



IGME

82

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

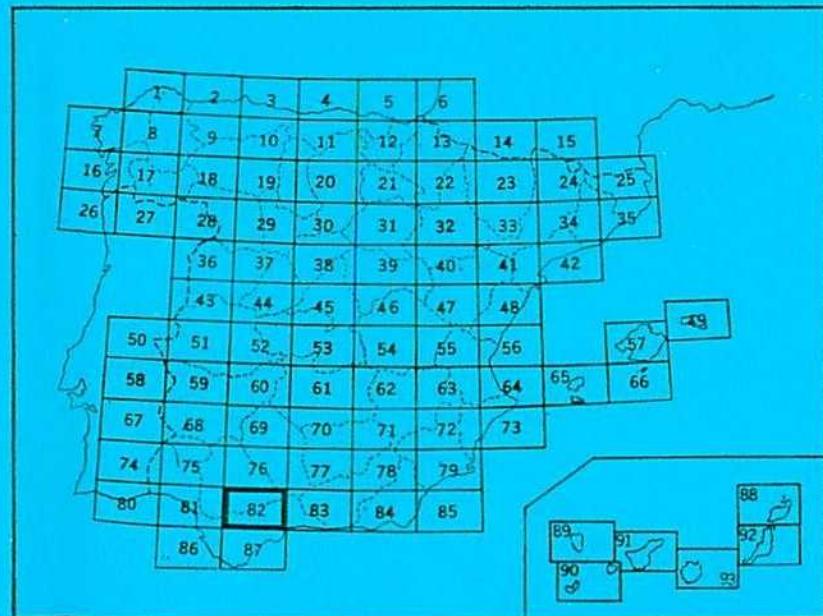
E. 1:200.000

Síntesis de la Cartografía existente

INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 · MADRID-3

MORON DE LA FRONTERA

Primera edición



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:200.000
Síntesis de la Cartografía existente

MORON DE LA FRONTERA

Primera edición

*Esta Memoria explicativa ha sido redactada
por J. M. FONTBOTE, con la colaboración de
A. ESTEVEZ, F. NAVARRO-VILA, M. OROZ-
CO y C. SANZ DE GALDEANO, de la Sección
de Geología de la Universidad de Granada.*

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

Ríos Rosas, 23 - Madrid - 3

Depósito Legal: M - 37.096 - 1972

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Madrid-16

1. INTRODUCCION

1.1 SITUACION Y GRANDES UNIDADES REPRESENTADAS

El área representada en esta Hoja se extiende, en su mayor parte, por el dominio de las Cordilleras Béticas. Es, sin duda, la Hoja más interesante y relativamente más representativa de la región occidental de estas Cordilleras. El resto de dicha área —en el ángulo NO.— pertenece a la Depresión del Guadalquivir.

Los terrenos que afloran en este área pueden ser agrupados en tres conjuntos diferentes:

— Los terrenos de edad paleozoica (salvo los del Pérmico y quizás del Carbonífero Superior) y más antigua, que —hasta cierto punto unos, completamente otros—, pueden asimilarse al *zócalo* (s. lat.), pero que están implicados netamente en las estructuras alpinas de las Cordilleras Béticas.

— Los de edad paleozoica superior antes citados, más los mesozoicos y terciarios, deformados, en general de manera intensa, por la orogenia alpina y que constituyen la *cobertera*.

— Los de edad miocena superior y más moderna, apenas o nada deformados por la orogenia alpina, que tienen, por tanto, el carácter de *terrenos postorogénicos* en el dominio de las Cordilleras Béticas, y de relleno de *antefosa*, en la Depresión del Guadalquivir.

La distribución y las características de los terrenos de estos tres conjuntos están condicionadas por los rasgos fundamentales de la estructura

tectónica. Así, la descripción estratigráfica deberá hacerse, no según un simple orden cronológico, sino de acuerdo con su distribución en las unidades estructurales principales.

Estas unidades, en el área de la Hoja, son:

— La *zona bética s. str.*, representada en el ángulo SE. de la Hoja, en cuyas estructuras alpinas los terrenos del zócalo están más o menos íntimamente asociados a los de la cobertura, y en la cual se han desarrollado procesos de metamorfismo de edad alpina.

— La *zona subbética*, ampliamente representada, en la que afloran solamente terrenos de la cobertura, cuyas estructuras alpinas son autónomas respecto al zócalo (que no aflora).

— Diversos *elementos alóctonos* (aparte los subbéticos), cuya procedencia citra o ultrabética es discutida, en los cuales sólo están representados terrenos de la cobertura, los cuales forman mantos de deslizamiento gravitatorio.

— La *depresión del Guadalquivir*, que tiene el carácter de *antefosa* de las Cordilleras Béticas y en la cual, además de los terrenos postorogénicos, están también representados en el área de esta Hoja varios de los elementos alóctonos aludidos en el párrafo precedente.

Estas distintas unidades están subdivididas en otras, de orden inferior, cuyas enumeración y caracterización serán expuestas más adelante.

1.2 LA DOCUMENTACION CARTOGRAFICA

El área de la presente Hoja ha sido objeto de levantamientos parciales, a diversas escalas. Los únicos mapas generales son los nacionales (I.G.M.E.) a escalas 1:400.000 y 1:1.000.000. La edición más reciente (1966) de este último ha sido utilizada en la mayor parte del área de la Hoja núm. 1.022 (Campillos) del M. T. N. a escala 1:50.000, y en pequeñas porciones de las vecinas, por carecerse de documentos más detallados, y con sólo leves correcciones de acuerdo con los datos inéditos de los autores de esta Memoria.

Para el resto del área se ha dispuesto de documentos cartográficos más detallados, aunque de calidad desigual.

El más antiguo de los utilizados ha sido el mapa a escala 1:100.000 de GAVALA (1924). A pesar del tiempo transcurrido, es el único que cubre la mayor parte del cuadrante SO. de la Hoja; excelente para su época, sigue siendo aún hoy mapa útil.

Los mapas de BLUMENTHAL (1949), y, aún más, los de KOCKEL (1963), DÜRR (1967), HOPPE (1968), MON (1968), a escalas de 1:50.000 a 1:100.000, son elaborados con criterios modernos y constituyen documentos de excelente calidad, que han sido incorporados a esta Hoja sin variación.

También han sido incorporados los datos de levantamientos recientes (todavía inéditos) de J. CHOCRON y L. GARCIA-ROSELL, de la Sección de Geología de la Universidad de Granada, sobre una pequeña parte del Valle Bajo del Guadalhorce, y de PEYRE (Sorbona); éstos últimos cubren con excelente cartografía 1:100.000, casi 1/5 del área de la Hoja, en su ángulo NE.

2. ESTRATIGRAFIA Y PETROLOGIA

2.1 GENERALIDADES

En el área de esta Hoja están representados terrenos de origen sedimentario, de edades muy diversas, desde un probable Precámbrico hasta depósitos actuales. También afloran rocas ígneas de diversas edades y tipos.

Como queda indicado anteriormente, la referencia de todos estos materiales se dará sistematizada según las grandes unidades estructurales antes referidas.

2.2 ZONA BETICA

Como en el resto de las Cordilleras Béticas, en el área de esta Hoja la zona bética se manifiesta como un empilamiento de mantos de corrimiento. Ahora bien, se plantean algunos problemas en cuanto a la correlación entre varias de las unidades aquí individualizadas, y las unidades y conjuntos definidos en las regiones central y oriental de las Cordilleras Béticas. En aras de la mayor objetividad, en la tabla I se enumeran, con nombres locales, las unidades que se han distinguido en el área de esta Hoja, y se expresan sus posibles filiaciones, con el grado de certeza correspondiente a cada caso.

Más adelante se volverá sobre los fundamentos de esas posibles filiaciones y correlaciones.

TABLA I

Unidades béticas representadas en el área de la Hoja 4-11

Unidades:

- *Complejo maláguide*
- *Unidad de Casares*
- *Unidad de Yunquera*

Filiaciones y correlaciones:

- lo mismo que en el resto de la zona bética.
- muy probablemente pertenecientes al complejo alpujárride s. str.
- para DÜRR (1967), comparable a la unidad de Casares.
- para MOLLAT (1965), se trataría de una unidad más afín a la U. de Blanca.

- *Unidad de las Nieves* — («Rondaide», según BLUMENTHAL); probablemente perteneciente al Complejo de Ballabona-Cucharón según EGELER y SIMON (1969).
- *Unidad de Blanca* (muy dudosa su representación en el área de esta Hoja, muy bien representada, en cambio, en la núm. 87). — posiblemente referible al Complejo Nevado-filábride, según EGELER y SIMON (1969). Como en el caso de la unidad precedente, las correlaciones y correspondencias de la unidad de Blanca aparecen bastante oscuras y su establecimiento requiere aún detalladas investigaciones.

La unidad de las Nieves se muestra constituida solamente por terrenos mesozoicos. En las demás, con la posible excepción de la unidad de Blanca, están representados terrenos tanto del zócalo (paleozoicos y más antiguos) como de la cobertura.

2.2.1 Unidad de Blanca

Sólo MOLLAT (1965) sugiere que los materiales más metamórficos —gneis y micasquistos— del sector de Yunquera pueden pertenecer a la misma unidad de Blanca, definida por el mismo autor en Sierra Blanca, en el área de la contigua Hoja núm. 87.

No parece, sin embargo, nada segura tal correlación, y en el mapa no se ha hecho distinción entre estos materiales y los de la unidad de Yunquera, de los cuales se trata a continuación.

También MOLLAT (1965) atribuye las peridotitas del complejo ultrabásico de la Serranía de Ronda a la misma unidad de Blanca. Para los autores de esta Hoja tal atribución no es sostenible y, siguiendo a DÜRR (1967) y otros autores, estiman que dichas peridotitas están situadas en la unidad de Casares.

2.2.2 Unidad de las Nieves

Los materiales que constituyen esta unidad fueron atribuidos a los «Rondaides» por BLUMENTHAL (1927, 1930, etc.). Aparecen como integrantes de la «zona de Prieta-Nieves», definida por DÜRR, HOEPPENER, HOPPE y KOCKEL (1960-1962), y como unidad individualizada —«la unidad de Nieves»— según DÜRR (1967). En este sentido serán tratados aquí.

La sucesión estratigráfica visible en esta unidad comprende los términos siguientes (de arriba abajo):

- Brecha de la Nava.

- Calizas en losetas, con nódulos de sílex, más o menos margosas hacia arriba; las capas inferiores han proporcionado algunos ammonites del Lías (HOEPPENER y KOCKEL, 1959) (unos 300 m.).
- Carniolas y calizas compactas de colores gris oscuro y negruzco (unas decenas de metros).
- Dolomías y calizas dolomíticas, en las que se han hallado algunos fósiles del Trías Superior (BLUMENTHAL, 1930, 1933, 1935; DÜRR, 1967) (más de 1.000 m.).

