

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

JAEN

Primera edición

Esta Memoria explicativa ha sido redactada por V. GARCIA-DUEÑAS, con la supervisión de J. M. FONTBOTE y la colaboración de F. NAVARRO, J. AVIDAD, A. GARROTE y R. RAMON, de la Facultad de Ciencias de Granada.

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

EDITADO
por el
Departamento de Publicaciones
del
Instituto Geológico y Minero
de España

Ríos Rosas, 23 - Madrid - 3

Depósito Legal: M - 25.832 - 1972

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1. INTRODUCCION

En el área comprendida en esta Hoja están ampliamente representadas unidades pertenecientes a la Zona Subbética, a la Prebética y a la Depresión del Guadalquivir.

La delimitación entre las Zonas Subbética y Prebética es ciertamente difícil, puesto que el frente de las Unidades Subbéticas se nos presenta cabalgando a las Unidades Prebéticas más meridionales. Muchas de estas Unidades Prebéticas afloran en ventanas tectónicas, por debajo de un caparazón de Unidades Subbéticas, que ha sido parcialmente erosionado. Por añadidura, la transición de Unidades Subbéticas a Prebéticas es gradual en cuanto a las características litoestratigráficas. Ello ha dado ocasión a que los diversos autores distingan números variables de unidades intermedias.

Los límites de la Depresión del Guadalquivir son más sencillos de fijar, por cuanto la topografía deprimida nos ayuda grandemente.

Los materiales de las Unidades Subbéticas comprenden términos desde el Trías hasta el Nummulítico; otro tanto ocurre con los materiales prebéticos, aunque entre las series mesozoicas subbéticas y prebéticas hay importantes diferencias. En la Depresión del Guadalquivir se encuentran extensos afloramientos triásicos, en relación espacial con materiales del Cretáceo Inferior hasta el Mioceno; la Depresión del Guadalquivir es tam-

bién fácilmente diferenciable de la Zona Prebética por sus demás características estratigráficas y tectónicas.

En toda esta región no afloran materiales paleozoicos; se presume que existe un zócalo que no llega a aflorar, constituido por rocas paleozoicas; serían una prolongación de las que se reconocen al N. del Guadalquivir, como constituyentes de la Meseta.

Los materiales neógenos y cuaternarios ocupan extensiones importantes; su distribución actual viene influida en muchos casos por la acción de fallas normales de edad reciente, que limitan algunas depresiones locales. Desde el Helveciense al Cuaternario son materiales claramente post-orogénicos. En cambio, los materiales del Mioceno Inferior (Aquitano-Burdigaliense) aparecen con frecuencia pellizcados por algunos accidentes de compresión. Diremos, por tanto, que los materiales absolutamente post-orogénicos, sólo afectados por fallas normales de edad muy reciente, son los comprendidos entre el Helveciense y el Cuaternario.

2. ESTRATIGRAFIA Y PETROLOGIA

La descripción de las series estratigráficas de las unidades presentes en esta Hoja, debe efectuarse de acuerdo con un criterio de jerarquización de algunas de estas series. El máximo heteropismo ocurre en sentido transversal a las directrices de la Cordillera, de modo que longitudinalmente y siguiendo las alineaciones tectónicas suelen encontrarse series de indudables afinidades y generalmente atribuibles al mismo dominio paleogeográfico.

Detallaremos algunas de las series estratigráficas más representativas, aclarando, además, la extensión lateral que presentan otras columnas equivalentes.

2.1. SERIES DE LAS UNIDADES SUBBÉTICAS

Los tres grandes dominios paleogeográficos en que se ha dividido la Zona Subbética se encuentran bien representados en esta Hoja de Jaén. Existen series estratigráficas características de los dominios Subbético Interno, Subbético Medio y Subbético Externo, muchas de las cuales han servido precisamente para la caracterización de tales dominios paleogeográficos (GARCIA-DUENAS, 1967, 1969a).

El Subbético Interno está representado por las series de la unidad de Moclín y la unidad de Sierra Harana, situadas en la extremidad sudoriental de la Hoja. El Subbético Medio tiene unas características estratigráficas que pueden deducirse de la descripción de la serie del Zegrí y de la de Alta Coloma. En el Subbético Externo se agrupan series, algunas de las cuales componen el Complejo Subbético Frontal de R. BUSNARDO (1960-62, 1964).

2.1.1. Series de Moclín y Sierra Harana

La serie de Moclín, representativa de la unidad alóctona de este nombre, ha sido establecida en los afloramientos comprendidos entre Moclín, Colomera y Limones (Prov. de Granada). Esta serie ha sido dada a conocer con anterioridad (GARCIA-DUEÑAS, 1966, 1970b; GARCIA-DUEÑAS y GONZALEZ-DO-NOSO, 1970); consta de los siguientes términos:

- a) Más de 400 m. de dolomías y calizas atribuibles al Lías Medio e Inferior. Las dolomías, que parecen secundarias, se encuentran muy tectonizadas. Suelen estar recristalizadas y en algún punto se pueden ver, entre la masa dolomítica, algunos niveles margosos estériles. La potencia total del paquete dolomítico puede ser superior a los 250 m.
Sobre las dolomías se han depositado unas calizas blancas, de grano fino, cuyos niveles más bajos muestran algunas veces carácter brechoide; los términos más altos de la serie caliza toman el carácter de caliza masiva. Algunos de estos bancos están constituidos por una caliza con oolitos, a veces muy grandes. Conforme se asciende en la serie, la caliza deja de tener un color blanco céreo para pasar a un color crema. No han aparecido restos fósiles.
- b) 80 m. de calizas con sílex, bien representadas en la carretera de Moclín a Tiena Baja. En ellas son muy abundantes los crinoides. Las calizas con sílex pueden estar dolomitizadas, pero su posición y la presencia de sílex permiten una diferenciación fácil de los niveles de dolomías basales. Como única fauna tienen algunos crinoides, por lo que su datación es imposible.
- c) 20 m. (?) de calizas grises de grano fino con aspecto noduloso, que recuerdan a las calizas tipo «falsas brechas». Un solo Ammonites se ha encontrado en estas calizas y permitió la datación del Kimmeridgense Superior o Titónico Inferior. Las calizas grises nodulosas pueden representar un Malm, quizá incompleto. Desde luego no ha aparecido el Titónico Superior.

Da la impresión de que el Malm de la unidad de Moclín no es un paquete continuo; al menos no tiene un desarrollo constante. Bien es verdad que por su reducida potencia puede desaparecer

localmente con fallas de pequeño salto; es muy raro que sólo esté representado en unos pocos afloramientos.

- d) Más de 40 m. Margocalizas y margas claras, de color gris claro en fractura fresca. Son fosilíferas en muchos puntos, pero gran parte de sus fósiles son incompletos o están deformados. Los Ammonites encontrados permiten la datación del Neocomiense.
- e) En contacto con el Neocomiense existe, por ejemplo, al NO. del Cáuro, un Senonense de idénticas características, al que señalaremos a propósito de la serie del Zegrí. En la unidad de Moclín no se han encontrado rastros de los sedimentos comprendidos entre el Barremense y el Senonense.

La serie de Sierra Harana aflora en una extensión muy pequeña, quedando la mayor parte de ella incluida en la Hoja 5-11 GRANADA-MALAGA.

La primera descripción detallada de la serie se debe a M. BLUMENTHAL y P. FALLOT (1935) y ha sido posteriormente completada en otros trabajos (GARCIA-DUEÑAS, 1968, 1969a, 1969b; LOPEZ-GARRIDO y OROZCO, 1970). La serie se compone de los siguientes términos (1):

- a) Más de 350 m. de calizas y dolomías, atribuibles al Lías Inferior y Medio. Es difícil evaluar con exactitud la potencia total de las dolomías, porque en ningún punto aparece el muro de esta formación ni ningún otro término más bajo. Por encima de las dolomías se sitúan unas calizas blancas, masivas y de grano muy fino; tienen algunos bancos oolíticos y son pobres en fauna. Localmente, sobre las calizas blancas masivas se sitúan otras bien estratificadas y recristalizadas; sin embargo, es posible que este paquete, de unos 30 m., desaparezca lateralmente.

Todavía por encima y en continuidad con las calizas anteriores vienen otras de color amarillento gris o pardo, con abundante sílex, en nódulos paralelos a la estratificación; su potencia aproximada es de unos 40 m.

Los términos más altos de estas calizas pueden corresponder al Lías Superior, pero es posible que contengan una parte del Dogger. Por lo demás, es muy probable que el Dogger de la serie de Sierra Harana sea incompleto o falte en muchos puntos.

- b) 20 m. de calizas nodulosas grises, que se apoyan sobre las calizas con sílex precedentes. Contienen Ammonites que datan el Batonense Superior y el Calloviense Inferior. Estas calizas son recristalizadas en los niveles más bajos y ligeramente arcillosas en los más altos.

(1) Extractados de GARCIA-DUEÑAS y GONZALEZ-DONOSO, 1970.

