tectónicamente superiores, en concreto el manto Guájjar-Málaga. Incluso los términos inferiores de éste (antiguo "manto de Guájjar") quedan ocultos al W. de Sierra Tejeda.

Todos los hechos parecen concluir en el sentido de que hacia el W. existe continuidad entre los materiales de Sierra Tejeda y los de la Serranía de Ronda, unidades alpujárride y rondaide (BLUMENTHAL, 1923), muy similares entre sí. La continuidad entre ambas se efectuaría bajo la unidad de Guájjar-Málaga, que aflora en toda la zona intermedia.

2. Papel tectónico del conjunto Alpujárride

En la región estudiada esta unidad constituye la más inferior de la Zona Bética s. str. Está ausente pues la unidad de Sierra Nevada, que es la más inferior, tectónicamente hablando, de cuantas afloran actualmente en la Zona Bética s. str.

Los datos que en la región objeto de este estudio se pueden deducir acerca del papel tectónico del conjunto de Sierra Tejeda, y por tanto del complejo Alpujárride, son muy escasos. Su interpretación ha de hacerse, por tanto, basándonos en datos regionales más que en datos puramente locales.

En su mayor parte el conjunto Alpujárride constituye una unidad tectónica superpuesta a la de Sierra Nevada, localmente incluso triplicada, que forma un manto de corrimiento de gran extensión, y del cual Sierra Nevada sería una ventana tectónica. Es por ello por lo que se puede pensar que en este sector desempeña un papel tectónico similar, por lo que se podría suponer que bajo el conjunto Alpujárride se encuentra en este sector la continuación occidental de la unidad de Sierra Nevada. Constituiría por tanto el extremo occidental del manto de Lanjarón, de BLUMENTHAL.

B) UNIDAD GUAJAR-MALAGA

Constituye la unidad tectónica superior de las tres que forman la Zona Bética s. str. Los datos, tanto estratigráficos como tectónicos, hacen pensar en que las hasta ahora consideradas unidades diferentes: manto de Guájjar y Bético de Málaga, constituyen una única unidad. Como ya se indicaba en

el capítulo de Estratigrafía, el Bético de Málaga constituiría el tramo superior, mientras que la unidad de Guájar sería el inferior de una misma unidad. Este hecho se confirma en otros sectores, tal como al N. de Sierra Nevada, constituyendo igualmente desde el punto de vista tectónico una sola unidad, a veces subdividida por fenómenos locales.

Su papel tectónico es bien claro a todo lo largo de su afloramiento. Se trata de un manto de corrimiento superior al del conjunto Alpujárride y de mayor envergadura que el mismo. En algunos casos, la envergadura que se observa actualmente no es la inicial, dado que el desplazamiento del conjunto Alpujárride se efectuó llevando sobre sí a la unidad Guájar-Málaga. Los contactos con el conjunto Alpujárride son siempre mecánicos y con superficies de cabalgamiento bien visibles en la mayor parte de los puntos. En todos los bordes de Sierra Tejeda se observa el contacto de estas dos unidades, así como las mencionadas superficies de falla.

B) RELACION ENTRE LAS DISTINTAS UNIDADES

Se pretende con este apartado hacer una síntesis de las relaciones tectónicas de las distintas unidades entre sí. Gráficamente dicha síntesis se recoge en el corte esquemático de la figura 27, pudiéndose considerar como el corte general de las Cordilleras Béticas según esta transversal. Se insistirá en el texto acerca de los hechos comprobados y los que actualmente quedan a manera de hipótesis.

1. Zona Subbética

En su conjunto se caracteriza por la existencia de un zócalo, lo más probablemente herciniano, continuación de la Meseta. Este se ha fracturado durante la fase de sedimentación del geosinclinal, manifestándose dichas fracturas en fenómenos sedimentológicos de la cobertera, y contribuyendo asimismo a la localización de los accidentes tectónicos de la misma.

Los materiales que la constituyen forman diversas unidades tectónicas, todas ellas parautoctonas y localmente alóctonas, sin que existan materiales de procedencia bética o más meridionales, como opinaba STAUB (1927).

Existen, como se ha descrito, hechos evidentes para afirmar un despla-

zamiento general de los materiales hacia el N. El nivel de despegue es el Trías "germano-andaluz", de gran plasticidad y potencia.

Al ser afectada la zona por los esfuerzos tectónicos, los puntos donde se localizan los cambios de facies constituyen zonas débiles, tectónicamente hablando, y en ellos en la mayor parte de los casos se producen cabalgamientos, según los cuales la unidad más meridional cabalga a la más septentrional. En algunos casos aislados el desplazamiento de los materiales alcanza los límites para poder ser considerado manto de corrimiento.

El cabalgamiento se realiza con diferentes envergaduras según las directrices. A veces se desplazan algunos bloques, a manera de témpanos, que constituyen isleos tectónicos de un manto de corrimiento, no en el clásico sentido de este término, sino de un manto de corrimiento de tendencia olitostromica. Se insiste en el hecho de que todos los materiales alóctonos que se han encontrado en la Zona Subbética se enraizan en el seno de ella misma.

La unidad más septentrional de las representadas en la zona estudiada es la unidad Subbética s. str. Se ha observado que en su borde norte cabalga a unidades más septentrionales, extendiéndose al N. del contacto con gran cantidad de Trías cabalgante. El fenómeno se interpreta como un cabalgamiento entre dos unidades para autóctonas, el cual ha sido aprovechado por la base plástica (Triásico) de la unidad cabalgante para salir en gran cantidad, constituyendo un verdadero manto de corrimiento. Es la unidad equivalente a la que al NE. ha sido definida por FONTBOTÉ bajo el nombre de unidad o manto de Cambil.

La unidad Subbética s. str., por tanto, es considerada en su conjunto para autóctona.

Hacia el S. se localiza la unidad Parapanda-Hacho de Loja, que cabalga al anterior y que parcialmente está corrida. Es muy posible que en la cuenca sedimentaria se dispusiese entre la unidad Subbética s. str. y la unidad de Sierra Gorda. De este modo el Hacho de Loja sería para autóctono, mientras que las sierras de Parapanda y Madrid corresponderían a isleos tectónicos. Constituirían en su conjunto estas dos sierras uno de los "témpanos" que aludíamos anteriormente, que se ha deslizado hacia el N. más que el resto de la unidad.

La unidad de Sierra Gorda es la situada inmediatamente al S. de la anterior. La relación entre ambas, como ya se ha indicado, es extremadamente difícil de conocer, dada la falta total de cortes que suministren datos decisivos sobre este aspecto. No obstante, por sus posiciones relativas y sus características tectónicas visibles se puede admitir que cabalga (igualmente hacia el N.) a la unidad anterior. Sería pues, como la mayor parte de las

unidades subbéticas, una unidad parautoctona con respecto a la situada inmediatamente al N., en este caso sin materiales alóctonos ligados a ella.

En su borde sur, la unidad de Sierra Gorda es cabalgada ligeramente por la unidad de Zafarraya. En horizontal llama la atención la adaptación de los ejes de la unidad de Zafarraya a la forma del borde sur de Sierra Gorda. Este hecho nos habla de un cabalgamiento diferencial con mayor envergadura en los bordes SE. y SW. que en el borde sur de Sierra Gorda, posiblemente ligados a una tectónica de fallas de zócalo.

Más al S. aún se sitúa la unidad de Gallo-Vilo, con un papel tectónico similar a la anterior y tectónicamente superior a ella.

El denominado complejo Colmenar-Periana (flysch de Colmenar, de BLUMENTHAL) es, como se ha dicho, un término que no responde a una unidad tectónica bien definida e independizada, sino a un conjunto de materiales margosos de las unidades más meridionales de la Zona Subbética y de la unidad de Guájar-Málaga. En su estado actual las condiciones de observación hacen imposible separar los distintos términos incluidos en este complejo, al menos en este sector.

Es posible que debajo del complejo Colmenar-Periana queden ocultas unidades subbéticas más meridionales que la unidad Gallo-Vilo y tectónicamente superiores a ella, que afloran al W., tales como la unidad del Torcal de Antequera.

Por otra parte, es un hecho muy a tener en cuenta que, de E. a W., haya variaciones muy notables, debidas a que el borde norte de la Zona Bética s. str. es oblicuo a las directrices de las unidades subbéticas. Así en las transversales situadas más al W. aparecen más numerosas las unidades subbéticas representadas. Este hecho, unido con los cambios laterales de facies, tan frecuentes en la Zona Subbética, hacen que el corte general según esa transversal no pueda ser aplicado al conjunto de las Cordilleras Béticas, aunque a grandes rasgos no existan variaciones fundamentales.

2. El contacto entre las zonas Subbética y Bética s. str.

En la región objeto de este estudio, la Zona Bética s. str. está representada por dos unidades, ambas corridas: conjunto Alpujárride y manto de Guájar-Málaga. Queda oculta la unidad de Sierra Nevada propiamente dicha, que constituiría el autóctono relativo de las unidades béticas superiores (conjunto Alpujárride y manto de Guájar-Málaga) dentro de la Zona

Bética s. str. Las relaciones entre las mismas se han indicado anteriormente de manera que la unidad Guájjar-Málaga es la más alta tectónicamente, y cabalga al conjunto Alpujárride.

Se plantea aquí el problema de la relación entre la Zona Bética s. str. y la Zona Subbética. Las condiciones de observación no permiten obtener unas conclusiones definitivas. De una parte, por la presencia del complejo Colmenar-Periana, y por otra, la existencia del Mioceno que cubre el contacto, el cual cruza toda la depresión de Granada por debajo de los materiales neógenos.

Es evidente que el borde norte de la Zona Bética es oblicuo a las directrices de la Zona Subbética, de manera que, según las transversales, quedan al descubierto un variable número de unidades subbéticas. Por otra parte, faltan en toda la región ventanas e isleos tectónicos que nos indiquen que los materiales béticos cabalguen ampliamente a los subbéticos. Lo que ocurre en cambio en otros sectores, tales como al N. de Sierra Nevada, donde existen las conocidas ventanas tectónicas de Alfacar, El Calabozo y otras (VAN BEMMELEN, 1927).

Allí donde el contacto se hace sin la intercalación del complejo Colmenar-Periana se puede observar claramente el cabalgamiento de los materiales béticos sobre los subbéticos. Por el contrario, en los puntos donde se intercala el complejo Colmenar-Periana, los hechos son bastante diferentes. Los contactos del conjunto Alpujárride y Guájjar-Málaga con los materiales de dicho complejo son en general subverticales. Este hecho no es extremadamente valioso, dado que el complejo Colmenar-Periana incluye indudablemente materiales béticos. La misma presencia del complejo Colmenar-Periana y la mezcla de materiales existentes en él, hace imposible la observación del contacto entre las dos zonas, Bética y Subbética.

Por otra parte, dada la naturaleza predominantemente margosa de los materiales del complejo Colmenar-Periana, las estructuras que en ella observamos son de escaso valor para reconstruir la estructura interna, entre otras causas por la dificultad de deslindar los efectos de movimientos de terreno totalmente independientes de la tectónica. El firmante cree imposible resolver el problema contando sólo con datos de geología de campo. Tal vez sería soluble por métodos geofísicos.

Todos los datos nos llevan a la idea de que los materiales béticos cabalgan a los subbéticos en una extensión hacia el N. diferente según las transversales. En la zona en donde no aparece el complejo Colmenar-Periana, o una unidad equivalente, tal falta se puede deber a efectos de erosión que han profundizado más en ellas, barriando dicha unidad.

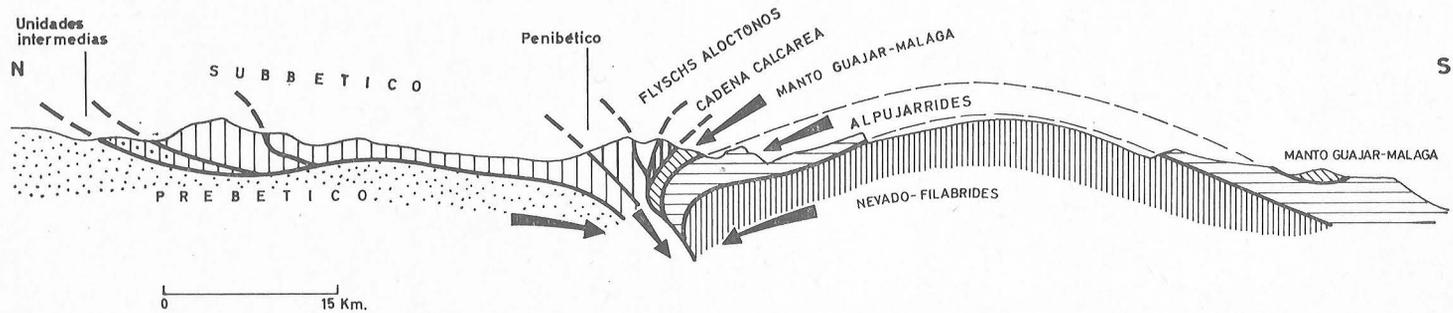


Fig. 26.—Corte estructural del conjunto de las Cordilleras Béticas según DURAND-DELGA (1966). Las flechas indican los desplazamientos de los materiales, en la hipótesis de la succión.

Uno de los problemas que queda sin resolver hasta el momento es el de la desaparición hacia el S. del zócalo herciniano de la Zona Subbética, dado que en la Zona Bética s. str., los materiales paleozoicos han sido fuertemente afectados por la orogenia alpina y no aparece un zócalo diferenciado como tal. Hasta ahora la hipótesis más admitida es la de la existencia de una gran falla inversa de vergencia al N., que habrá trasladado el conjunto de la Zona Bética s. str. en ese sentido, como ya admitía FALLOT (1948) y también otros autores anteriores, aunque de modo menos expreso.

Desde hace unos años se cuenta con otra hipótesis acerca de esta cuestión y que explica el contacto Bético-Subbético. Se trata de la *hipótesis de la succión*, original de DURAND-DELGA, que, al menos en la región objeto de este estudio, parece la más coherente. Se trata de admitir que en el contacto Bético-Subbético existe una fuerte zona de succión que da lugar a unos esfuerzos y un dispositivo como el que se indica en la figura 26, reproducida de DURAND-DELGA.

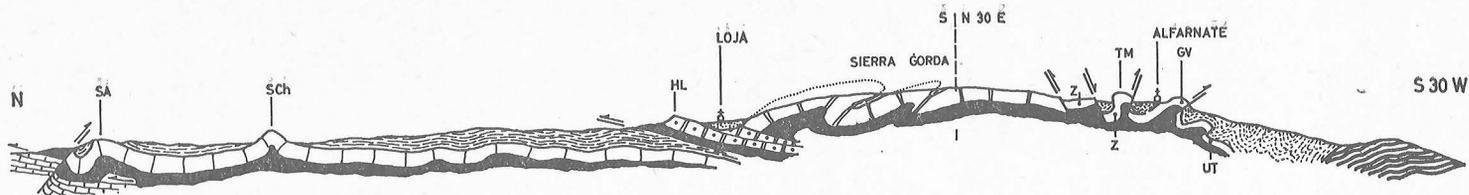
C) CUESTIONES CRONOLÓGICAS

A la vista de los resultados hasta ahora logrados en el estudio geológico regional, los distintos accidentes tectónicos del ciclo alpino, que afectaron a la región, se sucedieron en el tiempo del modo siguiente:

Los primeros fenómenos de plegamiento ocurrieron posiblemente al final del Triásico. A ellos podría atribuirse el abombamiento de la Zona Bética, que pasó a formar, en su parte más interna, el geoanticlinal bético. Al norte quedaría la cuenca de las zonas Subbética y Prebética; al S., la de la unidad Guájar-Málaga, de subsidencia mucho menos acentuada que la anterior.

Le sucede en el tiempo la fracturación del zócalo de la cuenca geosinclinal subbética. Se trata, sin duda, de fallas de distensión que aprovecharon los materiales volcánicos para salir al exterior. Tanto esta fracturación como el volcanismo se desarrollaron principalmente durante el Jurásico, por lo que se refiere a la región objeto de este estudio. Pero en otros sectores, aun en el Nummulítico, parecen darse movimientos de distensión de cierta importancia, aunque en ese caso tales movimientos más tardíos ocurrieron después de etapas de compresión, como la que parece haber sido importante en el Cretáceo.

La primera fase de plegamiento que dejó su huella en la Zona Subbética tuvo lugar durante el Cretáceo medio, y sólo afecta al sector más sep-



UNIDADES ESTRUCTURALES



Unidad subbético frontal (= Complejo Subbético frontal, según BUSNARDO 1960 - 62)



Unidad subbética s.str. (1.- Lias. 2.- Jurásico s. lat. + Cretáceo + Nummulítico)



Unidad Parapanda - Hacho de Loja



Unidad de Sierra Gorda



Unidades Subbéticas Meridionales (Z.- Unidad de Zafarraya, GV.-Unidad Gallo-Vilo, UT.- Unidad del Torcal ?)



Complejo Colmenar - Periana



Unidad Guájar - Málaga



Triás de las unidades subbéticas. Se indica con el mismo signo, sea cual sea la unidad a que en realidad corresponda.

