



IGME

1.064

14-45

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CORTES DE LA FRONTERA

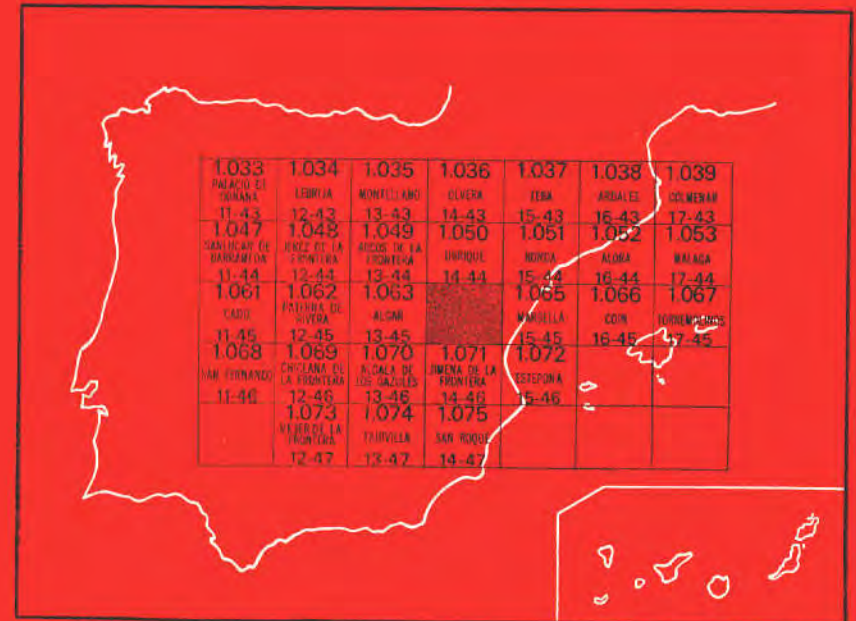
Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - 28003 MADRID

I.S.S.N. 0373-2096

Centro de Publicaciones
Ministerio de Industria y Energía



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CORTES DE LA FRONTERA

Segunda serie - Primera edición

**Centro de Publicaciones
Ministerio de Industria y Energía**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por GEOPRIN, S. A., bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en la misma los siguientes técnicos superiores:

En *Confección de Hoja geológica y Memoria*: GEOPRIN, S. A.: A. del Olmo Sanz (Flyschs ultrabéticos. Subb. interno, subb. indiferenciado, Complejo Predorsaliano); J. G. de Pablo Macía (Flyschs ultrabéticos, Subb. interno, Complejo Predorsaliano).

Universidad de Salamanca: F. Aldaya Valverde (Un. Dorsalianas y Zona Bética).

Universidad de Granada: J. Campos Fernández (Subb. interno); J. Chacón Montero (Un. Dorsalianas y Zona Bética); J. García-Dueñas (Un. Dorsalianas y Zona Bética); L. García-Rossel (Subb. interno); M. Orozco Fernández (Subb. interno); C. Sanz de Galdeano (Subb. interno); T. Torres Rondán (Un. Dorsalianas y Zona Bética).

Sedimentología: J. P. Calvo.

Macropaleontología: P. Rivas.

Micropaleontología: J. Martínez, C. Martínez y E. Moreno.

Petrografía ígnea y metamórfica: A. Martín.

Asesores especiales: J. Baena y L. Jerez.

Supervisión IGME: P. Ruiz.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España, existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Estudio sedimentológico, micropaleontológico de dichas muestras.
- Informes sedimentológicos de series.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información.

Centro de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - 28036-Madrid

Depósito Legal: M - 23.407 - 1987

NIPO 232 - 87 - 007 - 3

Imprenta IDEAL, S. A. - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - 28016-MADRID

0 INTRODUCCION

0.1 SITUACION

La Hoja de Cortes de la Frontera, núm. 14-45, se encuentra enclavada en la parte occidental de las cordilleras Béticas y engloba la zona sur de la Serranía de Ronda, extendiéndose por las provincias de Cádiz y Málaga.

El relieve es muy accidentado y se pueden distinguir tres ejes orográficos orientados de Norte a Sur.

El más occidental está formado por las Sierras de Líbar, de los Pinos y sierra Blanquilla, que se prolonga hacia el sur en el cerro de Panderón. (Es en este eje donde se alcanza la mayor altitud de la Hoja con 1.397 m.).

El eje central lo forma la alineación del Conio, sierra Algotocín, Hacho de Gaucín y Sierra Espartina.

El oriental a su vez lo forma Sierra Bermeja.

Una segunda zona se encuentra en la parte central y oriental de la Hoja y está constituida por elevaciones de naturaleza areniscosa, creando relieves redondeados, cubiertos de alcornoques; forman la unidad del Aljibe.

El sistema hidrográfico viene representado fundamentalmente por los ríos Guadiaro y Genal, que con una dirección Norte-Sur drenan las aguas de la región, excepto el ángulo NO, cuyas aguas van a verter al pantano de los Hurones.

0.2 ANTECEDENTES

Los primeros autores que estudiaron la zona cartografiada fueron MAC PHERSON y DOMINGO DE ORUETA, a finales del siglo XIX y principios

del XX, que hicieron descripciones geológicas de la provincia de Cádiz y de la Serranía de Ronda, respectivamente.

JUAN GAVALA Y LABORDE, en 1924, edita un mapa a escala 1:100.000 de la provincia de Cádiz, de una gran precisión para su época. Otro autor pionero fue LOUIS GENTIL, el cual ya en 1918 enuncia las primeras interpretaciones aloctonistas.

Indudablemente el autor que da un impulso más decisivo para el conocimiento de las cordilleras Béticas es BLUMENTHAL. Fue BLUMENTHAL quien más contribuyó a distinguir dentro del dominio externo: las zonas penibéticas, las subbéticas y las prebéticas; y quien definió el manto de Málaga introduciéndolo dentro de las zonas internas; si bien se puede argumentar que su trabajo adolece de no haber hecho un estudio profundo de los flysch.

Estos fueron estudiados por primera vez con detalle por ROBAUX, que denunciará la presencia de flysch Senoniense, con lo que modificó considerablemente los conocimientos existentes sobre los flysch.

A partir del año 1936, se abre una laguna en las investigaciones de la región que dura hasta los años 50, debido al estallido de las dos guerras; a partir de estos años es cuando se inicia una campaña de investigaciones que las llevan a cabo equipos alemanes, españoles y franceses.

El equipo alemán dirigido por HOEPENER, centra su zona de trabajo en la transversal de Ronda y en él destacan los profesores DÜRR, HOPPE, KOCKEL y MAUTHE.

A su vez, el equipo francés, dirigido por DURAND-DELGA, estudia a ambos lados de la transversal de Ronda, sobresaliendo CHAUVE, BOURGOIS y DIDON; sobre todo este último, por su labor realizada al definir las unidades de los flysch del Campo de Gibraltar.

Entre los estudios llevados a cabo por holandeses, destacan los realizados por la Universidad de Amsterdam, que han trabajado sobre todo en la transversal de Almería.

Por parte española es importante señalar la labor realizada por la Universidad de Granada.

0.3 ENCUADRE GEOLOGICO

Las Cordilleras Béticas representan el extremo más occidental del conjunto de cadenas alpinas europeas. Se trata, conjuntamente con la parte Norte de la zona africana, de una región inestable afectada en parte del Mesozoico y durante gran parte del Terciario de fenómenos tectónicos mayores, y situado entre los grandes cratones europeo y africano.

Tradicionalmente se distinguen las «Zonas Internas» y las «Zonas Externas», en comparación con Cordillera de desarrollo geosinclinal, o sea una parte externa con cobertura plegada y a veces con estructura de manto de corrimiento y una parte interna con deformaciones más profundas que

afectan al zócalo y que están acompañadas de metamorfismo. Actualizando estos conceptos, podríamos decir que las «Zonas Externas» se sitúan en los bordes de los cratones o placas europea y africana, y presentan características propias en cada borde, mientras que las «Zonas Internas» son comunes a ambos lados del mar de Alborán, situándose en la zona separación existente entre ambas placas o zonas cratogénicas.

Circunscribiéndonos al área ibérica, podemos decir que están presentes las «Zonas Externas», correspondiendo al borde de la placa europea, y parte de las «Zonas Internas». El resto de las «Zonas Internas» aflora en amplios sectores de la zona africana y europea que rodean al actual mediterráneo.

Las «Zonas Externas» están representadas aquí por:

la Zona Prebética y la Zona Subbética,

y las «Zonas Internas» por:

la Zona Circumbética y la Zona Bética.

La distribución geográfica de estas zonas de Norte a Sur y desde la Meseta hasta el mar sería la siguiente: Prebética, Subbética, Circumbética y Bética.

Veamos ahora muy resumidamente las características de ambas zonas.

La Zona Prebética:

Es la más externa, y se deposita sobre una corteza continental, la de la meseta. En ella los sedimentos son propios de medios marinos someros o costeros, con ciertos episodios de tipo continental. Fue definido ya por BLUMENTHAL (1927) y FALLOT (1948), y en base a la potencia de sedimentos, y a las diferencias de facies en el Jurásico Superior y Cretácico Inferior, algunos autores la subdividen en tres dominios:

- Prebético externo.
- Prebético interno.
- Prebético meridional.

La Zona Subbética:

Se sitúa al Sur de la anterior, y presenta facies pelágicas más profundas a partir del Domeriense, con margas, calizas nodulosas, radiolarita y hasta facies turbidíticas a partir del Jurásico terminal. Igualmente, en cierto sector existió vulcanismo submarino durante el Jurásico.

En base a las características de la sedimentación durante el Jurásico y parte del Cretácico Inferior, se ha subdividido esta zona en tres dominios, que de Norte a Sur son:

Subbético externo.
Subbético medio.
Subbético interno.

El subbético externo incluiría parte del talud que enlaza con el Prebético, un pequeño surco con depósitos turbidíticos y un umbral que separa este surco de la parte más profunda, el Subbético Medio.

El Subbético Medio se caracteriza por facies profundas desde el Lías Superior, con abundancia de radiolaritas y con vulcanismo submarino. Representa la parte más profunda de la zona Subbética.

El Subbético interno se caracteriza por facies calcáreas durante todo el Jurásico y representa un umbral, posiblemente el límite meridional de las Zonas Externas.

La Zona Subbética es probable que se depositara sobre una corteza continental adelgazada, relacionada con la placa europea. Esta zona también fue definida por BLUMENTHAL y FALLOT.

La Zona Circumbética

Dentro de las Zonas Internas, ha recibido este nombre porque sus materiales rodean con mayor o menor extensión la Zona Bética. Dentro de esta zona estarían incluidas unidades, formaciones y complejos que han recibido diversas denominaciones según los autores, tales como Dorsal, Predorsales, Zona media, Unidades del Campo de Gibraltar, Substrato de los flysch cretácicos, Subbético ultrainterno, etc.

Se trataría de una zona que en principio se situaría entre las Zonas Externas ibéricas y las Zonas Externas africanas, ocupando un amplio surco que se fue estructurando a partir del Pliensbachense. En su zona más profunda se depositaban radiolaritas, y a partir del Jurásico Superior potentes formaciones turbidíticas que se fueron sucediendo hasta el Mioceno Inferior. El espacio ocupado por esta zona probablemente, y a partir del Eoceno Medio-Superior, invadido por la Zona Bética, que mediante fallas en dirección se desplazó desde regiones más orientales donde había evolucionado (subplaca de Alborán), con lo cual, lo que en principio era una sola zona se estructura en varias partes situada a un lado u a otro de la Zona Bética, existiendo una posible Zona Circumbética ibérica y otra africana, enlazadas por lo que hoy es el Arco de Gibraltar.

Dentro de esta Zona Circumbética podemos distinguir en base a las características de sedimentación, tanto jurásicas como cretácicas y terciarias varios dominios que denominamos:

Complejo de Alta Cadena.
Complejo Predorsaliano.
Complejo Dorsaliano.

El Complejo de la Alta Cadena representaría el área cercana al Subbético interno. Este complejo tendría su correspondiente en el borde de las Zonas Externas africanas.

El Complejo Predorsaliano representaría las series típicas depositadas en la parte más distal de la cuenca, que ocuparían una amplia zona, posteriormente empujada y distorsionada (subducida, obducida o arrastrada) por el encajamiento de la Zona Bética.

El Complejo Dorsaliano se depositaría probablemente en zonas más orientales, sirviendo de enlace entre esta zona y la Zona Bética, la cual al trasladarse hacia el oeste la arrastró y dibujó la orla que actualmente constituyen alrededor de dicha zona.

Es muy probable que la Zona Circumbética se desarrollara sobre una corteza prácticamente oceánica.

Por último, la Zona Bética, que probablemente ha evolucionado en sectores más orientales, presenta mantos de corrimientos y metamorfismo en la mayor parte de sus dominios. Tradicionalmente se distinguen tres unidades:

Complejo Maláguide.

Complejo Alpujárride.

Complejo Nevado-Filábride.

Se trata de tres unidades tectónicas mayores, cuya posición de arriba a abajo es la descrita anteriormente, pero sin que ello indique como en las zonas anteriores una posición paleogeográfica. Salvo en el Complejo Maláguide, están representados exclusivamente terrenos Paleozoicos y Triásicos.

Con posterioridad a la «intrusión» de la Zona Bética, al final del Aquitaniense se produce el evento tectónico más espectacular de la Cordillera Bética, puesto que afecta a todas las zonas, aunque como es lógico con desigual intensidad. Se trata de la compresión que provoca el choque de las placas europea y africana, mediante el juego de una miniplaca, la Zona Bética.

Esta colisión que tuvo su mayor reflejo en el límite entre Zonas Internas y Zonas Externas, afectó profundamente a la Zona Circumbética: gran parte de la cual fue subducida, obducida o acumulada mediante imbricaciones.

En la Zona Subbética, y debido a esta colisión se originan cizallas de vergencia Norte que hacen cabalgar unos dominios sobre otros. En la base de estas Unidades cabalgantes el Trías sufre una extrusión y se extiende en diversas láminas cubriendo amplias zonas, con retazos de su cobertera que han sufrido diversos procesos de despegue mecánico. Estos Trías y sus coberteras no identificadas podrían considerarse como *SUBBÉTICO indiferenciado*.

Esta colisión pudo ser responsable también de que parte de la zona circumbética situada al sur de la Zona Bética (zona africana) fuera expulsada

por encima de la Zona Bética hacia el lado ibérico (Flysch ultrabéticos) donde montó sobre diversos dominios tanto de la Zona Circumbética septentrional o ibérica, como en la Zona Subbética.

Con posterioridad al Burdigaliense parece que se produjo cierta elevación en la Zona Subbética, quizás como un ajuste isostático después de la colisión. Esta elevación pudo provocar un deslizamiento a un lado y otro de su eje de formaciones alóctonas desenraizada, que se mezclaron, dando lugar a una masa de aspecto más o menos caótico (arcillas con bloques) que puede considerarse *tectosedimentaria* e incluso tectónica. Este último evento pudo desdibujar las estructuras existentes y dar un aspecto aún más caótico del que ya existía.

1 ESTRATIGRAFIA Y PETROLOGIA

Todas las formaciones que componen la sucesión Alpujarride han sufrido, en mayor o menor grado, los efectos de varias fases de metamorfismo. Para no ser reiterativos en la exposición se presentan conjuntamente los caracteres estratigráficos y petrográficos de las sucesiones representativas de las unidades de ambos complejos. Las restantes unidades se componen de materiales sedimentarios, con excepción de los términos basales de la sucesión sintética de los Maláguides.

Salvo los materiales neógenos y cuaternarios, los términos litológicos presentes en el área de Cortes de la Frontera han experimentado los efectos de intensas fases de deformación, unas con desarrollo de esquistosidad y otras no. El grado de deformación dificulta o impide valorar con certeza el desarrollo original de las sucesiones, por esta razón, las potencias que figuran en las «columnas estratigráficas» que acompañan al mapa y las que se citen al describir las formaciones, no son sino estimativas y sólo pretenden orientar sobre la verdadera cuantía del espesor de los materiales acumulados.

La descripción se ha ordenado por unidades, y no agrupando los materiales según sus edades.

1.1 ZONA BETICA

1.1.1 LA SUCESION ALPUJARRIDE

La secuencia alpujarride presenta, con algunas excepciones, unas características de homogeneidad en toda la Cordillera que han permitido a varios autores definir una «sucesión alpujarride tipo», sucesión ideal a la que se

puede referir la de la mayor parte de los mantos (a este respecto, véase como trabajo más reciente, el de ALDAYA, GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA, en prensa). Si bien es claro que dependiendo de particularidades litológicas locales o del gradiente metamórfico en cada manto, se pueden encontrar desviaciones con respecto a esta «sucesión tipo», también es cierto que la semejanza en muchos casos es innegable y ello ocurre en esta región.