La brecha de la Nava está constituida por elementos y matriz calizos. De modo más local se pueden encontrar también elementos dolomíticos, y hasta algunos de calizas filíticas y de mármoles. La edad de esta brecha no puede saberse con seguridad. Para BLUMENTHAL (1933) se trataría, por lo menos en parte, de brechas muy recientes («diluviales» *sic*). DÜRR (1967) estima probable que puede ser Jurásica y que debe relacionarse con una fase orogénica importante, desarrollada en el Jurásico Medio. No obstante, los autores del equipo dirigido por el profesor DURAND-DELGA (PEYRE, comunicación oral) se inclinan decididamente por una edad terciaria y no admiten tampoco la orogénesis de edad jurásica.

La falta de fósiles y las demás circunstancias no permiten por el momento la datación de la brecha y, con ello, avanzar hacia la resolución de las cuestiones planteadas acerca de una eventual orogénesis de edad jurásica.

2.2.3 Unidad de Yunquera

Esta unidad, cuyos límites y posibles correlaciones quedan aún mal conocidos, está constituida por rocas metamórficas —micasquistos y mármoles—, que afloran en pequeñas extensiones, en el sector de Carratraca y Sierra de Alcaparaín, y en los alrededores de Yunquera. En este último, los mármoles recuerdan un tanto la sucesión estratigráfica del Trías de ciertas unidades alpujárrides. También la posición relativa de esta unidad respecto a las demás unidades béticas de este sector conduce a admitir como verosímil que se trate de una unidad alpujárride.

2.2.4 Unidad de Casares

A esta unidad, mucho más extensamente desarrollada en la Hoja núm. 87, pueden ser atribuidas, con ciertas reservas, las filitas, cuarcitas y mármoles que afloran encima de los materiales de la unidad precedente, en el sector de Yunquera. La edad de los mármoles es verosímilmente triásica y, por el conjunto de sus características, esta unidad parece pertenecer a la continuación occidental del complejo alpujárride.

La parte más considerable de esta unidad está constituida por rocas ne-

tamente metamórficas. Su edad no puede ser precisada: únicamente es seguro que es anterior al Permo-Triás y que, en cierto modo, estas rocas constituyen un zócalo respecto a los terrenos posteriores.

La constitución litológica de la unidad de Casares queda resumida en la tabla II.

TABLA II

- jj*) Calizas y dolomías, marmóreas en grandes extensiones, pero que en ciertos puntos (cerca de Casares, Hoja núm. 87) han proporcionado fósiles del Triás Medio y/o Superior. En el área de la presente Hoja sólo muestran secciones de conchas y de algas indeterminables, que evocan la misma edad.
- ii*) Filitas, rojas y violáceas, en las que KOCKEL (1960), cerca de Ardales, encontró lentejones de yeso, junto al muro de las calizas *jj*).
- hh*) Filitas con intercalaciones cuarcíticas, amarillentas y blancas, cada vez más numerosas hacia el muro.
- gg*) Conglomerados de elementos de cuarzo y lidita, con matriz cuarcítica.
- ff*) Filitas de grano muy fino, grises y azuladas.
- ee*) Filitas «color de humo» (MACPHERSON, 1874), azul violáceas claras y muy brillantes.
- dd*) Filitas algo más oscuras y mates, con cuarcitas y filitas cuarcíticas en bancos delgados interestratificados con las primeras.
- cc*) Micasquistos con andalucita, que hacia el muro contienen, además, granate, biotita y estaurolita.
- bb*) Gneis bandeados o listados, oscuros.
- aa*) Gneis muy ricos en feldespato, cordieríticos, que localmente pueden contener, además, granate. Presentan en bastantes puntos estructuras migmatíticas y llegan a pasar a verdaderas migmatitas. Localmente pueden contener enclaves o lentejones de mármol blanco.

Las peridotitas, tan importantes en esta región, se presentan indiscutiblemente asociadas a los gneis *aa* y *bb*), con contactos de tipo intrusivo bien preservados en varios puntos. No hay pruebas de que las peridotitas puedan ser más modernas que los materiales situados encima de los gneis. En el apartado 2.2.6 se volverá sobre esta importante cuestión.

Por lo demás, conviene advertir que en ningún corte la sucesión de la tabla II puede ser observada de modo completo. Esta sucesión ha sido obtenida mediante síntesis de numerosos cortes parciales. Dado el grado de tectonización y —en más de un caso— las deficientes condiciones de observación, la sucesión en cuestión se da con las correspondientes reservas. Por ejemplo, no es seguro que el tramo *ff*) constituya realmente una unidad litoestratigráfica distinta del *ee*).

El tramo *j*) ha sido datado, aunque no dentro del área de esta Hoja, como triásico. Con la misma verosimilitud puede añadirse que los tramos infrayacentes *i*) y *g*) deben representar el Triás Inferior, y hasta quizás alcanzar el Pérmico.

Para los terrenos restantes existe mayor indeterminación cronológica.

El tramo *f*) recuerda las filitas atribuidas con verosimilitud al Paleozoico Superior (sin mayores precisiones) en diversas unidades del complejo alpujárride, más al E.; mientras que los materiales de los tramos *d*) y *e*) evocan los atribuidos al Paleozoico Inferior, en las mismas unidades. La inseguridad crece aún más para los tramos más bajos, por no decir que es completa. Unicamente se puede recordar que materiales bastante análogos, también asociados a peridotitas, han sido datados (KORNPROBST, 1971) como precámbricos en el sector de Beni-Buxera, en el litoral de Marruecos y dentro de un contexto tectónico análogo al de la unidad de Casares.

2.2.5 Complejo maláguide

Los trabajos de DÜRR (1967) y de otros autores modernos han reducido un tanto la extensión atribuida a este complejo en el área de la presente Hoja. Algunos elementos, antes considerados como pertenecientes al complejo maláguide, han sido incorporados a la unidad de Casares.

La constitución litológica del complejo maláguide está bastante bien conocida, sobre todo gracias a BLUMENTHAL (1949), KOCKEL (1960, 1963), DIDON *et al.* (1961), KOCKEL y STOPPEL (1962) y DÜRR (1967).

En el área de la presente Hoja no afloran los terrenos más antiguos de este complejo. Encima del contacto anormal —superficie de corrimiento—, que lo limita con respecto a unas u otras de las unidades tectónicamente inferiores, se encuentran ya filitas «de color de humo», o bien términos más altos, bien datados, del Paleozoico. La sucesión estratigráfica válida para esta Hoja queda sintetizada en la tabla III. Como en el caso de la anterior, esta tabla representa una sucesión ideal, que en ningún sector de la Hoja aparece en toda su extensión. Los despegues, muy especialmente, pero también otros accidentes tectónicos, si no las propias condiciones de los afloramientos, hacen que los cortes estratigráficos que pueden ser obtenidos en el terreno sean muy fragmentarios. Unicamente en los alrededores de Ardales y de Almogia pueden ser observados cortes bastante buenos, que son los que han permitido precisamente dar una buena base al estudio de KOCKEL y STOPPEL (1962), con sus importantes precisiones cronológicas.

TABLA III

Hacia el techo: Términos diversos, según localidades, de edad mesozoica y/o terciaria. En ningún punto ha sido comprobado un carácter normal del contacto.

- h) Dolomías grises, localmente con intercalaciones calizas y/o arcillo-sas (generalmente, no más de 100 m. de potencia; en algún sector, p. ej. al SO. de El Burgo, alcanzan hasta 200 m.).
- g) Arcillitas rojas, localmente con algún lentejón de yeso. Hacia abajo admiten progresivamente lechos de arenisca interestratificados (de 50 a 100 m.).
- f) Areniscas cuarzosas y conglomerados de cantos silíceos (de 30 a 80 m.).
Discordancia, generalmente poco marcada.
- e) Conglomerados poligénicos muy cementados (faltan en varios sectores; pueden alcanzar hasta más de 100 m. en algunos otros).
Discordancia, generalmente poco marcada.
- d) Grauwackas y pizarras arcillosas en alternancia rítmica, de tipo «Flysch», con algunas intercalaciones locales de conglomerados, de areniscas no grauwáckicas, o de otras rocas; hacia la parte superior el carácter rítmico de la sedimentación desaparece (hasta 400 m. en algunos sectores).
- c) Calizas (calcarenitas, en general más o menos recristalizadas), en capas de decimétricas a métricas, alternantes rítmicamente con lutitas más o menos margosas, de modo que constituyen una formación de tipo «Flych calcáreo». Se intercalan también, en algunos niveles, bancos de calizas, de areniscas y de otras rocas, las cuales, en ciertos casos podrían ser interpretadas como olis-tolitos (más de 500 m.).
- b) Pizarras silíceas verdosas, que hacia abajo adquieren progresivamente las características de filitas. Localmente contienen intercalaciones de grauwackas, y de conglomerados (MON, 1968) de cantos muy aplanados y estirados (de 200 a 300 m.).
- a) Filitas grises azuladas o plateadas «Filitas color de humo», de MAC-PHERSON (1874) (hasta 200 m.).

El tramo *h*) puede ser atribuido con verosimilitud al Trías Medio (y Superior?), por comparación con el Trías de otros sectores.

En las areniscas del tramo *f*), MICHELAU (1941 encontró *Voltzia heterophyllia*, del Buntsandstein. La edad Triásica Inferior puede generalizarse al tramo *g*). Los conglomerados del tramo *f*) son atribuidos por todos los autores al «Permo-Trías», sin que en realidad pueda darse como segura la presencia del Pérmico en los mismos.

Los conglomerados del tramo *e*) son totalmente idénticos a los «Conglomerados de Marbella», definidos por BLUMENTHAL en localidades situadas en la vecina Hoja núm. 87. Puede ser extendida a los mismos la datación, propuesta por este autor, del Carbonífero Superior.

Las unidades *d*) y *c*) constituyen en parte notable verdaderas formaciones de tipo Flysch, según sus características sedimentológicas (MON, 1968).

La diferencia principal entre ambas está en la participación de material calizo. Predominante en la *c*) —es la formación de las «calizas alabeadas», definida por ORUETA (1917)—, la aportación caliza se reduce drásticamente en la *d*), en cuyos niveles detríticos pueden ser reconocidos fragmentos de rocas volcánicas, granos de feldespato poco rodados, etc., que les confieren un verdadero carácter de grauwacka en la mayoría de los casos.

Los hallazgos de conodontos [KOCKEL (1959) y KOCKEL y STOPPEL (1962)] han permitido comprobar que están representados en estas formaciones desde el Silúrico (Wenlock) hasta el Devónico Medio en la de las «calizas alabeadas», y desde el Devónico Medio hasta el Carbonífero Inferior incluido, en la de las grauwackas, *d*).

Las formaciones *a*) y *b*) no han proporcionado ningún fósil. Por comparación se puede estimar como verosímil que representen un Paleozoico Inferior sin más precisiones. Es seguro, en todo caso, que son más antiguas que el Silúrico datado, antes aludido, y que el representado localmente por calizas negras, como en Ardales (BLUMENTHAL, 1949).

Se debe advertir, finalmente, que en varias de las unidades de la serie paleozoica se encuentra una representación de alguna importancia de rocas ígneas. Se trata de rocas diabásicas *s. lat.*, de origen volcánico y subvolcánico. Son más abundantes en el tramo *d*) de grauwackas, y en el que pueden reconocerse diques, filones y sills bastante numerosos.