- c) Continúan los niveles de calizas nodulosas con Ammonites del Oxfordense e inmediatamente por encima se localizan unos niveles calizos, primero masivos y luego bien estratificados y sin aspecto noduloso. La potencia es variable de unos cortes a otros, llegándose localmente a solo un metro de espesor. Los frecuentes Ammonites permiten afirmar la existencia de un Kimmeridgense Superior; en otros cortes, el Kimmeridgense corresponde en parte a calizas nodulosas rojas.
- d) Calizas nodulosas rojas, del tipo de «falsas brechas»; su potencia es variable. Son extraordinariamente ricas en Ammonites del Titónico. En ocasiones niveles de la misma edad aparecen con una litología semejante, pero sin la característica coloración roja.
- e) Más de 50 m. de margas y margocalizas blancas, con algunos nódulos de sílex y Ammonites. Suelen estar muy tectonizadas, por lo que presentan una fuerte hojiosidad. Los Ammonites que contienen permiten la datación del Neocomiense.
- f) En algunos puntos aislados se reconocen retazos de margocalizas rosadas del Senonense, pero sus afloramientos son irrepresentables a escala 1:200.000.

Discordantes sobre la serie mesozoica existen margas y niveles detríticos y calizos que pueden ser datados como Eoceno. Por encima de ellos y también discordantes existen areniscas y limos amarillos o pardos que pueden ser atribuidos al Oligoceno y quizás comprendan una parte del Aquitaniense.

2.1.2. Series del Zegrí y Alta Coloma

Estas dos series caracterizan, como ya hemos dicho, el Subbético Medio. La primera es típica del Subbético Medio Meridional y la segunda lo es del Septentrional (GARCIA-DUEÑAS, 1967).

La serie estratigráfica del Zegrí ha sido establecida en las inmediaciones del Cortijo de ese nombre, próximo al kilómetro 394 de la carretera de Bailén a Málaga y ha sido dada a conocer en algunas publicaciones (GARCIA-DUEÑAS, 1970b; GARCIA-DUEÑAS, GONZALEZ-DONOSO, LINARES y RIVAS, 1970).

En puntos próximos y aunque limitado por contactos anormales existe un Trías diapírico que es con toda seguridad del sustrato de la serie. Al parecer, afloran únicamente términos del Keuper constituidos por margas de coloraciones fuertes rojas y verdes, y algunas areniscas y limolitas, carniolas y ofitas; son frecuentes los niveles de yesos y, aunque no afloran en superficie, deben existir paquetes de sal. Algo al O. de Benalúa de las Villas (Granada) este Keuper engloba paquetes de cali-

zas, sin continuidad lateral, algunos de los cuales poseen mineralizaciones explotables de óxidos de hierro («ocres rojos»).

Por encima del Trías, los componentes de la serie estratigráfica del Zegrí son los siguientes:

- a) Los términos liásicos más antiguos son dolomías blancas con una potencia mayor de 150 m. Por encima de ellas se encuentran calizas blancas o de tonos claros de unos 200 m. de espesor; el contacto entre calizas y dolomías es difícil de situar porque la dolomitización es secundaria.

La sucesión caliza termina con unos metros de calizas grises con nódulos de sílex. Tanto estos términos calizos como las calizas blancas inferiores no han proporcionado faunas que permitan una datación exacta. Sin embargo, su atribución al Lías Medio parece bastante razonable.

- b) Los términos correspondientes al Lías Superior (Domerense-Toarcense y Aalenense) se encuentran bien datados por las faunas de Ammonites. Los primeros 100 m. de este Lías Superior son de margas y margocalizas azuladas, piritosas, a veces con pirita cristalizada con pequeños cubos; en la parte alta de estos 100 m. se ha datado el Domerense Superior.

Los niveles precedentes son seguidos por 50 m. de margas de color amarillo limón, con gran cantidad de pirita limonitizada; son pobres en fauna, pero su posición permite la atribución al Toarcense Inferior.

Cerca del techo del tramo de margas amarillas, aparecen los primeros Ammonites del Toarcense Medio, que en seguida se hace más calizo y que corresponde a una serie alternante de margas y margocalizas grises; la sucesión se hace más caliza hacia su parte alta, pero siempre con un notable carácter margoso. Esta sucesión de margas y margocalizas alternantes comprende tanto el Toarcense Medio como el Torcense Superior, ambos muy fosilíferos.

El Toarcense terminal y el Aalenense muestran una facies característica del tipo de «ammonítico rosso», también muy rica en fauna.

- c) 8 m. de calizas con sílex, de grano fino, que pueden corresponder al Aalenense terminal o al Bajocense. Van seguidos de 15 m. de margocalizas silíceas rojas o verdes con abundantes Radiolarios (radiolaritas); su fractura es astillosa y están estratificadas en bancos delgados.
- d) 40 m. de calizas margosas y margas rojas veteadas, con sílex; algunos horizontes están silicificados, con lo que llegan localmente a sedimentos de tipo radiolarítico. En ocasiones se asocian a estos niveles otros bastante delgados de microbrechas. En conjunto, este tramo es muy pobre en fauna y la poca que puede recogerse no es significativa.
- e) Conjunto bastante potente y de litología variada, datado por los Tintinidos como Titónico Superior y parte del Berriasense.

Dentro de este conjunto se pueden diferenciar:

- 1) 15 m. margosos con intercalaciones de turbiditas, con muchos *Aptychus* (microbrechas con *Aptychus* del Titónico Superior).
 - 2) 15 m. de margocalizas rojas y verdes con sílex.
 - 3) 45 m. de calizas de color crema y grano grueso, con mucho sílex (1), en cuya base se sitúa un nivel de brechas.
 - 4) 18 m. de calizas margosas y margocalizas rojas con sílex.
 - 5) 20 m. de un nuevo tramo margoso con margas blancas y bancos de turbiditas muy gruesas, cuya microfauna marca la transición del Titónico Superior al Berriasense.
- f) Más de 150 m. de margas y margocalizas blancas, a veces fosilíferas del Neocomiense. Aunque el Neocomiense ha sido datado en algunos puntos con Ammonites, no se han encontrado ni el Aptense ni el Albense.

Series equivalentes a la del Zegrí se extienden hacia el E. y el O., constituyendo una franja que va desde Pedro Martínez hasta Puerto López; los afloramientos jurásicos, al E. del Zegrí, quedan casi totalmente cubiertos por el Nummulítico, mientras que hacia el O. afloran en buenas condiciones de estudio. Se han publicado varias sucesiones estratigráficas equivalentes a las del Zegrí (GARCIA-DUEÑAS, 1970b; COMAS, GARCIA-DUEÑAS, GONZALEZ-DONOSO y RIVAS, 1970; GARCIA-DUEÑAS, NAVARRO VILA y RIVAS, 1970; VERA, 1969).

Por su parte, la serie estratigráfica de Alta Coloma ha sido descrita en las inmediaciones del vértice de ese nombre, que es la cota máxima de la llamada Sierra de Lucena, en el límite de las provincias de Granada y Jaén (GARCIA-DUEÑAS y LINARES, 1970). Se han descrito series semejantes más al O., en la Sierra de San Pedro (al O. de Castillo de Locubí) por R. BUSNARDO (1960-62) y al S. de Priego de Córdoba (FELGUEROSO y COMA, 1964), en las Sierras de Horconera y de Albayate.

La descripción de la serie de Alta Coloma, que aquí se presenta, está extractada de V. GARCIA-DUEÑAS y A. LINARES. La serie jurásica descansa sobre un Trías (Keuper, en su mayor parte) de características semejantes a las señaladas para el Trías de la serie del Zegrí; en el Jurásico se han distinguido los siguientes términos:

- a) Una sucesión liásica que comienza por dolomías de potencia variable. El contacto de estas dolomías con el Trías suele estar tectonizado.

(1) Laminación cruzada y esporádicas huellas de corriente.

Sobre las dolomías, base del Jurásico, se sitúan unas calizas, generalmente detríticas y bien estratificadas. También esta serie caliza es de potencia variable de unos cortes a otros, pero nunca se llega a potencias que excedan ampliamente los 80-100 m. En la parte alta de la formación caliza se ha podido datar localmente el Toarcense Medio y el Superior (1).

- b) El Aalenense es de potencia variable y litológicamente inseparable del Bajocense. Su espesor no debe exceder de unos 60 m. Tanto en esta serie como en otras afines, al Aalenense es muy rico en Ammonites.
- c) 50 m. de margocalizas y calizas margosas con Ammonites del Bajocense Inferior. Los 30 primeros metros corresponden a una alternancia regular de bancos de calizas margosas y margas. Sobre ellos, un paquete de 8 m., de naturaleza más caliza, y por fin 12 m. de una sucesión de nuevo más margosa, bastante fosilífera y con algunos bancos con nódulos de sílex.

El Bajocense Inferior se encuentra coronado por algunos horizontes de calizas rojas con sílex de unos 2 m. de espesor.

- d) Potencia variable de margocalizas silíceas (radiolaritas) grises del Batonense y Malm. En algunos cortes se llega a un espesor superior a los 50 m.; en otros, por el contrario, el Batonense y Malm son bastante más reducidos y de coloraciones rojas, pardas o verdes.

Estas margocalizas grises tienen una fractura astillosa peculiar, relacionada con su contenido en sílice. Son niveles pobres en fauna, de naturaleza radiolarítica y generalmente datados por su posición entre un Bajocense fosilífero y un Titónico Superior con Tintínidos.

En el corte de Alta Coloma, el paquete termina con un banco grueso de carácter brechoide con muchos Belemnites y Aptychus, que da paso a unos metros de margocalizas y calizas con proporción variable de arcillas.