FORMACIONES POSTOROGENICAS



Neógeno - Cuaternario

Datos geográficos: SA.-Sierra de Albayate. Sch.-Sierra de Chanzas. HL.-Hacho de Loja. TM.-Tres Mogotes. GV.- Gallo-Vilo

Fig. 27.—Corte estructural esquemático de las Cordilleras Béticas, según la transversal de Loja.

tentrional de la zona estudiada. Es en esta época cuando se produce el cabalgamiento del borde norte de la unidad Subbética s. str. sobre la unidad más septentrional, produciéndose el corrimiento de parte de los materiales triásicos de la base de la unidad Subbética s. str.

La fase orogénica principal tiene lugar durante el Mioceno inferior (Burdigaliense). En todo caso, lo que es cierto es que los materiales del Aquitaniense son los más modernos de cuantos son afectados por dicha fase orogénica. En esta etapa se producen la mayor parte de los cabalgamientos entre distintas unidades, y se acentúan los ya iniciados. Igualmente se produce la tectónica de plegamiento de todo el conjunto y se individualizan las Cordilleras Béticas, como gran cordillera de plegamiento.

Admitiendo la hipótesis de la succión de DURAND-DELGA, se diría que en esta época tuvieron lugar los principales movimientos y la succión sería máxima.

Después de esta edad tienen lugar algunas fases de compresión, que alternan con fases de descompresión. Es totalmente verosímil que actualmente aún no se haya terminado la actividad orogénica que afecta a las Cordilleras Béticas; en el borde oeste de Sierra Nevada, por ejemplo, se advierten fallas de edad muy reciente, como ya puso de manifiesto FONTBOTÉ (1957).

CAPÍTULO V

GEOMORFOLOGIA

El estudio geomorfológico detallado de la región objeto de esta Memoria requeriría una extensión grande, y podría constituir el tema de otro trabajo de similar alcance que el presente. No ha entrado en los propósitos del autor el realizarlo, al menos por ahora. En este capítulo sólo se expondrán, de modo muy sucinto, los rasgos principales, para completar la Memoria en los aspectos geomorfológicos indispensables en todo trabajo de Geología regional.

I. RASGOS GEOMORFOLOGICOS GENERALES

Basta un ligero examen al mapa geológico del área estudiada y confrontar los rasgos del relieve con la distribución de afloramientos de los distintos terrenos y de los accidentes tectónicos, para advertir que el relieve de este área es fundamentalmente estructural en sentido lato. Es decir, viene fundamentalmente regido por los factores de la litología y estructura tectónica.

Así pues, se echa pronto de ver que los relieves montañosos más acentuados están modelados sobre calizas y dolomías, que son, entre las rocas más frecuentes de la región, las que presentan mayor resistencia a la erosión. En cambio, las áreas deprimidas, y en el detalle de las regiones montañosas, los valles principales y hondonadas corresponden principalmente a los afloramientos margosos y arcillosos.

Incluso el mayor predominio de las formaciones calizas y dolomíticas en ciertas unidades subbéticas con respecto a otros, queda también plasmado

en el relieve. Por ejemplo, la gran masa de caliza de Sierra Gorda no tiene parangón en el área del Subbético s. str., donde las formas calizas son en conjunto menos potentes.

No obstante, el factor litológico, por sí solo, no explicaría ni mucho menos todas las características del relieve en sus grandes rasgos; hay que contar con el factor correspondiente a la estructura tectónica.

Así, el área correspondiente a la depresión de Granada se manifiesta en conjunto con menor altitud con respecto a las tierras circundantes, como consecuencia de su carácter de depresión tectónica. Allí donde las fallas marginales son más importantes, o al menos más recientes, es donde el contraste es más claro, como puede advertirse, por ejemplo, en el borde oriental de Sierra Gorda.

Es también el factor tectónico, en este caso el plegamiento de fondo relativamente reciente (pueden extenderse aquí las conclusiones de FONTBOTÉ, 1957, sobre Sierra Nevada), lo que explicaría la individualización y la gran altitud relativa de Sierra Tejeda, en el borde SE. del área estudiada.

Igualmente, los isleos tectónicos de Parapanda y Sierra de Madrid se manifiestan en el relieve como unidades orográficas netamente individualizadas y de formas abruptas, debido a su diferente constitución litológica con respecto a las formas relativamente más suaves del Subbético s. str., que constituye su substrato actual.

Más en detalle, la estructura de plegamiento, relativamente sencilla y de directrices relativamente rígidas de dicha unidad Subbética s. str., ha influido poderosamente en la diferenciación de crestas y valles en el trazado de la red hidrográfica, según un patrón que sigue en bastantes puntos dichas directrices estructurales.

Ambos factores, litológico y estructural, también han influido en las características de modelado cárstico, que alcanza bastante desarrollo en varias de las unidades calizas. Pero sobre este modelado se tratará más adelante, en apartado diferente.

De todos modos se insiste en que no ha entrado en los propósitos de este trabajo el hacer el estudio geomorfológico detallado de la región, y por ello no es preciso dar mayor extensión todavía a la consideración de estos sectores; es preferible pasar ahora a la consideración de otras también importantes, y que son los relativos a los distintos mecanismos de erosión que han actuado en la región a lo largo de las diferentes etapas climáticas que se han sucedido en el Neógeno y Cuaternario.

De hecho basta considerar estas últimas épocas, ya que es muy dudoso

el papel que puedan haber tenido en las formas que actualmente se observan en el relieve, los fenómenos morfológicos de tiempos anteriores.

Por la situación geográfica del área objeto de estudio, así como por la gama de altitudes —en ningún momento netamente superiores, más bien al contrario, con respecto a las actuales— los mecanismos de erosión que han actuado en la región han sido fundamentalmente los propios del clima mediterráneo propiamente dicho (durante las etapas de condiciones climáticas más moderadas) y los correspondientes al clima semiárido franco, con todos los términos de transición entre ambos.

Únicamente de modo muy local, y limitándose a las áreas de mayor altitud (Sierra Tejeda, por ejemplo), han podido desarrollarse mecanismos de erosión propios del clima periglaciario.

Es posible también que en determinadas etapas climáticas la región haya estado sometida a un clima templado húmedo más bien que mediterráneo, pero no puede esto asegurarse, y por otra parte, dada la menor "actividad" de este tipo de clima, la traza dejada por tales hipotéticas etapas en el relieve de la región habrá sido en todo caso de escasa importancia, y fácil y prontamente enmascaradas por los efectos de mecanismos de erosión más activos desarrollados durante etapas de climas más severos.

En resumen, son los mecanismos de erosión propios del clima mediterráneo y del clima semiárido los que realmente han dejado su fuerte impronta en las formas de relieve de la región. Si son los factores litológicos y estructurales los que condicionan los grandes rasgos del mismo, es en dicho mecanismo de erosión en donde hay que buscar la razón de las formas de detalle de dicho relieve.

En el modelado del relieve correspondiente al clima semiárido, como es sabido, la meteorización física y la acción de las aguas salvajes son los agentes principales del modelado.

El clima mediterráneo se comporta en realidad como una alternancia, dentro de cada año, de una etapa (estación seca) de características semiáridas un tanto suavizadas, con otra de características propias de clima templado húmedo; de esta manera a los agentes anteriores hay que asignarles un mayor papel de la meteorización química, que ya no es despreciable, así como la importancia de los procesos fluviales.

De esta manera se explica que en el relieve de la región encontremos formas propias del modelado semiárido, herencia en muchos casos de las que se desarrollaron en etapas climáticas más severas y más "activas", junto con otras que ya indican un régimen más húmedo.

Entre las primeras hay que señalar numerosos perfiles de ladera de las

montañas calizas, que se presentan notablemente abruptas en sus partes inferiores, mientras que se suavizan en las partes altas. Ejemplos numerosos se encuentran en Sierra Gorda y Sierra de Parapanda.

También existen mantos coluviales al pie de laderas montañosas más o menos fijadas ya por la vegetación actual, y que pueden ser atribuidos a mecanismos de erosión propios de etapas climáticas semiáridas, o al menos de características más áridas que las actuales. Ejemplos de este tipo tenemos en las laderas de Sierra de Parapanda y Sierra Gorda, con gran desarrollo en los bordes occidentales de las mismas.

En los materiales blandos, como especialmente las margas cretáceas y nummulíticas que afloran extensamente, se muestran buenos ejemplos de glaciares de erosión, generalmente hendidos ya por torrentes y barrancos de la red hidrográfica actual. Ejemplos se observan en la cuenca del arroyo Vilanos y arroyo del Salar.

Además de por las formas de erosión, los mecanismos de erosión de modelado semiárido se nos manifiestan también en formas de acumulación especialmente desarrolladas en el área correspondiente a la depresión de Granada. Las formaciones conglomeráticas más o menos sueltas del Plioceno-Cuaternario, generalmente cementadas por limos rojos, representan indudablemente el resultado de un enérgico desmantelamiento de los suelos, mejor desarrollados en las etapas inmediatamente anteriores de clima menos severo, bajo la enérgica acción de las aguas corrientes concentradas en cortos periodos de torrenciales lluvias, como es propio del clima semiárido.

En cambio, el progresivo desarrollo de la red hidrográfica actual y las formas típicamente fluviales, especialmente desarrolladas a lo largo del valle del Genil, deben ser naturalmente atribuidas a los mecanismos de erosión del clima templado húmedo, aunque no persistente como en el caso de las regiones templadas húmedas propiamente dichas, sino durante los periodos húmedos de cada año bajo dominio del clima mediterráneo.

II. EL MODELADO CARSTICO

En la mayor parte de las sierras calizas de la región se pone de manifiesto el modelado cárstico. En las cimas de las mismas se observa un paisaje con frecuentes dolinas y simas, algunas de éstas de gran profundidad.

En estas sierras no existe una verdadera red fluvial, existiendo sólo algunos escasos barrancos por los cuales únicamente en los días de fuertes

lluvias discurre el agua. Son notables los manantiales al pie de estas sierras, algunos de grandes caudales. Como ejemplos más típicos de manantiales y fuentes de este tipo tenemos las de Alomartes, al S. de la Sierra de Parapanda; La Esperanza, al S. del Hacho de Loja; El Manzanil, al N. de Sierra Gorda, etc.

El relieve cárstico más característico dentro de la región estudiada corresponde a Sierra Gorda. En ella la circulación de las aguas es exclusivamente subterránea y sale al exterior por las numerosas fuentes localizadas al pie de la misma. En la parte superior se observa un conjunto de dolinas y uvalas en las que el agua es recogida a manera de embudo y penetra hacia el interior para formar una red fluvial subterránea con simas y cavernas abundantes.

En el sector SE. de Sierra Gorda (geográficamente hablando) existen unos espectaculares ejemplos de poljes. Se trata de un sistema de tres poljes escalonados en los que la altitud es menor en los más meridionales. Son los poljes de las Pilas de Deir, Llanos de la Dona y Zafarraya. Este último es el mayor de todos y presenta una forma ovalada de nueve kilómetros en dirección E.-W. y de tres kilómetros en dirección N.-S. La carretera de Loja a Torre del Mar discurre dentro de él entre los kilómetros 48 al 51 (*).

En el resto de las sierras calizas, tales como Parapanda, Sierra de Chanzas, Hacho de Loja, etc., también se desarrolla el modelado cárstico, aunque dada su menor dimensión con respecto a Sierra Gorda, el desarrollo es menor y no existen poljes como los que se acaban de describir.

III. MESA DE ZALIA

En el capítulo de Estratigrafía, al describir el Cuaternario, se hizo asimismo de la denominada formación de la Mesa de Zalia, la cual tenía unas características muy peculiares. Se trataba de una serie de calizas travertínicas y conglomerados que alcanzaban potencias del orden de 200 metros.

Merece ser tratada aquí la génesis de esta formación por estar ligada a fenómenos de geodinámica externa, en concreto, según la hipótesis que propone el autor, ligados a fenómenos cársticos.

Llama la atención la peculiar composición de esta formación y la distribución de los afloramientos de la misma, así como su gran potencia. Todos los hechos parecen concluir en que se debió formar cerca de grandes

(*) En prensa este trabajo ha sido publicado por LHÉNAFF (1968; *Melanges de la Casa de Velázquez*, T. IV), un estudio geomorfológico detallado de este poije.

manantiales o fuentes de aguas carbonatadas, localizadas al S. de la Sierra de Zafarraya.

Por otra parte, llama asimismo la atención la falta actual de grandes fuentes en todo el borde sur de Sierra Gorda y Sierra de Zafarraya. Este último hecho posiblemente se deba a que el desagüe de Sierra Gorda se hace más próximo al mar, y tal vez directamente en él. Se puede pensar, por tanto, que en una etapa menos avanzada de erosión las cosas ocurrían de un modo diferente al actual.

De aquí se obtiene la hipótesis para interpretar el origen de estos materiales. Posiblemente, como se acaba de deducir, tiempo atrás, en esta falda sur de Sierra Gorda y Sierra de Zafarraya, existían fuentes de grandes caudales, alrededor de las cuales se formaron los materiales de la Mesa de Zalia y afloramientos similares. El depósito se hizo durante el Plioceno o el Cuaternario, simultáneamente a un movimiento de surrección de los bloques más septentrionales. Este último hecho lo confirma la existencia de una discordancia progresiva dentro de esta formación. Es incluso probable que la acentuación de estos movimientos fuese la causa de la desaparición de las fuentes de esta región, buscando las aguas otros caminos de salida.

Una vez depositada la formación de Zalia, ésta influyó en el modelado de la región, dada la consistencia de los materiales y a estar colocada sobre otros mucho más resistentes a la erosión. Esto contribuye a que en el relieve actual los afloramientos de la formación de la Mesa de Zalia destaquen en el paisaje.

CAPÍTULO VI

GEOLOGIA APLICADA

Desde el punto de vista de la Geología aplicada, la zona no presenta un especial interés. Los yacimientos endógenos de la región son muy escasos y poco importantes desde el punto de vista económico, y los únicos yacimientos minerales de algún interés son los exógenos, tales como el yeso. Por otra parte, se debe subrayar el que, dada la gran cantidad de calizas, margocalizas y margas existentes en la región, ésta es, en principio, muy propicia para la localización de materias primas para cementos y materiales de construcción en general.

Dentro de este capítulo, asimismo se hará una breve referencia a las posibilidades petrolíferas de la región.

I. YACIMIENTOS MINERALES Y OTROS RECURSOS DE MATERIAS PRIMAS MINERALES

I. Yacimientos endógenos

No existe en toda la región estudiada ningún yacimiento endógeno de gran interés. Se reducen casi exclusivamente a los ligados a las rocas volcánicas. En la mayor parte de los casos la explotación no es económicamente rentable. Se trata de impregnaciones de minerales de hierro (magnetita y/o oligisto), y en algunos casos de sulfuros de cobre, en los materiales encajantes de las rocas volcánicas.

En concreto, en el Trías, ligadas con las ofitas, se observan impregna-

ciones y filones capa de limonita. Esta debe proceder de alteración secundaria del oligisto y quizá de la magnetita. En algunos sectores las concentraciones alcanzan los límites económicos para su explotación. En las proximidades de la desembocadura del río Frío en el río Genil hay unos yacimientos de este tipo que han sido objeto de explotación y que actualmente se explotan muy esporádicamente. Son pequeños lechos de oligisto limonitizado, que se intercalan en margas triásicas en las proximidades de carniolas.

Este tipo de yacimiento es el que se denomina "ocres rojos de Jaén", bastante abundantes en todo el Trías de la Zona Subbética, principalmente en la parte septentrional de la misma. La utilidad del mineral, en la mayor parte de los casos, es exclusivamente como pigmento para fabricación de pinturas.

En la Sierra de Ojete y Sierra de Chanzas se observan yacimientos en parte comparables, aunque en este caso ligados con basaltos espilíticos. Actualmente lo que encontramos es un yacimiento secundario, en el que el mineral es exclusivamente limonita, la cual rellena pequeñas cavidades cársticas de las calizas liásicas.

Se debe pensar en que el mineral de hierro primario estuviese genéticamente relacionado a las erupciones volcánicas de edad liásica ya descritas. El mineral, por acción de las aguas, se alteró para formar la limonita y se removilizó hasta ocupar las oquedades de las calizas. Son numerosas las calicatas existentes en la región, que permiten ver la distribución del mineral. Los yacimientos son explotados desde hace mucho tiempo y lo siguen siendo actualmente, con muy escaso rendimiento económico. El mineral solamente tiene utilidad como pigmento de pinturas.

2. Yacimientos exógenos

Los yacimientos exógenos son más abundantes y de mayor interés económico. Se reducen a yacimientos de yeso, que se explota en canteras en numerosos puntos de la región estudiada. Podemos distinguir, según la edad de las rocas encajantes, dos tipos de yacimientos completamente diferentes: los del Triásico y los del Mioceno.

Los yacimientos yesíferos del Trías están muy irregularmente distribuidos. Las masas de yeso presentan asimismo una forma bastante irregular. Muchas de ellas son objeto de explotación. Por ejemplo existen yacimientos de este tipo en todo el afloramiento del Trías localizado al S. de Tocón, y

que es cruzado por el río Genil. La carretera de Granada a Málaga, hacia el Km. 468,6, corta a uno de ellos. Prácticamente en todos los afloramientos de Trías de alguna importancia de la región existen o han existido canteras de yeso.