En nuestro caso, la parte inferior de la secuencia, incluyendo los términos (ζ_{OR} , ζ_{oe} , $n\xi_{ve}$) pueden correlacionarse bastante bien con la formación basal de micasquistos grafitosos que se encuentran en la base de muchos mantos alpujárrides. Asimismo, el conjunto de los términos ($o\xi_e$, ξ_b) y el término (ξ_c) pueden correlacionarse, respectivamente, con los esquistos y cuarzoquistos con biotita, tal como están definidos al sur de Sierra Nevada y en el tercio oriental de la Cordillera y con las filitas y cuarcitas permo-triásicas.

Queda por determinar la situación dentro de este esquema, de las «Cuarcitas de Benarrabá» (bT) que podrían corresponder al miembro cuarcítico que los autores holandeses han distinguido hacia la parte alta de la «formación Tonosa» (filitas y cuarcitas) en el tercio oriental de la Cordillera, o bien podría suponer un engrosamiento local de cualquiera de los paquetes cuarcíticos tan frecuentes en la más alta de las dos formaciones atribuibles al Paleozoico. Nosotros nos inclinamos por esta segunda posibilidad, ya que si bien descansa con frecuencia sobre filitas, hemos encontrado en varios puntos que ese contacto supone la superposición de materiales con biotita (niveles de esquistos intercalados entre las cuarcitas o inmediatamente bajo ellas) sobre filitas sin biotita. Por su parte, los mármoles calizo-dolomíticos que coronan la secuencia no presentan problemas de correlación.

Con respecto a la individualización de unidades tectónicas, en esta región aflora una gran unidad alpujárride, con peridotitas en la base, coronada por otras unidades de extensión y desarrollo litológico muy reducidos. No existen criterios, en el ámbito de la Hoja, para asignar a estas unidades la categoría de mantos ni resulta posible su correlación con unidades o mantos de otras regiones. Existe, pues, la posibilidad de que estas unidades no representen más que escamas individualizadas a partir de la unidad mayor, con una traslación reducida; además, la semejanza entre términos de posición y litología, equivalentes en estas unidades es especialmente notable; por ejemplo, las «Cuarcitas de Benarrabá», tan peculiares de esta región se repiten, al menos, en dos unidades; este hecho apuntaría hacia un parentesco especialmente próximo entre ellas. Por esta razón hemos preferido utilizar una única leyenda para todas estas unidades.

Esta posible individualización en escamas estaría probablemente relacionada con movimientos relativamente antiguos (¿incluso de la época de la traslación de los mantos?) y no con los movimientos «retrovergentes» que han afectado a los materiales de la Dorsal y/o de las unidades maláguides,

pues ni unos ni otros aparecen pellizcados por las cizallas que limitan las unidades alpujárrides; además estas cizallas aparecen cortadas por el cabalgamiento basal del conjunto maláguide.

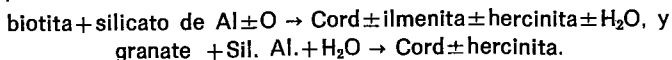
1.1.1.1 Las rocas ultrabásicas (σO^c)

Afloran en un área reducida en la esquina SE de la Hoja. El afloramiento corresponde a parte del flanco NO del macizo ultramáfico de Sierra Bermeja, que es conocido como una de las intrusiones ultramáficas de alta temperatura más grandes (aprox. 300 Km²) y mejor expuestas en el mundo (DICKEY, 1970). Debido a la escasa representación areal del macizo en esta Hoja, un estudio nuevo y detallado de estos materiales no ha sido un objetivo considerado como de esencial interés, tanto más por cuanto se dispone de informes recientes y en extremo avanzados sobre aspectos geológicos, estructurales y petrológicos con él relacionados, a los que hará referencia el lector interesado (ORUETA, 1917; DICKEY, 1970; DAROT, 1974; OBATA y DICKEY, 1967; OBATA, 1977; SCHUBERT, 1977; OBATA, 1980). El macizo consiste fundamentalmente en Lertzholitas con diferentes facies ordenadas espacialmente (subfacies con granate, espinela y plagioclasa) de las cuales en el área de la Hoja están representadas sobre todo las de más alta presión (granate y espinela). Además, la intrusión se caracteriza por contener un pequeño porcentaje en volumen (<5%) de lechos máficos intercalados, probables residuos de la fusión parcial de la masa peridotítica (OBATA, 1980), que en el área comprendida en esta Hoja consiste sobre todo en piroxenitas con granate y, más raramente con espinela.

1.1.1.2 Los gneises en la parte más interna de la aureola (ξ_{or} , ξ_{oe})

Se trata de granoblastitas, en extremo compactas si no están alteradas, con foliación gneísica muy marcada (S_2) en diversas tonalidades grises o con bandeado gris y blanco. Entre los minerales reconocibles a simple vista destaca sobre todo el granate, que puede alcanzar tamaños de hasta varios centímetros.

Al microscopio, la textura es en extremo compleja, debido a la coexistencia de numerosas especies numeradas (cuarzo, feldespato, plagioclasa, granate, distena, sillimanita, biotita, cordierita, espinela de tipo hercínico, grafito y diversas menas tales como ilmenita y rutilo) y a la existencia de texturas reaccionales de tipo simplectítico y evidencia de cambio polimórfico entre distena y sillimanita. La asociación o paragénesis más antigua (Pre-D₂) estuvo probablemente constituido por Q-Fd K₂-plagioclasa-distena-biotita-granate, que posteriormente ha sufrido un reajuste mineralógico parcial (de ahí las simplectitas) en base a equilibrios tales como:



1.1.1.3 Micasquistos y cuarzomicasquistos negros con estaurólita, silicatos de aluminio (sillimanita hacia la base) ($n\xi_{ve}$)

El término anteriormente descrito pasa en contacto gradual al que ahora nos ocupa. No parece que esta transición se sitúe sobre un contacto litológico, sino más bien que el paso de los anteriores gneises a estos micasquistos corresponda básicamente al frente de migmatización y también a una disminución gradual en el grado de recristalización, lo que lleva consigo un cambio, también gradual, en la morfología de la esquistosidad y más concretamente en el grado de diferenciación entre bandas micáceas y cuarzo-feldespáticas.

Constituyen una potente sucesión en la que alternan micasquistos negros y oscuros, frecuentemente grafitosos, con niveles cuarcíticos, también muy oscuros, de potencias de uno a varios decímetros, excepcionalmente de más de un metro; los niveles cuarcíticos son cuarzoesquistos, sin que se encuentren cuarcitas puras o con escaso contenido en micas. El conjunto ofrece un aspecto masivo. En el paisaje dan tonalidades oscuras en tonos marrón-rojizo y relieve suave y alomado. Los minerales que componen estas rocas son: cuarzo, mica blanca, biotita, plagioclasa, granate, estaurólita, andalucita, sillimanita...

1.1.1.4 Esquistos grises oscuros con estaurólita y granate. Intercalaciones cuarcíticas ($o\xi_e$)

Esta secuencia sigue gradualmente a la de micasquistos negros, pero la transición se realiza en un espacio mucho más corto que en el caso anterior; es probable que aquí se localice el contacto entre las dos formaciones atribuibles al Paleozoico como dijimos anteriormente.

Es esta una secuencia cuyo constituyente litológico más representativo en un potente paquete en el que alternan niveles decimétricos de esquistos cuarcíticos, con frecuencia ricos en plagioclasa, de tonos oscuros marrones grisáceos, con niveles de parecido espesor de esquistos grises oscuros.

El contenido en mica de estas rocas es, en general, menor que en los términos infrayacentes, pero siguen sin encontrarse cuarcitas puras. La isograda de la estaurólita viene a situarse, en general, en el seno de esta formación; con cierta frecuencia aparecen cristales aciculares, de unos pocos milímetros, de andalucita; la biotita sigue siendo claramente visible sobre el terreno.

El tamaño de grano es ya algo más fino que en el término anterior.

Los minerales constituyentes son: moscovita, clorita, biotita, andalucita, estaurólita, granate, oligoclasa-andesina, albita, cuarzo, epidota, zircón, rutilo y titanita.

1.1.1.5 Esquistos de grano fino con andalucita y hacia la base granate (ξ_b)

Los esquistos oscuros infrayacentes pasan gradualmente a la sucesión que ahora describimos. Está constituida por un grueso y uniforme paquete de esquistos grises con intercalaciones de cuarzo esquistos de algunos decímetros de espesor, que suelen presentar tonalidades algo más claras, a veces blanquecinas. El conjunto alcanza una potencia de varios centenares de metros. Son unos esquistos muy característicos de la parte alta de la secuencia alpujárride normalmente atribuida al Paleozoico. Su aspecto y coloración grises, a veces algo azulados, son parecidos a los de las filitas, con un grado de recristalización ligeramente superior, la biotita ya no es visible sobre el terreno, donde sólo se manifiesta por una tonalidad doradas frecuentes en las superficies de esquistosidad.

Hacia arriba, el granate desaparece rápidamente, de modo que queda restringido hacia la parte baja de la secuencia. La andalucita desaparece algo más arriba, y su aparición en los niveles altos es ya verdaderamente esporádica.

En el paisaje y en afloramientos alterados, da unas tonalidades rojizas características.

1.1.1.6 Cuarzitas y cuarzoesquistos blancos («Cuarzitas de Benarrabá») (_bT)

El mejor afloramiento de este término se encuentra en el cerro situado inmediatamente al oeste de Benarrabá, de donde reciben su nombre.

Es un paquete compacto y homogéneo de cuarzitas con muy escaso contenido en mica blanca, con intercalaciones de milimétricas a centimétricas de esquistos blanquecinos a pardo-amarillentos de grano fino. Los granos de cuarzo están recristalizados, con bordes rectos y uniones triples; sin embargo, no aparece biotita o lo hace muy esporádicamente y en cristales de muy pequeño tamaño.

El espesor de estas cuarzitas es muy desigual; en algunos casos parece claro que su disminución o desaparición se debe a que está cortado hacia arriba por la superficie basal de una unidad tectónica, pero parece cierto que en otros casos pueda deberse a variaciones de potencia de origen sedimentario.

Suelen dar un notable resalte topográfico.

Aparte de cuarzo contiene, en muy pequeña proporción, los siguientes minerales: moscovita, clorita, caolín, óxidos de hierro.

1.1.1.7 Filitas y esquistos de grano fino con clorita y cloritoide (ξ_c)

A las cuarcitas de Benarrabá sigue una formación de filitas y cuarcitas cuya correlación con formaciones equivalentes de otros muchos puntos del dominio alpujárride resulta evidente.

Las filitas son satinadas, de grano fino y tonalidades gris-azuladas características. En ellas se intercalan niveles de centimétricos a decimétricos de cuarcitas, en realidad cuarzoesquistos de tonalidad gris-azuladas y blanquecinas.

Esporádicamente pueden aparecer niveles milimétricos o centimétricos de calcoesquistos amarillentos en los que la calcita siempre con granos de cuarzo y mica blanca, aparece bien recrystalizada.

Es de notar que en esta región son escasísimas las tonalidades verdes, púrpuras y rojizas que de ordinario son tan frecuentes sobre todo hacia la parte alta de la formación.

En el paisaje dan colores gris-azulados, con tonos rojizos en laderas alteradas y un relieve suave.

La potencia de la formación, que llega a alcanzar varios cientos de metros, varía con frecuencia y llega a desaparecer, tectónicamente cortada por arriba.

Los minerales que constituyen estas rocas son: cuarzo, mica blanca, clorita, albita, cloritoide, calcita y, en menor proporción, óxidos de hierro, turmalina, apatito y circón. En alguna muestra han aparecido pequeños cristales de andalucita post- S_2 , incluso en una posición actual próxima a la base de las calizas y dolomías suprayacentes; es posible que los despegues que se localizan en ese contacto, las laminaciones que probablemente se han producido durante la tectónica de corrimiento y la posible repetición de este tipo de fenómenos durante la tectónica de escamas post-manto, pueden explicar que esta andalucita se sitúe tan cerca de las calizas y dolomías; en sucesiones semejantes en cuanto a gradientes metamórficos de otros puntos de la Cordillera, la andalucita no sube, ni mucho menos, a niveles tan altos.

Se viene admitiendo, por la generalidad de los autores que estudian estas regiones, la edad permo-triásica de esta formación.

1.1.1.8 Mármoles calizo-dolomíticos (ΔCD)

Al contrario de lo que se observa en muchas otras localidades del dominio alpujárride, aquí faltan prácticamente los calcoesquistos amarillos que marcan la transición entre esta formación y la anterior. El despegue se manifiesta aquí con mucha frecuencia por un fuerte ángulo entre la S_2 (y eventualmente la estratificación) de las filitas y el contacto con los mármoles, así como por la tectonización de las rocas próximas a este contacto.

Los mármoles, escasos, están representados por algunos «lambeaux» dis-

persos que afloran hacia la parte meridional del área (región entre Gaucín y Benarrabá).

Son mármoles grisáceos, en general masivos, con muy escaso o nulo contenido en granos de cuarzo y mica blanca. Cuando se ve la estratificación, los bancos son de espesor entre centímetros y decímetros y no muy bien marcados.

Su potencia no pasa de unas pocas decenas de metros, en los casos de más potencia.

No han aparecido fósiles, debido probablemente al elevado grado de recristalización; pero la posición y la litología permiten, con seguridad, correlacionarlos con formaciones equivalentes datadas como Trías Medio-Superior en otros puntos de la Cordillera.

1.1.2 SUCESION DEL COMPLEJO MALAGUIDE

Entre los materiales que componen los afloramientos de la zona Bética en esta Hoja, los correspondientes al Complejo Maláguide suponen aproximadamente el 40 por 100 de la extensión total de dicha zona. En conjunto se puede diferenciar una sucesión litológica tipo bien representada en diferentes cortes observables sobre el terreno. Esta sucesión descansa sobre el Complejo Alpujárride, situado al E y es cabalgada, por el O, por unidades, frecuentemente escamadas, correspondientes al Complejo Dorsaliano.

Una intensa escamación en pequeñas unidades puede observarse a lo largo de las sierras de Benadalid, Benalauría y Algotocín y en sus vertientes orientales, donde unidades tectónicas menores repiten la sucesión maláguide imbricando ocasionalmente materiales de la Dorsal (inmediación de Benadalid).

En cualquier caso la sucesión litológica tipo se puede observar al O del río Genal, en el sector del cerro Triunfadora (841 m.) (al S de Atajate), en las desviaciones a Benalauría, Benarrabá y Jubrique y el sector de la Garganta de los Palos (al NO de Gaucín).

La descripción de la secuencia maláguide se ordenará según los diferentes miembros que se han diferenciado sobre el terreno, si bien no se corresponden todos ellos a las cartografiadas por cuanto no ha sido posible detallar la diferenciación en toda la extensión de la unidad, especialmente en el sector NO de Gaucín. Los miembros son, de abajo hacia arriba, los correspondientes al siguiente esquema:

El Paleozoico ante-Pérmico está representado por la sigla S-H, mientras que S-D₁ corresponde a una intercalación constante en la región en el seno de la serie paleozoica. Comoquiera que sobre el terreno se han podido poner de manifiesto diferencias litológicas entre las secuencias S-H situadas bajo y sobre el nivel S-D₁ se describen los términos por separado. De este

modo el miembro 1 está constituido por la parte de S-H situada bajo S-D₁, el miembro 2 en la propia intercalación S-D₁ y el miembro 3 se refiere a la parte de S-H situada sobre S-D₁.

Cuando no se ha diferenciado S-D₁, como ocurre en el sector de la Garganta de los Palos al N-NO de Gaucín, se utiliza el término S-H comprendiendo indistintamente materiales que se han descrito como miembro 1 ó 3. Sobre este conjunto Paleozoico se dispone el nivel P-T_c muy característico de conglomerados y areniscas rojas permotriásicas, culminado por un paquete poco potente de dolomías oscuras (J₁ d₁).

1.1.2.1 Términos Paleozoicos

Miembro 1 (S-H). Filitas, cuarzofilitas, metagrauvas, metamicroconglomerados, brechoides grauvaquicos y esquistos de grano fino con biotita hacia la base Silúrico.

Ese miembro se puede observar con detalle en las carreteras que desviándose de la general de Algeciras, se dirigen a Benalauría, Algatocín y Benarrabá.

Presenta una potencia aproximada de 150 metros y se compone de filitas y metagrauvas en el techo, metagrauvas satinadas, cuarzofilitas y metamicroconglomerados con cantos de esquistos, gneises y liditas negras y, ya hacia la base, metamicroconglomerados y metagrauvas y esquistos de grano fino con biotita.