2.2.6 Las peridotitas

En el área de la Hoja existen varios afloramientos extensos de rocas ultrabásicas pertenecientes al gran complejo ultrabásico de la Serranía de Ronda *s. lat.* Dada su unidad fundamental y la mayor extensión que alcanzan tales afloramientos en la Hoja núm. 4-12, es en la Memoria correspondiente a esta última donde se da una referencia más detallada, cuyos puntos esenciales son expuestos muy resumidamente a continuación, de modo más ajustado a las características que presentan esas rocas en el área de la presente Hoja.

Se trata de rocas plutónicas ultrabásicas esencialmente, que han sufrido procesos secundarios de serpentización, más o menos avanzados según los puntos. En muchas localidades, sin embargo, es posible recoger muestras bastante frescas, en las que la paragénesis original peridotítica *s. lat.* está bien conservada.

En detalle se pueden distinguir diversos tipos y variedades de rocas ultrabásicas. Las mejor representadas son las dunitas, lherzolitas y harzburgitas, pero también pueden reconocerse otras especies de rocas ultrabásicas y también básicas, como gabros y noritas (ORUETA, 1917).

En varios sectores, la masa ultrabásica está atravesada por filones y diques leucocratas, generalmente muy alterados. En aquellos casos en que tal alteración no es acentuada puede reconocerse que están representadas aplitas, y también plagioclasitas de tendencia albítica.

Es muy general una estructura bandeada, debida a la diferenciación de lechos o, mejor dicho, a la concentración diferencial de granos más gruesos y más finos. No se presentan contactos bruscos entre las bandas de grano grueso y grano fino, sino que son graduales. El espesor comprendido entre dos intervalos sucesivos de bandas de grano comparable suele ser del orden de 20 a 40 cm. Se trata, sin duda alguna, de una estructura primaria, cuya importancia en la interpretación genética y también en el análisis técnico no es preciso subrayar.

Como quedó aludido, la serpentinitización es muy general en este complejo ultrabásico. Pero se debe añadir que se presenta diversamente acusada. Hay que distinguir dos tipos de serpentinita: la que se presenta en masa, y que varía desde un leve afieltrado que se insinúa entre los granos de olivino y a través de éstos, según sus fisuras, hasta el total reemplazamiento de la roca originaria; y la desarrollada a lo largo de las fisuras y que parece ser de edad posterior a la primera.

2.3 ZONA SUBBÉTICA

Como en el resto de las Cordilleras Béticas, en el área de la presente Hoja la zona subbética está representada sólo por terrenos de la cobertura, de edad postpaleozoica.

En esta Memoria y en el mapa correspondiente, la denominación de zona subbética se da en su sentido más amplio. Muchos autores, a partir de BLUMENTHAL (1930), distinguen en la parte más inmediata a las zonas internas la denominada zona penibética, o simplemente «Penibético». Aun reconociendo que esta distinción corresponde a la realidad de la existencia de unas características peculiares, un tanto diferentes de las de la zona subbética en sentido estricto, la dificultad de la atribución de ciertos elementos a una u otra de dichas unidades, y la necesidad de limitar en lo posible la complejidad de la sistemática de las unidades en un mapa de esta escala, parece aconsejable el reunir todas esas unidades bajo la común denominación de subbéticas *s. lat.* No obstante, en este texto, en su momento se hará alusión de las características diferenciales más importantes de los terrenos representados.

Estos terrenos comprenden desde el Triás hasta el Mioceno Inferior y tienen facies casi exclusivamente marinas. Ahora bien, se observa una diferenciación longitudinal en el ámbito de la zona subbética, según la cual varían las litofacies y las potencias de los distintos terrenos. A grandes ras-

gos, puede adelantarse que las series estratigráficas son tanto más incompletas (o sea, con lagunas estratigráficas más importantes) cuanto más al interior se halla un dominio determinado. En cuanto a las litofacies, se observan también variaciones sistemáticas —para ciertos terrenos—, según unos dominios u otros, como ya se resaltará más adelante.

No obstante esta diferenciación, dado que en el área de la Hoja no han sido aún totalmente bien definidas e individualizadas esas unidades o dominios, se hará la exposición, según terrenos, por orden cronológico. En su caso, se aludirá a aquéllos allí donde sea oportuno.

2.3.1 Trías

En general, en la parte de la Hoja correspondiente a la zona subbética no afloran más que términos del Trías Medio y/o Superior.

Las litofacies del Trías son propias del tipo «germano-andaluz», definido por BLUMENTHAL (1933). Es decir, notable desarrollo de los materiales detríticos finos (arcillas, margas, etc.) y de evaporitas con respecto a rocas carbonatadas, así como potencias considerables. Estas condiciones litológicas han favorecido, dada la evolución tectónica de la región, el desarrollo de estructuras muy complicadas en el detalle, por la generalización de despegues, desarmonías y dislaceraciones internas, en relación con el predominio de los materiales incompetentes. Debido a ello faltan, en general, buenos cortes estratigráficos de alguna extensión. Únicamente en la margen meridional subbética —la «zona de Ronda», de DÜRR, HOEPENER, HOPPE y KOCKEL (1960-1962)— la mayor potencia relativa de los bancos competentes de calizas y dolomías ha favorecido la obtención de cortes bastante numerosos. DÜRR (1963) ha podido identificar así el Muschelkalk Superior y el Keuper.

En conjunto, se puede decir que el Trías Medio y Superior del N. y NO. de la Hoja están constituidos predominantemente por materiales detríticos: areniscas, limolitas y, sobre todo, arcillitas, con algunas margas calizas y dolomíticas. En varios niveles se encuentran evaporitas. Las rocas carbonatadas (calizas y dolomías) parecen mejor representadas en el Keuper que en el Muschelkalk, especialmente hacia la margen interna. Así, en la «zona de Ronda», las dolomías atribuibles al Noriense tienen casi 100 m. de potencia, sin apenas intercalaciones de otras rocas. El Muschelkalk no se presenta con la intercalación haloclástica intermedia, como es regla general en la mayor parte de la Península, sino que comprende numerosos bancos poco potentes de calizas y dolomías separados por otros, en muchos casos más potentes, de arcillas y otras rocas.

Como es habitual, en el Trías de la zona subbética, en el correspondiente a la presente Hoja se encuentran numerosos asomos de ofitas. Son especialmente abundantes en los dominios no cercanos a la margen de la zona.

2.3.2 Jurásico

A partir principalmente de los datos de BLUMENTHAL (1931, 1933), KOCKEL (1964), DÜRR (1967) y HOPPE (1968). VERA (1970), ha resumido las características del Jurásico subbético de la transversal de Ronda, que puede servir como pauta general para la Hoja.

El dominio más septentrional de esta transversal corresponde al Subbético *s. str.* (HOEPENER, HOPPE, DÜRR y MOLLAT, 1964; HOPPE, 1968), el cual puede ser considerado no sólo equivalente, sino continuación occidental del «Subbético con Jurásico margoso» de PEYRE (1960), «Subbético *s. str.*» de VERA (1966) o «Subbético medio» de GARCIA-DUEÑAS (1967), y que constituye un dominio paleogeográfico de fundamental importancia.

El Jurásico de este dominio aflora especialmente en el sector de las sierras de Zafalgar, Líbar y del Tablón.

En la tabla IV se sintetiza la estratigrafía del Lías de este dominio.

TABLA IV

- c) Calizas nodulosas del Lías Superior, que en algunos sectores pueden continuarse hasta niveles mucho más altos.
- b) Margas y margocalizas grises, amarillentas por meteorización (hasta 250 m.), que han proporcionado faunas, en diversos niveles, de edades desde el Pliensbachense Superior hasta el Toarcense Inferior.
- a) Dolomías (en la base), calizas dolomíticas y calizas (más de 200 m.). Contienen localmente algunas intercalaciones de brechas. Algunos niveles de calizas contienen nódulos de sílex. Solamente las calizas superiores han proporcionado fósiles, de edad Pliensbachense Inferior, pero puede darse como prácticamente seguro que en el resto del tramo está comprendido el Lías Inferior completo.

El Dogger y el Malm presentan mayores diferencias según localidades, aun en el mismo dominio Subbético *s. str.* y en la misma transversal de Ronda. HOPPE (1958) distingue diversas variantes. El corte que considera «normal» no es, sin embargo, típico de este dominio. Es el del sector del norte de El Bosque y se caracteriza por su escasa potencia (poco más de 50 metros) para el conjunto de Dogger y Malm; así como por el gran desarrollo de calizas nodulosas. Más típico es el corte que el mismo autor describe del sector de Chamorro, el cual se caracteriza por el notable desarrollo de radiolaritas y por el predominio de las margas respecto a las calizas.

Hacia el S., según la misma transversal de Ronda, se comprueba una disminución de potencia e hiatos, cada vez más importantes, en la serie

Jurásica. Además desaparecen las radiolaritas y las calizas son las rocas predominantes.

En la unidad de Ronda, atribuida al denominado «Penibético» (BLUMENTHAL, 1933), pero que representa indudablemente una parte de la continuación occidental del «Subbético interno», definido por GARCIA-DUEÑAS (1967) más al E., DÜRR (1967) distingue en el Jurásico tres tramos (tabla V).

TABLA V

- c) Calizas nodulosas bien estratificadas, bastante fosilíferas, en las que han sido identificados varios niveles, desde un posible Oxfordense Superior hasta el Titónico Superior (de 80 a 120 m.).
- b) Calizas, bastante generalmente oolíticas, con estratificación un tanto confusa, dolomitizadas localmente (de 100 a 250 m.). En las capas superiores ha sido identificada una fáunula de edad Oxfordense-Kimmeridgense; el resto el tramo puede representar el Dogger Superior, tal vez incompleto.
- a) Calizas, más o menos dolomitizadas hacia la base; más puras hacia arriba, con episodios brechoides, pseudoolíticos y oolíticos (de 100 a 160 m.). Contienen escasos fósiles, poco determinativos. Atribución muy probable al Lías; tal vez los bancos superiores de este tramo pueden ser ya del Dogger.

Más al interior aún, la unidad de Enamorados, definida por DÜRR, HOEP-PENER, HOPPE y KOCKEL (1960-1962), presenta un Jurásico muy incompleto. Se distinguen en el mismo dos tramos; uno inferior, de calizas un tanto variadas, con episodios brechoides, conglomeráticos y dolomíticos, que representa al Lías, sin poder precisar si está completo o no. En el superior, formado por unos 15 m. de calizas nodulosas, está únicamente representado el Titónico. En posición incierta aún, la unidad de Tajarillo presenta una serie jurásica que recuerda bastante la de la unidad de Gallo-Vilo (MAGNE, PEYRE, DEL VALLE y VERA, 1969) de la transversal de Sierra Gorda (Hoja número 83); parece probable que se trate de un dominio intermedio entre el de la unidad de Enamorados y el de la unidad de Ronda.