Los yacimientos yesíferos del Mioceno son muy diferentes de los anteriores. Las masas de yeso son de pequeña potencia y muy bien estratificadas, alternando con capas de margas o limos. La potencia media de los lechos de yeso es de 10 cm., pudiendo existir un conjunto de capas que alcancen más de 100 metros de potencia. Existen gran cantidad de canteras en explotación en toda la región, por ejemplo en las proximidades de los pueblos de Salar y Santa Cruz del Comercio.

Un hecho que llama la atención es el método de explotación del yeso en cualquiera de los dos tipos de yacimientos que se acaban de describir. En la mayor parte de los casos se hace sin mecanización alguna.

3. Los materiales de construcción

Mención aparte merecen numerosas rocas de la región, que son explotadas, o pudieran serlo, para materiales de construcción principalmente, o como materia prima para fabricación de cementos o cal.

Para su utilización directa como material de construcción son explotadas principalmente las calizas y dolomías triásicas y liásicas, la mayor parte para firmes de carreteras. En algunos casos, como en Illora y Loja, se labran y pulen planchas de caliza para la ornamentación y recubrimiento de edificios. Se explotan asimismo para su utilización directa los materiales de los tramos de maciños del Mioceno. Concretamente en Montefrío, Alhama y Zujaira se hacen explotaciones relativamente importantes. La ventaja de los maciños con respecto a las calizas liásicas es el menor peso de aquéllas con respecto a éstas, así como sus posibilidades de arranque.

También se explotan arenas, no sólo de los cauces de los ríos actuales sino también de la formación plioceno-cuaternaria continental que ocupa parte de la depresión neógena de Granada.

Como materiales de interés para la construcción, de un modo indirecto, tenemos las margas miocenas, que se utilizan para cerámica, y las calizas liásicas, para fabricación de cal.

Dada la abundancia de margas, margocalizas y calizas, la región es muy favorable para la localización de materias primas para cementos. Concreta-

mente las margocalizas del Senonense de la unidad de Sierra Gorda presentan una composición similar a la "piedra de cemento".

4. Aguas termales

Dentro de la zona estudiada existen dos manantiales de aguas termales. Son los de Alhama de Granada y los Baños de Vilo, en las proximidades de Periana. Ambos, especialmente el primero, son objeto de explotación para baños medicinales.

Los baños de Alhama de Granada constituyen en la actualidad uno de los balnearios más importantes de Andalucía, y sus instalaciones han sido modernizadas recientemente. Las aguas son nitrogenadas y manan a 47° de temperatura.

Los baños de Vilo son de unas características similares, aunque no cuentan con instalaciones comparables a las de Alhama.

Llama la atención la localización de todas las fuentes termales en el conjunto de las Cordilleras Béticas. La mayor parte se dispone según una línea que pasa por Periana, Alhama de Granada, La Malá, Sierra Elvira, Graena, Zújar, etc., la cual, a su vez, se localiza en las proximidades del contacto entre las zonas Bética y Subbética; esto es, en la zona donde posiblemente exista una gran falla o una zona de succión. Es de notar que dicha alineación contiene a su vez los epicentros de bastantes terremotos importantes que han afectado a la región.

Todos estos datos nos llevan a pensar que las fracturas profundas, aún en movimiento, sirven simultáneamente de camino de salida de las aguas termales y de hipocentro de los seismos que afectan a la región.

II. GEOLOGIA DEL PETROLEO

Son bastantes los indicios de hidrocarburos que existen en la región, principalmente en el sector septentrional. Sin embargo, las características geológicas del conjunto de la región no la hacen muy favorable para la posible localización de yacimientos en ella.

El Trías "germano-andaluz" contiene posibles rocas madres en algunos niveles margosos de facies marinas. En todo caso lo que sí es cierto es que

las dolomías del mismo, así como algunas carniolas, dan positivas las pruebas de fluorescencia a la luz ultravioleta. De todos modos, las condiciones estructurales son en general muy desfavorables para grandes acumulaciones, y dado que las posibles rocas almacén están muy irregularmente distribuidas, su localización sería extremadamente difícil.

El interés principal de la región se centra en el Lías. Se ha hecho un estudio detallado de la región de Sierra de Chanzas, en la que se ha observado que tanto los niveles superiores de las calizas blancas y las calizas grises azuladas en toda su potencia dan resultados fuertemente positivos a la prueba de fluorescencia. Las calizas grises azuladas, a su vez, en corte fresco presentan un color azulado característico y fuerte olor a hidrocarburos. En la parte inferior se han observado trazas de asfalto en superficie.

Las margocalizas del Lías (del tramo de calizas grises azuladas) posiblemente constituyen la roca madre. Por otra parte la presencia de indicios en las calizas blancas nos ponen de manifiesto una probable migración descendente, de manera que las principales rocas almacén serían, pues, las calizas pisolíticas y oolíticas del Lías inferior.

El cierre de la estructura lo podrían constituir los mismos niveles, que son roca madre. Sin embargo, a pesar de todas estas condiciones favorables, la Sierra de Chanzas no tiene ningún interés, ya que la erosión ha profundizado grandemente en la estructura.

A la vista de estos datos las zonas de mayor interés serían aquellas en que las estructuras anticlinales liásicas no estuviesen afectadas aún por la erosión. Así, la cuenca nummulítica de Montefrío-Alcalá la Real sería una zona favorable, al menos teóricamente. Mediante prospección geofísica (sísmica, por ejemplo) podría reconocerse la estructura de los materiales jurásicos subyacentes al Nummulítico y localizar posibles trampas.

No obstante, dada la falta de indicios superficiales más llamativos, así como la compleja evolución paleogeográfica y tectónica regional, imponen fuertes reservas, por el momento, a un pronóstico francamente favorable. Es posible, en efecto, que de conservarse algunas reservas de hidrocarburos, éstas quedasen por debajo de los límites de la posibilidad de explotación económica.

El Cretáceo inferior, por su parte, también ha podido constituir una excelente roca madre. En algunos puntos (fuera de esta zona) los indicios en estos niveles son fuertes. Sin embargo, en la Zona Subbética, donde el Cretáceo es predominantemente margoso en su conjunto, las posibles rocas almacén son escasas y reducidas a las calizas del Malm. No ocurre igual en la Zona Prebética, donde el Cretáceo medio es predominantemente calizo.

Otros niveles donde se han observado indicios de hidrocarburos son los maciños del Mioceno de algunos puntos, tales como Montefrío y borde este de Sierra Gorda. Estas rocas harían un excelente papel de rocas almacén, pero las posibilidades de un entrapamiento para dar yacimientos rentables son prácticamente nulas.

CAPÍTULO VII

GEOLOGIA HISTORICA

Hacer una historia detallada de todos los fenómenos geológicos acaecidos en la región es bastante difícil, dado que los datos sobre algunos puntos importantes son escasos o dudosos. No obstante, es posible reconstruirla a grandes rasgos, a partir de los datos recopilados en este trabajo. A lo largo del texto se insistirá en distinguir los hechos comprobados de los hipotéticos.

La historia geológica de la región correspondiente a tiempos anteriores al Triásico es oscura, pues no afloran terrenos paleozoicos o más antiguos en todo el área de la Zona Subbética. En la Zona Bética sí afloran, pero en este trabajo, como se ha indicado reiteradamente, sólo se trata de la misma de modo completamente marginal, dada la escasa extensión de dicha zona en el área objeto de aquél.

Si partimos del final del Paleozoico habríamos de distinguir dos zonas bien marcadas, que corresponderían a las actuales zonas Subbética y Bética. Por extrapolación puede admitirse que en la primera de ellas los plegamientos hercinianos actuaron de un modo más acentuado que en la segunda, y que dentro de la Zona Subbética fueron más intensos cuanto más al Norte.

El hecho probable es que al final del Paleozoico los materiales de base de la actual Zona Subbética estuvieran plegados y erosionados; posteriormente pasaron a formar el zócalo de la misma. Por el contrario, en la Zona Bética s. str. no se pone de manifiesto este carácter de zócalo: lo mismo ocurre para el Paleozoico de diversas unidades "internas" de otras cordilleras alpinicas, como por ejemplo la zona pennínica de los Alpes.

El Trías se deposita sobre todo el conjunto, con facies muy diferentes,

según la distancia de costas y profundidad de la cuenca. En la Zona Prebética y en la Subbética se deposita bajo una facies muy similar a la germánica, acentuándose este carácter hacia el N. En las partes meridionales se deposita el Trías, que BLUMENTHAL define bajo el nombre de Trías "germano-andaluz", similar al germánico, pero con algunas características del alpino.

Por el contrario, en la mayor parte de la Zona Bética s. str., concretamente en la unidad de Sierra Nevada y en el conjunto Alpujárride, el Trías es de facies diferente. Se trata del "Trías alpujárride", similar al alpino, en cuanto a que el Trías superior está constituido por calizas y dolomías con exclusión de margas y evaporitas. En la parte más meridional de la Zona Bética s. str., la correspondiente al Bético de Málaga (parte más septentrional, según la hipótesis de la succión de DURAND-DELGA) el Trías es de facies detrítica, similar al Permotrías de las regiones pirenaicas. A la vista de las facies tan diferentes de los materiales triásicos se podrían distinguir en la cuenca sedimentaria tres dominios netamente diferentes.

A partir del Triásico comienza la diferenciación principal de las Cordilleras Béticas. En la Zona Prebética y en la Subbética se pone de manifiesto una subsidencia, más acentuada en la segunda que en la primera. Por el contrario, la Zona Bética, salvo la zona del Bético de Málaga, sufre una emersión, o por lo menos se convierte en umbral cubierto sólo por aguas someras. Si esta evolución fue simplemente epirogénica, o bien consecuencia de plegamientos precoces, es cuestión debatida, de la que no se tratará en estas páginas, pues su resolución queda fuera del área de este estudio. El resultado es que sobre ella no se depositan materiales jurásicos, cretáceos ni nummulíticos. Por el contrario, en la unidad Guájar-Málaga la sedimentación continúa.

El Lías inferior se deposita bajo unas características similares en todas las zonas sumergidas, lo que nos indica que no existen grandes cambios batimétricos en la cuenca sedimentaria. El mar parece tener en todas partes un carácter simplemente epicontinental.

A partir del Lías medio y superior empieza a subdividirse la cuenca sedimentaria. Se producen fallas de zócalo que dan lugar a zonas de diferentes profundidades y en las cuales se depositan series más o menos distintas. Estas fracturas siguen activas, incluso hasta el Nummulítico, después de los movimientos de los que se hablará más adelante. Son las causantes principales de las variaciones estratigráficas entre las distintas unidades de la Zona Prebética y Subbética, junto con el papel halocinético precoz del Trías. Simultáneamente del funcionamiento de las fracturas se produce el

volcanismo de la región. Las rocas ígneas béticas aprovechan las fracturas para salir y "derramarse" en el fondo marino, produciéndose en ellas estructuras fluidales debidas al rápido enfriamiento.

Durante el Dogger y Malm continúa el mismo régimen sedimentario de zonas de distintas profundidades y, por tanto, de grandes cambios estratigráficos. En Sierra Gorda concretamente se deposita un Dogger muy reducido, que al final del Calloviense se pliega ligeramente y es sometido a una etapa de erosión, a la que se debe el que en muchos puntos sobre el Lías se deposite el Malm discordantemente. Esta discordancia, sin embargo, no se pone de manifiesto más que en esta unidad, porque es posible se deba al levantamiento de Sierra Gorda, debido a efectos halocinéticos.

En el Cretáceo medio tiene lugar la primera fase de plegamiento de importancia. En la región estudiada sólo se pone de manifiesto en el borde norte, en el que se observa que el Cretáceo superior descansa discordantemente sobre el inferior, faltando el Cretáceo medio. Gran parte de los cabalgamientos de la Zona Subbética pueden haberse iniciado en esta fase de plegamiento, pero en el área objeto de este estudio es difícil evaluar la real trascendencia de la misma. Concretamente el cabalgamiento de la unidad Subbética s. str. sobre la unidad más septentrional puede atribuirse a movimientos de esta edad, conforme queda indicado en el capítulo de Geología estructural. Como se indicó en otra parte del texto, este cabalgamiento fue el que originó el manto de Cambil, también como ha sido indicado allí, sin perjuicio que elementos individualizados a partir del mismo hayan podido continuar su movimiento hacia el N. hasta épocas más tardías (FONTBOTÉ, 1964).

Durante el Cretáceo superior y Nummulítico la sedimentación continúa con cambios litológicos según los sectores, aunque mucho menos notables que en el Jurásico.

La etapa orogénica principal tuvo lugar durante el Mioceno inferior (Burdigaliense), como nos indica que los terrenos preorogénicos más modernos son los del Aquitaniense. En esta etapa se acentuaron los pliegues y cabalgamientos iniciados con anterioridad y se estructuró el edificio de las cordilleras Béticas.

El Vindobonense se deposita discordantemente sobre el conjunto de los materiales plegados y erosionados, lo que nos indica su carácter claramente postorogénico. No obstante, en varios puntos se han observado discordancias intravindobonenses, lo que nos pone de manifiesto la existencia de una fase de plegamiento tardío de esta edad. Numerosos datos nos llevan, asimismo, a la conclusión de que posteriormente al Vindobonense tuvieron

lugar nuevas fases de diastrofismo de poca envergadura, que posiblemente continúan hasta los tiempos actuales y que se manifiestan por fallas recientes en sectores próximos (Valle de Lecrín, por ejemplo) y por la actividad sísmica, todavía importante.

En cuanto al modelado del relieve es muy posible que durante el Plioceno y Cuaternario antiguo tuvieran lugar las fases de erosión más intensas.

CONCLUSIONES

Son diversas las conclusiones de interés obtenidas en este estudio, a lo que contribuye que se trate del primer estudio detallado que se realiza en esta región, así como el levantamiento del primer mapa geológico a escala 1:50.000, mientras que en los más minuciosos hasta ahora existentes la escala era de 1:400.000.

Mediante el estudio estratigráfico se ha podido subdividir la Zona Subbética en distintas unidades, y en las series respectivas se han identificado por primera vez varios pisos y se han precisado los dominios crono y litoestratigráficos. Así en el Lías medio y superior se han datado el Domerense, Toarcense y Aalenense. Se cuenta además con datos sobre la existencia del Pliensbaquiense y, posiblemente, el Hetangiense. En el Dogger se han datado el Bajocense y el Batonense. En el Malm todos sus pisos. En el Cretáceo se han podido distinguir el Neocomiense, Barremense, Cenomanense y Senonense, en algunos casos con posibles subdivisiones. En el Nummulítico se han datado diferentes pisos del Eoceno y Oligoceno. Asimismo se ha puesto de manifiesto la existencia del Aquitaniense. Entre los terrenos post-orogénicos se han datado el Vindobonense, Pontiense y un Plioceno indiferenciado, así como el Cuaternario.

A partir de los datos obtenidos se suprime el nombre de Zona Penibética por considerarlo innecesario, ya que entre unidades típicamente subbéticas hay diferencias estratigráficas semejantes a las existentes entre el Subbético y Penibético de BLUMENTHAL.

En la transversal de Loja se han puesto de manifiesto diversas unidades, cada una de las cuales formada en un dominio sedimentario diferente de la cuenca subbética.

A partir de estos datos se ha podido reconstruir, al menos en sus rasgos fundamentales, las características de la cuenca sedimentaria subbética. El papel desempeñado por las fallas de zócalo de edad mesozoica para la com-

partimentación de la cuenca subbética es fundamental. De este modo se explican los frecuentes cambios de facies entre distintas unidades, y aun entre series diferentes dentro de la misma unidad.

Dado que las unidades estratigráficas lo son también desde el punto de vista tectónico, la reconstrucción de la cuenca sedimentaria subbética no puede hacerse de modo totalmente completo, quedando algún punto a manera de hipótesis.

La Zona Subbética se manifiesta principalmente, desde el punto de vista estratigráfico, por cambios laterales de facies importantes con respecto a la zona prebética. Esta última no aflora en la región estudiada, ni tampoco en la transversal a que nos referimos, por quedar oculta bajo los materiales de la depresión del Guadalquivir.

En la cuenca subbética, durante el Jurásico principalmente, se individualizan distintos dominios sedimentarios, dispuestos con un alargamiento general en dirección WSW.-ENE.

El dominio más septentrional sería el correspondiente al de la unidad subbética frontal (BUSNARDO, 1960-62), en el cual durante el Lías superior, Dogger y Malm muestra una característica de bajos fondos, depositándose una serie muy comprimida y con grandes lagunas estratigráficas.

Hacia el S. tenemos el dominio correspondiente a la unidad Subbética s. str., que es el de mayor subsidencia, y en el que se depositan las series más completas y potentes. Dentro de él se presentan igualmente cambios de facies, debido a la presencia de sectores de subsidencia diferente, debido en gran parte de los casos a la existencia de fallas de zócalo de edad mesozoica, al igual que ocurre entre unidades diferentes.

Más al S. aún tenemos el dominio de Sierra Gorda, bastante similar al del Subbético frontal, en cuanto a condiciones de sedimentación se refiere. Entre la unidad Subbética s. str. y la unidad de Sierra Gorda, posiblemente se depositó la unidad de Parapanda-Hacho de Loja, que presenta características estratigráficas intermedias, y que por su papel tectónico supuesto encajaría en este punto perfectamente.