El contacto de corrimiento sobre los materiales alpujárrides queda, en una primera observación, camuflado por la semejanza entre los esquistos grauvacosos con biotita de la base maláguide y los esquistos y filitas del Complejo Alpujárride. Sin embargo, se pone de manifiesto, al microscopio, el salto de metamorfismo entre pelitas metamorfizadas en zona de clorita (Alpujárride). Este contraste invertido de metamorfismo indica que el momento de la traslación de la Unidad Maláguide se produce después de las fases de metamorfismo regional.

Miembro 2 (S-D₁). Grauvas pardas y calizas micríticas azules (calizas alabeadas). (Silúrica Superior-Devónico Inferior?) Con una potencia próxima de los 100 metros se caracteriza por una alternancia de niveles calcáreos de espesores variables entre el milímetro y el metro y grauvas groseras pardas. Los niveles calcáreos determinan la morfología del valle del río Genal en su vertiente occidental donde se observa una prolongada alineación de cerros, lomas y escarpes constituidos por «calizas alabeadas». Desde la zona de los Castillejos, en el contacto septentrional con el Penibético, al NO de Alpendeire y el cerro Triunfadora (841 m.) hasta el desvío hacia Cortes de la Frontera, la alineación se continúa ofreciendo importantes rupturas de pendiente como la del cerro de Benalauría (666 m.) y lomas anejas.

El grado de metamorfismo debe corresponder a la parte más alta de la

zona de clorita. Las calizas no aparecen recristalizadas, aunque la abundancia de materia orgánica puede haber inhibido posibles reacciones minerales, mientras las grauvacas muestran aspectos groseros, con micas sedimentarias aparentes y esquistosidad penetrativa. Las grauvacas son de colores claros pardo amarillentos y rojizos y con frecuencia presentan pasadas de microconglomerados.

Miembro 3 (S-H). Grauvacas pardas, conglomerados, arcillas con cantos, cuarcitas micáceas y pizarras oscuras (Devónico-Carbonífero).

Sobre el tramo anterior aparece esta secuencia detrítica grosera flyschoides en que abundan los conglomerados gruesos y los términos grauvácicos cuarcíticos con laminación primaria cruzada y gradada. La abundancia de estratificaciones cruzadas bien observables permiten estudiar la geometría de la estructura y poner de manifiesto la existencia de escamas invertidas como en el tramo de la CN-341 entre Benadalid y Algotocín (Km. 84-86). La potencia del conjunto es difícil de estimar, dado el carácter transgresivo y discordante del tramo 5 que después se describirá; en cualquier caso supera los 150 m. y probablemente, en las secciones observadas, no alcancen los 300 m.

Merecen especial mención los abundantes niveles de conglomerados parduzcos con matriz arcillosa escasa, como los aflorantes al O del cerro Triunfadora (841 m.) y visibles en los taludes de la CN-341 entre los Km. 80 y 82. Contienen cantos redondeados poligénicos entre los que se observan rocas sedimentarias silíceas, rocas ígneas graníticas y gneises y esquistos metamórficos. La matriz arcillosa escasa, contiene abundante fracción limosa con granos de mica blanca detrítica. En la desviación de la CN-341, que desciende a Benalauría, unos 300 metros abajo del cruce afloran materiales arcillosos que contienen cantos redondeados poligénicos, se sitúan inmediatamente sobre el miembro 2 de «calizas alabeadas». En conjunto parece que la base de este miembro está ocupado por grauvacas groseras, conglomerados y fangoconglomerados, como los antes descritos.

1.1.2.2 Términos Permotriásicos

P-Tg. Conglomerados, areniscas y pelitas rojas.

En toda la región ocupada por el Complejo Maláguide la estructura en escamas se pone de manifiesto muy claramente cuando estos materiales se pueden observar incorporados a las mismas. Aparece frecuentemente en contacto mecánico con materiales pleozoicos, repetidos sobre sí mismo y con potencias aparentes limitadas entre tales contactos mecánicos.

En general se componen de conglomerados poligénicos rojos, cuarcíticos, areniscas y pelitas rojas con micas detríticas visibles y masas arcillo-sas abigarradas de distribución irregular.

1.1.2.3 Términos triásicos (T_{cd})

Dolomías oscuras micríticas. Afloran en la vertiente oriental del Peñón de Benadalid como un paquete de potencia reducida a unos 3-10 metros constituido por dolomías micríticas pardas oscuras con abundantes óxidos de hierro. Como aparecen relacionados con materiales permotriásicos y su propia composición señala una abundancia de óxidos de hierro semejante a la de aquellos términos, cabe la posibilidad de que se trate de dolomías depositadas durante el Triás Superior.

1.1.2.4 Términos postríasicos

En el cerro del Castillo de Gaucín aparecen dolomías cristalinas masivas (J_{1d}), en relación especial con términos permotriásicos, rojas; siguiendo a DÜRR (1967) y DIDON (1969), serán consideradas como la base de la sucesión jurásica maláguide. De acuerdo con los autores citados, se distinguen, por encima de las dolomías, calizas masivas blanco-grisáceas o rojas y calizas oolíticas (J_{1c}).

Aunque con relaciones estratigráficas no siempre fáciles de establecer, se pueden encontrar calizas masivas blancas y calizas con glauconita ricas en foraminíferos del Ypresiense, coronadas por conglomerados mal clasificados, conteniendo bloques de calizas liásicas, calizas con Alveolinas y fragmentos del Paleozoico y Permotriás del substrato maláguide (cf. DÜRR, DIDON, op. cit.); todos estos términos han sido recogidos como T_c^A. En particular DÜRR encontró un espesor de 1-2 m. de calizas rojas con *Globotruncana* que atestiguan la existencia de sedimentos del Senoniense que no pueden ser diferenciados cartográficamente.

1.2 ZONA CIRCUMBÉTICA

Con este nombre se agrupan una serie de Complejos y Formaciones, que pese a tener patrias diferentes, tienen en común el hecho de haber estado ubicados en una posición más interna que la Zona Subbética y haber estado dispuestos alrededor de la Zona Bética.

La Zona Circumbética se divide de Sur a Norte en Complejo Dorsaliano, Complejo Predorsaliano y Complejo de la Alta Cadena.

En la presente Hoja están representados el Complejo Dorsaliano y el Complejo Predorsaliano, así como unidades de flyschs que se supone formaban parte de la cobertera de estos Complejos.

1.2.1 FLYSCH ULTRABETICO (UNIDAD DE ALJIBE)

Esta Unidad es la más importante por extensión de la Hoja de Cortes de la Frontera, ocupando casi toda la parte central y occidental de la misma.

Fue definida por CHAUVE (1960) y por DIDON (1960). Comprende dos términos: el superior «Areniscas de Aljibe» y el inferior «La serie de Base», y como su nombre indica se le supone un origen localizado más allá de la Zona Bética.

La Unidad reposa sobre las demás unidades del Campo de Gibraltar, siendo difícil calcular su potencia debido a posibles repeticiones dada la tectónica de gravedad que afecta a la región, aunque se calcula como mínimo una potencia de 1.400 m.

1.2.1.1 Serie de Base

La serie de Base está constituida por dos términos diferentes, pudiendo pasarse de uno a otro tanto lateral como verticalmente.

Son: A) Formación Beneiza y B) Arcillas de Jimena.

1.2.1.1.1 Formación Beneiza (T_{2-1}^{A-Ba})

Está constituida por calizas detríticas organógenas (que pueden llegar a formar conglomerados con clastos de caliza y de dolomía con sílex), con intercalaciones de niveles margosos.

El espesor de las capas, tanto de las calizas como de las margas es de varios cm. El color de las calizas es blanco grisáceo y el de las margas varían según los puntos, entre el blanco, y el verde y el rojo. La potencia de la formación se calcula en 400 m.

Los estudios de las muestras, han revelado que están constituidas las calizas por:

- *Aloquímicos*: Fósiles (29-94 por 100, oolitos (0-1 por 100), intraclastos (0-4 por 100), pelets (0-1 por 100).
- *Ortoquímicos*: Micrita (0-17 por 100) y esparita (a veces en forma de venas) (0-27 por 100).
- *Terrígenos*: El cuarzo está entre (0-22 por 100). También hay fragmentos de rocas (0-2 por 100) y chert.
- *Accesorios*: Su abundancia es muy pequeña, destacando la glauconita.

Estos resultados permiten clasificar la caliza como una biomicrita o una bioesparita, algo arenosa.

El análisis petrográfico de las calizas ha mostrado las siguientes fracciones: Arena (1-22 por 100), Ilmo (0-2 por 100), CO₂Ca (76-99 por 100).

El tamaño medio del grano de la fracción arena es (0,125 mm.). Siendo el tamaño máximo 1 mm. Son angulosos o subangulosos los granos inferiores a (0,125-0,0625 mm.).

En las muestras estudiadas se observa una recristalización entre (0-11 por 100), el tamaño de grano recristalizado varía de 0,0625 mm. a 0,25 mm.

También se produce dolomitización que puede alcanzar un 11 por 100 de la composición total estando comprendido el tamaño del grano dolomitizado entre 0,0625 mm. y 0,25 mm.

La silicificación se halla en una proporción que alcanza hasta un 1 por 100.

En los estratos calizos se aprecian diferentes tipos de estructura como gradación del grano, laminación paralela, laminación cruzada, slump, cantos blandos, pillows, bioturbación...

Estas estructuras, unidas a las características petrológicas de las calizas, definen a la intercalación de depósito margoso y calizas como la facies C y D de la clasificación de MUTTI y RICCI LUCCHI.

La fauna encontrada en la Formación Beneiza (Globigerinas, Globorotalias, Lepidociclinas y Operculinas) le dan una edad que se extiende desde el «Eoceno al Mioceno Inferior».

1.2.1.1.2 Arcillas de Jimena (C₂₅-T₂)

Son arcillas esquistosas de tinte verde o rojizo, que contienen algunos estratos de calcoarenitas en los que se observan bioturbación y tramos de la secuencia de BOUMA.

Estos estratos suelen estar muy replegados.

Hay un bello afloramiento de las arcillas de Jimena en las proximidades de El Colmenar (en Puerto Palomas).

DIDON (1964) ha dado a las arcillas una edad que se extiende desde el Maestrichtiense (asociación *Globotruncana contusa*, *Globotruncana stuarti*) hasta el Eoceno Superior y quizás el Oligoceno.

1.2.1.2 Arenisca del Aljibe (Numídico) (T₁^{Bas})

La arenisca del Aljibe (Numídico de Africa del Norte) es una arenisca de color blanco con tintes rojizos debido a las oxidaciones de hierro.

Según la clasificación descriptiva de FOLK, es una cuarzoarenita, ya que de los materiales terrígenos que entran en su composición más del 90 por 100 es cuarzo y menos del 11 por 100 son feldespatos y fragmentos de roca.

Texturalmente es una arenisca por la razón de que más del 90 por 100 de la roca es fracción arena.

Mineralógicamente, las muestras están constituidas esencialmente por cuarzo (65-84 por 100), feldespato potásico (0-5 por 100) y plagioclasas (0-1 por 100).

Se encuentran fragmentos de roca en una proporción entre el 0 y el 4 por 100 y fragmentos de chert con porcentajes similares.

Los accesorios presentan cierta importancia, destacando la mica blanca (1-10 por 100). También se presentan glauconita, turmalina, zircón, óxido de hierro...

El cemento es silíceo, encontrándose en porcentajes que varían entre el 8-25 por 100 de la composición total.

La matriz es sericítica, variando entre el 1 y el 10 por 100, y se presenta a veces oxidada.

El tamaño medio del grano oscila entre 0,125 y 0,25 mm. Siendo el tamaño máximo, en las muestras estudiadas, de 2 mm.

Los granos son angulosos o subangulosos con diámetros inferiores a 0,25 y 0,125 mm. y redondeados y subredondeados con diámetros mayores.

Se presentan las areniscas en gruesos bancos separados por pequeños niveles arcillosos y se les calcula como mínimo un espesor de 1.000 m.

Las bases de los bancos muestran deformaciones de carga y moldes de corriente, pero a veces son difíciles de observar.

Dadas sus características corresponden en general a las facies B de la clasificación de MUTTI y RICCI LUCCHI.

En los bancos, pertenecientes a la formación, no es infrecuente encontrar estructuras tales como: «graded bedding», laminación paralela, laminación cruzada, laminación en convolutas, estructuras «disch», cantos blandos, bioturbación, pillows, estructuras de escape y slumps.

Las areniscas, así como sus intercalaciones arcillosas, se han mostrado azoicas, no pudiendo datarse más que en relación con la «Serie de base», cuyos términos más altos estratigráficamente son de Edad Mioceno Inferior.

1.2.1 COMPLEJO DORSALIANO

Se extiende, dentro de la Hoja de Cortes, como una franja discontinua que rodea, por el N y O, a Maláguides y, más raramente, a Alpujárrides. Pertenecen al Complejo los materiales que constituyen la terminación de la Sierra de las Nieves (al SE de Alpandeire), ciertos elementos escamados reconocidos cerca de Atajate, las sierrecillas de Banadalid, Loma de la Sierra (Poyato, 1.137 m.) y el Algotocín, y el Hacho de Gaucin.

Aunque son varias las unidades que llegan a ser diferenciadas por criterios estratigráficos y tectónicos, DÜRR (1967) únicamente individualizó la Unidad de Benadalid, y las de las Nieves, considerando a esta última como relacionada con otras que actualmente se consideran Alpujárrides. Con posterioridad, DIDON (1969) propone la asociación paleogeográfica de ambas unidades a las definidas como Dorsal Bética y reconocidas en las Cordilleras Béticas centrales (DURAND DELGA y FOUCAULT, 1967). Este criterio ha prevalecido en FELDER (1978).

Por nuestra parte, estamos en condiciones de asegurar que, dentro de la Zona (o unidad) de Benadalid de DÜRR y DIDON, existen un número de variables de elementos tectónicos («escamas»), según el corte escogido; tales elementos tectónicos pueden ser agrupados, conforme a sus semejanzas estratigráficas, en tres unidades, que son, de oeste a este: Un. de la Fuensanta, Un. de Poyatillo y Un. del Peñón de Benadalid. La disposición de estas unidades es similar a la observable al S de la Sierra Harana, en el de la zona de escamas Despeñaperros-Cañamaya (GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA, 1976; cf. también COMAS, GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA, en prensa, y GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA, en prensa). En lo referente a la Un. de las Nieves aceptamos su posible inclusión como parte del Complejo Dorsaliano siguiendo a DIDON, pese a que recientemente ha sido retomada la hipótesis de su parentesco con unidades alpujarrides (MARTIN ALGARRA, 1980; ESTEVEZ, com. oral).

En la descripción que sigue se van a tratar los términos integrantes de las sucesiones estratigráficas de cada una de las unidades dorsalianas indicadas; se han tenido en cuenta los datos de DÜRR (1967), DIDON (1969) y FELDER (1978), además de nuestras propias observaciones.

La casi totalidad de los términos de las unidades dorsalianas pueden ser conocidas en un corte este-oeste en el sector de Benadalid y éste será tomado aquí como sector de referencia. No obstante, las sucesiones dorsalianas sufren variaciones al norte y al sur de dicho sector; unas veces varía el número y constitución de las unidades presentes, otras el propio desarrollo y algo de la naturaleza de sus términos, o ambas cosas a la vez.

1.2.2.1 Términos de la Unidad de La Fuensanta

De las cuatro unidades dorsalianas presentes, la de sucesión más incompleta es sin duda la Un. de La Fuensanta, generalmente constituida por margas y calizas, margosas claras (C₁₁₋₁₃) laminadas y groseramente esquistosas con las facies habitual de los sedimentos neocomienses; en efecto, *Nannoconus* y *Aptychus* son frecuentes, con edades que alcanzan hasta el Barremiense Inferior (cf. DIDON, 1969, p. 41). En relación con estos materiales se halla algún enclave de calizas masivas blancas (J_{1c2}) probablemente liásicas; los contactos no son normales.

La Un. de La Fuensanta, considerada por DIDON como «escama de borde», puede estar representada por los materiales neocomienses que afloran en la vertiente meridional del Hacho de Gaudín, formando parte el propio Hacho de una escama de la Un. del Poyatillo. En cualquier caso los contactos entre las distintas unidades, en el sector del Hacho, no parecen guardar relación con los contactos de imbricación de las escamas y sí con accidentes de componentes direccional, responsables de la truncadura y brusca inflexión de las unidades béticas en las inmediaciones de Gaudín.

1.2.2.2 Sucesión de la Unidad de Poyatillo

La denominación de la unidad está tomada del nombre local (no citado en el mapa topográfico) que recibe la cota 1.116, situada algo al norte del Peñón de Benadalid.