- e) Tramos rojos bien estratificados del Titónico?, de unos 3 m. de potencia. Los niveles más bajos tienen sílex y alternancias margosas verdes. Por encima, algunos bancos de calizas rojas nodulosas, que no llegan a presentar el aspecto de «falsas brechas». En la parte alta se encuentran niveles brechoides que parecen contener Tintínidos, para terminar con nuevos bancos de calizas rojas y brechoides.
- f) Margocalizas y margas blancas del Berriasense-Valanginense. La potencia de estos niveles es de varios metros y precediéndolos no se ha encontrado ninguna asociación de Tintínidos que caracterice claramente el Titónico Superior.
- g) Paquetes de brechas intraformacionales del Valanginense. Se trata de una sucesión de margas y margocalizas con un número variable de intercalaciones de brechas intraformacionales. El estudio de estas

(1) R. BUSNARDO (1960-62) ha encontrado en series equivalentes y que él estima pertenecientes al Subbético margoso, niveles del Domerense Inferior con Ammonites.

formaciones de brechas ha sido dado a conocer anteriormente (FONTBOTE, GARCIA-DUENAS y VERA, 1964). La presencia de brechas intraformacionales no es constante en todas las series afines a la de Alta Coloma.

- h) Margocalizas y margas blancas con bancos detríticos del Neocomiense. Han sido datadas gracias a algunos yacimientos de Ammonites y presentan en conjunto una potencia superior a los 200 m. Entre estos niveles es frecuente la existencia de paquetes silíceos (radiolaríticos) y algunos bancos poseen nódulos de sílex. Entre los lechos de margas y margocalizas son frecuentes delgados horizontes detríticos de color amarillento, en los que se llega a apreciar «graded-bedding». Los «slumping» son muy abundantes y dan lugar a pliegues característicos que pueden ser observados en muchos puntos.

En relación con esta serie y sus equivalentes tampoco ha podido encontrarse el Aptense ni el Albense.

Sobre el Cretáceo Inferior de las series de Alta Coloma y del Zegrí existe un Cretáceo Superior muy característico y semejante en una y otra. Las diferencias entre las dos series mencionadas y los dos subdominios paleogeográficos que ellas caracterizan (Subbético Medio Meridional y Subbético Medio Septentrional— son únicamente perceptibles en lo que respecta a las sucesiones jurásicas. Para el Cretáceo Inferior las diferencias son mucho menores y el Cretáceo Superior ya es uniforme en todo el Subbético Medio.

El Cretáceo Superior muestra una litología de margocalizas o calizas muy margosas de tonos rosados; es frecuente que entre los lechos rosados se intercalen otros de litología similar, pero de colores blancos. Las especies de Globotruncanas que aparecen permiten asegurar la existencia de Santonense, Campanense y Maestrichtiense. La facies de este Cretáceo Superior es muy característica y se conoce generalmente con el nombre de «capas rojas con rosalinas».

El Senonense es transgresivo y descansa sobre términos diversos de la serie mesozoica, circunstancia llamativa si se tiene en cuenta que la facies de sus sedimentos es pelágica; en amplias zonas se puede ver cómo este Senonense se apoya directamente sobre el Trías o sobre el Lías Inferior.

En muchos casos, por debajo del Senonense existen unas margas oscuras, con yesos que pueden corresponder a un Cenomanense o un Turonense. Así, pues, el Cretáceo en el Subbético Medio está muy bien representado, excepto en el Aptense y el Albense; se debe destacar el hecho de que el Cretáceo Superior aparece como transgresivo.

El Nummulítico ocupa, asimismo, grandes extensiones y también es transgresivo en algunos de sus niveles. Cuando está completo comienza por unos niveles rojizos con faunas del Paleoceno y litología no muy distinta de la del Cretáceo Superior. Sobre las últimas capas del Paleoceno se depositan materiales de coloraciones rojizas o rosadas que corresponden a la base del Eoceno; la transición Paleoceno-Eoceno se hace visible por la abundancia gradual de niveles detríticos.

El Eoceno constituye una serie muy potente (más de 500 m. muchas veces), en la que alternan horizontes detríticos y pelágicos; los detríticos tienen el carácter de turbiditas («graded-bedding», laminación cruzada, «convoluted lamination», «flute cast», etc.). Se trata de un flysch (BUSNARDO, 1962-64; COMAS, 1968). El estudio de las microfauas permite la diferenciación del Eoceno Inferior y el Superior, que localmente son discordantes (LINARES, 1960).

El Oligoceno parece transgresivo sobre el Eoceno y muestra también carácter de flysch. En general, es más calizo que el Eoceno y de coloración blanca. Litológicamente se compone de calcarenitas sobre todo y, en menor proporción, conglomerados, limos y margas. Es posible que parte del Oligoceno pase en transición hacia un Aquitano-Burdigaliense, que no han sido claramente delimitados en todo el Subbético Medio. En algunos puntos este Mioceno Inferior presenta carácter brechoide y contiene calizas areniscosas y calizas recristalizadas.

2.1.3. Series de la Sierra de Cabra y otras afines

Son las series que van a caracterizar el Subbético Externo de V. GARCIA-DUEÑAS (1967) y gran parte del Subbético Frontal de R. BUSNARDO (1960-62). Los contactos entre las unidades con este tipo de serie estratigráfica son frecuentemente tectónicos y las posiciones relativas difíciles de precisar. Por ejemplo, las unidades próximas a Alcaudete de las Sierras del Ahílo, que para R. BUSNARDO representan isleos sobre el Trías, habiendo sufrido un cepillamiento basal, son para nosotros el resultado de una disposición en ventana tectónica, en la cual ciertas estructuras de compresión, posteriores a la traslación del Trías, han determinado la apariencia actual.

En general, las unidades con series parecidas a las que vamos a describir, se disponen formando una banda de dirección E. NE.-W. SW., situada inmediatamente al N. del Subbético Medio, banda que se extiende desde la Sierra de Cabra y las pro-

ximidades de Carcabuey (Córdoba), por la Sierra de los Judíos, Sierra del Ahílo, alrededores de Valdepeñas de Jaén y Carchelejo (Jaén) y N. de Huelma (Jaén). Naturalmente que, en una extensión tan grande, hay cambios estratigráficos suficientes para distinguir, dentro de este conjunto, algunas divisiones; aquí, sin embargo, no disponemos del espacio necesario para un análisis de esta clase. Para la descripción de la serie de la Sierra de Cabra nos remitimos, como trabajo más reciente, a C. FELGUEROSO y J. E. COMA (1964).

Estos dos autores puntualizan que la serie de la Sierra de Cabra descansa sobre el Trías, Trías con idénticas características a las que hemos señalado para las restantes series.

Siguiendo a los expresados autores, distinguiremos los siguientes términos para la serie mesozoica:

- a) La serie Jurásica comienza por calizas dolomíticas y dolomías, que en ocasiones pueden faltar por laminación tectónica. La dolomitización es más acentuada conforme son reconocidos términos más antiguos de la serie. Por encima de los horizontes dolomíticos aparecen unas calizas blancas o beige, en ocasiones oolíticas. En conjunto los paquetes mencionados deben representar el Lías Inferior y Medio.
- b) Sobre las calizas precedentes se encuentra un nivel delgado de calizas cristalinas con Crinoides y Rhynchonellas, que datan el Charmutiense.
- c) Serie de margocalizas de tonos grisáceos, que soportan unas calizas rosadas y fosilíferas, de facies parecidas a las «falsas brechas». La fauna de Ammonites, clasificada por C. FELGUEROSO y J. E. COMA, contiene ejemplares desde el Lías Superior hasta el Bajocence Medio. La potencia total del paquete no debe sobrepasar los 50 m.
- d) Por encima del Bajocense existen unas calizas blancas oolíticas y estratificadas en bancos gruesos. Estas calizas son muy pobres en fauna y por ello su datación es difícil, pero por su posición y por algunos restos encontrados por C. FELGUEROSO y J. E. COMA se ve que pueden corresponder a un Batonense-Malm Inferior. La potencia de estas calizas puede ser estimada como de 100-150 m.
- e) Calizas nodulosas rojas, del tipo de «falsas brechas» del Oxfordense-Titónico. Entre los niveles de «falsas brechas» se intercalan unas calizas de tonos ocres y pocos metros de espesor. Las calizas rojas nodulosas de la Sierra de Cabra afloran en un yacimiento clásico del Malm andaluz (el yacimiento de la Fuente de los Frailes, en Cabra). Las «falsas brechas» abarcan una potencia de unos 30 m. y por los fósiles recogidos C. FELGUEROSO y J. E. COMA deducen que comprenden términos desde el Oxfordense hasta el Titónico; estiman

como posible que estas calizas comprendan incluso un Calloviense Superior.

R. BUSNARDO (1960-62) ha estudiado asimismo este afloramiento de Malm de la Sierra de Cabra y data con Ammonites un Bato-nense Superior y un Calloviense; también con Ammonites deduce la presencia de los principales niveles del Jurásico Superior bajo la facies nodulosa roja (Argoviense y Kimmeridgense. Un nivel con Hybonoticerias termina las calizas nodulosas rojas, y precisamente este nivel marca el límite Kimmeridgense-Titónico; por tanto, el Titónico de Cabra corresponde a una facies de calizas nodulosas blancas por encima de los términos rojos que corresponden al Argoviense-Kimmeridgense.