Al S. del dominio sedimentario correspondiente a la unidad de Sierra Gorda se depositan nuevas unidades (unidad de Zafarraya, unidad de Gallo-Vilo y unidad del Torcal), cada una de las cuales corresponde a un dominio sedimentario con características diferentes, como se deduce de sus series estratigráficas.

Hay que llamar la atención sobre la nomenclatura hasta ahora empleada para la zona subbética. En el texto, a todo el conjunto de Prebético hasta el Subbético s. str. se ha denominado Zona Subbética, y a los distintos dominios

sedimentarios se les ha denominado como unidades diferentes. Se quiere indicar aquí que incluso las unidades representadas en esta región no han de estar forzosamente en todas las transversales de la Zona Subbética, ya que en dirección E.-W. se han observado diferencias estratigráficas notables, aunque ciertamente las transiciones son mucho menos bruscas que en dirección transversal.

* * *

Desde el punto de vista geológico-estructural en la Zona Subbética se han podido reconstruir las características fundamentales y bastantes de detalle de las distintas unidades. La escasez de datos geofísicos y la poca claridad con que se observan varios de los contactos principales hacen que la interpretación sea hipotética parcialmente. En el texto se insiste en distinguir los hechos comprobados de los que son hasta ahora sólo hipótesis.

El hecho que más llama la atención es la naturaleza mecánica cabalgante de los contactos principales entre distintas unidades subbéticas. En aquellos puntos donde se observan mejor se advierte que la unidad meridional cabalga a la septentrional. En algunos casos, tales como al N. de la unidad Subbética s. str. y al norte de la unidad de Parapanda-Hacho de Loja, parte de los materiales cabalgantes se han desplazado asimismo hacia el N., formando verdaderos mantos de corrimiento.

El contacto entre la Zona Bética y la Subbética plantea un problema de interés, pero la existencia del complejo Colmenar-Periana, intercalado entre ambas unidades, hace que todo cuanto se diga acerca de este punto sea poco más que conjeturas.

En cuanto a la edad de los plegamientos, distinguimos fundamentalmente dos fases principales: una en el Cretáceo medio (aunque la demostración de su verdadera importancia queda fuera del área de este estudio) y otra en el Mioceno inferior. Posteriormente tuvo lugar el plegamiento de fondo del conjunto, acompañado de fracturación. El carácter sísmico de la región parece indicar que en ella no ha terminado actualmente la actividad diastrófica.

* * *

El relieve de la región, sobre el cual no existen publicaciones geomorfológicas previas, está regido en sus rasgos fundamentales por los factores:

litológico y estructural. En el detalle las formas corresponden a modelados propios de climas semiáridos y mediterráneo. El modelado cárstico tiene un papel importante en los afloramientos calizos de la región.

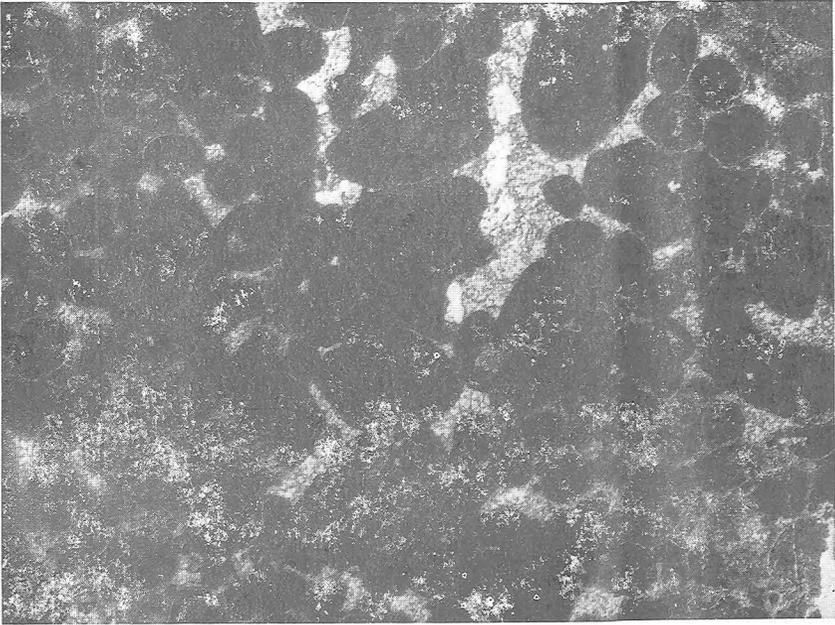
En el capítulo de Geología aplicada se insiste principalmente en el posible aprovechamiento de materiales de construcción, así como en la existencia de importantes reservas de materias primas para fabricación de cementos. De modo especial las margocalizas senonenses de los alrededores de Sierra Gorda dan una composición similar al crudo del cemento, lo que las hace una excelente materia prima.

BIBLIOGRAFIA

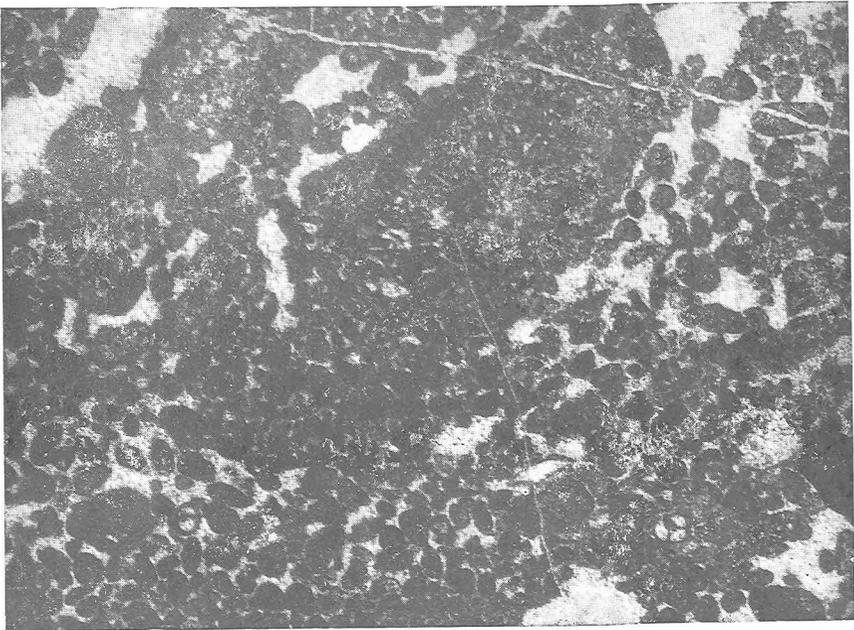
- AGUIRRE, E. (1962): "La serie estratigráfica del Neógeno de la depresión de Granada y contribución del género *Chlamys* a su caracterización".—Est. Geol. Volumen XVII, págs. 7-25. Madrid.
- AUBOUIN, J. (1964): "Réflexions sur la facies "ammonitico rosso".—Bull. Soc. Géol. de France. 7.^a serie. T. VI, núm. 4, págs. 475-501, 10 figs.
- BERTRAND, M., et KILIAN, W. (1889): "Etudes sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et Málaga. In Misión d'Andalousie". Mem. Ac. Sc. de Paris. T. XXX, págs. 378-582. (Versión española: Bol. Com. Map. Geol. de España. T. XVIII, págs. 257-447, 52 figs., 2 láminas. Madrid, 1892.)
- BLUMENTHAL, M. (1930): "Sur les rapports des zones subbetique et pénibétique à la hauteur d'Archidona-Alfarnate (Prov. de Málaga et Grenade)".—C. R. Ac. Sc. T. CXCI, pág. 1.018.
- BLUMENTHAL, M. (1931): "Géologie des chaînes pénibétiques et subbétiques entre Antequera et Loja et les zones limitropheres (Andalousie)". — B. S. G. F. (5). T. I, págs. 23-94, 4 figs., 3 láms. París.
- BLUMENTHAL, M. (1934): "Sur l'existence de poussés antibétique en Andalousie".—C. R. S. G. France. T. CXCVIII, págs. 189-192.
- BLUMENTHAL, M. (1935): "Reliefüberschiebungen in den westlichen betischen Cordilleren".—Ass. Et. Geol. Medit. occ. Vol. IV, núm. 8, p. II, págs. 3-28, 14 figs. 7 láms. Barcelona.
- BLUMENTHAL, M., et FALLOT, P. (1935): "Observations géologiques sur la Sierra Arana, entre Grenade et Guadix".—Mem. Soc. Esp. Hist. Nat. T. XVII, págs. 9-74, 9 planos.
- BUSNARDO, R. (1960-62): "Regards sur la Géologie de la région de Jaen (Andalousie)".—Livre à la memoire du Prof. Fallot. T. I, págs. 189-198. Soc. Géol. de France. París.
- BUSNARDO, R., et CHENEVOY, M. (1962): "Dolérites intrusives dans le Lias et le Dogger d'Andalousie: leurs différenciations pegmatitiques alcalines et auréoles de metamorphisme".—B. S. G. France. 7.^a serie. T. IV, págs. 461-470.

- DOUVILLÉ, R. (1906): "Equisse géologique des Préalpes Subbétiques (Partie centrale)".—These Universidad de Paris. Serie A, núm. 526, 17 láms., 3 cartes, 222 págs.
- DUBAR, G.; PEYRE, N., et Y. (1960): "Observations nouvelles sur le Jurassique inférieur et moyen dans les Cordillères Bétiques sur la transversal de Málaga (Andalousie, Espagne)".—B. S. G. France. 7.^a serie. T. II, págs. 330-339. París.
- DURAND DELGA, M. (1966): "Titres et travaux scientifiques".—Imp. Priester. París. 1966.
- FALLOT, P. (1927): "Sur la région montagneuse comprise entre Priego et Cabra (Andalousie)".—C. R. Ac. Sc. T. CLXXXV, págs. 185-1.287.
- FALLOT, P. (1928): "Notes stratigraphiques sur la chaîne subbétique. II: Sur les marnocalcaires rouges senoniens des environs de Priego de Córdoba".—Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. T. XXVIII, págs. 217-222.
- FALLOT, P. (1932-34): "Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles".—Geol. Medit. Occ. Vol. IV, número 1, págs. 1-115, 9 mapa, 2 láms., 2 tab. 1 esquema.
- FALLOT, P. (1947): "Estudios geológicos en la Zona Subbética entre Alicante y el río Guadiana Menor".—Cons. Sup. Invest. Cient. Inst. "Lucas Mallada" de Invest. Geol., 720 págs., 284 figs. 11 láms.
- FALLOT, P. (1948): "Les Cordillères Bétiques".—Est. Geol., núm. 8, págs. 83-172, 12 figs., 3 láms.
- FONTBOTÉ, J. M. (1959): "Tectoniques superposés dans la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques. Espagne)".—C. R. Ac. Sc. T. CCXLV, págs. 1.324-1.326. París.
- FONTBOTÉ, J. M. (1963): "Observations sur la géologie de la région centrale des Chaînes Bétiques".—Geol. Rund. (in lit).
- FONTBOTÉ, J. M., y QUINTERO, I. (1960): "Lavas almohadilladas (pillow-lavas) en los afloramientos volcánicos de la transversal Iznalloz-Jaén (Cordillera Subbética)".—Not. Com. Inst. Geol. Min. de España, núm. 60, págs. 3-8.
- GARCÍA-DUEÑAS, V. (1966): "Individualización de diversas unidades alóctonas en la Zona Subbética (Transversal de Granada)".—Act. Geol. Hisp. Año I, número 3, págs. 11-14.
- GONZALO Y TARÍN, J. (1881): "Descripción geológica de la provincia de Granada".—Bol. Com. Map. Geol. de España. T. VIII, pág. 20.
- HEIM, A. (1958): "Oceanic sedimentations and submarine discontinuities".—Eclo. Geol. Helv. Vol. LI, págs. 642-649.
- LINARES, A. (1960): "Donnés paleontologiques sur les environs de Domingo Pérez (Chaîne Subbétique. Province de Grenade. Espagne)".—Bull. Soc. Géol. de France. T. (7) II, págs. 322-323.
- LINARFS, A., et MOUTERDE, R. (1960-62): "Observations sur le Lias de Sierra Elvira (Province de Grenade. Espagne)".—Livre a la memoire du Prof. Fallot. Tomo I, págs. 183-188. Soc. Géol. de France.

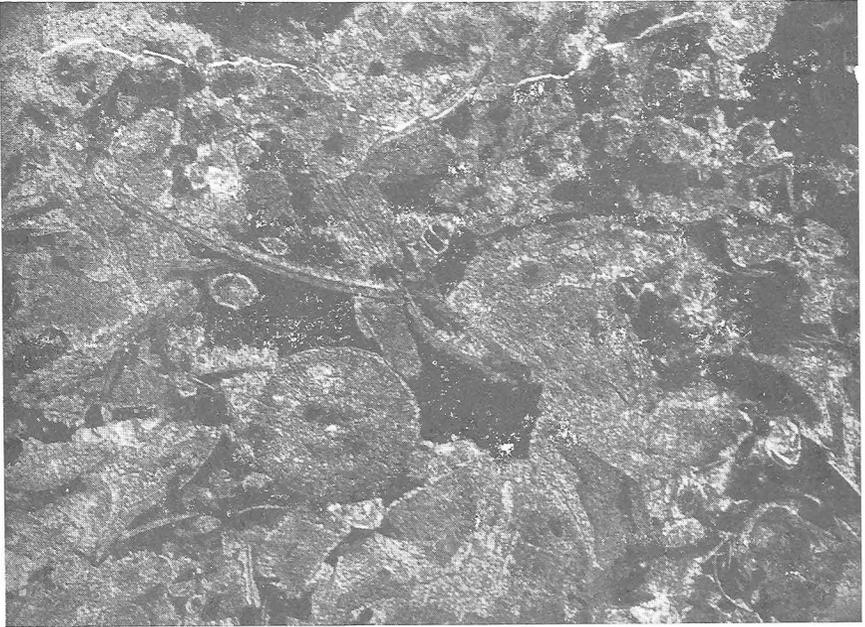
- LINARES, A., y VERA, J. A. (1956): "Precisiones estratigráficas sobre la unidad de Sierra Gorda (Cordilleras Béticas)".—Estudios Geológicos. Vol. XXII, págs. 65-99, 14 láms.
- PEYRE, Y. (1960): "La "Serie du Pedroso" serie-type d'une zone paléogéographique nouvelle dans le Jurassique des Cordillères Bétiques". — C. R. Ac. Sc. Tomo CCLI, págs. 1183-1185.
- PEYRE, Y. (1959): "Présence d'éléments allochtones dans la zone du Flysch de Colmenar (Andalousie)".—C. R. Ac. Sc. T. CCXLIX, págs. 2.086-2.088.
- PEYRE, Y. (1962): "El "Subbético con jurásico margoso" o "Subbético meridional" como unidad paleogeográfica y tectónica de las Cordilleras Béticas".—Not. Com. Inst. Geol. Min. de España, núm. 67, págs. 133-144.
- PEYRE, Y. (1960-62): "État actuel de nos connaissances sur la structure des Cordillères Bétiques sur la transversal de Málaga. Faits nouveaux, problèmes et hypothèses".—Livre à la memoire du Prof. Fallot. Soc. Géol. de France. Tomo I, págs. 199-208.
- STAUB, R. (1926): "Gedanken zur Tektonik Spaniens".—Vierteljahrescher. d. Naturforschenden Gesellsch. T. LXXI, págs. 196-261, 2 planos. Zurich. (Versión española: Real Acad. de Ciencias, Bellas Artes y Nob'es Artes de Córdoba. 1927.)
- VAN DEDEM (1935): "Der geologische Bau der Sierra Tejeda". — As., Est. Geol. Medit. occ. Vol. IV (Géologie des Chaînes bétiques et subbétique), 2.^a part., núm. 7, pág. 30, 1 carta. Barcelona.
- VERA, J. A. (1964): "Nuevos datos estratigráficos acerca de la región de Montefrío (Zona Subbética)".—Est. Geol. Vol. XX, págs. 221-227. 3 figs., 2 láms.
- VERA, J. A. (1965): "La unidad Parapanda-Hacho de Loja. Su individualidad estratigráfica y tectónica dentro de la Zona Subbética".—Acta Geol. Hispánica. Año I, núm. 1, pág. 3.
- VERA, J. A., y GONZÁLEZ DONOSO, J. M. (1964): "Discordancia intravindobonense en Montefrío (Granada). Zona Subbética".—Not. Com. Inst. Geol. Min. de España, núm. 76, págs. 19-32, 3 figs., 1 tabla, 2 láms.
- VIENNOT, P. (1930): "Observations géologiques dans la région de Grenade (Andalousie)".—Livre Jubilaire de la Soc. Géol. de France, págs. 633-660.