En un corte de detalle pasando por esa roca, se ve una sucesión invertida, buzando con relativa suavidad hacia el oeste. Pueden reconocerse los siguientes términos, ordenados de más antiguo a más moderno:

T₃-J₁₁: En la base, dolomías grises de tonalidad claras, generalmente recristalizadas y masivas; posiblemente son triásicas. Por encima se sitúan alternancias de calizas grises azuladas bien estratificadas con niveles dolomíticos hasta unas dolomías de colores amarillentos verdosos, con delgadas intercalaciones margosas; se puede aceptar que comprenden hasta el Rethiense (DÜRR, 1967) y que las dolomías o niveles dolomitizados que las coronan alcanzan al Jurásico Inferior más bajo. El conjunto posee potencias de hasta algunos centenares de metros.

J₁: Calizas de color beige claro, estratificadas en capas de grosor variable con abundantes estructuras estilolíticas o nodulosas incipientes y más o menos brechoides, según en casos. Hacia la parte superior se sitúan calizas más amarillentas con más abundantes nódulos de sílex, que dan paso localmente a calizas nodulosas rojas con restos de Ammonites (niveles de *Arnioceras*) del Sinemuriense. Más arriba, en la sucesión estratigráfica, existen calizas grises bien estratificadas con edades que podrían alcanzar hasta el Lías Medio y Superior (?).

^{A-2a}
T₂₋₁₁: Se trata de un conjunto probablemente transgresivo constituido por paquetes fundamentalmente arcillosos rojizos y pardos con intercalaciones turbidíticas delgadas y ciertos paquetes conglomeráticos groseros, seguido de un tramo de color marrón oscuro en el que predominan areniscas groseras con pasadas de microconglomerados («areniscas del Puerto de la Horca»).

Estos términos, habitualmente laminados y constituyendo el límite entre las sucesivas escamas, se hallan bien representados en el Puerto de Benalauría, inmediatamente al sur del Peñón de Benadalid; la mayoría de los autores precedentes, siguiendo a BLUMENTHAL, han creído que ese era el Puerto de la Horca, en realidad situado más al nordeste y cerca de Benadalid. De ahí el nombre de «Areniscas del Puerto de la Horca» con que se ha bautizado al tramo más rico en bancos detríticos.

Entre los niveles más arcillosos se han encontrado asociaciones eocenas (Nummulites, Discocyclus, Asterodiscus, etc.) y otras claramente rodadas. En concreto, hemos observado la existencia de brechas olistostrómicas incluidas entre los paquetes más arcillosos atribuibles al Eoceno-Oligoceno.

En cuanto a las llamadas areniscas de la Horca son de edad fini-oligocena, eventualmente alcanzando la base del Aquitaniense. Tales areniscas, de cemento carbonatado son ricas en fragmentos paleozoicos (esquistos y lilitas negras), junto a otras calizas y dolomíticas y cuarzo poco rodado.

DIDON (1969, p. 39) menciona la existencia de calizas arcillosas blancas, ricas en Radiolarios y *Nannoconus* (Neocomiense) en un afloramiento localizado en la vertiente oriental de la alineación del vértice Poyato. La presencia de reducidísimos afloramientos neocomienses es ocasional en la Unidad del Poyatillo, razón por la cual no se ha individualizado en la leyenda que acompaña al mapa geológico de esta Hoja.

1.2.2.3 Sucesión de la Unidad del Peñón de Benadalid

La sucesión tipo puede referirse a un corte EO pasando por el Peñón de Benadalid. En el mismo se distinguen los siguientes términos, enumerados de muro a techo:

T₃-J₁₁d: Dolomías claras, quizás secundarias, con algunos restos de cuarzo.

J_{11,13}⁰⁻¹: Calizas blancas (o beige), masivas, localmente oolíticas y brechoides, que afloran en la cima del Peñón.

J_{13,14}²⁻³: Calizas estratificadas, de tonos azulados, con sílex, seguidos de calizas algo nodulosas rojas, éstas últimas fosilíferas.

En estos niveles DÜRR (1967, p. 22) menciona la existencia de Ammonites del Toarciense Superior y del Malm; no hemos conseguido reconocer tramos más altos que los del Lías Superior, por lo que, hasta una ulterior confirmación, hemos supuesto que los sedimentos Liásicos contactan directamente con otras terciarios de esta misma Unidad (FELDER, 1978).

T₁₋₂^A: Conglomerados de cantos bien rodados de naturaleza carbonatada, con sílex, cuarzo y algunos elementos detríticos más finos. Poseen restos de nummulites y pueden ser atribuidos al Paleoceno-Eoceno.

1.2.2.4 Términos de la Unidad de Las Nieves

En el extremo oriental del contacto entre la Zona Interna y el Dominio Subbético interno, ya al este de Alpandeire y en la carretera que une a esta localidad con la vecina de Farajan, se sitúa un pequeño afloramiento

correspondiente a materiales de la Unidad de las Nieves. Este afloramiento se extiende hacia el NE, en la Hoja 1.065 de Marbella, hasta las proximidades de Cartajima y Parauta.

Existen diversas descripciones de la estratigrafía de esta Unidad referentes a áreas próximas (DÜRR, 1967; FELDER, 1978; MARTIN ALGARRA, 1980) que permiten constatar su continuidad.

En el pequeño sector comprendido por el afloramiento que nos ocupa se han podido distinguir los siguientes términos, de muro a techo:

- T_{A-3}: Dolomías grises-azuladas. Componen la mayor parte de los dos afloramientos situados en las inmediaciones de Alpandei. Se trata de dolomías micríticas masivas o en bancos potentes de hasta 40 cm. entre los que se intercalan escasos niveles amarillentos. Se han observado estructuras laminares semejantes a las descritas por MARTIN ALGARRA (1980). La potencia visible de estos materiales puede estimarse como próxima a los 50 m.
- J₁₁₋₁₂: Calizas micríticas tableadas oscuras con sílex. Un pequeño afloramiento de esta naturaleza se sitúa en el Km. 10 de la carretera Ronda-Farajan. Su potencia no supera los 20 metros.
- T₃₋₁^{A-Ba} br: «Brecha de la Nava». Entre las inmediaciones del punto kilométrico núm. 11 de la carretera Ronda-Farajan, y en esta última localidad aparece una masa de brechas dolomíticas de aspecto oqueroso y pobremente estratificada cuya potencia puede situarse en torno a 100 metros. Aunque no está en contacto con todos los materiales descritos anteriormente, que constituyen afloramientos individualizados al sur y este de Alpandei. La reconstrucción de la estructura del contacto entre la Unidad Alpujárride situada al Sur, y el Dominio Subbético interno aflorante hacia el Norte, permite proponer la secuencia estratigráfica descrita.

1.2.3 COMPLEJO PREDORSALIANO

Con este nombre se agrupan una serie de unidades en las que destacan las de naturaleza flyschoides, que tienen en común el tener un lugar de formación situado entre la Zona Subbética y el Complejo Dorsaliano; entre ellos destacan por su importancia flyschs, como son la Unidad de Algeciras y el flysch de Ubrique. Es también importante la Unidad de Camarote, que está formada principalmente por calizas del Jurásico.

1.2.3.1 Unidad de Camarote

La Unidad de Camarote fue definida en 1960 por DIDON. Está constitui-

da por una serie estratigráfica cuyo término distintivo esencial es el llamado «Complejo de Aptychus», al cual acompaña un flysch arenoso de edad Cretácico Inferior.

Este conjunto litológico está compuesto de numerosas «escamas» (lambeaux) mecánicamente distintas, que han sido interpretadas como partes de la misma serie estratigráfica, que abarca desde el Jurásico hasta el Oligoceno.

La definición de la Unidad de Camarote se basa igualmente sobre un criterio geométrico; es la unidad más baja y más interna de las unidades del flysch. (La descripción de la serie estratigráfica de la Unidad de Camarote, dado su estado caótico no puede ser más que esquemática y en gran parte hipotética.)

En la Hoja de Cortes de la Frontera, la Unidad de Camarote aparece al S y SE del Hecho de Gaucín (zona del Arroyo de Limas y del Tajarillo) y al Norte de éste (zona del Arroyo del Peso y del Cerro de La Laguna).

1.2.3.1.1 *Jurásico* (J₁mc)

Los afloramientos del Jurásico forman a modo de «escamas», rodeadas por materiales del Cretácico Inferior, entre los cuales originan relieves más elevados.

Entre estas «escamas» destacan las llamadas del «Tajarillo», la «Loma de Enmedio», al SE del Hecho de Gaucín y el Cerro de la Laguna al norte del mismo.

Las escamas están constituidas por masas calizas Jurásicas más o menos distintas según los diferentes afloramientos.

La composición de la caliza es más o menos arcillosa, llegando a ser nodulosa o tableada, en este último caso con abundantes sílex. Las facies características de las «escamas» no han sido reconocidas (DIDON, 1969) en el Subbético Interno ni tampoco en el Subbético Medio. Sin embargo se ha visto que es posible que halla cierta similitud entre las calizas nodulosas rojas del Tajarillo y las calizas nodulosas de la Unidad de Benadalid.

Las muestras que se tomaron en las calizas nodulosas del cerro de la Laguna han mostrado corresponder a Biomicritas, ya que poseen la siguiente composición mineralógica.

- Terrígenos: Cuarzo (0-1%).
- Aloquímicos: Fósiles (21-28%).
- Ortoquímicos: Micrita (62-95%).
- Esparita (3-24%).

Se produce en ellas recristalización, hasta un 33 por 100 y oscila el tamaño del grano recristalizado de 0,5 a 0,125 mm.

El estudio de las fracciones revela, a su vez, que está compuesta entre el (96-99%), por CO_3Ca y el (1-4%) restante por limo.

1.2.3.1.2. Cretácico (C)

Los cortes frescos del flysch cretácico son muy raros y cuando aparecen son mediocres y muy limitados. Es por esto por lo que en la cartografía realizada no se distingue entre las dos facies que aparecen en la Unidad de Camarote. Una que es esencialmente margosa, rica en pequeños bancos recubiertos de restos de *Aptychus* («Complejo de *Aptychus*»), y la otra areniscosa, que es un verdadero flysch.

1.2.3.1.2.1 Complejo de *Aptychus*

Se trata esencialmente de margas arcillosas grises o verdosas a veces rojizas o incluso violáceas, con hábito escamoso, que presentan frecuentemente abundantes laminillas de calcita. Las margas encierran numerosos bancos de caliza endurecidos, perteneciendo a dos tipos de facies petrográficas diferentes.

- a) El primero está constituido por brechas poligénicas formadas por elementos calizos o dolomíticos a los que acompañan frecuentemente restos de sílex, de cuarzo y oolitos.

La mayor parte de los elementos detríticos son de edad jurásica cierta, aunque hay otros de edad desconocida.

Al lado de los elementos detríticos, los oolitos y falsos oolitos están presentes en casi todas las muestras, pudiendo llegar a ser más abundantes que los detritos calcáreos e incluso ser el único elemento de la roca.

Al lado de estos elementos, es importante hacer notar la presencia de restos de *Aptychus*, cuya abundancia es tal que muchas veces se trata del único elemento constitutivo de la roca. En el banco, hay generalmente granoclasificación, participando los restos de *Aptychus* en la granoclasificación sobre todo en los bancos delgados.

El espesor de los bancos es variable, generalmente débil, de algunos centímetros, especialmente en los bancos que contienen restos de *Aptychus*, pudiendo alcanzar 80 cm. o 1 m. de espesor en las facies oolíticas.

- b) El segundo está constituido por calizas arcillosas de grano fino, de tinte amarillo o verde. La fractura muestra bastante frecuentemente manchas oscuras que se ramifican; estas manchas resultan sin duda de una actividad biológica.

En algunos bancos la caliza arcillosa de grano fino está seguida brutalmente por una facies detrítica y oolítica sin zona de transición marcada.

La edad del «Complejo de *Aptychus*» ha sido determinada gracias a la microfaua (esencialmente de *Calpionelas*) y a los innumerables *Aptychus*.

1.2.3.1.2.2 Flysch Areniscoso

El «Complejo de *Aptychus*» de la Unidad de Camarote viene frecuentemente acompañado de roca areniscosa. Esta arenisca es de grano fino, amarillenta en superficie, con color verde claro en la fractura, cuando ésta es fresca; es fina y se distingue fácilmente de la «Arenisca de Aljibe», mucho más grosera y que no contiene ninguno o muy pocos feldespatos, y de la arenisca-micácea del oligoceno de Algeciras en que ésta es más margosa. La forma de presentarse la arenisca es en forma de «escamas» diseminadas.

El hecho de que la arenisca fina acompañe muchas veces al «Complejo de *Aptychus*», ha sido la única razón para darle edad de Cretácico Inferior, pues ésta se ha revelado azoica y los cortes frescos mostrando las relaciones mutuas entre los dos conjuntos son muy raros.

1.2.3.1.3 Calizas detríticas y margas (T₃^A)

El Oligoceno de la Unidad de Camarote viene representado por margas rojas que contienen bancos de calizas brechoidales con foraminíferos y se le encuentra en la Hoja de la vertiente S del Cerro de la Laguna, por debajo de las calizas Jurásicas de la Unidad del Camarote.

Las calizas han mostrado estar compuestas en un 91 por 100 de fósiles y el 9 por 100 restante de micrita y esparita, respectivamente, y como accesorios destaca la glauconita.

El estudio de las fracciones de una composición de 99 por 100 de CO₂Ca y un 1 por 100 de arena. La fauna encontrada está compuesta de Globigerinas y Lepidociclinas, que le dan una edad Oligoceno.

1.2.3.2 Calizas detríticas con *Microcodium*; margas rosadas y calcarenitas (T_{1,2}^{A-Aa})

La caliza detrítica con *Microcodium* tiene un color gris azulado, y se presenta más o menos estratificada, en bancos espesos que tienen intercalados a veces pequeños lechos arcillosos. Casi siempre es arenosa y tiene un aspecto ligeramente espático en la fractura. En lámina delgada muestran

generalmente un conjunto de restos de *Microcodium* que están unidos por un cemento calcáreo arenoso.

Estas calizas con restos de *Microcodium* no suelen ofrecer una continuidad de afloramiento, apareciendo en relieves sobre los materiales que las rodean.

La caliza de microcodium se la asocia a la Unidad de Argüelles, DIDON (1969), atribuyéndosela edad Paleocena.

1.2.3.3 Flysch de afinidad numídica (Flysch de Estepona) (T₁^{2a})

Está formado por margas arcillosas, esquistosas de colores rojizos, que contienen lentejones de arenisca cuarcítica groseras. Esta arenisca es una cuarzoarenisca y ha mostrado por su composición ser muy similar a la «Arenisca del Aljibe». El Flysch de Estepona se le encuentra de una manera constante a lo largo del «frente» de las zonas internas ocupando la posición más interna de la «Zona Límite».

Las areniscas se han mostrado azoicas. Sin embargo, DIDON ha encontrado en el flysch fauna del Mioceno Inferior.

1.2.3.4 Flysch de Ubrique (C₂)

Se encuentra al SO de la población de Ubrique, en el cerro llamado «Mulera». Allí aparece rodeado por los yesos del Triás «Germano-Andaluz».

El autor del presente trabajo se inclina a considerar sólo un término en este flysch que está formado por calcoareniscas y calizas muy replegadas y rotas, entre las cuales aparecen margas de colores grises y blancos.

Como datos texturales es interesante hacer notar que se observan en las calcoareniscas laminaciones oblicuas y paralelas.

Este flysch fue datado por BLUMENTAL (1935-37) y por HOPPE como de edad Terciaria, más tarde CHAUVE (1969), asimila el flysch de Ubrique a la Unidad de Algeciras y le da edad Oligocena. No siendo hasta 1970 que BURGOIS lo considera de edad Cretácico Superior, lo cual ha sido confirmado por trabajos posteriores de DUBOIS.

1.2.3.5 Unidad de Algeciras

Se extiende en la Hoja a lo largo del valle del Guadiaro entre las sierras de Algatocín y Cortes, y al Sur del Hacho de Gaucín.

Tectónicamente reposa sobre el Subbético interno y sobre la Unidad de Camarote.

Esta Unidad fue definida en 1960 con unidades previamente estudiadas y desde un punto lito-estratigráfico se caracteriza por el potente desarrollo

(más de 1.000 m.) de un flysch margoso-areniscoso-micáceo de edad Oligoceno.

La serie se completa hacia la base por términos del Eoceno.

1.2.3.5.1 Base de Algeciras (T₂^A)

Aflora en el Valle del Guadiaro, en la región de Cortes, entre el Flysch Penibético y el Flysch «margoso-areniscoso-micáceo», con los cuales se pone en contacto mecánicamente. También aflora al Sur del Hacho de Gaucín (en el arroyo del Guadalmedina), teniendo a techo el flysch «margoso-areniscoso-micáceo».

Comprende:

Conglomerados, calizas conglomeráticas y arcillas.

La formación se caracteriza por la presencia de conglomerado y calizas conglomeráticas de formas generalmente lenticulares que se encuentran en medio de arcillas cuyos colores varían del rojo al verde.