- f) Sobre el Jurásico y en contacto normal descansa el Cretáceo Inferior, que comienza por un Berriasense datado y se prolonga hasta el Albense con una serie margosa y margocaliza de tonos grises muy claros. El Neocomiense ha proporcionado, en diversas localidades, ricas faunas fósiles, cuyas listas completas pueden encontrarse en la bibliografía citada. Esos mismos autores consiguen distinguir Berriasense, Valanginiense y Hauteriviense gracias a las asociaciones de Tintínidos. Entre los niveles margosos del Cretáceo Inferior se intercalan en ocasiones otros silicificados, con apariencia de radiolaritas. El Barremense es menos fosilífero y el Aptense y Albense llegan a ser caracterizados con alguna dificultad por los escasos yacimientos de macrofauna; la separación del Aptense y Albense llega a hacerse gracias a la microfacies.
- g) Sobre el Cretáceo Inferior se sitúan unos niveles de colores rosados o blancos, correspondientes a margocalizas o calizas ligeramente arcillosas, que pertenecen al Cretáceo Superior. C. FELGUEROSO y J. E. COMA sostienen que el Cretáceo Superior es concordante con el Inferior, sin que pueda señalarse una interrupción en la sedimentación. Por el contrario, R. BUSNARDO (1960-62) señala que hacia el Cretáceo Medio hay una discontinuidad en la sedimentación con lagunas parciales. Personalmente hemos podido comprobar la exactitud de las afirmaciones de este último autor.

De cualquier manera el Cretáceo Superior es de facies pelágica y fácilmente datable por las Globotruncanas; incluso la abundante microfauna permite la distinción entre Cenomanense, Turonense-Coniacense, Santonense-Campanense y Maestrichtense.

- h) El Paleoceno es litológicamente muy parecido al Cretáceo Superior; naturalmente, la microfauna es distinta (Truncorotalias). Es de notar que el Paleoceno contiene ya intercalaciones detríticas, lo que no debe interpretarse como característica de una sedimentación más somera, como indican C. FELGUEROSO y J. E. COMA. En realidad el Paleoceno comienza a mostrar los caracteres de un flysch.
- i) La serie del Eoceno es difícil de establecer por falta de continuidad en las observaciones. Es de carácter más detrítico que el Paleoceno, pero también el carácter detrítico es atribuible a su carácter de

flysch. Los caracteres estratigráficos y sedimentológicos de este Eoceno son semejantes a los señalados en el apartado 2.1.2. de esta Memoria. Otro tanto puede decirse del Oligoceno y del Mioceno Inferior.

Para completar la visión estratigráfica de las series correspondientes al Subbético externo o al Complejo Subbético frontal, vamos a incluir una breve descripción de la serie estratigráfica de los Grajales, establecida al S. de Jaén por R. BUSNARDO (1960-62). Las dolomías de esta serie, pertenecientes al Lías Inferior, son seguidas por calizas estratificadas con sílex; en la parte superior de estos niveles se encuentran Ammonites que datan el Pliensbachense Superior y Medio. El Domeense es margoso y potente, con un nivel fosilífero; por encima se encuentran unas calizas nodulosas rojas del tránsito Aalenense-Bajocense y calizas grises verdosas con sílex, que representan el Dogger. A continuación aparecen 300 m. de calizas estratificadas del Malm Inferior, seguidas de las facies de calizas nodulosas rojas del Malm Superior. Por tanto, la sedimentación es continua durante todo el Jurásico.

2.2. SERIES DE LAS UNIDADES PREBÉTICAS

Para la descripción de las series prebéticas escogeremos como tipo las situadas en los alrededores de Jaén. Allí el Prebético muestra series que han sido bastante bien estudiadas y que, sin grandes diferencias, se encuentran más o menos bien representadas al E. y al O.

R. BUSNARDO (1960) divide al Prebético de Jaén en dos grandes unidades: la más septentrional es la unidad del Castillo y de la Peña de Jaén, y la más meridional, caracterizada por la serie del Jabalcuz y los Villares. Estas series habían sido estudiadas anteriormente y eran conocidas por diversas publicaciones (BLUMENTHAL, 1927; DOUVILLE, 1906; ALASTRUE, 1945; BRINKMANN y GALLWITZ, 1950). Para la descripción presente preferimos seguir el citado artículo de R. BUSNARDO, que supone una puesta a punto de los datos precedentes, así como la incorporación de nuevos datos. Posteriormente, R. BUSNARDO (1964) ha preferido considerar la unidad del Jabalcuz como una unidad intermedia entre el Subbético y el Prebético. Sin embargo, esta nueva toma de posición de R. BUSNARDO no cambia en absoluto las ideas que se tienen sobre el Prebético; es natural que, siendo la unidad del Jabalcuz y los Villares más

interna, presente el carácter de unidad intermedia entre un Prebético típico y el Subbético más septentrional.

2.2.1. Serie del Jabalcuz y los Villares

La serie comienza por una delgada lámina de Trías, raramente visible, porque se encuentra cubierta por los derrubios que cubren la ladera N. del Jabalcuz. Sobre el Trías se dispone una serie mesozoica, cuyos términos vamos a detallar a partir de las descripciones de R. BUSNARDO:

- a) Más de 200 m. de dolomías, seguidas de calizas liásicas; terminan en un banco con una costra ferruginosa, localmente rica en Ammonites y Spiriferinas domerenses.
- b) Calizas grises, oscuras o negruzcas, con bancos más delgados en la base y más gruesos en la parte alta. Cerca de la cima existe una intercalación de margocalizas verdosas y por encima calizas oscuras ricas en sílex bien desarrolladas, cuyos últimos bancos con Tintínidos, atestiguan la existencia de un Titónico Superior.

Este conjunto puede representar a todo el Jurásico, no obstante la falta de niveles fosilíferos de referencia. En total su potencia es considerable, del orden de 1.400 a 1.500 m.

- c) La sedimentación cambia al llegar al Cretáceo, que se extiende por todo el Valle de los Villares. El Cretáceo Inferior está representado por 1.600 ó 1.700 m. de margas, con algunos bancos margocalizos, progresivamente más limosos o arenosos hacia la parte alta. Estos niveles son poco fosilíferos, por lo que no se puede efectuar dentro de ellos ninguna subdivisión; terminan con unos niveles en los que una asociación de foraminíferos determina el Aptense Superior (Gargasense).
- d) Por encima del Aptense Superior vienen unos 1.000 m. de areniscas con intercalaciones de arcillas arenosas. También este conjunto es azoico, exceptuándose los bancos superiores, con algunos lentejones de calizas arenosas ricas en Orbitolinas. A estas areniscas se les puede atribuir una edad Aptense terminal-Albense basal.
- e) La serie cretácea de los Villares termina por 300 ó 400 m. de margas blancas, correspondientes en su base al Albense Inferior. Dentro de estas margas se han encontrado niveles ricos en Ammonites del Albense Superior y en la parte alta ya aparece una microfauna del Cenomanense, que quizá se prolonga hasta un Turonense.

Series semejantes a la del Jabalcuz y los Villares se extienden hacia el E. (BUSNARDO, 1960-62, 1964) en las proximidades de la Guardia de Jaén, Sierra de Almadén y N. de la Sierra de la Cruz y S. de Jódar (Jaén). Hacia el O. los términos jurásicos de la serie no reaparecen más, pero los términos cretáceos

afloran en algunas ventanas tectónicas, cabalgados por el frente Subbético. Un buen ejemplo de este comportamiento lo constituye la ventana tectónica de Carcabuey (Córdoba) o la de Valdepeñas de Jaén (BUSNARDO, 1964). También existe un Cretáceo semejante al N. de Alcaudete (Jaén) y entre Cabra y Baena (Córdoba).

2.2.2. Serie del Castillo y de La Peña de Jaén

En realidad, como ha mostrado R. BUSNARDO (1960), se trata de una misma unidad que se encuentra repetida, de modo que, con algunas diferencias, pueden correlacionarse las series del Castillo y de La Peña de Jaén. El contacto tectónico que las separa se localiza inmediatamente al S. de la carretera que desde Jaén da acceso al Castillo.

En la vertiente N. del Cerro del Castillo de Jaén aparecen:

- a) 300 m. de calizas blancas, a veces cristalinas y sin estratificación neta. La parte superior (la situada al N.), cabalga sobre margas del Mioceno Inferior y no posee ninguna fauna característica. Por el contrario, en la parte inferior se encuentra una asociación de Orbitolinas y Prealveolinas, características del Cenomanense.
- b) El Castillo de Jaén se haya edificado sobre 200 m. de calizas sub-verticales, estratificadas en bancos gruesos y localmente ricas en Orbitolinas; algunos niveles son ricos en granos de cuarzo y otros son dolomíticos. La edad es también Cenomanense y esta serie queda individualizada entre dos disarmonías tectónicas verticales de una importancia no muy grande.
- c) A continuación se encuentran unas margas amarillas, algo arenosas con intercalaciones de bancos calizos. Aunque no tienen fauna que las pueda datar con precisión pueden atribuirse, por su situación, al Vraconiense. Con estas margas termina la serie del Castillo y sobre ellas descansan materiales que corresponden a la serie de La Peña de Jaén, que describimos a continuación.