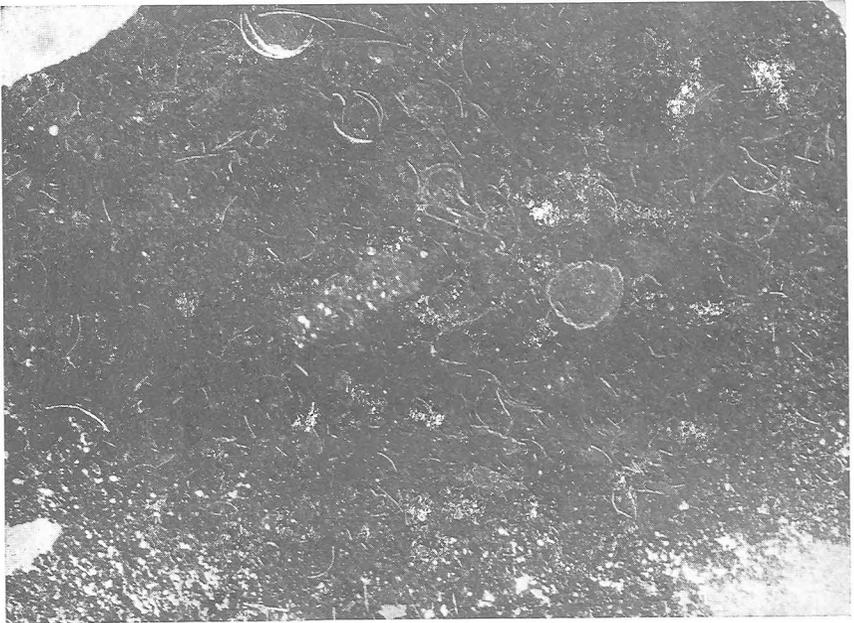
Microfacies de la calcarenita pseudoolítica del Lías inferior-medio. Sierra del Hachuelo. Montefrío. ($\times 10$).



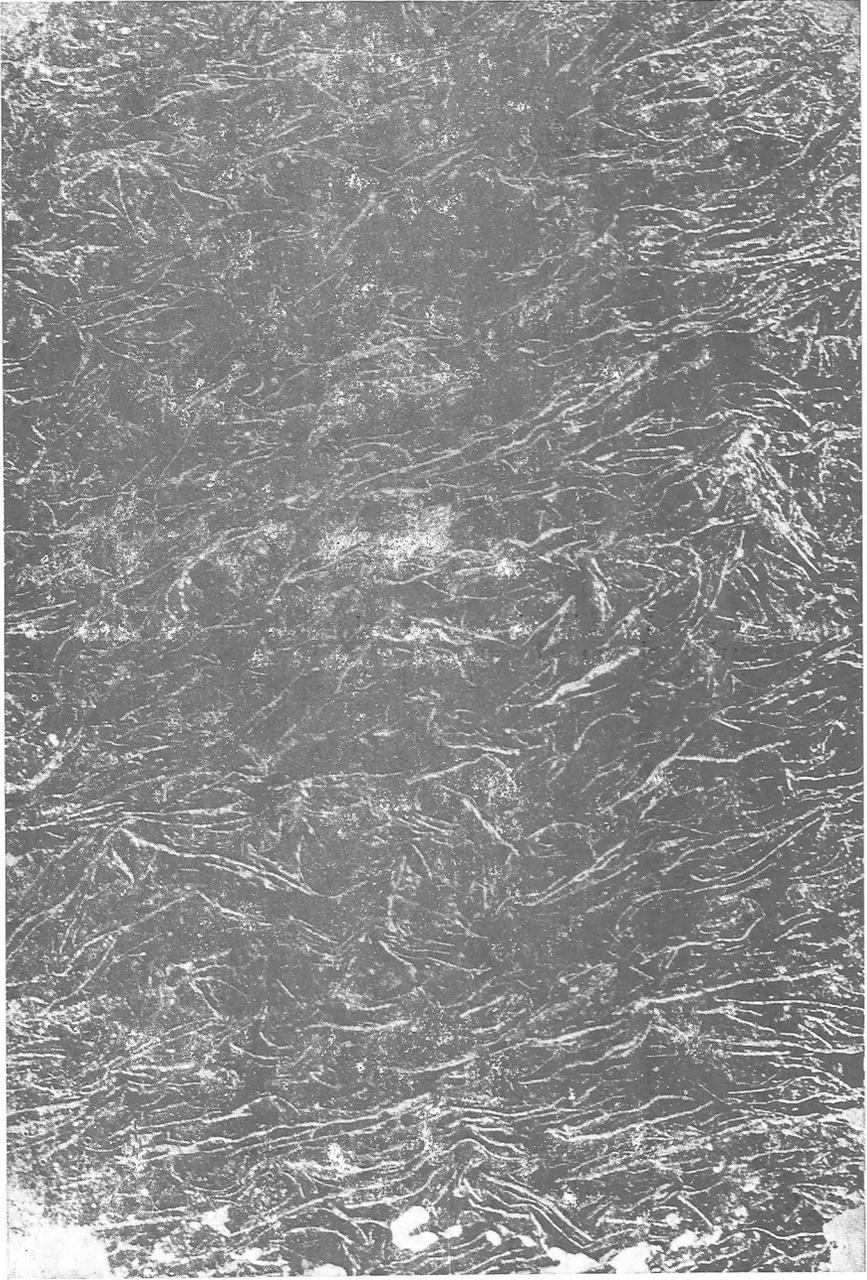
Microfacies de la calcarenita bioclástica con algas (Codiáceas) y pequeños foraminíferos indeterminables. Lías inferior-medio ? Sierra Gorda. ($\times 10$).



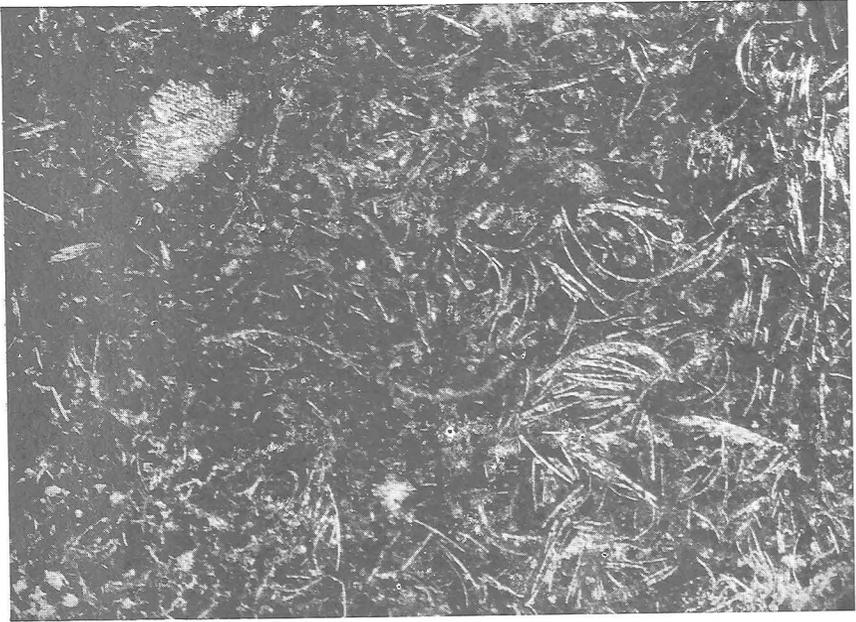
Microfacies de los niveles de calcarenita bioclástica (caliza de crinoides) del Lías medio? Abundantes secciones de crinoides y fragmentos de braquiópodos. Sierra Gorda. ($\times 10$).



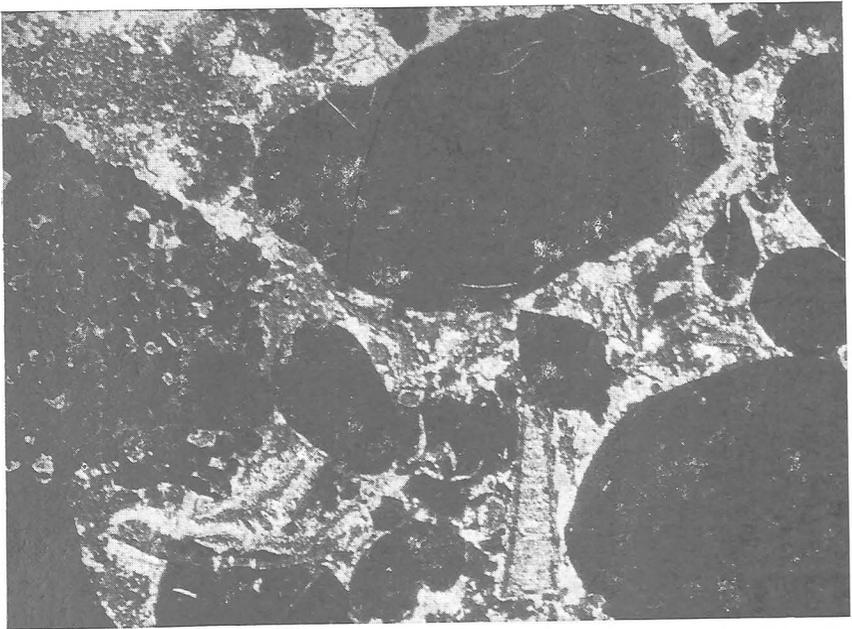
Microfacies de caliza de "filamentos". En este caso parecen responder a secciones de lamelibranquios de caparazón fino. Dogger. Montefrío. ($\times 5$).



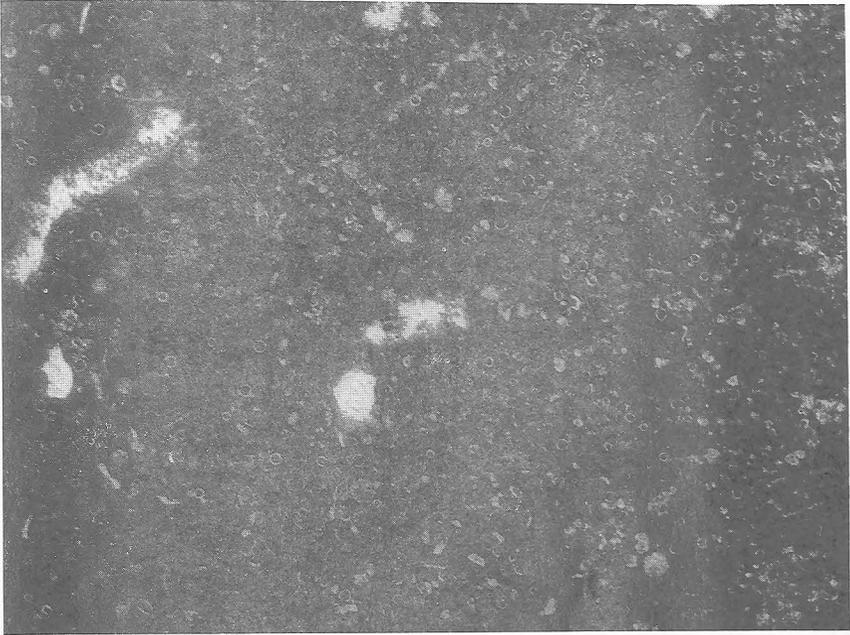
Microfacies de caliza de "filamentos". La trama de los mismos recuerda a la estructura de las algas. Dogger. Sierra de Chanzas. ($\times 15$).



Microfacies de caliza de "filamentos" y fragmentos de equinodermos.
Dogger. Sierra Gorda. ($\times 10$).



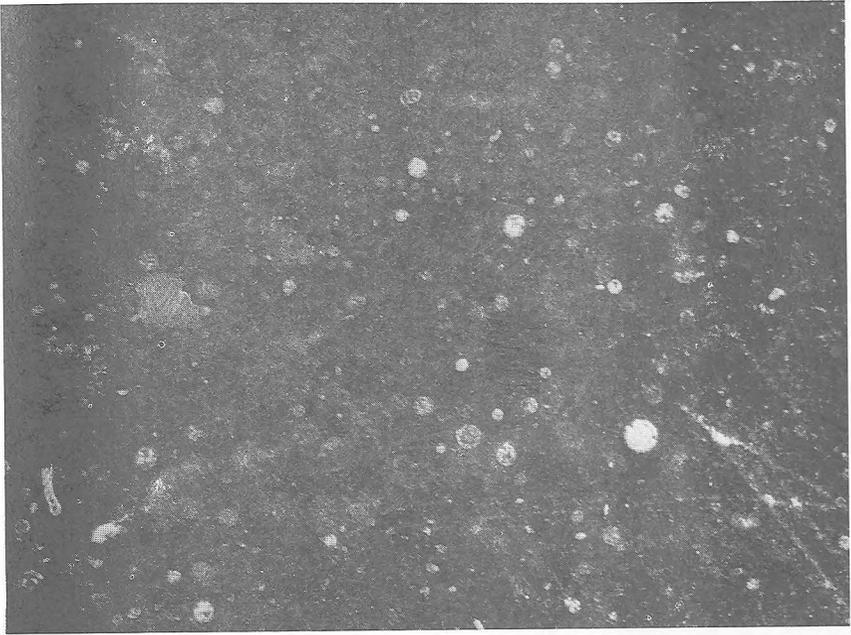
Intraesparudita con cantos calizos de fuerte heterometría. Malm.
Montefrío. ($\times 10$).



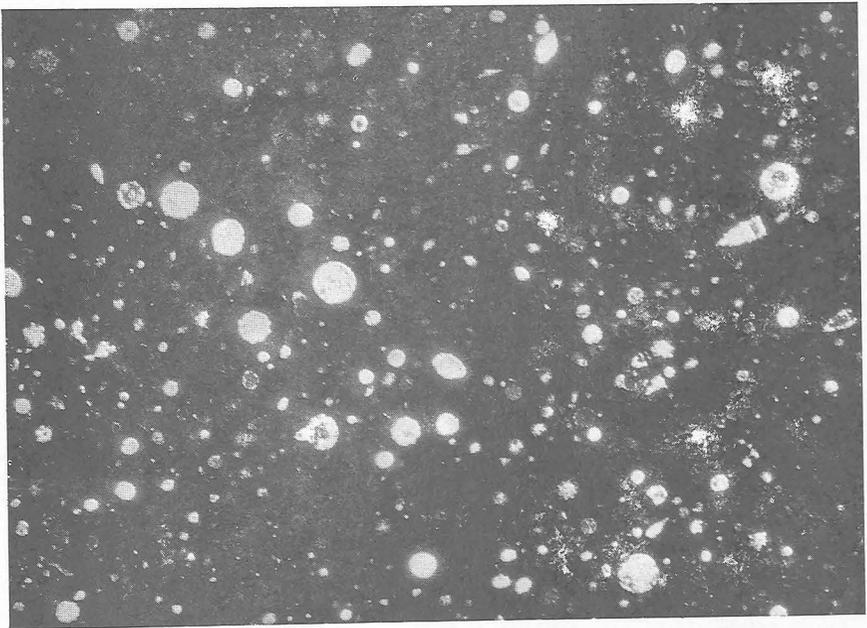
Biomicrita con Tintínidos (*Calpionella alpina* Lorenz y *C. eliptica* Cadich).
Titónico superior. Sierra Gorda. ($\times 20$).



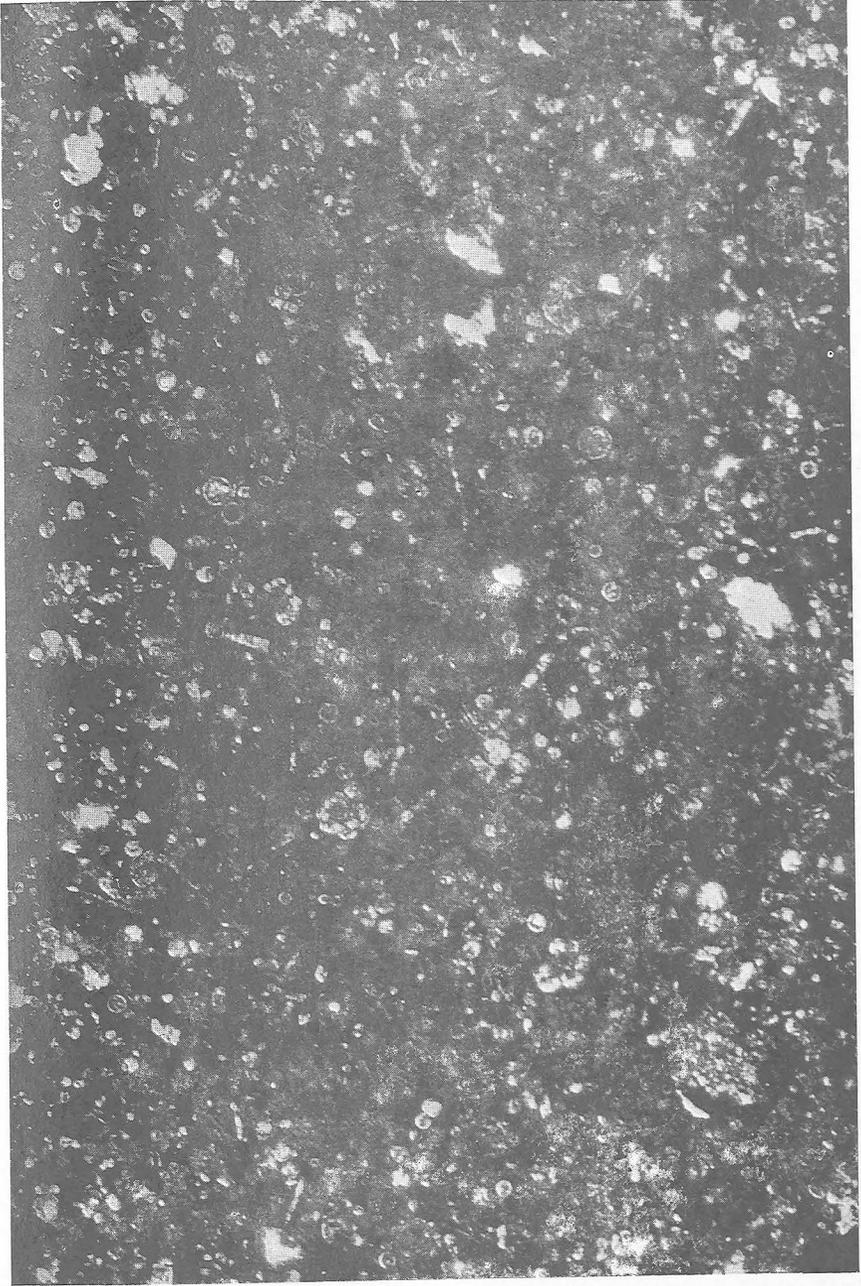
Biomicrita con Tintínidos (*Calpionella alpina* Lorenz, *Tintinopsella* sp.,
Calpionellitis sp., embriones de ammonites y *Globochaeta alpina*
(Lomb.) Titónico terminal-Berriasense inferior. Sierra Gorda. ($\times 25$).