El material detrítico, de los conglomerados y calizas conglomeráticas, es de edad Jurásico (Lías principalmente, rico en Sílex).

Las muestras estudiadas han revelado la siguiente composición:

- Terrígenos: Cuarzo (1-8%), Fragmentos de Rocas (0-8%).
- Fósiles (16-96%).
- Ortoquímicos: Micrita (0-5%), Esparita (0-82%).
- Accesorios: Glauconita.

Por su parte, el estudio de las fracciones indica que hay: (2-9%) de arena, (88-97%) de CO₃Ca y (0-8%) de (CO₃)₂ CaMg.

A su vez el tamaño medio del grano varía entre 0,0625 mm. y 2 mm., es decir, está dentro de la fracción arena, aunque el tamaño máximo entre la fracción de gravas pues es de 4 mm.

Atendiendo el tamaño de los elementos de la trama, las muestras estudiadas reciben el nombre de calcoarenita y en algunos casos de calcirrudita.

Atendiendo por otra parte a la relación de aloquímicos y ortoquímicos, las calizas reciben el nombre de Bioesparitas.

También es necesario hacer notar que se producen fenómenos de recristalización que pueden afectar a un 33 por 100 del total de la roca, variando el tamaño del grano recristalizado entre 0,0625 mm. y 0,5 mm.

Otro proceso observado es el de la silicificación, que alcanza generalmente a un 1 por 100 de las muestras estudiadas.

En estas calizas conglomeráticas se han encontrado fauna representada por Ortophragminas, Discociclinas y Nummulites que sitúan la edad de sedimentación en el Eoceno.

1.2.3.5.2 *Flysch «margoso-areniscoso-micáceo»* ^{A-Ba} (T_{3,11})

Es una típica alternancia de pequeños bancos de arenisca calcárea micácea con polaridad acusada y margas micáceas de hábito generalmente concoidal. Estas alternancias están en el seno de secuencias mayores.

Dada la proporción de terrígenos: cuarzo (19-42%), feldespato potásico (0-5%), fragmentos de roca caliza (0,23%), fragmentos de roca arenisca (0-2%), fragmentos de chert (2-12%), se clasifican las muestras tomadas como Litarenitas y Sublitarenitas.

Los accesorios tienen gran importancia, sobre todo la mica blanca, cuya abundancia (1-38%) da en parte nombre a la formación. Otros accesorios menos abundantes son: clorita, glauconita, turmalina, óxidos de hierro...

Las proporciones de las diferentes fracciones son: arena (12-54%), limo (0-39%), arcilla (1-58%), (CO₃)₂ CaMg (4-45%).

Así, según una clasificación textural, el nombre de las muestras variaría de arenisca limoso-arcillosa a limonita arenosa, ambas con abundante cemento calcáreo.

Los fósiles encontrados son: Globigerinas, Globorotalias, Lepidociclinas y Nummulites, que nos dan una edad Oligoceno «Sensu Latu» y Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, en casos en que se ha podido seguir una mayor precisión en la datación.

En estudio intenso de las observaciones realizadas en el campo y sobre todo en el lugar donde se levantó la columna estratigráfica de esta Formación (cerca de la Estación de Ferrocarril de Cortes de la Frontera), nos permiten emitir las siguientes conclusiones generales acerca de la Formación:

- Que no existen ciclos definidos.
- Se da paralelismo y continuidad en los lechos.
- Hay pocas marcas de base.
- Dominan las facies D (según la clasificación de MUTTI y RICCILUCCHI).

Las estructuras principales que se han observado en los estratos son: «graded bedding», laminación paralela, laminación cruzada, «Pillows» y bioturbación.

1.2.3.6 *Flysch del Arroyo del Marroquí*

Es una formación que aflora al NO de la zona cartografiada (región de Ubrique) y ha sido casi siempre confundida con la formación de Benaiza. Fue descrita por DUBOIS (1971) y se piensa que consta de dos términos que de muro a techo serían: una «serie calcárea» de edad Priabono-Oligoceno

y una «serie más areniscosa» Aquitano-Burdigaliense; estando separada esta última de la arenisca del Aljibe mediante un contacto mecánico.

La potencia de la formación no es fácil de calcular debido a que no se conoce el principio de su base y al plegamiento que han sufrido los materiales que la constituyen.

1.2.3.6.1 Serie basal ($T_{2-3}^{Ac,A}$)

Está compuesto por biocalcarenitas y margas blancas y grises.

Las biocalcarenitas son de textura areniscosa fina y su base muestra muchas veces granoclasificación, conteniendo fragmentos de grandes foraminíferos acumulados, en los moldes de corriente.

Estas biocalcarenitas que se presentan en bancos cuyo espesor puede alcanzar 10 cm. pasan verticalmente a margas amarillas y grises, por medio de una zona finamente estratificada. Las margas de tonos claros pueden tener una potencia de hasta varios metros.

Los análisis han mostrado que los fósiles forman entre el (17 y el 71 por 100) de la composición total, la micrita entre (10-21 por 100), la esparita entre (8-24 por 100), el cuarzo entre (2-14 por 100) y los fragmentos de roca entre el (0 y el 5 por 100).

Se han observado que presentan dolomitización que puede alcanzar el 26 por 100, siendo el tamaño medio del grano dolomitizado de 0,0625 mm. También se presenta silicificación en un 1 por 100.

El estudio de las fracciones nos da los siguientes porcentajes: Arena entre (2-16 por 100), limo entre (0-4 por 100). CO_3Ca entre (54-98 por 100), $(CO_3)_2 CaMg$ entre (0-26 por 100). El tamaño medio del grano es de 0,125 mm. y el máximo de 0,25 mm.; siendo redondeados o subredondeados los granos con tamaños superiores a 0,125 mm.

1.2.3.6.2 Areniscas y arcillas (Te_1^{Ba})

Las relaciones con la formación inferior no han sido observados, pudiendo sólo decirse, analizando la polaridad de las capas, que las dos formaciones están deformadas en pliegues que vergen hacia el norte y que sus edades se complementan.

El término superior está formado por arcillas y areniscas (que en algún punto pueden ser microconglomerados), en general finos de color algo amarillento y donde se observan laminaciones cruzadas, granoclasificación y estructura de escape hacia el techo. DUBOIS y MAGNE atribuyen a este término superior edad Aquitano-Burdigaliense.

Como componentes principales destacan los terrígenos; entre ellos destaca el cuarzo con un porcentaje entre (53-69 por 100) de la composición

total, el feldespato potásico con 1 por 100, los fragmentos de rocas calizas que varía entre el (0-4 por 100) y los fragmentos de chert que a su vez oscila entre el (1 y el 3 por 100).

Los accesorios tienen cierta importancia, destacando la mica blanca, cuya abundancia oscila entre el 2-21 por 100), la turmalina, el circón y la mica negra.

Respecto a los aloquímicos, estos no son muy importantes a excepción de los fósiles que en algunas llegan hasta un 8 por 100, aunque otros son estériles.

Entre los cementos destacan, el cemento silíceo y el dolomítico.

El estudio de fracciones da los siguientes porcentajes: grava, que varía entre (0-5 por 100), arena, que oscila entre (63-83 por 100), limo, entre (0-1 por 100), CO_3Ca , entre (0-12 por 100), $(\text{CO}_3)\text{CaMg}$ entre (0-25 por 100). El tamaño medio del grano varía entre 0,125 y 0,25 mm., siendo el tamaño medio 4 mm.

Debido a las anteriores características texturales del nombre que recibe es de Arenisca-limoso-arcillosa, o también el de Arenisca para zonas con menos arcilla y limo. Según una clasificación mineralógica el nombre de cuarzo-arenita a litoarenita.

1.3 ZONA SUBBÉTICA

Gracias a los trabajos de FOUCAULT, PAQUET, BUSNARDO y los de la escuela de Granada el dominio externo de las Cordilleras Béticas orientales y centrales no parece plantear problemas importantes, y así se ha podido definir el Subbético como la zona tectónica y paleogeográfica que bordea el sur del Prebético y lo cabalga.

Este hecho está perfectamente claro cuando existen afloramientos de Prebético, lo que, desgraciadamente, no ocurre al oeste de las Cordilleras Béticas.

1.3.1 SUBBÉTICO INTERNO

El Subbético Interno aflora extensamente en la Hoja de Cortes de la Frontera, entre Ubrique justo en el límite de la Hoja y Alpandeire y Jarastepar. Corresponde al área que DÜRR et al. (1962) señalan como zona de Ronda; y otros autores como Penibético.

1.3.1.1 Tramo de arcillas y limos rojos (T_k s)

Afloran en pequeñas depresiones situadas en las Sierras de Libar y de

Blanquilla (al N de Cortes) y en las proximidades de los Km. 3 y 6 de la carretera que, partiendo de la comarcal de Ronda a Algeciras, se dirige hacia Alpendeire.

Son arcillas, margas y limos de colores abigarrados, localmente con algunos nivelillos areniscosos, yesos e incluso hierros oolíticos. Corresponde a la facies Keuper.

Hacia el techo localmente aparecen algunas intercalaciones de calizas oscuras en niveles delgados.

1.3.1.2 Tramo de carniolas (T_kd)

En tránsito gradual se pasa a las carniolas: material carbonatado muy oqueroso en afloramientos; con intercalaciones de margas y arcillas blancas y verdes e incluso rojas, apizarradas. Este tramo no se presenta en todos los afloramientos de manera que en alguno de ellos se pasa del tramo 1 al 3 directamente.

1.3.1.3 Tramo de dolomías (J₁₋₃d)

Posiblemente el Retiense, y a parte del Lías Inferior, corresponde un paquete de dolomías de colores grises y ocres en bancos que pueden alcanzar 1 m. de espesor; en la parte inferior del conjunto se intercalan niveles aislados de brechas dolomíticas e incluso de carniolas. También hay bancos de dolomías de color rosado, con mineralización de hierro.

Hacia la parte alta pueden observarse niveles de calizas incluídas entre las dolomías. Son calizas grises y crema, a veces oolíticas, en las que localmente se observan algunos restos de braquiópodos.

Este tramo dolomítico corresponde, al menos en parte, a dolomías secundarias y hay que destacar que la dolomitización puede ser muy generalizada y alcanzar hasta el techo del Jurásico. La transformación diagenética se realiza a veces de forma irregular y en otros casos es controlada por determinados niveles estratigráficos, consiguiéndose así masas dolomíticas o bien alternancias de calizas y dolomías.

Teniendo en cuenta la amplitud de los fenómenos de dolomitización es presumible que, en algunos casos, este tramo dolomítico incluya materiales del Dogger e, incluso, del Malm.

1.3.1.4 Tramo de calizas en bancos (J_{1,3})

Al paquete dolomítico se superponen más de 150 m. de calizas crema bien estratificadas en bancos cuyo espesor oscila entre 30 cm. y 1 m. En general, son calizas micríticas, entre las que son frecuentes niveles onco-

líticos. Se observan algunos niveles aislados de brechas calcáreas y algún banco de coquinas. En la culminación del tramo aparecen calizas oolíticas brechoides alternando con calizas de oncoides.

No se ha recogido fauna que permita efectuar datación alguna de estos términos. Sin embargo, si tenemos en cuenta las descripciones de DÜRR (1967), se puede pensar que las calizas oolíticas superiores se pueden correlacionar con las que, en la vecina Hoja de Ronda, marcan en su techo el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense.

1.3.1.5 Tramo de calizas nodulosas (J_3-C_{11})

Culmina la sucesión jurásica con un tramo formado por una alternancia de calizas grises en bancos y calizas nodulosas, rojas o no. Hay también numerosos niveles de calizas brechoides, brechas a veces finas y arcillosas, y algunas capas de calizas oolíticas. La estratificación tiene espesores variables, entre 15 cm. y 1 m., y los bancos se encuentran, en ocasiones, amalgamados. Muchos nódulos muestran estructuras de oncolitos o revestimientos estromatolíticos. Abundan también en numerosos bancos los nódulos ferruginosos.

La potencia es variable, pudiendo ser superior a 200 m.

Entre Ubrique y Cortes de la Frontera el muro de esta formación está constituido por calizas nodulosas y brechoides, con señales de remoción, que pueden alcanzar 50 m. de espesor. Localmente pueden pasar a ser margocalizas y calizas con algunos nódulos de sílex. El carácter brechoide está particularmente desarrollado en Sierra Blanquilla, en su flanco occidental (Cerro de Martín Gil).

En el techo pueden también aparecer calizas nodulosas y superficies de «hard-ground» con costras y nódulos ferruginosos.

En algunos niveles de la secuencia se pueden recoger restos mal conservados de pequeños Ammonites que no han podido ser clasificados. Por tanto no se aportan precisiones sobre la edad, si bien DÜRR (op. cit.) ha recogido en puntos próximos faunas que le permiten caracterizar, dentro de materiales equivalentes a los de este tramo, desde el Kimmeridgiense Inferior hasta el Titónico Superior-Berriasense.

1.3.1.6 Tramo de margocalizas, margas blancas y rojas ($C_2-T_2^A$)

Esta facies ya era conocida por ORUETA, que la denomina «creta ferruginosa», pero se equivocaba al situarla en el Neocomiense; además creía que el Neocomiense estaba representado bajo esta facies.

Es a BLUMENTHAL (1930 y 1931-33), al parecer, a quien se le debe el

mérito de haber reconocido el Cretácico Superior, al menos en las regiones al oeste del río Guadalhorce.

Las margocalizas y margas blancas y rojas, también llamadas «capas rojas», se encuentran principalmente en la parte central y oriental de la Hoja cartografiada, estando situadas entre las zonas internas al este y las unidades de flyschs al oeste. Forman una serie de estructuras entre las que destaca el sinclinal del río Guadiaro (recubierto por diversas unidades de flyschs); el anticlinal del cerro del Panderón (cuyo núcleo está cortado por el río Guadiaro, en la garganta de las Buitreras, mostrando materiales jurásicos) y el anticlinal de Sierra Espartina.

La estructura de estos materiales es compleja y se dibujan en ellos numerosos pliegues irregulares generalmente disimétricos, donde en el seno de algunos de ellos se han depositado formaciones terciarias incuestionablemente pertenecientes al Subbético Interno.

«Las capas rojas» yacen sobre las calizas jurásicas (que en algunos puntos pueden estar karstificadas debido a una karstificación submarina), bien mediante una costra endurecida de color amarillento («hard-ground»), como ocurre en el Berrueco, bien directamente sobre el Jurásico, sin que se observe el «hard-ground». En ambos casos se pone de manifiesto una laguna estratigráfica que abarca todo el Cretácico Inferior.

Están formadas las «capas rojas» por margocalizas, margas y calizas de tonos blancos y rojos (salmón). En muchos puntos y hacia el muro, son los tonos blancos los dominantes y presentan numerosos nódulos originalmente piritosos. Localmente y cerca del muro hay niveles muy ricos en artejos de Crinoides. Cuando son dominantes los tonos blancos, aparecen también, a unos 20-30 m. del muro, algunos niveles con abundante sílex de color negro. Hacia los 40-50 m. comienzan en estos casos los tonos asalmonados. Se les ha calculado una potencia máxima de 200 m.

La edad de las «capas rojas» no es exclusiva del Cretácico Superior sino que en su techo se extiende hasta el Paleoceno y Eoceno Medio y en su base el Albiense-Cenomaniense está localmente representado por algunos tramos basales. El techo de la formación, tanto el E como el O de Cortes de la Frontera, da la impresión de pasar transicionalmente a una serie de tipo flyschoides, aspecto que, claro está, habría que confirmar, si fuera posible, con un estudio algo más serio.

De las muestras recogidas se han obtenido dataciones que van del Cenomanense (con *Rotalipora appenninica* y *Praeglobotruncana stephani*), hasta el Eoceno Medio donde se ha hallado (*Globigeropsis kugleri* y *Truncorotaloides topilensis*). Además es interesante reseñar que las muestras que han dado edad Paleoceno-Eoceno Medio, se han recogido en Sierra Espartina y en la pista que va de Cortes a Jimena de la Frontera, mientras que las que han dado edad Cenomaniense-Maestrichtiense, se han recogido en las carreteras Ronda-Atajate y Atajate-Jimena.

Se han clasificado las muestras como biomicritas ya que en su composición destacan los fósiles, en un porcentaje entre el (19 y el 65 por 100) y la micrita entre el (35 y el 78 por 100), en un lugar más secundario se encuentra el cuarzo entre (0 y 1 por 100). Se produce en ellas recristalización que puede llegar al 1 por 100, variando el tamaño del grano recristalizado entre 0,25 y 0,125 mm., también se encuentra silicificación cuya presencia oscila entre el 0 y el 1 por 100 del total. Un estudio de las muestras indica que el 99 por 100 de las rocas es CO_3Ca , mientras que el 1 por 100 es limo.