La serie de la Peña de Jaén está mejor desarrollada que la del Castillo y se sitúa inmediatamente al S. de ésta, separadas, como ya hemos dicho, por un contacto tectónico probable. En la Peña de Jaén, R. BUSNARDO ha distinguido los siguientes términos:

- a) Conjunto muy potente de 600 ó 700 m. constituido por una delgada barra caliza y después por margas amarillas más o menos arenosas con intercalaciones calcáreas esporádicas. Estos niveles constituyen el Vraconiense fosilífero, descrito por R. DOUVILLE (1906) y el Cenomanense de E. ALASTRUE (1945); R. BUSNARDO ha recogido en

ellos una rica fauna de Equínidos y Ammonoideos, la mayor parte de los cuales indican el Vraconiense Superior; únicamente el último nivel debe ser relacionado con el Cenomanense.

- b) Sobre el conjunto anterior se yergue un escarpe calizo de unos 30 metros, en el que se encuentra la asociación Orbitolinas-Prealveolinas que datan el Cenomanense. El escarpe es seguido de algunas recurrencias margosas con Equínidos y un Ammonites Cenomanense. A continuación, un segundo escarpe, de unos 20 m., constituido por caliza masiva rosada, más o menos dolomítica.
- c) Termina la sucesión con calizas blancas bien estratificadas, que progresivamente se hacen masivas. Dentro de ellas aparecen enclaves ricos en Orbitolinas. Estos niveles pueden atribuirse al Cenomanense, puesto que se parecen a los niveles a) de la serie del Castillo, pero algunos autores les han atribuido edad Senonense.

Como se observa, las series de la Peña y del Castillo de Jaén son bastante fragmentarias, por cuanto no representan más que una parte del Cretáceo Prebético. Es curioso recordar que con sólo esta porción de la serie completa, M. BLUMENTHAL llegó a individualizar y caracterizar el Prebético.

Series de naturaleza semejante no afloran al O. de Torre del Campo, es decir 10 kilómetros al O. de Jaén. Por el contrario, hacia el E. sí se encuentran bien desarrolladas en la Sierra de Pagalajar, en Torres y Albanchez de Ubeda, en el Aznatin y en la Serrezuela, entre Jódar y Bedmar.

Al S. de Jódar, en la Sierra de La Golondrina, L. GARCIA-ROSSELL (com. oral), ha encontrado un Senonense, constituido por un paquete de unos 200 m. de calizas. En relación con el Prebético que acabamos de describir no aparecen términos más altos.

2.3. UNIDADES DE LA DEPRESION DEL GUADALQUIVIR

La cartografía de los materiales de la Depresión del Guadalquivir, correspondientes a la Hoja de Jaén, han sido obtenidos fundamentalmente a partir de los levantamientos geológicos efectuados por la F. A. O.-I. G. M. E. Ese mapa carece del detalle suficiente como para efectuar con sus datos una descripción de las sucesiones y términos más frecuentes en dicha depresión.

En el extremo NE. de la zona, en el área comprendida entre Baeza, Jimena, Jódar y Ubeda (Jaén) se ha hecho un estudio detallado de las unidades del Valle del Guadalquivir, cuyos resultados han sido parcialmente publicados (GARCIA-ROSSELL

y ROMAN, 1970). Para dar una idea aproximada de los materiales que afloran en el Guadalquivir nos basaremos esencialmente en esta publicación. Gracias a trabajos como el de E. PERCONIG (1960-62), se tiene una idea bastante coherente de la constitución de la Depresión del Guadalquivir en Andalucía occidental. Sin embargo, no es posible extrapolar las conclusiones estratigráficas de E. PERCONIG hasta la región que nos ocupa.

Volviendo a la región entre Jódar y Baeza, hay que subrayar la escasa bibliografía existente; dentro de ella, algunos datos refieren la edad de determinados sedimentos eocenos, oligocenos y burdigalienses, pero admitiendo una posición autóctona para estos materiales. L. GARCIA-ROSSELL y M. L. ROMAN, parten de una hipótesis diametralmente opuesta; ellos piensan que la mayor parte de los materiales que rellenan la Depresión del Guadalquivir son alóctonos y provienen de zonas más internas y en consecuencia más meridionales. Llegan a distinguir hasta tres unidades superpuestas al Mioceno Inferior propio de la Depresión del Guadalquivir. Para hacer un resumen esquemático de los materiales existentes en este sector de la Depresión del Guadalquivir, describiremos una por una las tres unidades de L. GARCIA-ROSSELL y M. L. ROMAN y que ellos, haciendo referencia a su posición tectónica actual, llaman *Unidad superior*, *Unidad intermedia* y *Unidad inferior*.

La *Unidad superior* está representada por masas aisladas de poca extensión, apoyadas indistintamente sobre la unidad intermedia y la inferior. Sus principales afloramientos corresponden al Cerro Nando, Peñarrubia y La Atalaya, todos a menos de 10 kilómetros de Jódar. La unidad está compuesta de los siguientes términos de abajo arriba:

- a) Calizas margosas o dolomíticas oscuras con fauna de Lamelibranquios, probablemente del Muschelkalk y con una potencia aproximada de 70 m.
- b) Margas yesíferas de colores abigarrados, atribuibles al Keuper, con una potencia variable de 1 a 30 m.
- c) Margocalizas blancas y rojas con Globotruncanas del Cretáceo Superior, con una facies semejante a la que hemos descrito en esta Memoria al referirnos a las Unidades Subbéticas. En algunos puntos puede precisarse un Maestrichtense. La potencia total es superior a los 30 m.
- d) Margas y margocalizas blancas y verdosas con potencia superior a los 10 m., cuya parte alta pertenece al Eoceno Superior y su base con microfauna del Paleoceno.
- e) Calizas organógenas y areniscas del Aquitano-Burdigaliense, con gran cantidad de microfauna y una potencia superior a los 80 m.

La *Unidad intermedia* es la de mayor extensión superficial y ocupa la mayor parte del área comprendida entre Jódar, Baeza y Úbeda. Está constituida por los siguientes materiales:

- a) Margas yesíferas y salíferas de colores abigarrados de edad Keuper. Son semejantes a las de la Unidad superior, pero mucho más ricas en niveles salíferos. Llegan hasta los 300 m. de espesor.
- b) Margas grises, de tonalidades claras, con abundantes Ammonites del Neocomiense. No forman un nivel continuo, sino que constituyen masas aisladas englobadas en el Trías de la base de la unidad. Su potencia máxima es de 20 m.
- c) Margas, areniscas y calizas arenosas de color pardo rojizo y con fauna de Orbitolinas, que podrían corresponder a un Cretáceo Inferior alto. La potencia puede exceder los 50 m.
- e) Margocalizas blancas y rojas del Senonense, con la característica facies de «capas rojas» con Globotruncanas. Potencia aproximada de unos 80 m.
- f) Términos de litología parecida, con Globorotalias, que determinan un Paleoceno Superior.
- g) Series de margas, margocalizas y términos detríticos alternantes que caracterizan al Nummulítico. Las asociaciones de microfauna permiten constatar que existe desde un Eoceno hasta un Oligoceno Superior o Mioceno basal.
- h) Calizas organógenas y areniscas atribuibles al Aquitano-Burdigaliense. Su fauna es equivalente a la de los elementos de litología semejante que coronan a la Unidad superior, si bien son menos abundantes los elementos detríticos.

La *Unidad inferior* se presenta en afloramientos con forma de domos, que han facilitado la erosión de la Unidad intermedia que la recubre; aflora en ventanas tectónicas. Su afloramiento más característico se localiza en Cerro Gordo, situado al N. de Jódar y muy cerca del Guadalquivir; sin embargo, aflora también más al E., cerca de la confluencia del Guadiana Menor con el Guadalquivir. En el corte de Cerro Gordo se pueden distinguir:

- a) Margas y margocalizas blancas y rojas con Globotruncanas, del Cretáceo Superior. Afloran con una potencia que no excede los 30 m. y no se ha reconocido ningún término más antiguo.
- b) Calizas con sílex, margocalizas y arenas micáceas, alternantes con bancos de hasta 1 ó 2 m. de potencia, de colores blancos o amarillentos. Algunos niveles son arrecifales. En opinión de L. GARCIA-ROSSELL y M. L. ROMAN se puede datar el Eoceno Inferior-Paleoceno Superior en unas margas blancas con Globorotalias situadas en la base. El resto lo atribuyen al Luteciense. La potencia total de todos estos niveles es de unos 150 m.

- c) Calizas organógenas detríticas con microfauna. Pueden atribuirse al Aquitaniense Inferior y tienen unos 200 m. de espesor. Son menos detríticas que las correspondientes de las Unidades superior o intermedia.

El substrato autóctono de las tres unidades referidas está constituido por margas blancas silíceas atribuibles al Burdigaliense. Estas margas blancas del Mioceno Inferior pasan sin interrupción de continuidad desde la Depresión del Guadalquivir hasta el Prebético.

C. FELGUEROSO y J. E. COMA (1964) describen también el Aquitano-Burdigaliense en la región que ellos han estudiado, en la parte O. de la Hoja. Concluyen que es muy difícil la diferenciación de uno y otro, y por tanto parece aconsejable englobarlos en cartografía. Citan como ejemplo las formaciones que aparecen al N. de Nueva Carteya, en las cuales se observa una alternancia de finos bancos de calizas margosas arenosas y margas blancas, que descansan sobre la transición Oligoceno-Aquitaniense. El conjunto se atribuye al Aquitano-Burdigaliense.

Los mismos autores señalan la presencia de Burdigaliense transgresivo al NE. de Baena. La base transgresiva del Burdigaliense está aquí referida a unas calizas de aspecto conglomerático, cristalinas, duras y grises. Por encima yacen unas margas blancas, algo arenosas, que recuerdan a las margas burdigalienses de zonas más internas (Lucena, por ejemplo).