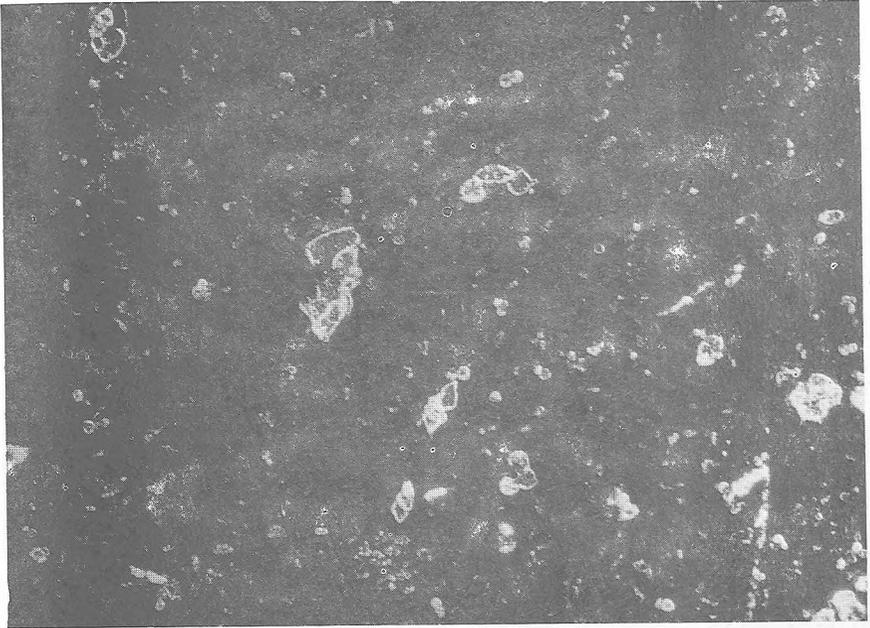
Microfacies de las cáizas de radiolarios. En el cemento, no visibles en la fotografía, abundantes nannoconus. Neocomiense. Loja. ($\times 20$).



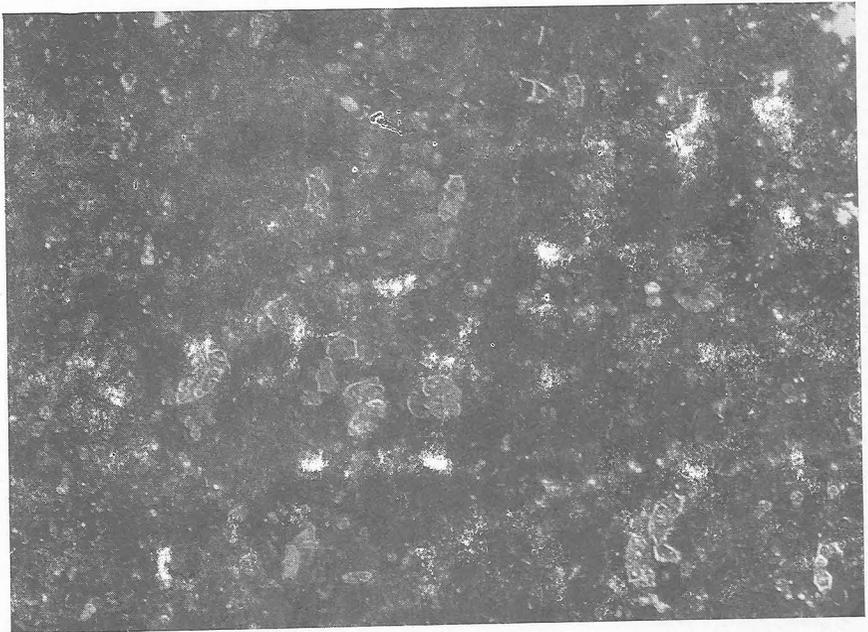
Microfacies de las calizas de radiolarios. Neocomiense. Salar. ($\times 25$).



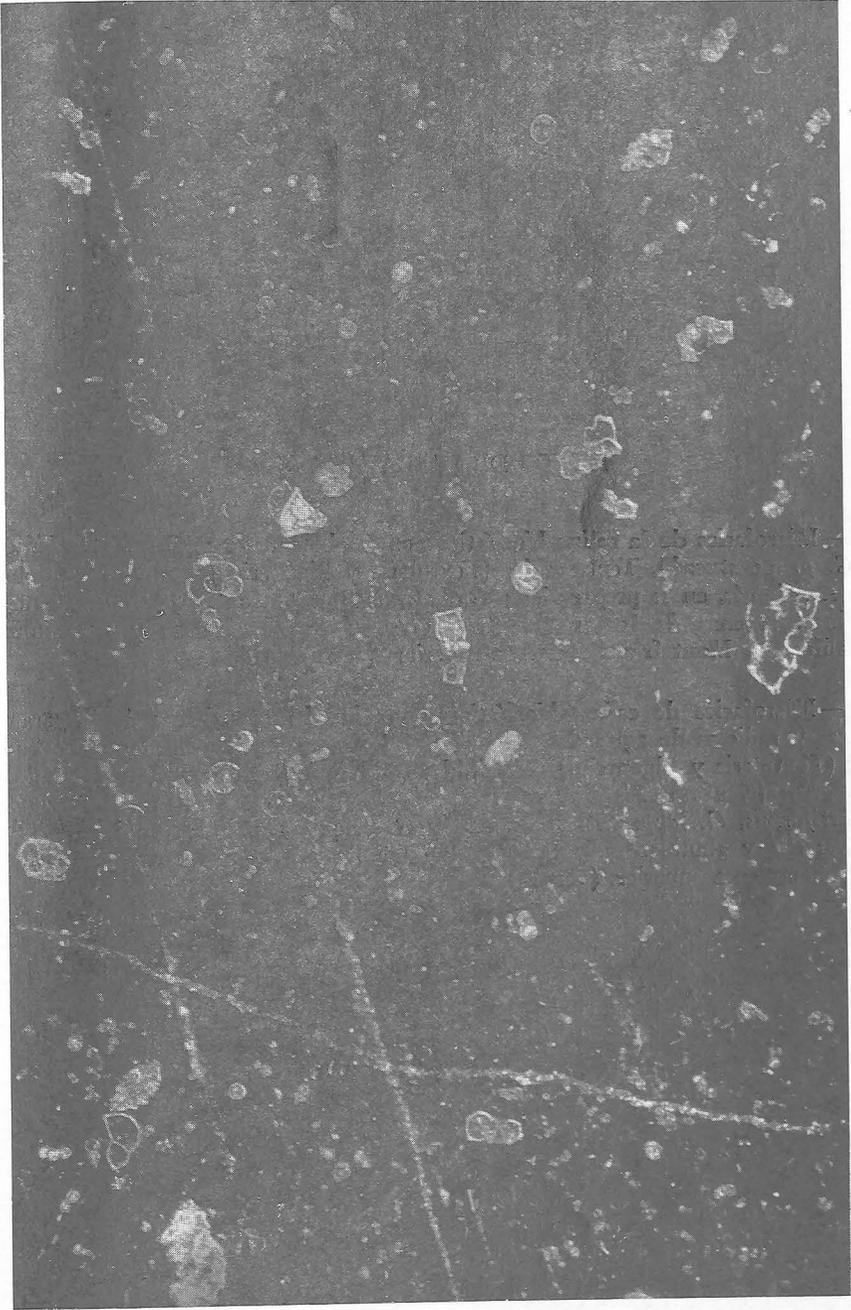
Biomicrita con Fisurinas, Cadosinas, Ticinellas y prismas de Inoceramus.
Cenomanense-Turonense. Illora. ($\times 25$).



Microfacies de Rotalíporas, Ticinellas y Globigerinas de las margocalizas del Cenomanense-Turonense. Sierra Gorda. Salar. ($\times 30$).



Microfacies de las "capas rojas de Rosalinas" con *Globotruncana lapparenti* cf. *lapparenti* y *C. sp. Senonense*. Montefrío. ($\times 20$).



Microfacies de las margocalizas del Senonense, "capas rojas de Rosalinas", con: *Globotruncana* cf. *calcarata* (Cushman), *G.* grupo *linnei*, *Globigerina* *cretacea* y gümbelinas. Sierra Gorda. Salar. ($\times 40$).

TEXTO DE LA LAMINA X

Fig. 1.—Microfacies de la caliza bioclástica con Globotruncanas (*G. cf. stuarbiformis* y *G. grupo stuardi*), Textularidae (*Textularia* y *Bigenerina*), Bolivina y Globigerinas. Además, en la preparación: *Globotruncana lapparenti lapparenti*, Planoglobulinas, prismas de *Inoceramus*, fragmentos de equinodermos y foraminíferos rotaliformes. Montefrío. Senonense superior. ($\times 10$).

Fig. 2.—Microfacies de calizas bioclásticas con abundantes prismas de *Inoceramus*, placas y radiolas de equinidos, fragmentos de moluscos, foraminíferos, Textularidae (*Textularia* y *Bigenerina*), Bolivinidae (*Bolivina*), Rotalidae (*Rotalia*), *Cadosina sphaerica* (Kaufm.), *Fisurina ovalis* (Kaufm.), Globotruncanidae (*Globotruncana stuartiformis*, *G. lapparenti tricarenata* y *G. grupo stuarti*), Lagenidae (*Robulus*), Navarrella y abundantes intraclastos con Gümbeíinas y Globotruncanas. Montefrío. Senonense superior. ($\times 10$).

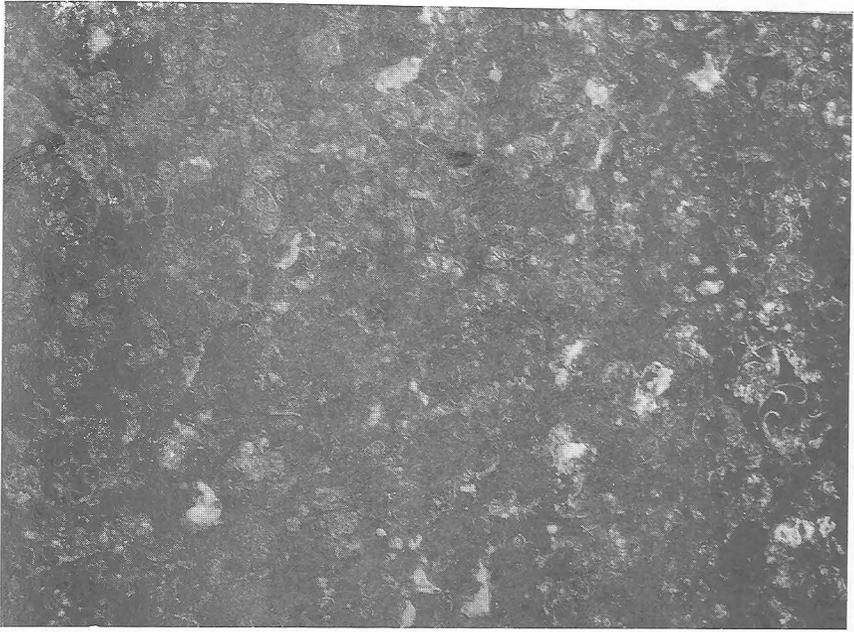


Figura 1

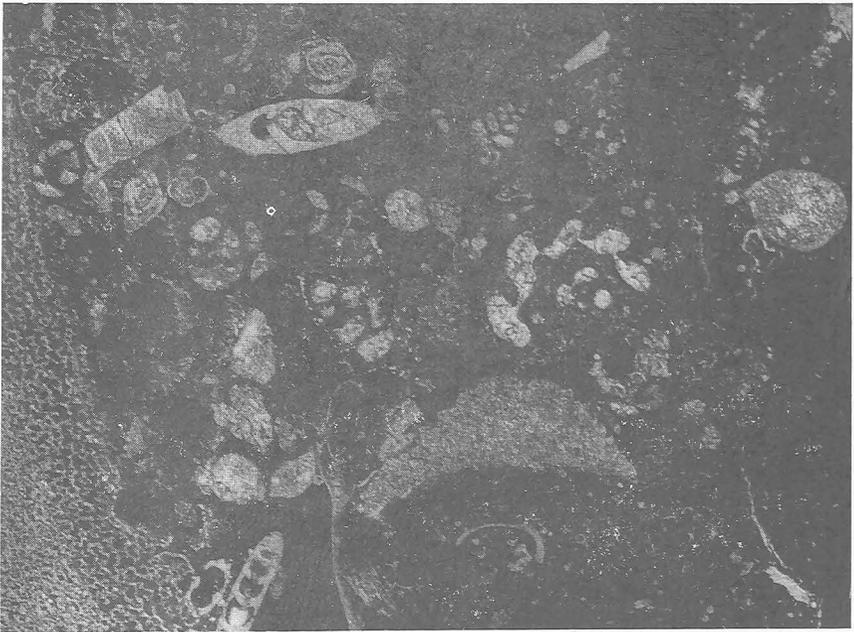
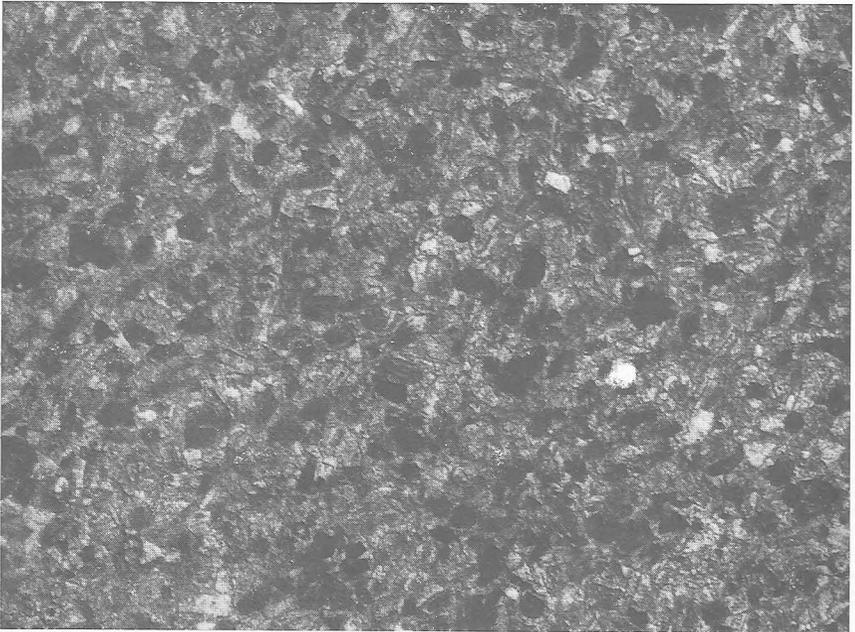
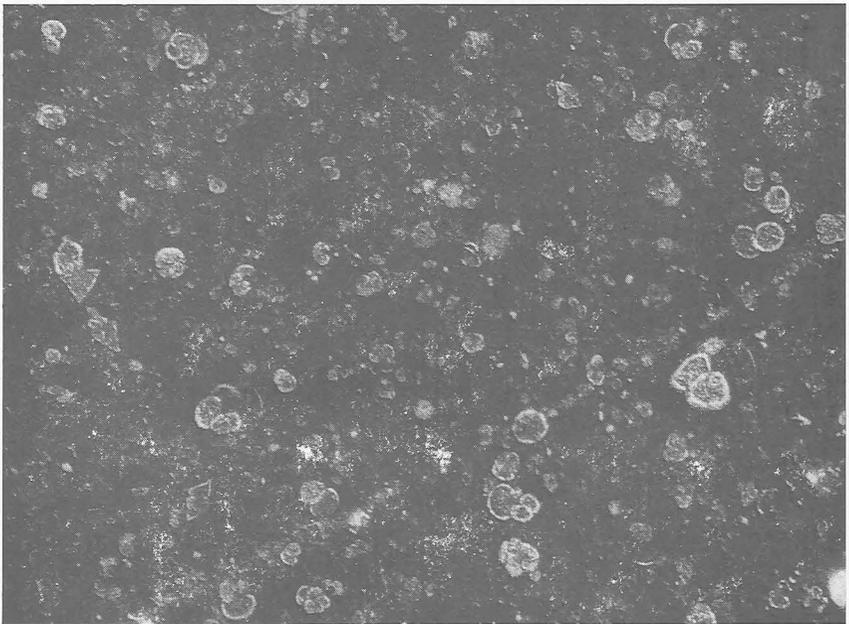


Figura 2



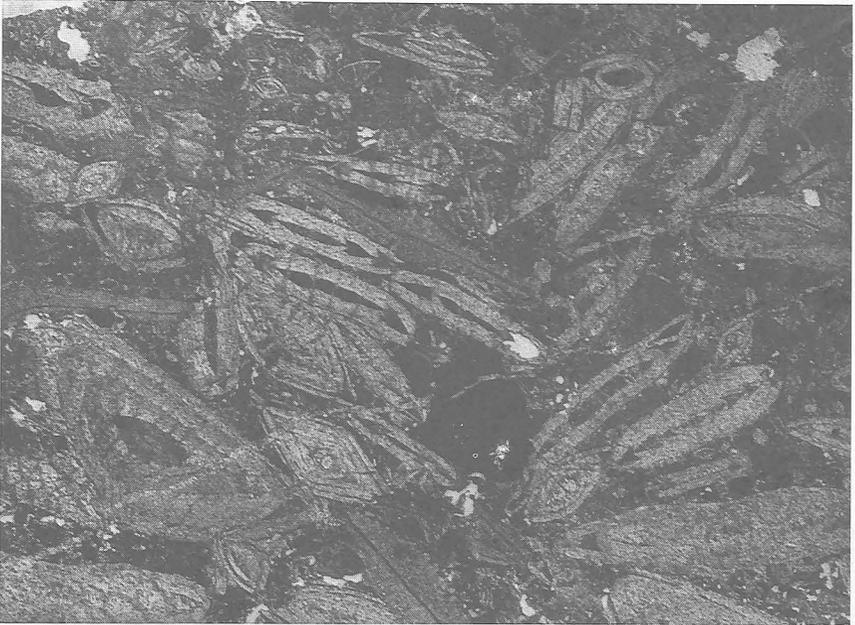
Calizas bioclásticas con fragmentos de *Microcodium*. Eoceno inferior.
El Portichuelo. ($\times 10$).