Más al E. de la transversal de Ronda se presentan algunas variaciones laterales en el Jurásico, pero la distribución en dominios longitudinales más o menos isópicos se mantiene con sus rasgos esenciales. Así, en la transversal de Antequera, la unidad del Torcal, bien individualizada desde el punto de vista tectónico, pertenece sin duda al mismo dominio que la unidad de Ronda. Y mayores son la continuidad y la uniformidad para los dominios menos internos, tales como el del Subbético Medio, cuyas características litoestratigráficas se mantienen sin variaciones de cierta importancia.

2.3.3 Cretáceo

En la zona subbética el Cretáceo presenta unas características litoestratigráficas mucho más uniformes que el Jurásico. Y, sobre todo, la uniformidad es casi total en el Cretáceo Superior.

También la transversal de Ronda puede servir de referencia para el Cretáceo (HOPPE, 1968; DÜRR, 1967; etc.). Comencemos por el Cretáceo Inferior.

En el dominio más externo del Subbético propiamente dicho, el Cretáceo Inferior está constituido fundamentalmente por margocalizas micríticas de color gris claro, del tipo «Biancone», tan característico en muchos dominios análogos, no sólo de las Cordilleras Béticas, sino en otras cordilleras alpinas. Su potencia es variable y difícil de medir exactamente, debido a repliegues y otros accidentes. Puede alcanzar en algunos puntos unos 400 m., mientras que en otros puede llegar a faltar. Es notable señalar que no en todas partes el Cretáceo Inferior sigue en continuidad al Titónico; se observan discordancias cuya interpretación necesita, sin embargo, de ulteriores estudios, y se han observado también superposiciones directas del Cretáceo Inferior respecto al Trías. Las faunas de ammonites y microfaunas, relativamente abundantes, han permitido distinguir todos los pisos, desde el Berriásense hasta el Barremense, en los cortes más completos.

En la unidad de Ronda el Cretáceo Inferior puede faltar, o se reduce a unos pocos metros de calizas y margas en lechos alternantes delgados, de pocos centímetros. Sólo ha sido identificado el Neocomiense. En los dominios más internos del Subbético, el Cretáceo Inferior falta en esta transversal. El carácter incompleto, o la falta del Cretáceo Inferior, deben ser interpretados más bien como efecto de erosiones ulteriores que debido a una interrupción de la sedimentación.

En las transversales situadas al E. de la de Ronda las características descritas pueden ser extendidas sin modificaciones de importancia.

El Cretáceo Superior presenta, como es habitual en la zona subbética, el tipo «Capas rojas de Rosalinas». Se trata, como es bien sabido, de margocalizas y margas en lechos alternantes de grosor de centímetro a decímetro, con muy abundantes *Globotruncanae* en diversos niveles. La coloración rojo salmón característica no es, sin embargo, homogénea; existen también bastantes lechos calizos y margosos de color blanco.

La uniformidad de conjunto indicada no impide ciertas variaciones locales. Así, en la Sierra del Tablón, DÜRR et. alt. (1960-1962) señalan la falta de capas rojas. En los dominios más internos se advierte también una mayor diferenciación. En la unidad de Ronda, el Cretáceo Superior es bastante completo y comprende desde el Cenomanense hasta el Danense (DÜRR, 1967); el Cenomanense y el Turonense Inferior, conjuntamente, comprenden

unos 50 m. de calizas con silex, con una intercalación de margas bituminosas. En varios sectores del dominio Ronda-Torcal, por debajo del Cretáceo Superior propiamente dicho, puede haber un Albense que fosiliza un karst, como ha sido observado al O. del Torcal de Antequera, en la sierra de Chimeas.

2.3.4 Nummulítico

Los terrenos de edad eocena y oligocena de la zona subbética presentan, dentro del área de la presente Hoja (y no sólo en ésta), numerosas dificultades para su sistematización. En parte por la mala calidad de los afloramientos. Se trata de terrenos formados principalmente por rocas poco coherentes. En parte por estar muy afectadas por la meteorización, la solifluxión y la edazización; en parte por otros motivos, los conocimientos que se tienen actualmente sobre este Nummulítico son todavía bastante deficientes.

En síntesis, puede decirse que el Nummulítico subbético está constituido sobre todo por margas y calizas, en bancos delgados y alternantes. Las calizas, en muchos sectores son calcarenitas y presentan granoclásificación, relieves en la base de sus capas y otras características propias de Flysch, en este caso de un Flysch calcáreo. Pero no puede generalizarse, sin más, la idea de que todo el Nummulítico sea un Flysch, ni mucho menos. Los datos paleontológicos, por lo demás abundantes, parecen indicar que el tipo Flysch está mejor desarrollado en el Eoceno que en el Paleoceno, y que el Oligoceno parece incompleto en general. También parece que el Nummulítico (y, con ciertas reservas, podría decirse lo mismo acerca del Cretáceo Superior de la zona subbética) presenta tales afinidades y semejanzas con el que recubre transgresivamente ciertas unidades de las zonas internas, que una continuidad general queda fuertemente sugerida. Dicho de otro modo, que el Nummulítico en cuestión no sería «Subbético» solamente, sino que formaría un conjunto único con el referido de las zonas internas. Ello implicaría, dadas las relaciones estructurales existentes, que la estructura en mantos de las zonas internas y el contacto frontal de éstas respecto a las externas habrían quedado ya fundamentalmente establecidas en el Cretáceo, después del Cretáceo Inferior y antes del Nummulítico (o del Cretáceo Superior).

2.4. UNIDADES ALOCTONAS DE POSIBLE ORIGEN ULTRABÉTICO

Sin entrar ahora en la discusión sobre su «patria» tectónica, debemos ahora referirnos a las unidades que, agrupadas bajo la denominación de «Unidades del Campo de Gibraltar» u otras similares, forman un conjunto aparte de las subbéticas o béticas previamente estudiadas.

Todas esas unidades, en muchos sectores superpuestas, presentan ciertas características estratigráficas comunes. Por ejemplo:

- Potencia relativamente escasa.
- Series que pueden comprender terrenos desde el Cretáceo Inferior hasta el Mioceno Inferior, pero no más antiguos ni más modernos, respectivamente.
- Representación notable (aunque ciertamente fue muy sobreestimada en trabajos anteriores) de formaciones de tipo Flysch.

Con respecto a los terrenos coetáneos de las zonas externas, los de estas unidades presentan, además de otras diferencias quizás menos significativas, la de la abundancia de aportes detriticos procedentes ciertamente de áreas-fuente en las que afloraban extensamente rocas cristalinas. Con respecto a los coetáneos de las zonas internas, se distinguen esencialmente por el hecho de formar series estratigráficas mucho más continuas. Corresponden, por tanto, a un dominio paleogeográfico distinto: si es intermedio entre los de las zonas externas y las internas, o bien «ultra» (es decir, más interno que el de las zonas internas, valga la expresión), es cuestión que se discutirá, siquiera brevemente, en el capítulo de tectónica.

De las distintas unidades alóctonas en cuestión, dos son las que están más extensamente representadas en el área de la Hoja: la unidad de Paterna y la unidad del Aljibe.

La unidad de Paterna fue definida por CHAUVE (1960-1962) en el sector de Paterna de la Ribera (Hoja núm. 86). Los materiales que integran esta unidad son esencialmente margosos y arcillosos, con alguna representación de brechas, areniscas y calizas organógenas. Las arcillas y margas tienen predominantemente colores vivos, sobre todo rojizos y abigarrados, que se parecen bastante a los del Trías. También, como en este último terreno, la estructura de detalle es muy complicada por infinidad de pequeñas fracturas, despegues, laminaciones de origen tectónico y también, en alto grado, debido a procesos de solifluxión. Con ello es difícil obtener buenos cortes estratigráficos. La estratigrafía de esta unidad queda sintetizada en la tabla VI, basada sobre todo en los estudios de HOPPE (1965) y CHAUVE (1968).

TABLA VI

- e) Margas y arcillas grises, rojas, verdes, azuladas y abigarradas, según los puntos, con microfaunas atribuibles al Oligoceno.
- d) Margas y arcillas rojas y verdes, con intercalaciones relativamente numerosas de bancos poco potentes de areniscas, conglomerados y, también, calizas organógenas. Las microfaunas halladas permiten asegurar la existencia de varios niveles del Eoceno.

- c) Margas abigarradas, menos frecuentemente azuladas. Contienen también algunas intercalaciones de conglomerados y areniscas. Las microfaunas halladas en este tramo son de edad senonense.
- b) Margas grises y calizas grises, con algunas calizas margosas, que cerca de Medina Sidonia (en la Hoja núm. 86) han suministrado un belemnites del Cretáceo Medio.
- a) Más localmente —y sólo HOPPE (1965) lo admite—, se encuentran representaciones de terrenos más antiguos, incluso del Trías.

Conviene advertir que entre los materiales propios de la unidad de Paterna, en diversas localidades se encuentran incluidos tectónicamente retazos de materiales provenientes de otras unidades subbéticas o no identificables con seguridad. Ello contribuye a dificultar más aún el establecimiento de la serie estratigráfica. Finalmente, hay que recordar también que en muchos afloramientos la sucesión que puede reconocerse es notablemente incompleta; aparte de los efectos de la erosión, las laminaciones tectónicas han hecho desaparecer un cierto número de términos en muchos casos.

La unidad del Aljibe (CHAUVE, 1960; CHAUVE y DIDON, 1960) es la más alta de todas, desde el punto de vista tectónico, de las que integran el conjunto de mantos de la región occidental de las Cordilleras Béticas. En esta unidad se pueden distinguir (CHAUVE, 1968) dos series estratigráficas superpuestas, que tienen características bastante diferentes. Ambas suelen estar separadas por una superficie de despegue, bastante generalizada.

La serie inferior está constituida fundamentalmente por arcillas abigarradas. Es común que estas arcillas presenten una clara disyunción en hojas generalmente finas. Además se encuentran también losetas de areniscas, que deben ser interpretadas como fragmentos de lechos continuos que han sido secundariamente fragmentados; se trata de areniscas cuarzosas comúnmente micáceas, de color amarillo sucio. También se encuentran fragmentos similares de calizas arenosas y de microbrechas calizas, si bien en menor proporción. No es posible levantar cortes estratigráficos completos, ni mucho menos, de esta serie, debido a su grado de tectonización y, también, en muchos puntos, a efectos de la solifluxión. Unicamente por los resultados de estudios micropaleontológicos de muestras tomadas en diversos puntos, CHAUVE (1968) ha podido demostrar que están representados en esta serie: el Cretáceo Superior, el Paleoceno, el Eoceno y, probablemente, el Oligoceno. Con relaciones ambiguas con dicha serie inferior, se han encontrado también calizas con restos de *Microcodium*. Sin duda forman parte de la serie, pero no se puede establecer claramente su posición dentro de la misma. Finalmente, en la base de la serie inferior de la unidad del Aljibe se encuentran también, en muchas localidades, materiales margoso-yesíferos atribuibles con seguridad al Trías, pero no está tampoco clara su pertenencia real a la unidad del Aljibe propiamente dicha.