2.4. NEOGENO Y CUATERNARIO

Al tratar de cada una de las series estratigráficas que definen las diferentes unidades presentes en esta Hoja hemos tratado los materiales mesozoicos y terciarios, desde el Trías hasta el Burdigaliense. Por tanto, en este epígrafe solamente comentaremos algunas de las particularidades estratigráficas de los términos comprendidos entre el Vindobonense y el Cuaternario.

Todos estos materiales son netamente postorogénicos, por lo que su litología varía de unos puntos a otros y las discordancias son frecuentes entre muchos de sus términos.

El Vindobonense, constituido por Helveciense y Tortonense, que a veces pueden diferenciarse, es netamente transgresivo. Las dataciones han podido efectuarse gracias a las asociaciones de microfauna. Litológicamente, consta de margas azules y grises, seguidas de una sucesión molásica, constituida por términos calcáreos detríticos con bastantes restos de macrofauna.

Una sucesión de este tipo no es general para toda la Hoja de Jaén; frecuentemente se encuentran algunos de estos términos, que pueden ser datados como Helveciense o Tortonense, localmente. No faltan tampoco los niveles netamente conglomeráticos, tanto los correspondientes a la base de la serie y con carácter transgresivo, como los regresivos que coronan en algunos puntos la sucesión. La serie detrítica regresiva puede estar formada, además, por areniscas bien estratificadas, de colores amarillos y grises, con abundante cemento calizo. De todos modos, conviene aclarar que faltan estudios micropaleontológicos precisos, que permitan determinar de forma definitiva la extensión de los afloramientos de la mitad superior del Mioceno.

Plioceno y Cuaternario comprenden un conjunto de formaciones continentales, netamente discordantes unas respecto a las precedentes. Se carece de dataciones precisas, pero con un cierto grado de aproximación puede decirse que posiblemente el Plioceno corresponde a un potente paquete de arcillas rosadas y pardas entre las que se intercalan bancos conglomeráticos con cantos bastante rodados, cuya naturaleza es variable según los puntos.

El Cuaternario propiamente dicho está principalmente constituido por depósitos de pie de ladera, aluviales, y los materiales que forman las terrazas fluviales.

2.5. ROCAS IGNEAS

Como única representación de rocas ígneas hemos de citar las ofitas presentes en el Keuper y citadas por todos los autores que han estudiado la región, y las rocas volcánicas y subvolcánicas básicas, ligadas al Jurásico y al Cretáceo Inferior.

Los enclaves de ofitas son extraordinariamente frecuentes en los afloramientos de Trías, y si no figuran en cartografía es por sus pequeñas dimensiones. Mineralógicamente hay poca diferencia entre las ofitas y las rocas básicas intercaladas entre las series mesozoicas. Parece que las ofitas tengan una mayor proporción de olivino. En cuanto a las rocas básicas, volcánicas y subvolcánicas, se encuentran preferentemente asociadas a las series del Subbético Medio Septentrional. Unas veces son coladas volcánicas submarinas, con lavas almohadilladas; otras se presentan como filones-capas o lacolitos. Han sido mencionadas con algún detalle en publicaciones recientes (FONTBOTE

y QUINTERO, 1960; BUSNARDO y CHENEVOY, 1952; GARCIA-DUEÑAS, 1970; VERA, 1969).

En algunas localidades y en relación con lacolitos, se desarrolla un metamorfismo de contacto en las rocas jurásicas encajantes, metamorfismo que llega a determinar la formación de granates.

La actividad volcánica se ha desarrollado desde el Lías Superior hasta el Cretáceo, según se deduce de la posición de las coladas submarinas reconocidas.

Las rocas básicas subvolcánicas predominantes son doleritas, constituidas por plagioclasas (entre An_{20} y An_{45}) y piroxenos (comúnmente augita); otros componentes de menor importancia son: Biotita, clorita, delessita, magnetita, oligisto, calcita, ceolitas, etc. Existen también diferenciaciones de cierta importancia: han sido reconocidos pegmatitas alcalinas y gabros.

Las más volcánicas muestran texturas de grano más fino que las anteriores, o incluso vítreas. Generalmente aparecen muy alteradas, no sólo por efecto de la meteorización, sino también, de modo muy generalizado, por procesos postmagmáticos. No obstante, se puede asegurar que se trata esencialmente de vías de basálticas a espilíticas.

3. BREVE SINTESIS PALEOGEOGRAFICA

Son varios los trabajos que han intentado una síntesis paleogeográfica de las diferentes unidades presentes en la Hoja de Jaén. Las aportaciones más importantes, y que abarcan un área mayor, se deben a R. BUSNARDO (1960-62, 1964) y V. GARCIA-DUEÑAS (1967, 1969a). En zonas vecinas son importantes, además, las publicaciones de Y. PEYRE (1960-62) y J. A. VERA (1969).

De estos trabajos se deduce que, en conjunto, pueden distinguirse dentro de esta área una serie de franjas de dirección general E. NE.-O. SO., dentro de las cuales los cambios de facies son relativamente poco importantes. Sin embargo, entre una y otra de estas bandas el heteropismo es bastante acusado.

La descripción de las diferentes series estratigráficas se ha efectuado, dentro de esta Memoria, siguiendo un criterio paleogeográfico, con lo cual las relaciones mutuas de las dife-

rentes unidades, referida a su posición en la cuenca sedimentaria, resulta ahora relativamente fácil de establecer.

El dominio sedimentario más meridional es el llamado Subbético Interno, caracterizado por las series de Sierra Harana y de Moclín. Al N. se sitúa un dominio sedimentario, más subsidente que el anterior durante el Jurásico, bautizado con el nombre de Subbético Medio. Dentro de él pueden distinguirse dos grupos principales de series, unas equivalentes a la del Zegrí y otras equivalentes a las de Alta Coloma; así, pues, el Subbético Medio puede dividirse en dos subdominios paleogeográficos: el Subbético Medio Meridional, con series equivalentes a las del Zegrí, y el Subbético Medio Septentrional, con series equivalentes a las de Alta Coloma.

Conviene constatar que el llamado por R. BUSNARDO Subbético margoso equivale, por la naturaleza de las series que él describe, al Subbético Medio Septentrional.

La distribución del Subbético Medio y de los dos subdominios que lo componen ha sido precisada en los epígrafes precedentes.

Al N. del Subbético Medio puede diferenciarse otro dominio, que es el llamado Subbético Externo por V. GARCIA-DUEÑAS y Complejo Subbético frontal por R. BUSNARDO. La reconstrucción paleogeográfica de las unidades pertenecientes a este dominio es algo compleja, por lo que las discrepancias en la interpretación suelen ser frecuentes según los autores. El origen de estas dificultades de interpretación se debe a que parte del Subbético Medio cabalga al Subbético Externo, y a su vez, el Subbético Externo cabalga a las unidades más internas del Prebético; de esta manera el empilamiento de unidades y las deformaciones posteriores al empilamiento (pliegues y fallas inversas), dificultan extraordinariamente el correcto establecimiento de la posición de cada unidad.

Al N. del Subbético Externo se sitúa un surco, netamente subsidente durante el Cretáceo, y con un Jurásico potente; corresponde al área de sedimentación de la serie del Jabalcuz y de los Villares; la distribución geográfica de las unidades equivalentes se ha señalado también.

Más al N. aún, encontraríamos el área en que se sedimentaron las series prebéticas en su sentido más estricto, que se extienden desde Jaén hacia el E. Y, por fin, más al N., ocupando la posición más externa con respecto a la Cordillera, las series autóctonas de la Depresión del Guadalquivir.

La complicada tectónica sufrida por las Zonas Prebética y

Subbética ha modificado profundamente el área de distribución de las unidades pertenecientes a cada uno de estos dominios paleogeográficos; los dominios que debían aparecer netamente configurados durante el Mesozoico y parte del Terciario.

4. TECTONICA

Desde el punto de vista tectónico, pueden diferenciarse dos grandes grupos de unidades, que son fundamentalmente diferentes entre sí. Unas pertenecen a la Depresión del Guadalquivir y las otras a las zonas externas de las Cordilleras Béticas (Zonas Prebética y Subbética). Igualmente podría hacerse una distinción, en muchos aspectos neta, entre las unidades prebéticas y subbéticas, pero en esencia el comportamiento tectónico en las Zonas Subbética y Prebética es parecido; en efecto, los rasgos tectónicos diferenciales de estas dos zonas son consecuencia en mayor grado de la naturaleza estratigráfica de las series respectivas, que de una modificación sustancial del estilo de deformación.

En el detalle, es grande la complejidad estructural de la región comprendida en esta Hoja, especialmente por el hecho de que en el mismo espacio se han superpuesto deformaciones sucesivas. Por eso es difícil resumir en pocas palabras toda la evolución tectónica acaecida en esta porción de la Cordillera. Por añadidura, los criterios para la interpretación y distinción de las distintas unidades tectónicas varían según los autores y es obvio que resultaría demasiado amplia esta Memoria si hubieran de discutirse todas y cada una de las hipótesis propuestas.

4.1. DEPRESION DEL GUADALQUIVIR

En la Depresión del Guadalquivir hay que distinguir básicamente entre una cobertera sedimentaria autóctona o parautóctona y las unidades alóctonas, que aparecen intercaladas entre los materiales de dicha cobertera: naturalmente que se supone, además, la existencia de un zócalo constituido por el Paleozoico de la Meseta (Sierra Morena).