1.3.1.7 Margas y margocalizas (Tm_2^A)

A las «capas rojas» en algunos puntos siguen margas blancas y rosas de aspecto similar a las «capas rojas». Estas margas serían una facies de tránsito (DÜRR, 1967) entre el Flysch Penibético y las «capas rojas», que se van haciendo más arenosas hacia techo, hasta convertirse en una arenisca de color pardo rojizo (en los niveles superiores de las margas es posible encontrar lechos de calizas con foraminíferos (DIDON, 1969).

La fauna encontrada en las margas (*Globigerinas* y *Globorotalias*) y en las calizas (Nummulites) nos da para estos materiales una edad que varía de Eoceno inferior a Eoceno medio.

Es importante hacer notar que la datación de los niveles inferiores del flysch y las facies de tránsito coincide con la datación de las «capas rojas» que alcanzan el Eoceno medio, lo cual parece una contradicción y exige un estudio detenido para encontrar una respuesta satisfactoria.

1.3.1.8 Flysch arenoso-Carbonatado ($\text{T}_{3.1}^{A, B_a}$)

A techo de las margas se encuentran areniscas de color pardo rojizo, de aspecto grosero, acompañadas de arcillas multicolores, que al SO de Jilmera de Libar alcanzan un gran desarrollo.

Sus componentes mineralógicos, expresados en porcentajes, son:

- Terrígenos: Cuarzo (74-77 por 100), Feldespato potásico (1 por 100).
- Cemento Silíceo (6-8 por 100).
- Matriz Sericítica (14-16 por 100).
- Accesorios: Mica Blanca (14-16 por 100), Glauconita, Turmalina...

Reciben, según la clasificación de FOLK, el nombre de cuarzoarenita. Un estudio de tamaños nos ofrece los siguientes porcentajes:

- Fracción grava entre (1-14 por 100).
- Fracción arena entre (72 y 82 por 100).

- Fracción limo entre (0 y 2 por 100).
- Fracción arcilla entre (12 y 17 por 100).

El tamaño medio del grano es de 0,5 mm. y el máximo de 2 mm., son por lo general granos redondeados en que las formas angulosas y subangulosas tienen diámetros inferiores a 0,125 mm. Texturalmente se clasifican como areniscas, aunque hay zonas de microconglomerados.

En las areniscas no se ha encontrado fauna, pero se les atribuye una edad que varía del Oligoceno al Mioceno Inferior. Representan, por sus características, a materiales tipo flysch.

Acompañando a las areniscas aparece una serie de términos más finos de aspecto parecido al flysch arenoso-micáceo de la Unidad de Algeciras y que DIDON describe en el arroyo de la Sijuela (al oeste de Ronda), identificándolos como pertenecientes al flysch del Subbético interno. Consta de niveles arenosos alternantes con margas de colores muy vivos, cuya potencia es de algunos centímetros.

En ellos se observan estructuras como: granoclasificación, laminación paralela, laminación cruzada, cantos blandos y bioturbación.

El estudio mineralógico de los niveles arenosos ha dado los siguientes porcentajes:

- Terrígeno-Cuarzo (33-37 por 100), feldespato potásico (2 por 100), fragmentos de Chert (9-15 por 100).
- Aloquímicos: fósiles (0-6 por 100).
- Ortoquímicos: cemento calcáreo (15-28 por 100).
- Cemento Silíceo (9-12 por 100).
- Matriz: Sericítica (4-8 por 100), clorítica (3 por 100).
- Accesorios: Mica blanca (4-8 por 100), Clorita y Turmalina.

Atendiendo al tamaño de grano, su composición es: Arena (36-41 por 100), limo (14-21 por 100), arcilla (7-12 por 100), CO_3Ca (14-34 por 100), $(\text{CO}_3)_2\text{CaMg}$ (3-17 por 100). El tamaño medio de grano es 0,0625 mm. y el máximo de 0,5 milímetros, siendo redondeados o subredondeados para tamaños mayores de 0,125 mm.

En estos materiales se ha encontrado fauna (Melobesias y Lepidociclinas) que nos dan para ellos una edad que varía del Oligoceno al Mioceno inferior.

Por sus características texturales y estructurales este flysch lo incluiríamos en la facies D de la clasificación de MUTTI y RICHI-LUCCHI (en el mapa esta formación viene indicada por una sobrecarga de puntos).

1.3.2 SUBBETICO INDIFERENCIADO

Con este nombre se designan a una serie de afloramientos subbéticos que aparecen en el NO de la Hoja y no pertenecen claramente al Subbético interno.

1.3.2.1 Triás (T₁)

Se encuentra en la Hoja de Cortes, en su parte NO. Este Triás presenta las características del tipo «germano-andaluz»: gran desarrollo de arcillas, margas y evaporitas, y mucho menor de calizas y dolomías. Estas últimas se presentan en paquetes y bloques discontinuos, debido a la fragmentación de sus estratos entre las masas de materiales incompetentes. En el detalle la estructura es muy compleja por efecto de dislaceración de los estratos competentes, y los replegamientos, laminaciones y disarmonías de los incompetentes. Por todo ello no pueden obtenerse más que cortes estratigráficos muy parciales, sin especial valor representativo.

1.3.2.2 Jurásico (J_{1d2})

El Jurásico viene representado por dos pequeños afloramientos al SO de Ubrique. Estos dos afloramientos están constituidos por dolomías de color oscuro que caracterizan la parte inferior del Jurásico, el Lías.

1.3.2.3 Cretácico Inferior (C₁)

Se manifiesta por cuatro pequeños afloramientos, que aparecen al SE del Pantano de los Hurones. Están constituidos por margocalizas y margas de color blanco, que contienen una fauna (Lenticulinas y Radiolarios), que las datan como Neocomiense-Cenomaniense. BOURGOIS piensa que estos cuatro afloramientos pertenecen al Subbético medio, aunque queda la duda de ello, al no haberse encontrado fauna de Ammonites, y esto ha sido la causa por la que BOURGOIS intentó hacer con ellas una unidad independiente denominándola Unidad del Peñón de la Esquina.

1.4 FORMACIONES TECTO-SEDIMENTARIAS

1.4.1 FORMACIONES POSTBURDIGALIENSES (NEONUMIDICO) (T₁^{Ba}a)

El Neunumídico se encuentra en la Hoja formando una banda estrecha entre el Complejo Dorsoliano y el Complejo Predorsoliano.

Esta Unidad fue definida por BOURGOIS (1978), y consiste esencialmente en una «melange tectonique». Donde dentro de una matriz arcillosa se encuentran dispersos materiales de la Zona Circumbética, predominando entre éstos una arenisca muy semejante a la arenisca de Aljibe; otro tipo de roca aparece con frecuencia en la caliza con restos de *Microcodium*.

Su edad es difícil de calcular debido a la escasez de fauna que hemos encontrado, pero en base a diferentes criterios le hemos atribuido edad Postburdigaliense.

1.5 TERRENOS POSTOROGENICOS

1.5.1 CUATERNARIO

Las formaciones cuaternarias distinguidas corresponden a: Depósitos aluviales, coluviones, conos de deyección y depósitos de deslizamientos de ladera. De todas ellas las más importantes son los deslizamientos de ladera que tienen una relativa importancia en cuanto a extensión.

1.5.1.1 Materiales de deslizamiento de ladera (QDs)

Los fenómenos de deslizamiento de ladera son muy frecuentes en las formaciones arcillosas-areniscosas de los flysch, y modelan las laderas de tal forma que muchas veces los terrenos observados no están enteramente en su sitio. Laderas enteras, inestables, se han deslizado estando caracterizadas por una morfología llena de «bultos» típicos.

Ejemplos de estos fenómenos son los alrededores del Cerro de la Laguna y de El Colmenar, donde alcanzan un desarrollo notable.

1.5.1.2 Depósitos aluviales (QA)

Tienen poca importancia, desarrollándose sólo en las orillas de los ríos Guadiaro y Genal, y en forma de aluviones de guijarros y arenas que se depositan en los meandros de estos ríos. No llegando a formarse terrazas.

1.5.1.3 Coluviones (QC)

Este tipo de depósitos sólo adquieren cierta importancia dentro de las unidades internas y del subbético interno, o en las zonas de contactos de estas unidades con los flysch; allí, éstos están recubiertos en ciertos puntos por las rocas que caen de las zonas más elevadas que forman los materiales de las unidades anteriormente citadas.

1.5.1.4 Conos de deyección (QCd)

Son escasos y se presentan generalmente en el Subbético interno.

1.5.1.5 Cuaternario indiferenciado (QI)

Bajo este nombre se agrupan a los materiales que se hallan en el interior de las dolinas formadas en las calizas jurásicas de la Sierra de Libar.

2 METAMORFISMO

En el área comprendida en esta Hoja, las recristalizaciones que propiamente pueden ser consideradas como metamórficas se circunscriben a los materiales alpujárrides (series del Puerto de los Guardas y de Casares) y a la secuencia maláguide que los bordea exteriormente. Consideradas en su conjunto las zonas de metamorfismo se disponen paralelamente al contacto con la intrusión ultramáfica de Sierra Bermeja, hecho que en sí mismo es posiblemente indicativo de que la anomalía térmica causante del metamorfismo pudo estar ligada genéticamente a esta última (cfr. LOOMIS, 1972 a y b). En lo que sigue se hace un breve resumen relativo al tipo y evolución del metamorfismo en estas rocas, con énfasis en los aspectos más generales y sus derivaciones geológicas más significativas. Otros detalles petrográficos y petrológicos, que sería imposible exponer aquí debido a razones de espacio, pueden ser halladas en TORRES ROLDAN (1979 y en preparación).

2.1 TIPO Y EVOLUCION DEL METAMORFISMO

Los datos han sido obtenidos sobre todo del estudio detallado de la distribución espacial y temporal de diversas asociaciones minerales en las series alpujárrides mencionadas más arriba, donde la cristalinidad de las materias (metapelitas sobre todo), se presta bien a una investigación petrográfica de tipo microscópico. La secuencia de tipo maláguide posee un relativamente bajo grado de cristalinidad (está situada en el borde más externo de la estructura térmica global), lo cual impide hacer más precisiones, especialmente en el sentido de decidir si, en el momento del metamorfismo, se encontraba ya en su posición relativa actual; las asociaciones minerales presentes en esa secuencia son, en todo caso, comparables en principio con esa presunción, y así ha sido asumido hipotéticamente aquí por razones que se expondrán más adelante.

El intervalo de temperaturas representado en la serie de facies que es posible estudiar desde el contacto con las peridotitas hasta el contacto con las Zonas Externas es muy amplio y oscila entre un régimen térmico superficial o casi superficial propio de un medio diagenético (máx. 200-300° C), hasta una estimación aproximada del orden de 700-800° C en la parte más interna (profunda) de la seriación metamórfica. Esto representa en su práctica totalidad el régimen término global estimado generalmente para el metamorfismo en contextos corticales, pero aún es más interesante que la evolución del metamorfismo en esta secuencia zonal no es simple, sino que posee una historia compleja de marcado carácter plurifacial. Esta historia puede ser resumida como sigue: en un primer momento el metamorfismo ocurrió bajo un gradiente P-T de tipo intermedio (aprox. 30° C/Km.). En cada parte o zona

de la secuencia las asociaciones minerales se equilibraron bajo este gradiente, pero sólo para sufrir más tarde cambios notables debido a que el gradiente anterior evolucionó con cierta rapidez hacia uno considerablemente menos inclinado (es decir, de más baja presión), en tal modo que, durante el climax, pre-terminal, el gradiente geotérmico puede ser evaluado en no menos de aproximadamente 60° C/Km.

De la petrogénesis de la serie de facies actualmente observable, puede además ser concluido que el régimen térmico en cada parte de la misma se mantuvo aproximadamente constante durante la evolución de los gradientes mencionados más arriba. Ello, naturalmente, impone severas restricciones a cualquier posible modelo geodinámico al que se haga apelación para explicar esta evolución de la serie de fusión. De hecho, y con ello en mente, la única posibilidad que parece plausible invocar es la ocurrencia de un proceso de adelgazamiento global de la columna de materiales inicialmente implicada en el metamorfismo (durante la equilibración inicial de la serie de facies), lo suficientemente rápido como para hacer imposible una reequilibración simultánea de régimen térmico en toda la secuencia, aunque la velocidad necesaria para ello puede haber sido menor si esta ulterior reequilibración térmica no estuvo, como parece, favorecida por la existencia de calor remanente en la fuente originalmente responsable de la anomalía térmica cortical.

Una importante derivación de lo anterior, es decir, de la puesta en evidencia de este proceso de adelgazamiento, reside en la constatación de que la potencia actualmente observable de las series estratigráficas implicadas no es en modo alguno representativa de la inicial que debió, seguramente, ser considerablemente mayor. Una estimación maximalista (es decir, asumiendo que durante la equilibración inicial de la serie de facies la serie de rocas estuviese en posición horizontal y con repeticiones anormales), puede ser derivada de la máxima presión de confinamiento (aprox. 8 kg.) estimado de la petrogénesis de la zona más profunda, como en el orden de al menos 25 kilómetros. Nótese la diferenciación con una estimación de campo actual que, incluyendo la secuencia tipo maláguide encima de todo el edificio alpujárride, no superaría posiblemente los 10.000 metros, normalmente a la foliación en metapelitas u otros contactos estratigráficos tectónicamente transpuestos en cuantía y modo diversos.

2.2 EDAD DEL METAMORFISMO

Este es un problema muy debatido incluso en tiempos recientes. Anteriormente, y debido a la complejidad estructural del área, así como a las considerables dificultades habidas y aun presentes en la asignación de una edad estratigráfica precisa a muchos de los materiales implicados, la posible época de actuación del metamorfismo ha estado muy vagamente defi-

nida, con propuestas que van desde el Precámbrico (KORNPROBST, 1974, 1976) hasta el Terciario (BLUMENTHAL, 1930, 1949). En el momento presente, la asignación a una parte sustancial de las series implicadas de una edad Paleozoica superior o incluso Triásico (véase esta Memoria en otra parte), así como la existencia de algunos datos radiométricos (LOOMIS, 1975; PRIEM et al., 1979), sugiere en todo caso una edad alpina, pre-Miocena, sin que sea posible por el momento hacer más precisiones, en especial, en lo que concierne al momento inicial del metamorfismo.

3 TECTONICA

3.1 ESTRUCTURA INTERNA DE ALPUJARRIDES Y MALAGUIDES

Se han reunido bajo el mismo epígrafe todas las unidades béticas en razón de que todas ellas ofrecen testimonio de una parecida evolución tectónica, anterior al empilamiento de mantos característicos de la zona Bética.

Cuando se alude a estructura interna de Alpujarrides y Maláguides, se hace referencia esencialmente al conjunto de estructuras propias de cada unidad de la pila de mantos, generadas en etapas de deformación previas a la aproximación de la pila a otros dominios paleogeográficos o traslación del conjunto sobre unidades de tales dominios.

3.1.1 ESTRUCTURA INTERNA DE LOS ALPUJARRIDES

Creemos haber puesto de manifiesto, en la Hoja de Cortes de la Frontera, la traslación de ciertas unidades alpujarrides con posterioridad de desarrollo del metamorfismo y antes de que todo el conjunto bético haya cabalgado a unidades más externas. Este proceso es el que se ha considerado como de «apilamiento intra-alpujarride», frente al episodio de traslación de conjunto bético mediante el juego de grandes cizallas (GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILLA, 1976, 1980).

Con anterioridad a las cizallas que controlaron el «apilamiento intra-alpujarride» se han desarrollado varias etapas de deformación, la mayoría de ellos generadoras de esquistosidad en los materiales alpujarrides. Las más importantes son coincidentes con el intervalo de tiempo en el que tiene lugar la evolución metamórfica.

Prescindiendo de la existencia de etapas de deformación ante alpinas, cuyos efectos no han sido detectados hasta ahora ni sobre el terreno ni a partir del estudio de láminas delgadas, consideraremos como primera la esquistosidad S_1 , generada durante una etapa de plegamiento de la que apenas

se conservan reliquias de pliegues. S_1 es una esquistosidad penetrativa de flujo que parece paralela a los posibles vestigios de S_0 y S_1 . Durante esta etapa tiene lugar el desarrollo de la primera fase de metamorfismo alpino, con la aparición de las primeras asociaciones minerales características de los esquistos alpujárrides.

Durante la fase 2 se genera la esquistosidad más visible en las sucesiones alpujárrides. S_2 es más penetrativa hacia los términos más bajos de la secesión y en ciertas litologías puede presentar una cierta apariencia de esquistosidad de crenulación, si bien es generalizada la blastesis mineral en relación con esas superficies. Los pliegues, a lo sumo métricos, de la fase 2 poseen una geometría variable según los niveles afectados; en los niveles metapelíticos por efectos de la esquistosidad S_2 y el paralelismo de S_1 y S_2 es general, salvo el caso de esquistosidades internas conservadas en cristales o pequeñas amígdalas, limitadas por bandas de S_2 bien desarrolladas, en las que se conservan reliquias de S_1 no concordantes.