Microfacies de: *Globorotalia* (*Truncorotalia*), grupo *velascoensis* (Cushman),
Globorotalia (*Globorotalia*) *crassata* (Cushman) y *Globigerina* sp. Eoceno
inferior. Montefrío. ($\times 20$).



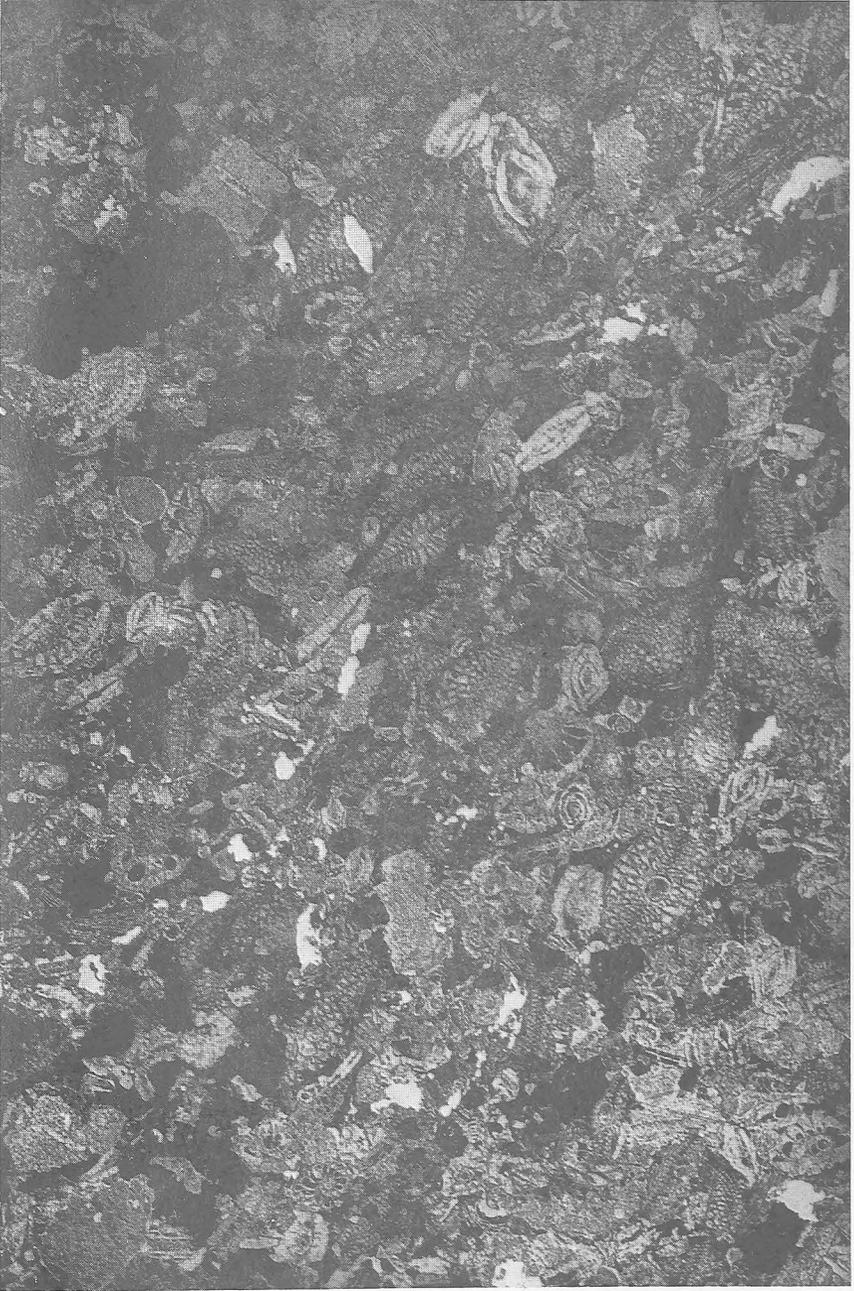
Microfacies de las calizas de Nummulites, Discocyclinas y *Assilina* cf. *prespira* (Douvillé). En la preparación, además, Alveolinas flosculinizadas. Luteciense inferior. Montefrío. ($\times 10$).



Caliza bioclástica con Nummulites, Discocyclinas, Actinocyclinas, Assilinas (*A. prespira* Douvillé y *A. sp.*), Melobesidae, Globigerinas. Luteciense inferior. Montefrío. ($\times 10$).



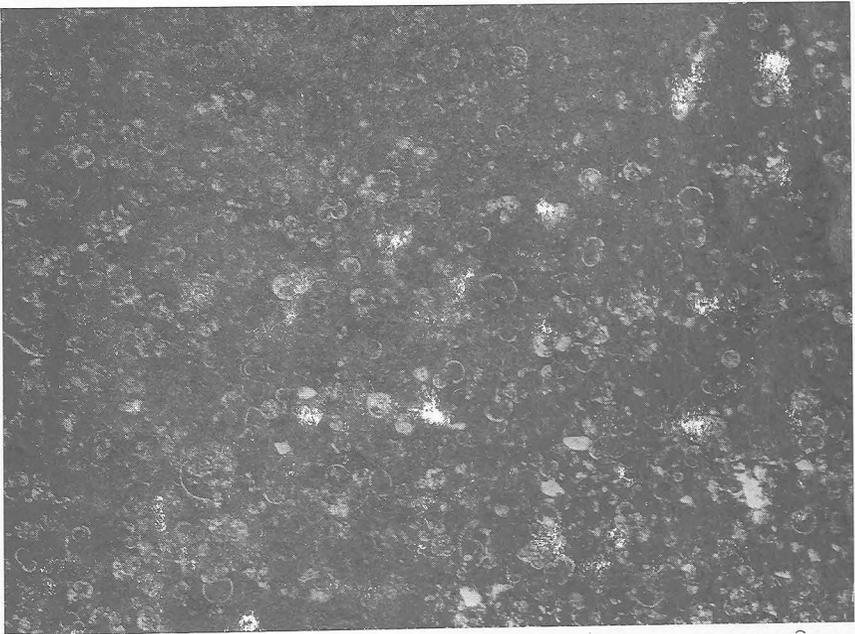
Caliza bioclástica con Nummulites (*N. aturicus*), Discocyclinas y Actinocyclinas. Frecuentes cantos de Cretáceo superior. Montefrío. ($\times 10$).



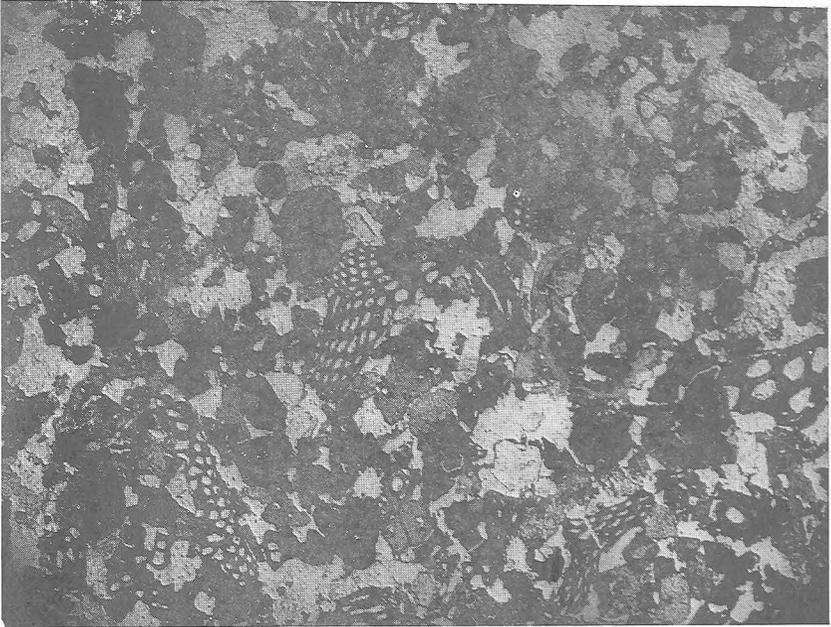
Microfacies de Spiroclypeus, Nephrolepydina, Textuaria, Isolepydina, Eulepydina, Amphistegina, Lothophyllum, Sphaerogypsina, Miogypsinoïdes?, miliólidos, briozoos y restos de equinodermos, Aquitaniense. Ventas de Zafarraya. ($\times 15$).



Caliza bioclástica con: Spiroclypeus, Eulepydinas, Nephrolepydinas, Miogypsinoides, Melobesias, Sphaerogypsina, Briozoos, Lithotanium y fragmentos de equinodermos. Ventas de Zafarraya. Aquitaniense. ($\times 10$).



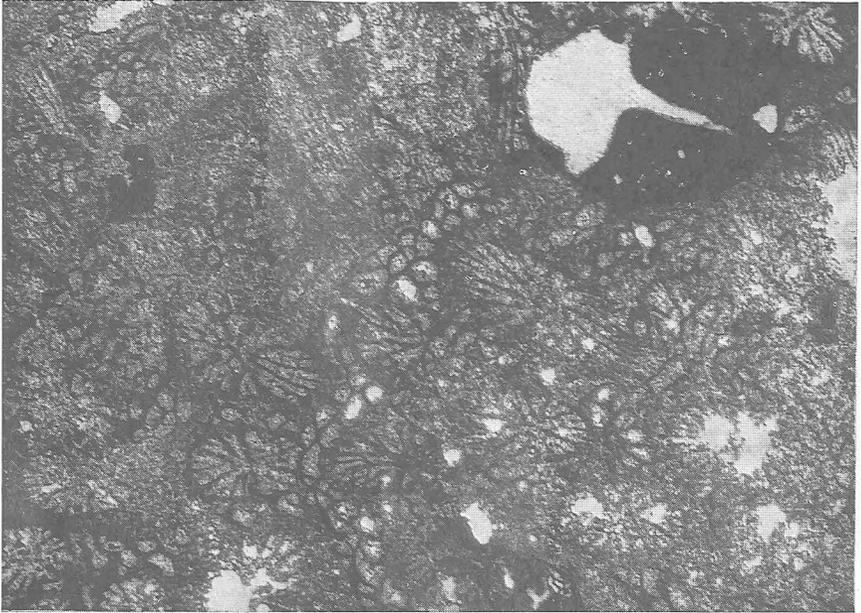
Calizas de globigerinas. Formación de La Viñuela. Mioceno inferior ?
La Viñuela. ($\times 15$).



Microfacies de los maciños con briozoos, foraminíferos y radiolas de equí-
nidos. Vindoboniense. Alhama de Granada. ($\times 10$).



Microfacies de las calizas lacustres con gasterópodos. Pontiense ?
Alhama de Granada. ($\times 10$).



Microfacies de la caliza recifal. Mioceno superior. Estación de Illora. ($\times 10$).



Microfacies de la caliza recifal. Mioceno superior. Estación de Illora. ($\times 10$).

INDICE DE MATERIAS

	PAG.
INTRODUCCIÓN	7
CAPÍTULO I.— <i>La región estudiada en el cuadro de las Cordilleras Béticas...</i> ...	11
Localización geográfica... ..	11
Rasgos geológicos fundamentales de las Cordilleras Béticas	13
Zona Bética s. str.	14
Zona Subbética	15
Zona Prebética	17
Depresiones internas	18
Evolución tectónica y paleogeográfica	18
Unidades representadas	19
Antecedentes geológicos	22
A) Conjunto de las Cordilleras Béticas... ..	22
B) Sobre la región estudiada	24
CAPÍTULO II.— <i>Estratigrafía...</i>	27
Generalidades	27
A) Zona Subbética	28
1. Unidad Subbética s. str.	29
a) Serie de Algarinejo-Sierra de Chanzas	31
b) Serie Hachuelo-Montefrío... ..	41
c) Serie de Sierra Pelada	46
d) Cretáceo superior-Nummulítico de Montefrío	53
e) Serie de Illora... ..	55
f) Serie de Alomartes... ..	59
g) Serie del arroyo Vilanos	62
h) Nummulítico del sector meridional	63
Conclusiones estratigráficas sobre la unidad Subbética s. str. ...	65
2. Unidad Parapanda-Hacho de Loja	68
a) Serie de Hacho de Loja	68
b) Serie de Parapanda y Sierra de Madrid... ..	70
c) Sierra de Obeilar	70
3. Unidad de Sierra Gorda	71
a) Serie de Venta Quesada	72
b) Serie del cortijo de Panes... ..	78
c) Serie del Manzanil... ..	81
4. Unidad de Zafarraya... ..	85
a) Serie de Zafarraya... ..	86
b) Serie de los Tres Mogotes	87
c) Serie de los Alazores	88
d) Serie de los Baños de Alhama	89
Rasgos generales y conclusiones	89

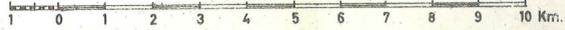
	PAG.
5. Unidad Gallo-Vilo	90
6. Complejo Colmenar-Periana	91
Corte del Boquete de Zafarraya a la cortijada del Espino	91
Corte de la carretera de Loja a Torre del Mar	94
Corte del antiguo ferrocarril	95
Rasgos generales y conclusiones	96
7. Trías de Antequera... ..	96
B) Zona Bética s. str.	98
1. Conjunto Alpujárride	98
2. Unidad Guájjar-Málaga... ..	99
C) Terrenos postorogénicos... ..	100
I. Neógeno... ..	100
1. Borde de la depresión neógena de Granada... ..	100
a) Rasgos generales	101
b) Serie de Alhama	101
c) Serie de El Salar	104
d) Serie de Moraleda de Zafayona... ..	107
e) Serie de Zujaira	108
2. Afloramientos en el interior del dominio subbético... ..	109
a) Afloramientos de Montefrío	109
b) Otros afloramientos dentro del dominio subbético... ..	111
3. Características de la cuenca neógena... ..	112
4. Formación de La Viñuela	113
II. Cuaternario	113
1. Depósitos aluviales... ..	114
2. Formaciones de la Mesa de Zaila	114
3. Derrubios	115
CAPÍTULO III.—Rocas ígneas	117
Rasgos generales	117
A) Volcanismo de la región Algarinejo-Sierra de Chanzas	118
1. Volcanismo del Lías inferior	119
2. Volcanismo del Lías medio... ..	120
3. Volcanismo del Bajocense inferior... ..	122
4. Afloramiento de rocas ígneas de Los Castillejos... ..	124
5. Conclusiones... ..	124
B) Volcanismo de la unidad de Zafarraya... ..	126
C) Rocas ígneas de la unidad Guájjar-Málaga	126
D) Ofitas	127
CAPÍTULO IV.—Geología estructural y tectónica... ..	129
A) Unidades representadas y papel tectónico de las mismas... ..	129
I. Zona Subbética	131
A) Unidad Subbética s. str.	132
1. Tectonoestática	132
2. Relaciones entre las manifestaciones volcánicas y la estructura tectónica	137
3. Zona del Portichuelo... ..	138
4. Papel tectónico de conjunto... ..	139