Si se prescinde de la existencia de intercalaciones de materiales alóctonos, la estructura de la Depresión es sumamente simple, ya que la cobertera adopta una disposición homoclinal, con buzamiento suave de componente S. Puede colegirse que el

buzamiento es tanto mayor cuanto más profundas se sitúen las formaciones de cobertera consideradas; por tanto, se admite el acuñaamiento progresivo hacia el N. de todo el conjunto de la cobertera de la Depresión del Guadalquivir, o al menos, el de parte de sus formaciones.

La estructura interna de las unidades alóctonas es menos uniforme, aunque con rasgos característicos bastante generalizados. Los elementos constitutivos de estas unidades, algunas de gran extensión, poseen un gran desarrollo planar, siendo grande la desproporción entre la superficie ocupada por cada unidad y su potencia. Sin embargo, esta disposición en láminas de considerable continuidad lateral, intercaladas a menudo en la sucesión de los materiales autóctonos, aparece retocada por intumescencias, que se originan por acumulaciones diferenciales del material salífero, pertenecientes al Trías basal de cada unidad alóctona. Es de notar que la concentración halocinética (en ocasiones hay diapiros), suele ser secundaria, es decir, posterior a la colocación de la unidad.

Por lo demás, la estructura de las unidades alóctonas no es excesivamente complicada, con pliegues laxos en general y relativamente regulares.

En la parte NO. de la Hoja existe mayor complicación en la estructura interna de cada unidad, de manera que desaparece la continuidad de sus elementos constitutivos; de esta forma los materiales alóctonos deslizados presentan una disposición anárquica, consecuencia de una exagerada dislocación interna. Tales acumulaciones de materiales alóctonos pueden considerarse como olistostromas, utilizando el término en el sentido más amplio.

En la porción S. de la vecina Hoja número 70, L. GARCIA ROSSELL y M. L. ROMAN (1970) han distinguido tres grandes unidades alóctonas superpuestas, todas ellas habiendo invadido la Depresión del Guadalquivir desde dominios más internos de la Cordillera. Es probable que una análoga disposición de las unidades se extienda hasta la presente Hoja, pero faltan aún estudios con el suficiente detalle para verificar esta posibilidad. Del mismo modo se puede generalizar que la colocación de las unidades alóctonas haya ocurrido durante el Mioceno Inferior, tal como han establecido los autores acabados de mencionar en la región por ellos estudiada. Conviene precisar, no obstante, que la mayor parte de las unidades que han invadido la Depresión del Guadalquivir, procedentes del Subbético Medio o del

Subbético Externo, se han trasladado por lo menos en dos momentos: uno, probablemente ante-nummulítico y post-cretáceo medio y otro, ante-vindobonense y post-aquitaniense.

4.2. ZONAS PREBÉTICA Y SUBBÉTICA

Ya hemos advertido que las diferencias dignas de subrayar entre ambas zonas no son imputables a un cambio sustancial en el estilo tectónico. Algunas de las diferencias más notables, como las que resultan del comportamiento más rígido de las unidades prebéticas que las subbéticas, se debe casi totalmente a la distinta naturaleza litológica de los materiales. Si se comparan las series estratigráficas de algunas unidades subbéticas con las de otras prebéticas (sobre todo en las equivalentes al Jabalcuz y Los Villares), resalta en estas últimas su Lías calizo de potencia enormemente más grande. Por esta razón y ante los esfuerzos de compresión, el conjunto de la unidad tiende a comportarse como una gran losa rígida, limitada en su frente por fallas inversas; los pliegues, cuando aparecen, son de gran radio y, si la compresión es muy importante, se desarrollan preferentemente estructuras en escamas.

Por su parte, los materiales subbéticos tienden a dibujar pliegues de menor radio, muchas veces asociados a fallas inversas singenéticas y, comúnmente, sus núcleos son perforantes. Por lo demás, conviene insistir en la similitud de las Zonas Subbética y Prebética en cuanto a su evolución tectónica se refiere, aunque puede matizarse en cuanto al tipo de estructuras desarrolladas.

Quizá el aspecto más interesante de la tectónica en las Zonas Prebética y Subbética es el estudio sistemático de sus unidades alóctonas. Pueden diferenciarse muchas de ellas, pero el principal problema de síntesis se centra en la cuestión de su correcta agrupación, para definir algunos mantos de corrimiento.

Los mantos de las zonas externas de las Cordilleras Béticas no tienen el carácter, tan común en las zonas internas, de disponerse en forma de una hoja continua. Es frecuente que unidades agrupables en un manto aparezcan aisladas unas de otras, como si en un momento determinado de la traslación el manto se hubiera desmembrado en un buen número de girones que se extienden sobre un autóctono relativo constituido por unidades más externas; es lógico que este comportamiento presupone el que las unidades del manto ocupan una extensión mayor que la

tendrían esas mismas unidades agrupadas y con la continuidad lateral propia de su disposición paleogeográfica original.

Las unidades alóctonas situadas en la zona S. de esta Hoja forman parte del Manto de Moclín (FONTBOTE y GARCIA-DUEÑAS, 1968; GARCIA-DUEÑAS, 1969a). El Manto de Moclín está constituido por unidades que provienen del Subbético Interno y que cabalgan al Subbético Medio Meridional.

A su vez, el Subbético Medio Septentrional es alóctono, en una cuantía difícil de evaluar con carácter general; a estas unidades alóctonas más septentrionales se las ha llamado Manto de Cambil, al menos a las comprendidas en la mitad oriental de esta Hoja (FONTBOTE y GARCIA-DUEÑAS, 1962). Las unidades del Subbético Medio Septentrional cabalgan a las del Subbético Externo, que aparece en frecuentes ventanas están limitadas por contactos de difícil interpretación, que motivan el desacuerdo entre las hipótesis de los distintos autores que las estudian.

Hay coincidencia en la opinión general de que las unidades subbéticas se encuentran empiladas unas sobre otras y en conjunto trasladadas hacia el N. (FELGUEROSO y COMA, 1964; BUSNARDO, 1960-62, 1964; FONTBOTE y GARCIA-DUEÑAS (*op. cit.*) y GARCIA-DUEÑAS (*op. cit.*).

La traslación de los mantos subbéticos ha debido iniciarse con posterioridad a la sedimentación del Cretáceo Inferior y algunos contactos de corrimiento parecen fosilizados por el Cretáceo Superior o el Paleoceno; la edad de esta primera traslación no excluye el que ciertas unidades ya alóctonas se hayan trasladado de nuevo con posterioridad al Paleoceno.

El frente subbético es cabalgante sobre unidades del Prebético más interno, unidades equivalentes a la del Jabalcuz-Los Villares. Esta importante traslación hacia el N. fue señalada por R. BUSNARDO y J. M. FONTBOTE (1958). En la región al S. de Jaén, este cabalgamiento se realiza sobre un Aptense, pero los autores citados, por consideraciones diversas, opinan que la colocación debió tener lugar hacia finales del Mioceno Inferior.

Además de las importantes traslaciones sufridas por ciertas unidades subbéticas y algunas prebéticas, la región ha sido fuertemente plegada. Se pueden señalar algunos anticlinales y sinclinales importantes, con cierta continuidad y un trazado general ONO.-ESE. Otras etapas de compresión más tardías han determinado la aparición o rejuego de fallas inversas de gran salto, muchas de ellas con vergencia contraria a la de las traslaciones.

Por su parte, el diapirismo ha jugado un papel importante en

el trazado y localización de muchas estructuras. Se desarrolló con relativa precocidad, de manera que las primeras manifestaciones diapíricas son anteriores al Senonense, aunque si bien es cierto que las primeras perforaciones son intra-cretáceas hay deformaciones diapíricas de edad posterior.

La etapa tectónica más tardía, que afecta a los materiales del Mioceno Superior y muchas veces también a los del Cuaternario, es la de formación de fallas normales, que determinan el trazado actual de muchos contactos y limitan la mayor parte de las depresiones existentes. Conviene puntualizar que algunas de las incurvaciones de las directrices de plegamiento deben estar originadas por el funcionamiento de fallas con una importante componente de salto en dirección, pero no se sabe con exactitud cuál es el momento exacto en que estas fallas han funcionado, aunque es innegable que sus efectos se dejan sentir sobre los materiales mesozoicos y, al menos, una parte de los terciarios.

Para terminar diremos que el hecho de que se hayan sucedido etapas tectónicas tan variadas en un mismo espacio da ocasión a que se manifieste un rasgo muy característico de las Zonas Subbética y Prebética, que consiste en la existencia de estructuras sobrepuestas (GARCIA-DUEÑAS, 1970a).

5. HISTORIA GEOLOGICA

Durante el Mesozoico se inicia el proceso de diferenciación de dominios paleogeográficos de subsidencia diferencial en el Subbético y Prebético. En relación con las tensiones ligadas a la subsidencia se originan las primeras estructuras, que constituyen el diastrófismo ligado a la cuenca sedimentaria. Se originan así fallas normales en el zócalo, que se prolongan hasta afectar a la cobertera en forma de otras fallas normales, o bien como flexuras. Durante el Mesozoico se inicia ya el diapirismo, que se proseguirá posteriormente.