En las zonas menos profundas puede llegar a verse la S_1 crenulada por S_2 a escala de la muestra.

Como es habitual para los Alpujárrides, los últimos estadios del desarrollo de S_2 se caracterizan por un fuerte aplastamiento de las rocas, perpendicularmente a S_2 .

Con un trazado casi siempre irregular, pero aprovechando las trazas de la S_2 recién generada, se forman venas pegmatodias cuarzofeldespáticas. Los propios pliegues de fase 2 deforman muchas veces a venas de semejante origen posteriores a la primera etapa de deformación y más o menos paralelas a S_1 .

Con posterioridad a la segunda fase de deformación se alcanza el máximo de temperatura en la evolución metamórfica, máximo de temperatura que se sitúa en el período intercinemático post- S_2 y puede alcanzar hasta la siguiente fase de deformación.

Son varios los sistemas de pliegues que se han formado con posterioridad a la segunda fase de deformación. Son responsables de la dispersión en las medidas de S_2 , con direcciones próximas a N-S, muy variables entre N 20 y N 325; otras medidas se apartan fuertemente de estos valores.

Los sistemas de pliegues post- S_2 no son muy manifiesto en este área. Algunos de ellos llegan a estar asociados a esquistosidad de crenulación, poco penetrativa en niveles de grado metamórfico medio y bajo. En conjunto las condiciones de observación no son las más adecuadas y han sido poco estudiados. Aparte de kinking tardío, se han medido pliegues de dirección aproximadamente N-S (N 165 E) con planos axiales buzando al oeste, y otros N 20 E de plano axial buzando más de 45° al oeste no se han

reconocido micropliegues de dirección E-O, como los que desarrollan esquistosidad en otras áreas de los Alpujárrides centrales.

3.1.2 ESTRUCTURA DE LOS MALAGUIDES

Unicamente en los niveles más bajos de la sucesión maláguide se aprecia un desarrollo notable de esquistosidad. Dicha esquistosidad está en relación con fases de plegamiento, acaecidas con parecida cronología relativa, que en los Alpujárrides, aunque, en general, con menor desarrollo.

La más antigua esquistosidad observada (S_1) es penetrativa en los niveles inferiores y con ella se relacionan los estiramientos de cantos de los conglomerados paleozoicos más antiguos. No tenemos la certeza de que esta esquistosidad, visible en el campo, sea efectivamente la primera del ciclo alpino, en el sentido de ser contemporánea a la que se describe en los Alpujárrides. Esta esquistosidad, asociada a pliegues cerrados de tendencia isoclinal, está deformada por micropliegues que desarrollan una esquistosidad de fractura, relativamente espaciada, y en las que habitualmente no se aprecia neocrystalización de minerales.

Hacia la parte superior de la sucesión, la esquistosidad se hace progresivamente menos patente, de forma que, por ejemplo, los términos permotriásicos se encuentran siempre por encima del frente de esquistosidad; esto mismo es habitual para buena parte de los minerales carboníferos maláguides. No se ha observado que tramos permotriásicos, desprovistos de esquistosidad, fuesen discordantes sobre materiales más antiguos con huellas de deformaciones anteriores a la discordancia.

En general, la traza cartográfica del miembro de «calizas alabeadas» ($S-D_1$) evoca una sucesión sin meso o macro estructuras, con disposición homoclinal hacia el oeste. Ciertamente los micropliegues no llegan a modificar sensiblemente el trazado del contacto.

Otro problema es el relativo al grado de escamación del Maláguide, especialmente en sus afloramientos más inmediatos a los del Complejo Dorsaliano. Se trata de repeticiones de todo o parte de la sucesión maláguide originadas a partir de fallas inversas casi siempre vergentes hacia la Zona Bética. La continuidad lateral de las escamas delimitadas entre cada dos fallas inversas sucesivas es siempre limitada y, por lo común, la sucesión maláguide conserva su posición normal, salvo en las proximidades del contacto con el Complejo Dorsaliano. En conjunto, puede decirse que las escamas maláguides se circunscriben una franja de no más de un kilómetro de anchura, inmediata a los afloramientos del Complejo Dorsaliano. Es sugerente pensar que esta estructuración se ha conseguido en relación con deformaciones algo tardías que se mencionarán en el apartado 3.

3.2 ZONA CIRCUMBETICA

3.2.1 FLYSCHS ULTRABETICOS (UNIDAD DE ALJIBE)

DIDON, a partir de sus estudios sobre la Unidad del Aljibe, en todo el campo de Gibraltar, ha establecido en ellas cinco zonas diferentes, correspondiendo las zonas II y III a la Hoja de Cortes de la Frontera.

La zona II se caracteriza por un estilo tectónico específico (disposición de la Unidad en grandes escamas) y por su serie de base, que está constituida por la formación Benaiza y las arcillas de Jimena.

Tectónicamente, reposa en su parte occidental sobre la Unidad de Algeciras y las «capas rojas» del Subbético Interno, mientras que en el este descansa sobre el Subbético Interno representado por el eje de Berrueco-Fantasia-Las Motillas.

La longitud de estas escamas varía de unas a otras, pudiendo tener algunas hasta 30 Km. de longitud. Según nos aproximamos al Subbético Interno aumenta el número de escamas, pero disminuye sus dimensiones, produciéndose apariciones de gran extensión de la serie de base, como ocurre al sur de Sierra de Líbar.

Las escamas más grandes reciben nombres especiales, como es la llamada del «Cortijo de la Sangre».

El límite de las escamas viene señalado por su serie de base que forma una banda de terreno algo deprimido y tiene una vegetación de tipo herbáceo a diferencia de la arenisca en la cual se cultivan alcornoques.

Este esquema general de la Zona II, formada por escamas, puede verse algo trastocada por la presencia de fallas, algunas de ellas, sin duda, de salto de dirección, que puede dar al mapa un aspecto escalonado.

La Zona III se encuentra al oeste del eje de Berrueco-Fantasia-Las Motillas, y aunque su estilo todavía es el de escamas superpuestas, éstas son de dimensiones más reducidas, habiendo una tendencia a individualizarse unos macizos respecto a otros.

3.2.2 ESTRUCTURACION DEL COMPLEJO DORSALIANO. EL CONTACTO ENTRE EL SUBBETICO INTERNO Y LAS UNIDADES MAS INTERNAS

Por consideraciones estratigráficas y tectónicas hemos distinguido dentro del Complejo Dorsaliano cuatro unidades, llamadas, en orden a su localización cartográfica de oeste a este o de norte a sur: Un. de Fuensanta, Un. de Poyatillo, Un. del Peñón de Benadalid y Un. de las Nieves. Varias de estas unidades están constituidas por más de un elemento tectónico, de manera que en ciertas sierras y alineaciones es común encontrar cinco y más escamas dorsalianas imbricadas entre sí.

Lamentablemente, no es grande la continuidad de los sucesivos elementos escamados constituyentes del Complejo Dorsaliano, en la Hoja de Cortes. El propio complejo, en su conjunto, se nos presenta como una serie de masas arrosariadas a lo largo de la zona situada entre Subbético Interno y Maláguides más Alpujárrides. La reducida continuidad, de las escamas, es consecuencia del relevo transversal y longitudinal de unas unidades dorsalianas por otras y también de la compleja geometría resultante de la superposición e interferencia entre estructuras de etapas de deformación sucesivas.

La complejidad estructural es grande y ésta es la razón de que los autores que han estudiado el área apenas la esbocen o no la hayan comprendido (DÜRR, 1967; DIDON, 1969; FELDER, 1978, 1980).

El sector idóneo para reconstruir la estructura del Complejo Dorsaliano es el comprendido entre el Poyato (1.337 m.) y los Llanos del Moro, al oeste de Benadalid (véase el corte I-I' en la ilustración que acompaña a esta Memoria).

En particular, según el corte por el Peñón de Benadalid, la Unidad de Benadalid se halla compuesta por dos escamas, la más occidental de las cuales posee poca continuidad lateral. Ambas escamas están separadas por un contacto tectónico subparalelo a la traza media de los estratos; los materiales paleógenos pueden estar laminados a lo largo del contacto. Tanto los contactos tectónicos que separan a las escamas como los tramos estratigráficos que las integran buzan hacia el oeste y las sucesiones, aunque tectonizadas, son completas e invertidas.

Lo mismo puede decirse de la Unidad de Poyatillo, compuesta por varias escamas (en número variable según la transversal, cf. mapa geológico), separadas por contactos tectónicos subparalelos a la estratificación, localizables a lo largo de angostas corredores en los que afloran los sedimentos paleógenos. Todas las escamas están asimismo invertidas.

Por lo tanto, se trata de una disposición geométrica en la que hasta seis escamas (incluimos la Un. de la Fuensanta) llegan a encontrarse superpuestas mediante contactos subparalelos a la estratificación. Los materiales paleógenos, más incompetentes en general, han sufrido importantes estiramientos y laminaciones tectónicas.

El trazado de los contactos, en donde es visible, hace pensar en el solapamiento de elementos tectónicos discretos, trasladados unos sobre otros en una cuantía muy superior a la de su espesor. El mismo ordenamiento nos conduce a admitir una estructura imbricada.

Independientemente, hay que tomar en consideración el hecho de la inversión general del conjunto de las escamas, a primera vista inexplicable, creemos que es la expresión de un plegamiento, posterior a la imbricación del complejo, con vergencia hacia la Zona Bética. Dentro de esta interpretación se admite que la zona de escamas dorsalianas, al oeste de Benadalid, es parte de un flanco inverso de un gran pliegue de vergencia este, en

cuyo núcleo, estructuralmente complejo, se ubican las Maláguides. Naturalmente que este pliegue sería generado con posterioridad a la colocación finioligocena o algo más tardía de la pila de mantos béticos sobre el Complejo Dorsaliano.

Gracias a esta gran estructura vergente se pueden explicar una parte de la escamación interna de Maláguides (siempre especialmente intensa, en toda la Cordillera, en áreas próximas al límite de la Zona Bética), la posición local de algunas unidades predorsalianas aparentemente superpuestas a las dorsalianas y el cabalgamiento —«retro»— vergente del Subbético Interno sobre las unidades más internas en ciertas transversales.

En nuestra opinión el Complejo Dorsaliano no se halla tectónicamente sobre el conjunto Maláguide-Alpujarride, como ha sido propiciado por algunos autores (especialmente, FELDER, 1980) y donde así ocurre, como en el sector de Benadalid, es a consecuencia de deformaciones que han subvertido una disposición precedente, que casi siempre llega a ser reconocida o puede ser inferida (cf., para otras áreas, GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA, 1976 y 1980).

El contacto entre el Subbético Interno y las unidades más internas, en el frente próximo al Complejo Dorsaliano, sería el resultado de varias etapas de deformación.

Primeramente y con posterioridad a los grandes accidentes de componente direccional que eventualmente hubieran podido yuxtaponer zonas externas e internas ya estructuradas, una etapa de grandes cizallas tendidas. Es posible que en relación con ella se produjera la imbricación de las unidades dorsalianas y, algo más tarde, la superposición a ellas de la pila de mantos béticos, una vez organizada (GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA, 1976).

Si el Paleógeno de unidades como la del Poyatillo estuviera verdaderamente nutrido con materiales maláguides (verse epígrafe 1.5 de esta Memoria), habría que pensar en la aproximación precoz de Maláguides y al menos una parte del Complejo Dorsaliano, antes en tiempo finioligocenos (quizá durante el Aquitaniense basal).

Aunque no puede establecerse con toda exactitud, la etapa de plegamiento, causante de la inversión generalizada del Complejo Dorsaliano y del encapuchamiento subsiguiente de las unidades béticas, debe ser Burdigaliense, prolongándose alguna fase tardía de esta misma etapa hasta el Mioceno Medio. Precisamente ciertas fallas inversas subsidiarias de esta tectónica compresiva podrían llegar a afectar a materiales langhienses, como se ha comprobado en otras áreas (véase, por ejemplo, COMAS et al., en prensa).

Finalmente, los últimos rasgos de los contactos entre los Complejos Dorsaliano y Predorsaliano, Subbético Interno y unidades béticas, están condicionados por estructuras de componente direccional más tardías que serán comentadas más adelante.

3.2.3 COMPLEJO PREDORSALIANO

3.2.3.1 Unidad de Algeciras

En la Hoja aparece esta Unidad en el valle de Cortes y al sur del Hacho de Gaucín.

En el primer caso ocupa el fondo del valle del río Guadiaro, entre Jimera de Líbar y las Buitreras, donde un examen detallado de los cortes realizados al valle en sentido E-O muestra el carácter alóctono de la Unidad de Algeciras, ya que los conglomerados basales de Algeciras de edad Eocena, reposan sobre el flysch Oligoceno del Subbético Interno.

En el afloramiento al sur del Hacho de Gaucín, la Unidad de Algeciras reposa en su flanco E, sobre las «capas rojas» del Subbético Interno de Sierra Espartina, mientras que el flanco occidental se ve recubiertas por la Unidad del Aljibe, siguiendo una superficie no demasiado inclinada.

En este afloramiento, las direcciones estructurales del flysch oligoceno de Algeciras, son casi ortogonales a los de «las capas rojas» del Subbético Interno.

3.3 RASGOS ESTRUCTURALES DEL SUBBETICO INTERNO

El rasgo más reseñable de los materiales del Subbético Interno en la presente Hoja, es su disposición en una serie de pliegues de dirección aproximada N 40-60° E, representados fundamentalmente en el sector comprendido entre la Sierra de Ubrique y Jimera de Líbar.

En este sector se puede diferenciar tres amplios anticlinales, formados esencialmente por materiales jurásicos, que constituyen los principales relieves de las Sierras de Ubrique, Líbar y Blanquilla, separados por los sinclinales de Garganta Barrida y el de Llano de Líbar, éste último situado al norte de la Sierra de los Pinos, estando muy apretado y en parte cabalgado por una falla inversa que avanza al anticlinal de Sierra de los Pinos y Blanquilla.

Los pliegues tienen una ligera vergencia NO, especialmente puesta de manifiesto en el flanco noroccidental del anticlinal de la Sierra de Líbar. Sus ejes tienden a hundirse hacia el SO y además, en esta dirección, quedan cortados por una importante fractura N 40° O de plano subvertical, con estrías que muestran diversos movimientos horizontales y verticales.

Sobre todo en los materiales jurásicos se observa una intensa fracturación superpuesta al plegamiento. Ya se ha citado una falla inversa que hace cabalgar al anticlinal de Sierra Blanquilla hacia el NNO. Existen además, otras en general cabalgantes hacia el N.

En cuanto a las fallas normales superpuestas a las anteriores estructuras,

se pueden distinguir varios lotes de fracturas, entre las que cabe destacar las de direcciones N 20° O, N 40° E y N 70° E. En muchos casos presentan estrías oblicuas que testimonian también movimientos con componentes de salto en dirección. El funcionamiento de algunas fallas, al menos en su última etapa, ha debido ser muy reciente como lo atestigua el hecho de que existen materiales cuaternarios afectados. Además son numerosísimas las diaclasas, algunas con corridas de varios centenares de metros y rellenos de más de un metro de calcitas.

Aunque los materiales del Cretácico Superior estén también afectados por la fracturación, el efecto que ésta produce en las capas de color asalmonado, es mucho menos aparente. Por el contrario, su comportamiento menos rígido hace que se deformen en clara disarmonía con los materiales jurásicos. Se desarrollan en ellos pliegues de tamaño métrico a decamétrico, e incluso mayores, y de geometría diversa. En general, son pliegues de tipo angular, asimétricos, con flancos planos y zona de charnela estrecha.

El estilo de deformación de los materiales cretácicos se puede apreciar en el sector comprendido entre Jimera de Líbar y Alpanseire, donde dichos materiales afloran extensamente. Al N de Atajate pueden observarse algunos afloramientos de materiales jurásicos que «emergen» entre el Cretácico por la acción de fallas que los delimitan.

Más al E, al N de Alpanseire, el Cretácico Superior constituyen el flanco occidental de un anticlinal, en el núcleo del cual llegan a aflorar materiales triásicos es un pliegue de dirección axial N-S, asimétrico y vergente al O, su flanco oriental (Cerro de Jarastepar) es cabalgado por materiales del Jurásico Inferior y, localmente, del Triás por medio de una falla inversa que buza en general hacia el SE y que corta oblicuamente al pliegue.

3.4 EVOLUCION TECTONICA

Esquemáticamente podíamos enumerar los principales acontecimientos que determinan la estructura de esta porción de las Cordilleras Béticas.