La serie superior, que puede denominarse más bien *formación del Aljibe*, está muy predominantemente formada por areniscas. Son las «areniscas del Aljibe» individualizadas por primera vez por GAVALA (1924). Estas areniscas son exclusivamente silíceas y tienen color blanquecino o amarillento en fractura fresca, parduzco por meteorización. Los granos de la arenisca son de cuarzo y están bien redondeados; generalmente tienen pequeño tamaño (de unas décimas de milímetro a algunos milímetros). En algún punto pueden alcanzar hasta 1 cm. Se encuentran también cantes arcillosos. El cemento es de limoso a arenoso de grano muy fino y más o menos ferruginoso; por lo común no es muy consistente, de modo que estas areniscas son más o menos friables. En esta serie superior las areniscas pueden constituir más del 95 por 100 de la potencia total. El resto consiste en lechos, generalmente muy delgados, de arcillas grises y azuladas. Los fósiles son muy escasos y no permiten establecer una cronoestratigrafía fina. Unicamente concluir que esta formación comprende el Oligoceno Superior y el Mioceno Inferior. Por último, es interesante notar que areniscas idénticas a las del Aljibe se encuentran representadas en las cordilleras norteafricanas. Desde los alrededores de Tánger hasta Túnez, forman una banda bastante continua que presenta una muy notable uniformidad de características: son las llamadas areniscas numídicas («grès numidiens») en la literatura geológica norteafricana. Su posición tectónica es análoga a las de las areniscas del Aljibe, y su procedencia plantea problemas parecidos a los de estas últimas.

2.5 LAS MORONITAS

CALDERON y PAUL (1886) denominaron «moronitas» a las margas y arcillas ricas en diatomeas que afloran extensamente en la comarca de Morón de la Frontera (precisamente la localidad que da nombre a la presente Hoja núm. 82), y también en muchas otras localidades de las Cordilleras Béticas. En el área de esta Hoja existen importantes afloramientos a lo largo del borde de la Depresión del Guadalquivir. GAVALA (1924) individualizó numerosos afloramientos en su mapa de la provincia de Cádiz y atribuyó a las moronitas una edad oligocena. Estudios ulteriores, principalmente por COLOM (1952, etc.) y por CHAUVE (1968), permiten asegurar que la sedimentación de las moronitas comenzó probablemente en el Oligoceno y prosiguió ciertamente en el Mioceno Inferior.

Las moronitas, en sentido estricto, están formadas esencialmente por arcillas blancas bien estratificadas y muy ligeras, con abundantísimas diatomeas. En muchos puntos, sin embargo, admiten intercalaciones de margas, de niveles detríticos y de calizas organogénas (CHAUVE, 1968), de modo que se presentan así transiciones graduales hacia rocas más comunes del Oligoceno y Mioceno subbéticos. Además de diatomeas, las morenitas sue-

len contener foraminíferos, radiolarios, restos de esponjas y de otros organismos.

Aunque es posible que, en definitiva, las morenitas formen parte únicamente de unidades subbéticas, las relaciones con los demás terrenos de las series subbéticas estrictas no aparecen claras en todas partes. Por este motivo han sido tratadas aparte en esta Memoria.

2.6 TERRENOS POSTOROGENICOS

2.6.1 Miocene Superior

Como los demás terrenos postorogénicos, el Miocene Superior reposa transgresiva e indistintamente sobre cualquier otro de los de edad más antigua y sobre cualquiera de las unidades tectónicas béticas, subbéticas y otras, representadas en el área de la Hoja. Los relieves fosilizados por el Miocene Superior pueden ser netamente montañosos y abruptos; los afloramientos más extensos se encuentran en la depresión de Ronda, en el valle medio del Guadalete y en la parte correspondiente a la depresión del Guadalquivir.

En conjunto, los materiales del Miocene Superior pueden ser considerados como una formación de tipo molásico, pero relacionada con el desarrollo de pliegues de gran radio y no con el de las estructuras alpinas fundamentales de mantos de corrimiento. Las facies predominantes —y en muchos sectores exclusivas— son marinas, de poca profundidad y, en muchos puntos, litorales. La reconstitución paleogeográfica que puede obtenerse de esos datos sugiere la existencia de islas de diversa extensión y cambiantes contornos, según los efectos de los aludidos movimientos tectónicos.

A pesar de infinidad de diferencias en el detalle, el Miocene Superior presenta, en conjunto, unas características unitarias muy marcadas. En general, allí donde los cortes son más completos se observa que las capas basales están constituidas predominantemente por margas arenosas, azuladas y/o amarillentas, seguidas por conglomerados (ordinariamente poligénicos), areniscas, limolitas y calizas con alto contenido de material detrítico en unos puntos, biohermicas o de otros tipos, en otros. Todas estas rocas se presentan en proporciones y con disposición vertical diferente según los cortes locales. No faltan casos, de los cuales el más ilustrativo es el de Ronda, en los que los conglomerados, con más de 120 m. de potencia, forman íntegramente los escarpes del tajo y del límite O. de la ciudad. Casos análogos pueden ser citados en el valle medio del Guadalhorce (Gobantes) y de otros puntos del interior del área de las cordilleras. En la depresión el Guadalquivir son las margas y rocas detríticas finas las predominantes. Así, a grandes rasgos, podría decirse que existe una cierta diferenciación

de las molasas «internas» respecto a las «externas», pero en realidad se pasa de unas a otras por transiciones graduales. Entre las internas hay también casos en los que predominan rocas detríticas de grano fino y margas.

2.6.2 Plioceno

A parte algunos afloramientos dudosos en otros sectores, el Plioceno sólo está claramente representado en el valle inferior del Guadalhorce, aguas abajo de Alora, o, mejor dicho, en la Hoya de Málaga. No es imposible, de todas maneras, que en algún caso depósitos detríticos continentales, azoicos, que comúnmente se atribuyen al Cuaternario, pertenezcan en realidad al Plioceno, pero esto no pasa de ser una simple suposición.

En la Hoya de Málaga el Plioceno está constituido esencialmente por margas y limos de facies marinas, de tonos azulados muy predominantes. Junto a los bordes montañosos de la Hoya de Málaga, las margas y limos indentan y pasan lateralmente en poco trecho a areniscas y hasta conglomerados. Las margas y los limos han proporcionado ricas faunas fósiles, especialmente de microforaminíferos, que permitieron a BLUMENTHAL (1949) identificar el Astiense. Hacia arriba, los materiales marinos quedan recubiertos por otros de tipo continental —conglomerados, etc.— los cuales, por lo menos en parte, deben corresponder aún al Plioceno.

2.6.3 Cuaternario

Los materiales cuaternarios cubren notable extensión en el área de la Hoja. Se trata, casi en todos los casos, de depósitos relativamente muy delgados y discontinuos. Sólo han sido representados cartográficamente allí donde son más potentes y continuos, o bien por ser interesante el indicarlos por algún motivo. Como es corriente, se ha seguido en la representación cartográfica del Cuaternario un criterio más tipológico que cronológico.

En el Cuaternario del área de la Hoja son sin duda los depósitos coluviales los más abundantemente representados. En las áreas montañosas suelen constituir manchones más discontinuos. Al pie de las mismas y, más aún, en la depresión el Guadalquivir, llegan a formar mantos coluviales bastante extensos, no fáciles de delimitar de los aluviales, que también están bien desarrollados.

Los materiales aluviales y las tobas calizas, formadas en relación con manantiales y con remansos de cursos de agua, están bien representados también.

Finalmente, hasta cierto punto, hay que incluir en este apartado las coladas de derrubios, y de solifluxión de terrenos blandos. Son muy comunes en los afloramientos de la unidad de Paterna y de la serie inferior de la del Aljibe.

3. TECTONICA

3.1 INTRODUCCION

Desde el punto de vista tectónico, el área de la Hoja núm. 82 es una de las más interesantes de las Cordilleras Béticas. En ella afloran terrenos pertenecientes tanto a las zonas externas (los de la zona subbética *s. lat.*), como a las internas (los de la zona bética) y, además, los de las unidades alóctonas, cuya procedencia es todavía objeto de discusión.

Las primeras visiones de síntesis tectónica de la parte occidental de las Cordilleras Béticas son indudablemente las de BLUMENTHAL (1930, etc.) y FALLOT (1948), pero en realidad afectan relativamente poco al área de esta Hoja. Tan sólo a partir de 1960 los trabajos de CHAUVE (1968, etc.), DIDON (1969, etc.), DÜRR (1967, etc.), HOEPPENER *et al.* (1963, etc.), HOPPE (1968) y PEYRE (1960-1962, etc.) han permitido un avance muy considerable hacia esa visión de síntesis. Varias de las conclusiones de estos autores son contradictorias, y no siempre sobre cuestiones secundarias, como se indicará oportunamente. No obstante, otras pueden ser consideradas como definitivas. De éstas, las fundamentales para el área de esta Hoja son las siguientes:

- Tanto las zonas internas (béticas) como las externas (subbéticas) se caracterizan por poseer estructuras en mantos de corrimiento.
- Las unidades del Campo de Gibraltar y afines constituyen un empilamiento de mantos de corrimiento del tipo de los de deslizamiento gravitatorio, los cuales están superpuestos indistintamente sobre unidades béticas o subbéticas.
- La estructura actual del conjunto de la región resulta de la superposición de deformaciones desarrolladas en varias etapas, dentro del ciclo alpino.
- La última de estas etapas, a los efectos de la estructura en mantos de corrimiento, se desarrolló, lo más tarde, a comienzos del Mioceno Superior.

Algunas de estas conclusiones se han visto confirmadas, más objetivamente por así decirlo, por los sondeos practicados (PERCONIG, 1960-1962). Por lo demás, armonizan perfectamente con los obtenidos en otras regiones de las Cordilleras Béticas.

En los sucesivos apartados se expondrán brevemente las principales características tectónicas de las distintas grandes unidades, según la distribución siguiente (tabla V):

TABLA V
Terrenos postorogénicos (2.6)

Unidades del Campo de Gibraltar y afines (2.4)	
Zona subbética (2.3)	Zona bética (2.2)

3.2 ZONA BETICA

La superposición de varios mantos de corrimiento en la zona bética es un rasgo fundamental de su estructura, que puede considerarse definitivamente establecido. Pero la individualización, la delimitación y las correlaciones de dichos mantos plantean aún numerosos problemas no resueltos.

Unicamente queda bien establecido que el complejo maláguide (quizá subdividido en más de un manto parcial), ocupa la posición tectónicamente más alta del edificio. También queda bien clara su continuidad lateral con los otros elementos atribuidos a este complejo, que están situados más al E., en las Cordilleras Béticas. Para las demás unidades béticas, ya en el apartado 2.1 y siguiente han sido avanzadas unas referencias sobre el estado actual de los conocimientos sobre sus correlaciones, y sería superfluo volver sobre ello ahora.

En conjunto, en el área de la Hoja núm. 82, la estructura de la zona bética muestra un empilamiento de unidades relativamente regular, en la mayor parte del área en que aflora dicha zona. Es junto al borde externo de la misma donde se presentan estructuras de detalle muy complejas. Estas estructuras se caracterizan, sobre todo, por la individualización de escamas y pequeños elementos, que es difícil coordinar bien en un esquema unitario. Todo ello lleva casi inevitablemente la noción de la superposición de deformaciones en el tiempo.