	PAG.
B) Unidad Parapanda-Hacho de Loja	141
1. Datos locales	141
2. Relación con la unidad Subbética s. str.	141
3. Papel tectónico	142
C) Unidad de Sierra Gorda	144
1. Estructura de Sierra Gorda... ..	144
2. Papel tectónico de la unidad de Sierra Gorda... ..	145
D) Unidad de Zafarraya... ..	147
1. Estructura interna... ..	147
2. Relación con la unidad de Sierra Gorda	148
E) Unidad Gallo-Vilo... ..	149
1. Estructura interna... ..	150
2. Papel tectónico de conjunto... ..	150
F) Complejo Colmenar-Periana	151
1. Estructura interna... ..	151
2. Papel tectónico	151
G) Trías de Antequera	153
II. Zona Bética s. str.	155
A) Conjunto Alpujárride... ..	155
1. Estructura de Sierra Tejeda... ..	155
2. Papel tectónico del conjunto Alpujárride	156
B) Unidad Guájar-Málaga... ..	156
B) Relación entre las distintas unidades	157
1. Zona Subbética	157
2. El contacto entre las zonas Subbética y Bética s. str.	159
C) Cuestiones cronológicas	162
CAPÍTULO V.— <i>Geomorfología</i>	165
I. Rasgos geomorfológicos generales	165
II. El modelado cárstico	168
III. Mesa de Zalia... ..	169
CAPÍTULO VI.— <i>Geología aplicada</i>	171
I. Yacimientos minerales y otros recursos de materias primas minerales	171
1. Yacimientos endógenos... ..	171
2. Yacimientos exógenos	172
3. Los materiales de construcción... ..	173
4. Aguas termales	174
II. Geología del petróleo... ..	174
CAPÍTULO VII.— <i>Geología histórica</i>	177
Conclusiones... ..	180
BIBLIOGRAFÍA	185

MAPA GEOLOGICO DE LA ZONA SUBBETICA EN LA TRANSVERSAL DE LOJA Y SECTORES ADYACENTES

Por J.A. VERA

ESCALA

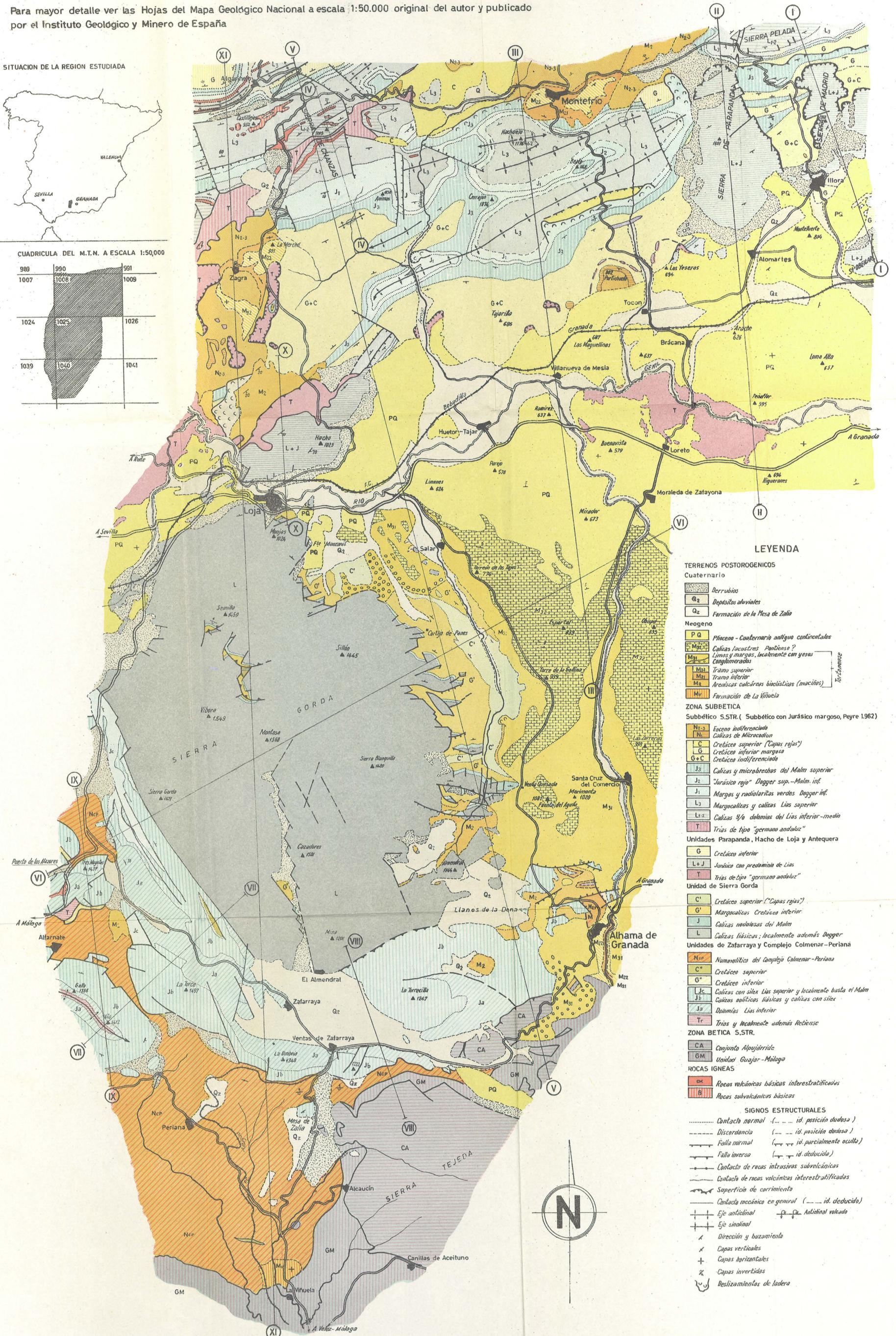
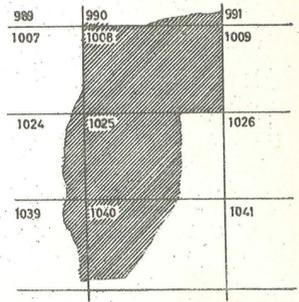


Para mayor detalle ver las Hojas del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 original del autor y publicado por el Instituto Geológico y Minero de España

SITUACION DE LA REGION ESTUDIADA



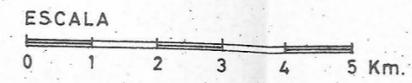
CUADRICULA DEL M.T.N. A ESCALA 1:50,000



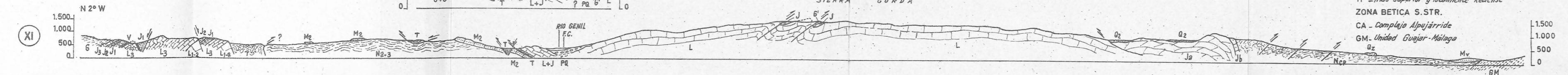
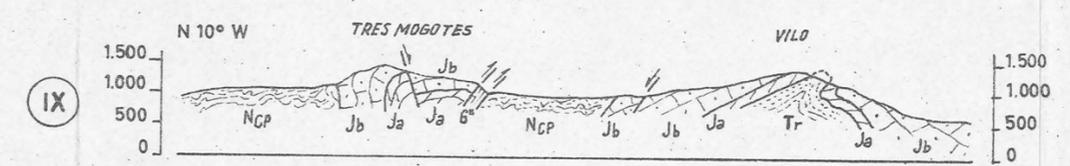
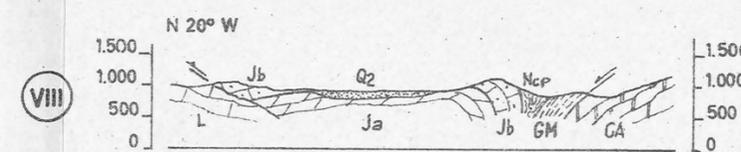
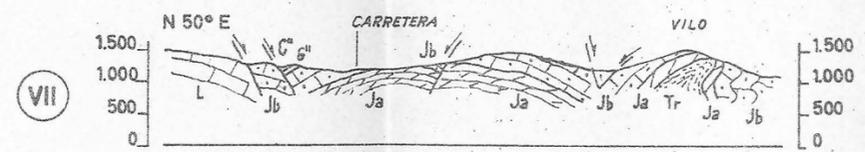
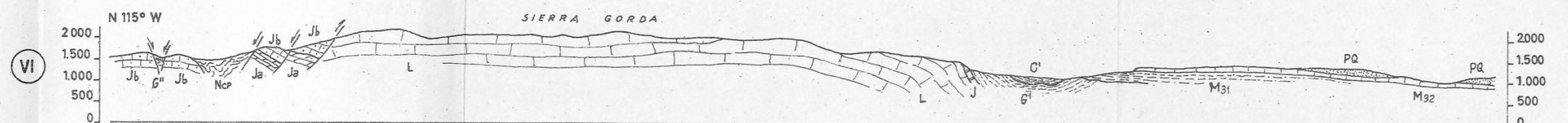
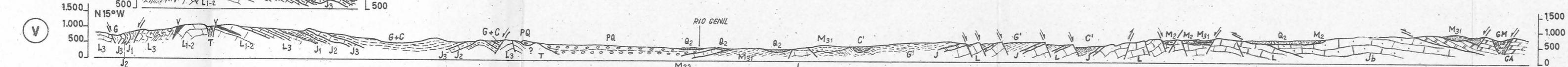
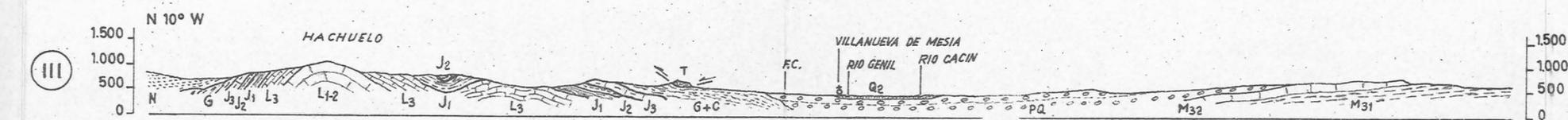
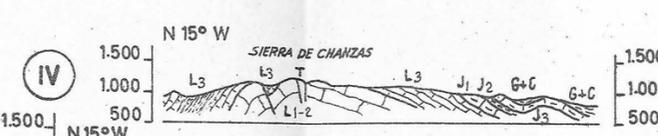
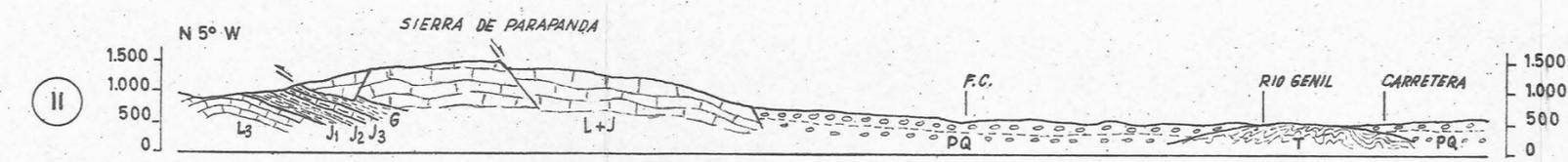
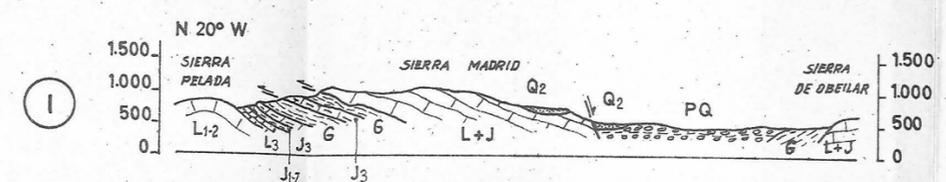
LEYENDA

- TERRENOS POSTOGENICOS**
- Cuaternario**
- Q₂ Derrubios
 - Q₂ Depósitos aluviales
 - Q₂ Formación de la Mesa de Zúlia
- Neogeno**
- PQ Plioceno - Cuaternario antiguo continentales
 - M₃₁ Calizas lacustres Pontense?
 - M₃₁ Limos y margas, localmente con yesos
 - M₃₁ Conglomerados
 - M₃₁ Tramo superior
 - M₃₁ Tramo inferior
 - M₃₁ Areniscas calcáreas biooclásticas (maciños)
 - M₃₁ Formación de La Vinuela
- ZONA SUBBETICA**
- Subbético S.S.T.R. (Subbético con Jurásico margoso, Peyre 1962)
- N₂₋₃ Eseno indiferenciado
 - N₁ Calizas de Microcedun
 - C₃ Cretáceo superior ("Capas rojas")
 - G₃ Cretáceo inferior margoso
 - G₃ Cretáceo indiferenciado
 - J₃ Calizas y microbrechas del Malm superior
 - J₂ "Jurásico rojo" Dogger sup. - Malm inf.
 - J₁ Margas y radiolaritas verdes Dogger inf.
 - L₃ Margocalizas y calizas Lias superior
 - L₁₋₂ Calizas y/o dolomías del Lias inferior-medio
 - T₃ Trias de tipo "germano andaluz"
- Unidades Parapanda, Hacho de Loja y Antequera**
- G₃ Cretáceo inferior
 - L+J₃ Jurásico con predominio de Lias
 - T₃ Trias de tipo "germano andaluz"
- Unidad de Sierra Gorda**
- C₃ Cretáceo superior ("Capas rojas")
 - G₃ Margocalizas Cretáceo inferior
 - J₃ Calizas neolíasicas del Malm
 - L₃ Calizas liásicas; localmente además Dogger
- Unidades de Zafarraya y Complejo Colmenar-Periana**
- M₃₁ Numantínico del Complejo Colmenar-Periana
 - C₃ Cretáceo superior
 - G₃ Cretáceo inferior
 - J₃ Calizas con sílex Lias superior y localmente hasta el Malm
 - J₃ Calizas oolíticas liásicas y calizas con sílex
 - J₃ Dolomías Lias inferior
 - T₃ Trias y localmente además Rebiense
- ZONA BETICA S.S.T.R.**
- CA Conjunto Alpujárride
 - GM Unidad Guajar-Málaga
- ROCAS IGNEAS**
- OC Rocas volcánicas básicas interestratificadas
 - B Rocas subvolcánicas básicas
- SIGNOS ESTRUCTURALES**
- Contacto normal (..... id. posición dudosa)
 - - - - - Discordancia (- - - - - id. posición dudosa)
 - Falla normal (--- id. parcialmente oculta)
 - Falla inversa (--- id. deducida)
 - Contacto de rocas intrusivas subvolcánicas
 - Contacto de rocas volcánicas interestratificadas
 - Superficie de corrimiento
 - Contacto mecánico en general (--- id. deducido)
 - Eje anticlinal (--- Anticlinal volcado)
 - Eje sinclinal
 - Dirección y buzamiento
 - Capas verticales
 - Capas horizontales
 - Capas invertidas
 - Deslizamientos de ladera

CORTES GEOLOGICOS



Esta lámina forma parte del "Estudio Geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes" original de J. A. VERA



EXPLICACION

- TERRENOS POSTOROGENICOS**
- Q₂ - Depósitos aluviales
 - Qz - Travertino de la Mesa de Zaña
 - PQ - Plioceno - Cuaternario antiguo continental
 - M₃₂ - Calizas lacustres Pontiene ?
 - M₃₁ - Limos, localmente con yesos
 - M₂₂ - Tramo superior de maciños
 - M₂₁ - Tramo inferior de maciños
 - M₂ - Maciños del Tortonense indiferenciados
 - M₄ - Formación de la Viñuela
- ZONA SUBBETICA**
- Unidad Subbética s.str.
- N₂₋₃ - Eoceno indiferenciado
 - C - Cretáceo superior
 - G - Cretáceo inferior
 - G+C - Cretáceo indiferenciado
 - J₃ - Calizas y microbrechas del Malm superior
 - J₂ - "Jurásico rojo" Dogger superior. Malm inferior
 - J₁ - Margas y radiolaritas verdes. Dogger inferior
 - L₃ - Margocalizas y calizas del Lias superior
 - L₁₋₂ - Calizas y/o dolomías. Lias inferior-medio
 - T - Trias de tipo germano andaluz
 - V - Rocas volcánicas submarinas
- Unidad Parapánda - Hacho de Loja
- G - Cretáceo inferior. Margocalizas blancas
 - L+J - Jurásico con predominio de Lias
 - T - Trias de tipo germano andaluz
- Unidad de Sierra Gorda
- C' - Cretáceo superior ("Capas rojas")
 - G' - Margocalizas. Cretáceo inferior
 - J - Calizas nodulosas del Malm
 - L - Calizas liásicas, localmente además Dogger
- Unidad de Zafarraya y complejo Colmenar-Periana
- Ncp - Nummulítico del Complejo Colmenar-Periana
 - C'' - Cretáceo superior ("Capas rojas")
 - G'' - Margocalizas. Cretáceo inferior
 - Jb - Calizas oolíticas liásica (localmente además Dogger-Malm)
 - Ja - Dolomías Lias inferior
 - Tr - Trias superior y localmente Reliense
- ZONA BETICA S.STR.**
- CA - Complejo Alpujárride
 - GM - Unidad Guajar-Málaga
 - Mv - Malm superior