Probablemente durante el Paleógeno tiene lugar el proceso mediante el cual Alpujarrides y Maláguides se metamorfizan y deforman conforme a una secuencia de fases de deformación ya enumerada. No se sabe la edad exacta en que ocurren estos procesos, ni si parte de ellos tuvieron lugar o no en el Cretácico Superior. Es posible que durante este tiempo ciertas traslaciones tuvieron lugar pero nosotros (salvo R. T.-R.) creemos que actualmente no se reconocen huellas de tales megaestructuras. No hemos reconocido hasta el presente ningún testimonio seguro sobre la existencia de una superposición de unidades ante o simmetamórficas.

Con posterioridad al metamorfismo unas grandes cizallas determinan el empilamiento de unas unidades alpujarrides sobre otras (apilamiento

intra-alpujárride) y finalmente la superposición de Maláguides sobre Alpujárrides, efectuada de tal manera que en ninguna parte de la Cordillera se ha encontrado una unidad maláguide que no se halle en la parte superior de la pila de mantos béticos.

Todas estas estructuras, hasta la conformación de la pila de mantos béticos, debieron estar edificadas hacia el Oligoceno y antes de una edad no precisable con claridad; a este respecto son importantes las conclusiones que puedan obtenerse de los materiales paleógenos maláguides, desgraciadamente mal representados en la Hoja de Cortes.

El Oligoceno terminal de las unidades dorsalianas está alimentado de un área fuerte con un Paleozoico afín al maláguide. Ello implica que o bien se desmantelaba el propio sustrato del actual complejo, que resulta ser de afinidad maláguide, o por el contrario, la pila de mantos béticos, con los maláguides como envoltura se aproximó al dominio ocupado por las unidades dorsalianas, a la vez que era erosionada.

Hacia finales del Oligoceno tiene lugar la gran traslación del conjunto bético mediante la génesis de una «superficie postpila» de mantos que recorta a las superficies de corrimiento «intra-alpujárrides» y de superposición de Maláguides sobre Alpujárrides. Mediante una gran cizalla «fini-oligocena» o algo más tardía se superponen las unidades béticas al Complejo Dorsaliano, el cual despegado de su sustrato se individualiza en gran número de unidades que se imbrican entre sí. Este movimiento tiene ya una polaridad definida y se dirige desde las zonas llamadas internas hacia las externas. Posteriormente todo el conjunto es cabalgante sobre el Complejo Predorsaliano y desplazado conjuntamente sobre el Subbético Interno en el Aquitaniense (eventualmente Burdigaliense Inferior). El movimiento de cabalgamiento generalizado sobre las zonas externas (Subbético Interno) pueden descomponerse en varias fases y desde el Oligoceno terminal ha tenido múltiples pulsaciones durante el Aquitaniense.

Una etapa erosiva importante hacia finales del Aquitaniense y principios del Burdigaliense precede a la colocación de ciertas coberteras ricas en unidades con flysch. Las unidades del complejo del campo de Gibraltar vienen a colocarse gravitacionalmente sobre distintos sustratos y de acuerdo con interpretaciones más o menos complejas (DIDON, 1969; BOURGOIS, 1978).

En el área correspondiente a la Hoja de Cortes sólo se observa la superposición de las unidades de Algeciras y de Aljibe sobre el Subbético Interno, aunque en otras áreas vecinas se hallen superpuestas a las unidades béticas.

Con posterioridad, al menos a una buena parte del Burdigaliense se suceden etapas compresivas, algunas con vergencias contrarias a las cizallas evocadas más arriba, que determinan la formación de pliegues como el que

reestructura al Complejo Dorsaliano y a las unidades tectónicamente vecinas.

En fin, a partir del Mioceno Medio, etapas distensivas y otras con fallas de componente direccional se suceden hasta la actualidad.

En especial, las fallas de salto en dirección han jugado un papel primordial en la estructuración del área de Cortes. Su trazado y su régimen puede deducirse de la lectura del mapa; lo que es imposible, con las solas observaciones de nuestro área es efectuar una datación de estos accidentes, que ciertamente han funcionado durante el Cuaternario reciente.

4 HISTORIA GEOLOGICA

Se hará muy resumidamente por dos razones. De una parte la complejidad del tema en las Cordilleras Béticas, que nos llevaría a una prolongada discusión; de otra, que ya se ha tratado la evolución tectónica y por tanto se tiene referencia de la sucesión de los principales acontecimientos.

La evolución de los dominios paleogeográficos de Maláguides y Alpujárrides es difícil de reconstruir, en particular porque apenas existen materiales post-triásicos en dichas unidades. Por otra parte el sentido de traslación de los mantos es discutido y no puede efectuarse la reconstrucción palimpáctica. Conviene hacer notar que el Paleozoico de la Zona Bética no parece guardar relaciones paleogeográficas sencillas con el del Macizo Ibérico.

Hasta el Pérmico las sucesiones béticas son bastante monótonas litológicamente. En el período entre el Jurásico y el Oligoceno, tiene lugar el metamorfismo y gran parte de la deformación de Alpujárrides y Maláguides.

A partir del Oligoceno terminal (epígrafe 3.5) tiene lugar el cabalgamiento generalizado de la Zona Bética sobre unidades más externas.

Por lo que respecta al Subbético Interno, hay que resaltar que formaba parte desde el Jurásico Inferior de un vasto umbral situado en la parte meridional de la cuenca subbética. Esta situación persiste hasta el Jurásico terminal, en el que ciertas interrupciones sedimentarias son indicativas de la poca profundidad del medio.

A partir de este momento la batimetría se incrementa y la fisiografía del fondo se modifica. Durante el Cretácico Superior ciertas pendientes activas determinan la existencia de «slumping» y ciertos bloques exóticos se incluyen gravitacionalmente entre las facies pelágicas de las capas rojas.

Sin embargo, hasta el Terciario no se llega a la irrupción de materiales

detríticos (flysch del Subbético Interno) que plantean serios problemas sobre la localización de su área fuente.

Por encima de estos materiales viene a colocarse otros materiales exóticos que forman parte del Complejo de flyschs del Campo de Gibraltar. La procedencia africana de algunos de estos elementos es incuestionable.

Durante el Mioceno Inferior y el Mioceno Medio sucesivas etapas de compresión terminan de configurar la ordenación definitiva de las diferentes unidades. Algunas de estas estructuras tienen gran importancia, en especial aquellas de marcada «retro»-vergenza que llegan a originar pliegues de flanco inverso.

Durante el Mioceno Medio y hasta hoy, distintas etapas de sedimentación, alternando con episodios tensionales y de salto en dirección, se han sucedido, acabando por rellenar algunas depresiones relativamente extensas y modificando todavía las ya complejas relaciones entre las grandes unidades.

5 GEOLOGIA ECONOMICA

En la región estudiada, las mineralizaciones son inexistentes salvo las que se encuentran en las zonas internas; allí algunas minas artesanales han sido explotadas, sobre todo de magnetita localizándose en la periferia de la zona de las peridotitas.

También es interesante citar las explotaciones de esquistos bituminosos (se trata en realidad de margo-calizas trituradas) del Cretácico Superior («capas rojas») de la región de Alpandei que han suministrado interesantes restos ictiológicos.

Respecto a los materiales de construcción es importante señalar que las formaciones tipo flysch son malos suministradores de este tipo de materiales. Sólo son explotadas algunas canteras en los afloramientos jurásicos del Subbético Interno o de la Dorsal, como es la que está instalada en la vertiente sur del Hacho de Gaucín, aprovechando las calizas dorsalianas.

6 BIBLIOGRAFIA

- BENKHELIL, J. (1976).—«Etude neotectonique de la terminaison occidentale des Cordilleres betiques (Espagne)». *These Univ. de Nice*, 180 p.
- BLUMENTHAL, M. (1930).—«Beitrag zur Geologie der betischen Cordilleren beiderseits des Rio Guadalhorce». *Ecl. geol. Helv.*, t. XX, núm. 4, pp. 41-294.

- (1949).—«Estudio geológico de las cadenas costeras al oeste de Málaga entre el río Guadalhorce y el río Verde». *Bol. Inst. Geol. y Minero de España*, LXII, 193 pp., pl. en coul.
- BOURGOIS, J. (1973).—«Présence et définition dans la région de Cañete la Real et de Grazalema d'une formation d'argiles à blocs (Province de Séville, Cadix et Malaga, Espagne)». *C. R. Ac. Sc., Paris*, t. 276, série D, pp. 2939-2942.
- (1974).—«Nouveau témoin du bassin des flyschs crétacés la sierra Blanquilla. Analyse de ses déformations; ses rapports avec les argiles à blocs (Province de Cadix et de Malaga, Espagne)». *B. S. G. F.* (7), XVI, núm. 1, pp. 36-42.
- (1975).—«Présence de brèches d'origine sédimentaire à éléments de Crétacé au sein du «Trias germano-andalou». Hypothèses sur la signification de cette formation (Andalousie, Espagne)». *B. S. G. F.* (7), XVII, núm. 6, pp. 1092-1100.
- (1977).—«D'une étape géodynamique majeure dans la genèse de l'arc de Gibraltar: "L'hispanisation des flyschs rifains au Miocène inférieur"». *C. R. somm. S. G. F.*, à paraître.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P.; DIDON, J., et PEYRE, Y. (1970).—«Le Pénibétique, Unité de Ronda-Torcai». *Ann. Soc. Géol. Nord.*, t. XC, núm. 4, pp. 380-382.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P., et DUBOIS, M. (1971).—«Observations nouvelles sur le massif de la Silla et ses abords». *Ann. Sc. de l'Université de Besançon*, fasc. núm. 13, 3ème série, pp. 69-75.
- (1971).—«Découverte du substratum jurassique et crétacé inférieur de l'unité del Algarrobo, et origine ultra-pénibétique de cette unité (Cordillères bétiques occidentales, Espagne)». *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 273, série D, pp. 295-298.
- BOURGOIS, J., et CHAUVE, P. (1971).—«Le Corridor de Boyar et ses abords, leur place dans l'Ouest des Cordillères bétiques». *Revue de géographie physique et de géologie dynamique* (2), vol. XIII, fasc. 5, pp. 463-488.
- BOURGOIS, J.—«La transversale de Ronda, Cordilleres betiques, Espagne, donnés géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar». *Thèse, Un. Besançon*, 445 pp.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P.; LORENZ, C.; MONNOT, J., PEYRE, Y.; RIGO, E., et RIVIERE, M. (1972).—«La formation d'Alozaina. Serie d'age oligocène et aquitaniien transgressive sur le Bétique de Malaga (Région d'Alozaina-Tolox, province de Malaga, Espagne)». *C. R. Ac. Sc., Paris*, t. 275, serie D, pp. 531-534.
- CHAUVE, P. (1960).—«Etude de quelques affleurements Jurassiques de la région d'Alcalá de los Gazules (province de Cadix, Espagne)». *B. S. G. F.* (7), II, pp. 345-351.
- (1960-1962).—«Structure géologique de la région centrale de la Province

- de Cadix (Espagne)». *Livre Mém. Prof. P. Fallot, Mém. h. sér. S. G. F.*, t. 1, pp. 257-264.
- (1963).—«Sur la signification et l'origine de l'Unité de Paterna (Province de Cadix, Espagne)». *C. R. Somm. S. G. F.*, 1963, fasc. 3, pp. 83-84.
- (1965).—«Découverte d'une faune du Muschelkalk dans le Trias du Corridor de Boyar (province de Cadix, Espagne)». *C. R. Ac. Sc.*, t. 260, pp. 237-239.
- (1968).—«Etude géologique du Nord de la province de Cadix». *Mem. Inst. Geol. y Min. España*, t. LXIX, 377 pp., 1 carte.
- CHAUVE, P., et HOPPE, P. (1962).—«Nouvelles données stratigraphiques et tectoniques sur le Corridor de Boyar (Province de Cadix, Espagne)». *B. S. G. F. (7)*, t. IV, pp. 303-310.
- CONGRESO GEOLOGICO INTERNACIONAL (XIV). MADRID (1926).—«Estrecho de Gibraltar-Jerez-Tarifa-Algeciras-Norte de Marruecos». Pp. 7-256.
- CRUZ SANJULIAN, J. (1974).—«Estudio geológico del sector Cañete la Real-Teba-Osuna». *Tesis, Un. de Granada*, 431 pp.
- DIDON, J. (1960).—«Le Flysch gaditan au Nord et au Nord-Est d'Algesiras (prov. de Cadix, Espagne)». *B. S. G. F. (7)*, t. II, pp. 352-361.
- DIDON, J. (1961).—«Le Lias marno-calcaire des environs de Gaucin (Espagne méridionale)». *Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, núm. 61, pp. 41-50.
- (1969).—«Etude géologique du Campo de Gibraltar». *Thèse Paris* (a paraître in *Mem. Int. Geol. y Min. España*).
- DURAND DELGA, M., et FOUCAULT, A. (1967).—«La Dorsale bétique, nouvel élément paleogeographique et structural des Cordilleres betiques, au bord Sud de la Sierra Arana (Prov. de Grenade, Espagne)». *B. S. G. F. (7)*, t. IX, pp. 723-728.
- DÜRR, S. (1967).—«Geologie des Serrania de Ronda und ihrer sudwestlichen Ausläufer (Andalusien)». *Geológica románica*, vol. VI, pp. 1-73.
- DÜRR, S.; HOEPPENER, R.; HOPPE, P., un KOCKEL, F. (1960-1962).—«Géologie des montagnes entre le Rio Guadalhorce et le Campo de Gibraltar (Espagne meridionale)». *Livre mem. Prof. P. Fallot, Mem. h. sér. S. G. F.*, t. I, pp. 209-227.
- (1961).—«Die Géologie der Berge zwischen dem Guadalhorce und dem Campo de Gibraltar (Sudspanien)». *Geol. Rundsch, Bd.*, 51, pp. 239-249.
- FELDER, T. E. (1978).—«Zur geologischen entwicklung der Betisehen Internzonen des westlichen Serrania de Ronda (Prov. Málaga, Spanien)». *Tesis, ETH ZURICH*, 168 pp.
- (1980).—«Geologic Evolution of the westernmost Part of the Internal Betic Zone (Betic Cordilleras, Southern Spain)». *Geologische Rundschau.*, pp. 131-148.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1969).—«Consideraciones sobre las series del Subbético Interno que rodean la Depresión de Granada (Zona Subbética)». *Acta Geol. Hisp.*, vol. IV, núm. 1, pp. 9-13, 1 fig.

- GARCIA-DUEÑAS, V., y NAVARRO-VILA, F. (1976).—«Alpujarrides, Malaguides et autres unités allochtones au Nord de la Sierra Nevada (Cordilleres Bétiques, Andalousie)». *Bull. Soc. Géol. France* (7), 18, pp. 641-648.
- (1980).—«La Peza (1.010). Mapa geológico de España, 1:50.000 (MAGNA)». *IGME*.
- GARCIA-DUEÑAS, V.; COMAS, M. C., y NAVARRO-VILA, F. (en prensa).—«Moreda (992). Mapa geológico de España, 1:50.000 (MAGNA)». *IGME*.
- HOPPE, P. (1968).—«Stratigraphie und Tektonik der Berge um Grazalema (SW Spanien)». *Geol. Jb.*, t. 86, pp. 267-338.
- KORNPROBST, J. (1971).—«Contribution á l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif». *Thèse, Paris*, 376 pp.
- (1974).—«Contribution á l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif (Maroc Septentrional)». *Mem. Serv. Geol. Maroc*, v. 251.
- (1976).—«Signification structurale des péridotites dans l'orogène betico-rifain: arguments tirés de l'étude des détritiques observés dans les dédiments paléozoïques». *B. S. G. F.* (7), XVIII, núm. 3, pp. 607-618.
- LOOMIS, T. P. (1975).—«Tertiary mantle diapirism, orogeny, and plate tectonics east of the strait of Gibraltar». *Am. Journ. Sc.*, 275, pp. 1-30.
- MARTIN ALGARRA, A. (1980).—«Las unidades del contacto entre las zonas internas y las externas al SE de Ronda». *Tesis de licenciatura* (inédito).
- MAUTHE, F. (1971).—«La Geología de la Serranía de Ronda (Cordillera Bética occidental)». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXII, pp. 1-36, 2 figs., 1 tabl., 4 láms. (Traducción de D. J. Gómez de Llarena).
- ORUETA, D. DE, et RUBIO E. (1926).—«La Serranía de Ronda. Guide excursion A-2». *Cong. Geol. Int.*, Madrid, 1926.
- PENDON, J. G. (1978).—«Sedimentación turbidítica en las Unidades del Campo de Gibraltar». *Tesis, Un. de Granada*, 260 pp.
- PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; HEBEDA, E. H.; OEN, I. S.; VERDURMEN, E. A. TH. & VERSCHORE, R. M. (1979).—«Isotopic dating of the emplacement of the ultramafic masses in the Serranía de Ronda, Southern Spain». *Contrib. Mineral Petrol.*, 70, pp. 103-109.