A continuación se exponen brevemente algunas características estructurales de las distintas unidades.

En el complejo maláguide hay que distinguir, ante todo, la estructura del «zócalo» y la de la cobertura.

La primera, especialmente en sus tramos inferiores al Silúrico, es muy complicada en el detalle. Como sea que estos últimos no afloran en el área de la Hoja núm. 82, no se tratará aquí de ella. En la Memoria de la Hoja número 87 podrá encontrarse referencia de la misma. En el Paleozoico postorovídico es donde, en principio, cabe esperar la posibilidad de distinguir mejor los efectos de la orogénesis herciana de los de la alpina. La primera impresión es que la estructura herciana no comprende pliegues muy inten-

sos, pero podría tratarse bien de una impresión falaciosa. En cuanto a la estructura alpina, parece que no ha comportado una verdadera reactivación de los materiales del zócalo, ni mucho menos.

El manto (o mantos) maláguide parece haberse originado a modo de gran falla inversa de superficie muy tendida, sin que se acompañe verosímilmente más que de una fracturación de detalle dentro de los materiales del zócalo. Ahora bien, la relativa incompetencia de algunos tramos de éste, singularmente el de las filitas «color de humo», ha favorecido la producción de despegues. Así, los afloramientos del complejo maláguide de esta Hoja corresponden precisamente a los terrenos situados encima de la superficie de despegue que está localizada en el tramo de dichas filitas. Si estos despegues son singenéticos, o posteriores al avance del manto, sería prematuro decidirlo. Además de esas características generales, cerca del borde se han producido, como queda dicho, escamaciones y complicaciones de detalle. En parte pueden ser muy bien efectos de fracturas y retrocabalgamientos relativamente tardíos, en todo caso posteriores a la colocación del manto propiamente dicho. En resumen, la estructura alpina del manto sería la propia de un manto «de zócalo» de tipo compresional, individualizado a favor de una fractura de superficie muy tendida. Esta estructura, en el detalle, ha sido complicada por despegues y fracturas (contemporáneos o no de la colocación del manto), y —en su parte frontal— por retrocabalgamientos y otros accidentes tardíos.

Los otros mantos béticos —salvo el que foma la unidad de las Nieves— son, indudablemente, mantos de zócalo también. Pero en ellos, el desarrollo del metamorfismo alpino, que llega a afectar al Trías, así como otros hechos relativos a la estructura de detalle, indica que hubo ya un cierto grado de reactivación del zócalo.

En la unidad de las Nieves no participan más que materiales de la cobertura. Ello sugiere (EGELEZ y SIMON, 1969) una afinidad con la unidad de Ballabona-Cucharón, reconocida en la región oriental de las Cordilleras Béticas.

Por último, quedan dos importantes cuestiones a tratar: la de la vergencia y la de la edad de las estructuras.

En cuanto a la primera, a pesar de las reservas implícitas o explícitas de DIDON (1969) y PEYRE (1969), la vergencia hacia el exterior, es decir, hacia el N. y NO. de los mantos béticos, se concilia mejor con todos los hechos conocidos. Es cierto que existen accidentes de vergencia opuesta, pero, como se ha apuntado anteriormente, deben corresponder a una etapa tectónica ulterior, hecho comprobado en otras regiones de las Cordilleras Béticas.

La datación precisa de las distintas etapas tectónicas, que han originado la estructura alpina de la zona bética, plantea problemas no resueltos. Lo único absolutamente seguro es que dicha estructura es posterior al Triásico y

anterior al Mioceno Superior. Para HOEPPENER (1963) y otros autores de la Escuela de Bonn, esta estructura sería esencialmente muy precoz, y tendría una edad jurásica. Los argumentos que presentan no son decisivos, ni mucho menos. Por el momento, parece procedente considerar más bien la posibilidad de una edad no tan temprana —Cretácea y/o Nummulítica— para la etapa principal, pero sería muy prematuro tomar posiciones definitivas sobre esta cuestión.

3.3 ZONA SUBBÉTICA

3.3.1 Subdivisión

En el área de la Hoja núm. 82, la zona subbética presenta una diferenciación en varias subzonas longitudinales (DÜRR et alt., 1960-1962; KOCKEL, 1963; PEYRE, 1960-1962; etc.). Corresponden a dominios y partes de éstos, que tuvieron una distinta evolución paleogeográfica, especialmente durante el Jurásico. Como consecuencia son diferentes. Singularmente la proporción de rocas competentes —en este caso las calizas—, difiere bastante de unas a otras. También parece haber existido un comportamiento diferencial, en unos u otros dominios, en cuanto al papel desempeñado por la halocinesis, pero esta cuestión está aún mal conocida.

Los precedentes hechos han impuesto el desarrollo de estilos diferentes en las estructuras de plegamiento que afectan a los distintos dominios. Quedaría fuera de la índole de esta Memoria una descripción detallada de estas estructuras en cada uno de ellos. Por el momento, bastará distinguir, simplemente, las dos áreas más diferenciadas, que se corresponden muy aproximadamente a los respectivos dominios del Subbético Medio y del Subbético Interno (que comprende también el denominado «Penibético» en esta Memoria y en el mapa correspondiente).

3.3.2 El Subbético Medio

A este dominio pertenece la mayor parte del área correspondiente a la zona subbética en la Hoja objeto de la presente Memoria. Al mismo pertenecen las sierras de Zafalgar, de Libar, del Tablón, de los Caballos y, en conjunto, toda el área subbética situada al N. de una línea que desde Grazalema, por Olvera y Campillos, alcanzase el límite oriental de la Hoja unos 15 km. al N. de Antequera.

La discontinuidad es el rasgo más llamativo de la estructura de esta región: tanto de unas estructuras a otras, como entre determinados tramos litoestratigráficos dentro de la misma serie.

La discontinuidad, por de pronto, es la regla general entre el Triás y los demás terrenos; los contactos respectivos suelen ser anormales. Según los casos, puede tratarse de simples despegues; en otros, bien ciertamente, se trata de superficies de corrimiento. También existen discontinuidades, estratigráficas por lo menos, pero de contacto anormal por despegue en muchos casos, en la base del Cretáceo Superior y del Nummulítico. Finalmente, como ya se ha indicado, es general la dislaceración de los estratos en el Triás y, en menor escala, en las formaciones cretáceas y nummulíticas. En todos estos casos, los niveles de rocas competentes aparecen fragmentados en paquetes y bloques, separados entre sí por la masa de materiales incompetentes, cuya estructura de detalle puede llegar a constituir verdaderos y extensos olistostromas, como sucede al N. (PERCONIG, 1960-1962).

De lo que antecede se deduce que la estructura interna de la zona subbética es particularmente complicada en estos sectores del NE. de la Hoja.

Por todo ello, si bien el carácter alóctono de los materiales de la zona subbética puede ser establecido en este área de modo tan seguro como en el resto, así como la vergencia general de las estructuras hacia el antepaís, quedan todavía planteadas diversas cuestiones importantes. Entre ellas, la distinción y delimitación de las unidades de segundo orden en que se divide el conjunto subbético en este área; diversos aspectos cinemáticos y dinámicos de las estructuras; la cronología del desarrollo de estas últimas, y un conocimiento mucho más detallado de la estructura interna.

Sobre estas cuestiones se va a tratar brevemente a continuación.

Como base para una subdivisión del conjunto de los materiales subbéticos de este área se pueden distinguir tres conjuntos litológicos, como hace CHAUVE (1968), más al SO.:

— Los materiales del Triás, cuya incompetencia general ha sido ya subrayada.

— El Jurásico, constituido sobre todo por calizas, que confieren a este conjunto un carácter competente, y al cual se agrega el Cretáceo Inferior, a pesar de su menor competencia, por aparecer solidario del Jurásico en las estructuras.

— El conjunto, esencialmente margoso, incompetente, que comprende el resto de la serie, del Cretáceo Superior al Mioceno Inferior.

Por lo demás, CHAUVE (1968) estima que hay que considerar dos niveles de despegue principales: uno, en el techo del Triás; otro, entre el Cretáceo Inferior y el Superior. Según este autor, las discordancias que aparecen entre este último —o en su caso, el Terciario—, y los términos inferiores de la serie, se explicarían todas como efectos de este segundo nivel de despegue. En el área de esta Hoja, los hechos de observación no permiten dar una confirmación definitiva, ni tampoco rechazar tal interpretación. Sin

embargo, a la vista de lo que ocurre en áreas próximas de la misma zona subbética, hay que dejar abierta la posibilidad de otras interpretaciones, como se alude en las Memorias de las Hojas núms. 81, 82 y 87.

Tampoco es posible, con los datos disponibles, determinar si en el área de la Hoja afloran materiales subbéticos pertenecientes a más de un manto de corrimiento.

Se puede plantear, por ejemplo, la cuestión de si las sierras de Libar, del Tablón, y otros elementos comparables pertenecen a una unidad inferior —que aparecería en ventanas tectónicas—, con respecto a otra de la cual formarían parte los terrenos circundantes.

Por último, los contactos del Cretáceo Superior y —en los puntos donde falta éste— del Nummulítico con el Trías, son también anormales, según los datos de observación disponibles. Sugieren un despegue, pero no necesariamente grande. La falta de los términos intermedios de la serie puede explicarse por efectos del diapirismo precoz y/o de una etapa tectónica anterior al Cretáceo Superior y/o al Nummulítico. No es preciso invocar el mecanismo, más difícil, invocado por PEYRE (1960-1962) y CHAUVE (1968), según el cual el dispositivo actual resultaría del juego combinado de despegues en la base del Jurásico, acepillamientos basales («*rabolages basaux*») de la serie competente Jurásico-Cretáceo Inferior, y continuación de la sedimentación pelágica indistintamente sobre unos términos u otros del substrato mesozoico. La dificultad principal para aquel mecanismo está en el desgaste que implica para los materiales más resistentes mediante fricción con los más blandos.

En cuanto a la cinemática de la estructura de corrimiento, los datos disponibles, a pesar de su insuficiencia para aclarar otras cuestiones, permiten suponer que el principal mecanismo de la traslación de los materiales subbéticos que se observan en el área de la presente Hoja es el de deslizamiento gravitativo. Si se trata de un manto o de unos mantos, no es posible determinarlo con certeza.

Ahora bien, la dificultad de admitir, una vez más, el supuesto mecanismo del acepillamiento basal, conduce casi inevitablemente a admitir que la estructura de la Sierra de las Cabras pertenece a una unidad subbética más profunda que los otros elementos que la rodean, y que están caracterizados por la falta del Jurásico entre el Trías y el Senonense o Nummulítico. Para tal unidad más profunda no podría generalizarse, sin más, esta noción de manto de deslizamiento gravitativo.