Durante el Cretáceo tienen lugar las primeras traslaciones, que consideramos debidas en gran parte al desarrollo de grandes deslizamientos gravitatorios. Después, durante el Nummulítico y el Mioceno Inferior, la región se pliega y se desarrollan fallas inversas de salto importante y de vergencias hacia el N. o hacia el S., según los casos.

Parte de las unidades alóctonas vuelven a trasladarse hacia

el N. durante el Mioceno Inferior, invadiendo la Depresión del Guadalquivir, subsidente en esta época.

Tras estos acontecimientos, la región es ampliamente erosionada y en diversos puntos se empieza a depositar un Vindoboniense transgresivo y netamente postorogénico. Hacia el Mioceno terminal asistimos a una importante regresión, con la definitiva retirada del mar de esta región. Plioceno y Cuaternario son continentales y resultantes de la acomodación de los materiales resultantes del progresivo desmantelamiento que sufren los relieves creados. Durante el Mioceno Superior y el Cuaternario los únicos testimonios de la inestabilidad tectónica se refieren al prolongado funcionamiento, que llega hasta nuestros días, de fallas normales, muchas de ellas de gran salto.

6. BIBLIOGRAFIA

- ALASTRUE, E. (1944).—«Bosquejo geológico de las Cordilleras Subbéticas entre Iznalloz y Jaén». *Publ. Cons. Sup. Inv. Cien.*, 159, Madrid.
- BUSNARDO, R. (1960).—«Aperçu sur le Prébétique de la région de Jaén (Andalousie, Espagne)». *Bull. Soc. Geol. France*, t. (7) II, pp. 324-329, 2 fig.
- (1960-62).—«Regards sur la géologie de la région de Jaén». *Mém. h. s. Soc. Géol. France Livre Mém. Paul Fallot*, t. I, páginas 189-198, 1 fig.
- (1964).—«Hypothèses concernant la position des unités structurales et paléogéographiques de la transversale Jaén-Grenade (Andalousie)». *Geol. Mijnbouw*, 43, pp. 264-267, 1 fig.
- BUSNARDO, R. y FONTBOTE, J. M. (1958).—«Le chevauchement subbétique au Sud de Jaén (Andalousie)». *C. R. Ac. Sc.*, t. 247, pp. 1366-1368.
- BUSNARDO, R. y CHENEVOY, M. (1962).—«Dolérites intrusives dans le Lias et le Dogger d'Andalousie; leurs différenciations pegmatitiques alcalines et auréoles de métamorphisme». *Bull. Soc. Géol. France*, t. (7) IV, pp. 461-470, 4 fig., 1 lám.
- BLUMENTHAL, M. (1927).—«Versuch einer tektonischen gliederung der betischen Cordilleren von central und Südwest-Andalousien». *Ecol. Geol. Helvetiae*, t. XX, pp. 487-532.
- BLUMENTHAL, M. y FALLOT, P. (1935).—«Observations géologiques sur la Sierra Arana, entre Granada et Guadix». *Mém. Soc. Esp. Hist. Nat.*, XVII, n.º 1, 6 fig., 9 lám.

- BRINKMANN, R. et GALLWITZ, H. (1950).—«El borde externo de las cadenas béticas en el sureste de España». *Publ. Extr. Geol. Esp. Consejo Sup. Inv. Cient.*, t. V, pp. 171-290, 22 figuras, 3 lám.
- COMAS, M. C. (1968).—«Existencia de un flysch nummulítico en el sector de Moreda (Zona Subbética), provincia de Granada». *Bol. Inst. Estudios Asturianos*, 1-18.
- COMAS, M. C., GARCIA-DUEÑAS, V., GONZALEZ DONOSO, J. M. y RIVAS, P. (1970).—«Sobre el Jurásico del Mencal y su relación con otras series subbéticas de la transversal de Granada». *Acta Geol. Hisp.*, t. V, pp. 77-81, 2 fig.
- DOUVILLE, R. (1906).—«Esquisse géologique des Préalpes Subbétiques (partie centrale)». *Thèse Fac. Sc. Univ. Paris*, 222 páginas.
- DUPUY de LÔME, E. (1959).—«Alumbramientos de aguas subterráneas en la provincia de Jaén». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, LXX, 209-273.
- FALLOT, P., FAURE MURET, A. y FONTBOTE, J. M. (1960).—«Observaciones geológicas sobre el macizo del Mencal y sus alrededores». *Not. y Com. I. G. M. E.*, n.º 60, pp. 3-72, 15 figs.
- FELGUEROSO, C. y COMA, J. E. (1964).—«Estudio geológico de la zona sur de la provincia de Córdoba». *Bol. Inst. Geol. Min. España*, LXXV, 111-209.
- FONTBOTE, J. M. y GARCIA-DUEÑAS, V. (1968).—«Essai de systématisation des unités subbétiques allochtones dans le tiers central des Chaînes bétiques». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 266, pp. 186-189.
- FONTBOTE, J. M.; GARCIA-DUEÑAS, V. y VERA, J. A. (1964).—«Tectónica y sedimentación en la región central de la cuenca subbética, durante el Jurásico y el Cretáceo». *III Reunión del Grupo Español de Sedimentología*, Zaragoza.
- FONTBOTE, J. M. y QUINTERO, I. (1960).—«Lavas almohadillas (pillow-lavas) en los afloramientos volcánicos de la transversal Iznalloz-Jaén (Cordillera Subbética)». *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 60, pp. 85-90.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1966).—«Individualización de diversas unidades alóctonas en la Zona Subbética (Transversal de Granada)». *Acta Geol. Hisp.*, I, 11-14.
- (1967).—«Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética». *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, n.º 101-102, 73-100.
- (1968).—«Hipótesis sobre la posición tectónica de la Sierra Arana (Granada)». *Acta Geol. Hisp.*, III, 29-34.

- (1969a).—«Les unités allochtones de la Zone Subbétique dans la transversale de Grenade (Cordillères Bétiques, Espagne)». *Revue de Geogr. Phys. et Géol. Dyn.*, XI, pp. 211-222, 6 figs.
- (1969b).—«Consideraciones sobre las series del Subbético Interno que bordea la Depresión de Granada (Zona Subbética)». *Acta Geol. Hisp.*, IV, pp. 9-13, 1 fig.
- (1970a).—«Estructuras sobreimpuestas al N. de la Sierra de Montillana (Zona Subbética, Granada)». *Cuadernos de Geología, Univ. Granada*, vol. I, pp. 47-50, t. 2, láms.
- (1970b).—«Hoja geológica núm. 1.009 (Granada) a escala 1:50.000». *Mapa Geológico de España, I. G. M. E.* (En curso de publicación.)
- GARCIA-DUEÑAS, V., LINARES, A. y MOUTERDE, R. (1967).—«Datos estratigráficos sobre la serie mesozoica del río de las Juntas (Montillana, Zona Subbética, Granada)». *Acta Geol. Hisp.*, II, 65-69.
- GARCIA-DUEÑAS, V., NAVARRO-VILA, F. y RIVAS, P. (1970).—«Estudio geológico del sector de Puerto-López (Granada, Zona Subbética)». *Acta Geol. Hisp.*, t. V, pp. 82-87, 2 figs.
- GARCIA-DUEÑAS, V., y LINARES, A. (1970).—«La serie de Alta Coloma, serie tipo del Dominio Subbético Medio septentrional (Zona Subbética, transv. de Granada)». *Cuadernos de Geología, Univ. Granada*, vol. I, pp. 193-211, 5 figs.
- GARCIA-DUEÑAS, V., GONZALEZ DONOSO, J. M., LINARES, A. y RIVAS, P. (1970).—«Contribución al estudio bioestratigráfico del Liásico del Zegrí (Zona Subbética, prov. de Granada)». *Cuadernos de Geología, Univ. Granada*, vol. I, pp. 11-16.
- GARCIA-ROSSELL, L. y ROMAN, M. L. (1970).—Nota sobre la microfacies de las unidades alóctonas en un sector del valle del Guadalquivir. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, vol. I, pp. 51-55, 1 lám.
- LINARES, A. (1960).—«Donnés micropaléontologiques sur les environs de Domingo Pérez (Chaîne Subbétique, Prov. de Grenade, Espagne)». *Bull. Soc. Géol. France*, II, 322-323.
- LOPEZ-GARRIDO, A. C. y OROZCO, M. (1970).—«Estudio estratigráfico del sector centro-oriental de Sierra Arana (Cordilleras Béticas)». *Acta Geol. Hisp.*, V, pp. 4-7, 2 figs.
- PERCONIG, E. (1960-62).—«Sur la constitution géologique de l'Andalousie Occidentale, en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale)». *Mém. h. t. Soc. Géol. France. Liv. Mém. Prof. Paul Fallot*, pp. 229-256, 6 figs.

- PEYRE, Y. (1962).—«El Subbético con Jurásico margoso o Subbético meridional como unidad paleogeográfica y tectónica de las Cordilleras Béticas». *Notas y Com. Inst. Geol. Min. España*, 133-144, n.º 67.
- SANZ DE GALDEANO, C. (1970).—«Estructura del Subbético en la transversal Charilla-Fuensanta de Martos (prov. de Jaén). Nota preliminar». *Cuad. Geol. Univ. Granada*, vol. I, pp. 133-140, 4 figs.
- VERA, J. A. (1969).—«Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes». *Mem. I. G. M. E.*, LXXII, 191 pp., 27 figs., 20 lám.