Finalmente, un análisis un poco más detallado permite, por otra parte, vislumbrar que la estructura del Subbético Medio puede estar compuesta de más de una, superpuestas en el tiempo. Bien sea que se trate de efectos de una halocinesis más o menos precoz, de deformaciones tectónicas antesenenses, o —lo que es más verosímil— de ambas cosas, hay que admitir una

cierta deformación previa a la que afecta al conjunto de materiales terciarios subbéticos (incluido el Senonense allí donde está representado), como ya se alude anteriormente. También existen indicios de deformaciones —pliegues— posteriores al corrimiento. Para la insuficiencia de los datos disponibles no permite mayores precisiones por el momento.

3.3.3 El Subbético Interno

En la mayor parte de este dominio —la que corresponde al «Penibético» de otros autores— las estructuras tienen una continuidad lateral mucho más marcada. También una mayor regularidad en su desarrollo vertical, aunque existen despegues entre el Jurásico y el Cretáceo. Todo ello está en relación con la existencia de las potentes calizas jurásicas.

De estos rasgos generales de continuidad y mayor regularidad se exceptúan los elementos más internos, situados junto o cerca del borde bético. Sobre estos elementos se tratará brevemente al final de este apartado.

HOPPE (1968) compara la estructura de ese sector con la del Jura suizo. Las potentes calizas jurásicas estarían afectadas por un sistema de pliegues, de forma en cofre o próxima a ella. El Trías subyacente, incompetente, habría facilitado el despegue de las calizas jurásicas. Numerosas fracturas muy visibles y regularmente distribuidas en lotes, se observan en estas calizas. Las propias estructuras de las sierras de Ubrique, Endrinal, Líbar y Cañete, ilustran bien este estilo de plegamiento.

No hay ninguna objeción en contra de esta interpretación, a condición que la comparación con el Jura no lleve a admitir una para-autoctonía o autoctonía. En el caso actual no resulta compatible con los demás hechos conocidos. Por lo demás, el esquema debe completarse con la indicación de que el Cretáceo suele estar más o menos despegado del Jurásico, lo que se explica por el tan diferente grado de competencia de los materiales respectivos.

Más al interior, la estructura presenta mayores complicaciones. Es el caso de las sierras del Valle de Abdalajís, Chimeneas y Torcal (BLUMENTHAL, 1933, etc.). En ellas, el paquete de calizas jurásicas aparece ya dividido en grandes losas o tablas, despegado netamente de su substrato, y con estructuras internas de plegamiento bastante variables. Así, quedan extensos retazos casi tabulares (Torcal), entre otros plegados intensamente (Valle de Abdalajís) y fragmentados en escamas.

En sus elementos más próximos a la margen de la zona bética, el Subbético Interno muestra unas estructuras más complicadas aún. En parte pueden relacionarse con las diferencias estratigráficas, pero es indudable que esos sectores más internos del Subbético han sido afectados por otros tipos de accidentes, en relación con el frente de la zona bética y/o con la situación, entre las zonas bética y subbética, de una estrecha zona de subducción.

3.4 UNIDADES ALOCTONAS DEL CAMPO DE GIBRALTAR Y AFINES

Los estudios de CHAUVE (1962 b; 1963, etc.) y de DIDON (1969, etc.) han puesto de manifiesto en este área dos hechos de gran importancia sobre estas unidades: la plena confirmación del carácter alóctono de la unidad del Aljibe, y la existencia, en posición más avanzada, de la unidad de Paterna, que puede denominarse «manto de Paterna» sin inconveniente. Además, han confirmado también que la unidad del Aljibe —para la que no hay tampoco inconveniente en denominar, dados su extensión y su carácter, «manto de Aljibe»— es la más alta de la región, desde el punto de vista tectónico.

El manto de Paterna se extiende, por lo menos, hasta los alrededores de Zahara y otros puntos al E. y NE. de la Sierra de Grazalema (BOURGOIS, 1970; CHAUVE, 1962, etc.). Parece también seguro que una parte del «Flysch» (que no es tal) del valle del Guadalteba, que BLUMENTHAL (1933, etc.), y KOCKEL (1963) estiman pertenece a la cobertura autóctona de su «Penibético», es decir, del Subbético, no sea sino una prolongación del manto de Paterna hacia el NE. Quizá llegue, incluso, a enlazar con alguna de las unidades del «dominio medio» o «zona límite» que PEYRE (1969 a, b) distingue entre las zonas internas y las externas al N. de Málaga.

Los autores precedentes interpretan los afloramientos de la unidad de Paterna, situados en contacto con terrenos subbéticos, como ventanas tectónicas. Dado que el sentido de los corrimientos es indudablemente hacia el NO., es decir, hacia el exterior del ámbito de las cordilleras, la aparición en ventana tectónica de la unidad de Paterna sugeriría que ésta es más «externa» que el Subbético. Ahora bien, por otra parte CHAUVE (1968) advierte la indiscutible afinidad con los terrenos que forman la serie de base de la unidad de Aljibe. Ello hace inverosímil la procedencia «citra-subbética» de la unidad de Paterna. Por el contrario, indica que la «patria» de ésta debía encontrarse junto a la unidad del Aljibe; por tanto, en situación mucho más interna, posiblemente ultrabética. Para armonizar todas esas premisas no hay más solución que el complicado mecanismo invocado por CHAUVE (1968), según el cual la unidad de Paterna, en una primera etapa, habría sufrido una muy importante traslación hacia el exterior, rebasando el dominio subbético. Luego, en una segunda etapa, el Subbético, a su vez, se habría corrido también hacia el exterior y habría quedado colocado encima de la unidad, o manto, de Paterna.

No obstante, los hechos de observación conocidos por los autores no permiten excluir otra posibilidad: la de que los afloramientos de la unidad de Paterna entre los materiales subbéticos no sean realmente ventanas tectónicas, sino por el contrario, isleos. Con ello, el mecanismo para explicar su situación sería muy simple, como es obvio. De todos modos, es de notar que

faltan aún observaciones más detalladas que permitan resolver definitivamente esta importante cuestión.

También se debe indicar que CHAUVE (1968) sugiere que el manto de Paterna se continuaría más al N., pasando lateralmente al manto de Carmona, definido por PERCONIG (1960-1962). Por lo menos, como hipótesis de trabajo, se puede retener esta sugerencia. Pero no se debe excluir tampoco otra posibilidad: la de un origen más próximo —subbético— de este último.

En cuanto a la unidad, o mejor, manto del Aljibe, se comprueba en la región que es el manto más alto del edificio tectónico. Como lo muestran sus contactos marginales y las ventanas tectónicas que presenta, recubre indistintamente elementos del subbético, de la unidad de Paterna y, en el área de la Hoja núm. 87, de las demás unidades del Campo de Gibraltar.

Otro hecho que hay que resaltar es el despegue generalizado que existe al nivel del límite entre las series inferiores —margoarcillosas— y superior —constituida por las «areniscas del Aljibe»— que integran este manto de corrimiento.

En cuanto a las demás unidades: de Bolonia, de Algeciras, etc., la primera cuestión que se plantea desde el punto de vista tectónico es la de su envergadura real. Dicho de otro modo, si se trata de grandes masas a las que se puede aplicar sin reserva la denominación de manto de corrimiento, o se trata de retazos o diverticulaciones, de importancia más subordinada, de una unidad alóctona de orden superior. Por el momento, no se dispone de una respuesta precisa a esta cuestión.

La estructura interna de todos estos mantos —y demás unidades alóctonas de Paterna y del Campo de Gibraltar— es complicada, por la infinidad de pliegues disarmonicos, despegues y pequeñas fracturas que afectan a sus materiales. En el caso del manto del Aljibe, sobre todo en su frente, la serie superior areniscosa se presenta fragmentada en bloques y grandes retazos, más o menos movidos unos con respecto a otros. Localmente pueden darse disposiciones verdaderamente caóticas. Es difícil, en bastantes casos, delimitar la parte que en la génesis de estas últimas han tenido respectivamente los procesos tectónicos y los deslizamientos de ladera.

En cuanto al mecanismo de traslación, las características litológicas y todos los demás hechos de observación conocidos, no dejan lugar a la menor duda de que se trató de deslizamientos por la acción de la gravedad. El conjunto de las unidades alóctonas del Campo de Gibraltar constituye un magnífico ejemplo de empilamiento de mantos de deslizamiento gravitatorio.

La cuestión de la procedencia o «patria», en sentido tectónico, de estas unidades no está resuelta aún. El propio DIDON (1969), que es el autor que ha estudiado con más detalle esta cuestión, no llega a conclusiones terminantes. Plantea el dilema entre una patria situada entre las zonas externas y las internas, es decir, un origen citrabético; o bien situada más al S. y al SE. que estas últimas, o sea, una procedencia ultrabética. Tal vez queda aún por

explorar una tercera posibilidad: la de un origen intrabético; es decir, si todas o algunas de esas unidades alloctonas podrían representar la cobertura, despegada y trasladada hacia dominios más externos que su substrato, constituido por alguna (o algunas) de las unidades béticas. Para todas las hipótesis consideradas se pueden encontrar argumentos y poner objeciones. Quedaría fuera de la índole de esta Memoria su exposición y su discusión y, por lo demás, en el estado actual de los conocimientos más objetivos, no se puede llegar a conclusiones definitivas.

Por lo que se refiere a la edad de la traslación de estos mantos, sólo se puede precisar la de la terminación de ésta, y para los mantos más altos. Según los últimos estudios de DIDON (1969), es de comienzos del Mioceno Superior.

Finalmente hay que referirse siquiera muy brevemente a la estructura de un sector particularmente complicado. Es el situado entre la Sierra del Torcal, de Antequera, y el borde septentrional de los Montes de Málaga.

Estos últimos pertenecen ya al Complejo Maláguide. La sierra del Torcal es un elemento del Subbético Interno. Entre ambos se extiende una banda constituida en detalle por una serie de unidades tectónicas dispuestas más o menos paralelamente de E. a O. Se caracterizan por sus buzamientos próximos a la vertical y una cierta disposición en abanico. Las unidades más septentrionales son vergentes al norte y las meridionales hacia el sur. PAYRE (1969 a, b) considera que estas unidades constituyen un conjunto intermedio entre las zonas internas y las externas; no sólo por su actual situación, sino también por corresponder, según este autor, a un dominio paleogeográfico intermedio, como el invocado para la patria de las unidades del Campo de Gibraltar en la hipótesis «citra» (DIDON, 1969). Como en el caso de estas últimas, no es posible decidir si efectivamente es válida la interpretación en cuestión, y habrá que esperar los resultados de las investigaciones en curso sobre estos y otros sectores a lo largo del límite entre las zonas internas y las externas. Por lo demás, la constitución estratigráfica de las unidades descritas por PEYRE (1969 b) tiene bastantes analogías con la de varias de las del Campo de Gibraltar. Sin que puedan aún hacerse correlaciones seguras entre unas y otras unidades, las semejanzas en cuestión sugieren que provienen de un mismo dominio paleogeográfico, y que la interpretación definitiva de un sector será válida para el otro.

3.5 TECTONICA RECIENTE

Después de la definitiva terminación de la estructura en mantos de corrimiento, en el resto del Mioceno Superior y hasta la actualidad, en el interior del área de la Hoja núm. 82 ésta no ha sido objeto de deformaciones muy intensas. Ha sido afectada, en cambio, por pliegues laxos, de gran radio, y por fallas, así como por movimientos verticales de conjunto.

En relación con estos movimientos puede explicarse la transgresión pliocena en la Hoja de Málaga. Es indudable, también, que han tenido una muy grande importancia desde el punto de vista morfogenético. Sobre todo en la zona bética, el levantamiento ha sido considerable, como lo prueban las altitudes considerables que alcanza en muchas localidades (en Ronda, unos 800 m., por ejemplo) el Mioceno Superior marino. Con este levantamiento, la red hidrográfica se ha ido encajando notablemente, durante el Plioceno y el Cuaternario. De este modo, los paleorrelieves que habían sido fosilizados por el Mioceno Superior han quedado parcialmente exhumados (ejemplos muy expresivos a este respecto pueden ser observados en el valle del Guadalhorce, en el sector del Chorro), y, en conjunto, los relieves montañosos de la región han renovado su energía.

4. HISTORIA GEOLOGICA

4.1 CONSIDERACIONES PRELIMINARES

Debido al carácter alóctono de buena parte de los terrenos que afloran en el área objeto de la presente Memoria, su estudio suministra una información geológico-histórica relativa a un ámbito mucho más amplio, para ciertas épocas. Por otra parte, es preferible evocar brevemente los grandes rasgos de la evolución paleogeográfica de las Cordilleras Béticas, aunque insistiendo más particularmente sobre los que afectan a los materiales representados en aquel área concreta.

La actual proximidad de los elementos béticos y subbéticos no debe llevar a la idea de una contigüidad paleogeográfica originaria. Tampoco la proximidad —más aún, solapamiento— de parte de la depresión del Guadalquivir por elementos subbéticos alóctonos. Los corrimientos en este último caso; también los corrimientos y/o los efectos de la subducción, en el del límite de las zonas externas con respecto a las internas, han podido aproximar muchos elementos situados anteriormente a grandes distancias. Así, hay que desplegar y trasladar a sus posiciones originarias, situadas a distancias muy considerables en muchos casos, los distintos elementos que ahora están próximos, solapados, o superpuestos en virtud de aquellos movimientos.

Por todo ello, y para una mejor sistematización, esta reconstitución histórica debe abordarse separadamente para los distintos dominios paleogeográficos.

4.2 DEPRESION DEL GUADALQUIVIR

Para este dominio, la historia es relativamente sencilla, aunque es mal conocida para ciertas épocas.

El zócalo de la depresión es continuación del de la Meseta. En la era Secundaria fue afectado por transgresiones y regresiones de un mar de aguas someras, en épocas todavía mal delimitadas. Al parecer, la situación no experimentó cambios fundamentales hasta el Mioceno.

Comenzando este período, este dominio experimentó una fuerte subsidencia diferencial, y se depositó en el mismo una potente serie sedimentaria, de creciente potencia hacia el S. de acuerdo con la subsidencia progresivamente más fuerte en la misma dirección. Hay que recordar, a este respecto, que la profundidad actual del zócalo puede rebasar los 3 km. en el borde S. de la depresión. Así, ésta adquirió un cierto carácter de antefosa.

Al relleno de esa depresión, además de la sedimentación marina, contribuyó —y no en escala despreciable ni mucho menos—, la llegada a ella de grandes masas de materiales alóctonos, olistostómicos, procedentes del ámbito de las Cordilleras Béticas (PERCONIG, 1960-1962). Estos materiales afloran en unos puntos, pero en esta región occidental de la depresión su existencia ha sido revelada por los sondeos. La colocación («*mise en place*») de los olistostromas terminó hacia comienzos del Mioceno Superior. Luego no hubo más que la sedimentación en sentido estricto, hasta el final del período.

En el Plioceno y en el Cuaternario, debido al suave levantamiento que, en conjunto, ha afectado este área, se produjo la emersión y se ha desarrollado la red fluvial. La sedimentación, de tipo continental, ha quedado restringida a ciertos sectores discontinuos en el tiempo y en el espacio. Debido a la poca importancia de dicha elevación, el relieve es suave.

4.3 ZONA SUBBÉTICA

Las formaciones sedimentarias de la zona subbética se depositaron en un dominio situado más al SE. de su actual posición en los afloramientos de esta Hoja. La distancia a la cual se encontraba este dominio no puede ser evaluada con exactitud. Es seguro que, para los elementos más internos del Subbético, es superior a varias decenas de kilómetros, por lo menos.

Durante el Triásico se desarrolló una sedimentación propia de plataforma, en condiciones subáreas durante parte del período, y marinas, de aguas someras, en el resto del mismo y hasta finales del Lías Medio.

Hacia el Domerense se establece una fuerte subsidencia diferencial, y el ámbito subbético adquiere las características de geosinclinal. Durante el Lías Superior, en el resto del Jurásico y en el Cretáceo Inferior se depositan formaciones de facies pelágicas, con similares características a las de los demás geosinclinales alpinos.

A partir del Cretáceo Inferior la historia geológica del ámbito subbético se hace más oscura. Para varios sectores de este ámbito, la sedimentación parece haberse interrumpido en el Cretáceo Medio. En diversas localidades,

como ha quedado indicado (2.3.3) el Cretáceo Superior o el Nummulítico parecen tener un carácter transgresivo, y reposan sobre terrenos de edades diversas, incluso directamente sobre el Trías. Aun descontados los efectos de despegues y de accidentes ocurridos en épocas posteriores, parece vislumbrarse —y más al E., en la propia zona subbética, ha podido ser comprobado en diversos sectores— que los terrenos antesenonenses fueron deformados antes del depósito del Senonense. Para lo que se refiere concretamente al área de esta Hoja, no es posible aún una respuesta definitiva a esta cuestión de los eventuales movimientos de edad cretácea, ni tampoco —en el supuesto que tales deformaciones existan—, determinar los respectivos pa-
peles que en ellas hayan tenido la halocinesis y la tectónica propiamente dicha.

Durante el Cretáceo Superior domina aún la sedimentación de tipo pelágico, no necesariamente de aguas profundas («capas rojas» y «scaglia»). Al final del período y, cada vez más, en el Nummulítico, llegan aportes detríticos que durante algunos episodios, confieren a la serie un carácter de Flysch.

Lo mismo que en el caso de los eventuales movimientos de edad cretácea, los datos disponibles en el área de la Hoja son insuficientes para determinar la repercusión, dentro de la misma, de los importantes movimientos de edad eocena y oligocena reconocidos en otras partes del dominio subbético.

Según los últimos estudios, fue iniciado ya el Mioceno Superior cuando se desarrolló la última etapa de la tectónica de mantos de corrimiento. Es la única que en el área de esta Hoja puede ser bien datada, pero quizá no haya sido la más importante. En todo caso, es cierto que en esta etapa la estructura del Subbético adquiere sus rasgos definitivos en cuanto a la estructura en mantos. Y en lo sucesivo sólo será afectada por pequeñas deformaciones y por fallas, así como por los movimientos verticales que afectan al conjunto de la región.

4.4 ZONA BETICA

Los materiales de la zona bética proporcionan alguna información sobre épocas mucho más remotas que los de las zonas externas.

Con las reservas del caso, los materiales cristalinos de la base de las unidades de Blanca, Casares y Málaga sugieren la existencia de un antiguo zócalo anteherciniano, cuya situación paleogeográfica relativa es todavía enigmática; lo único seguro es que una distancia muy considerable debía separarlo del ámbito en el cual se formaron los terrenos del zócalo de la depresión del Guadalquivir. Sobre este zócalo, durante el ciclo herciniano se depositó, por lo menos en el dominio maláguide, una serie de características propias de geosinclinal. No obstante, hasta ahora no han sido halladas pruebas con-

vincentes de que el ámbito de las zonas internas hubiese sido afectado por plegamientos especialmente intensos de edad herciniana.

Al final del Paleozoico, por lo menos en los dominios maláguide y de Casares (probablemente también en el resto), el ámbito bético se incorpora a la cuenca de sedimentación triásica.

Conocidas son las dificultades para la reconstitución paleogeográfica del ámbito de las zonas internas (FALLOT, 1948; FONTBOTE, 1970; etc.). Después del Trías, según los datos estrictos que proporciona la cobertura, este ámbito aparece como exento de subsidencia, salvo en el dominio maláguide y aún de modo limitado. Dentro del área de la Hoja, la unidad de las Nieves, con su Lías bastante desarrollado, constituiría una excepción. A no ser que se admita la génesis precoz de la estructura en mantos (DÜRR et alt., 1960-1962; etc.), el ámbito bético parece haber permanecido durante la era mesozoica relativamente estabilizado, con su superficie muy próxima, por encima y/o por debajo, del nivel del mar. Salvo que se quiera ver, en los materiales que integran las unidades alóctonas del Campo de Gibraltar y unidades afines a las mismas, la parte de la cobertura, de edad postriásica, que falta en las unidades béticas.

Como queda indicado (3.2), la edad de las estructuras de corrimiento de la zona bética no puede ser precisada y no pueden, por tanto, ser debidamente insertados en esta historia geológica acontecimientos de tan grande orden de magnitud. Lo único absolutamente seguro es que fueron anteriores al Mioceno Superior, y que existen indicios de que fueron bastante más antiguos que esa época.

En cualquier caso, en el Mioceno Superior el conjunto de la zona bética ocupaba ya la misma situación relativa, con respecto a la subbética, que en la actualidad.

4.5 OTRAS UNIDADES ALOCTONAS

La historia geológica relativa a las unidades del Aljibe, de Paterna, y las demás unidades alóctonas que ocupan actualmente una situación más elevada con respecto a las béticas y subbéticas, permanece muy oscura.

En efecto, como ya se indicó (3.5), la posición relativa del dominio sedimentario en el que se formaron los materiales que integran estas unidades es controvertida. Lo único seguro es que ese dominio se encontraba, por lo menos, en una posición más interna que la del ámbito subbético.

Fuese al exterior, o fuese más adentro que el ámbito bético —o bien sobre parte del mismo—, los datos estratigráficos proporcionados por estas unidades alóctonas revelan que, desde el Cretáceo Superior hasta el Mioceno Superior se desarrolló la sedimentación de una serie que tuvo características de Flysch en varios episodios. La localización de las áreas-fuente de los aportes detríticos es todavía problemática, y lo único cierto es que en ellas aflo-

raban rocas cristalinas. Pero no es posible determinar si tales afloramientos se encontraban dentro del ámbito de las zonas internas, en otro ámbito todavía más alejado, o bien en eventuales cordilleras situadas entre los respectivos dominios de las zonas internas y las externas.

En cambio, se conoce bien la edad de la definitiva colocación («*mise en place*») de estas unidades, la cual se sitúa a comienzos del Mioceno Superior (CHAUVE, 1968; DIDON, 1969; etc.).

4.6 EVOLUCION PALEOGEOGRAFICA RECENTE

Con posterioridad a la última etapa de la tectónica de mantos de corrimiento, durante el Mioceno Superior, el Plioceno y el Cuaternario el área de la Hoja queda afectada solamente por deformaciones relativamente poco considerables (3.5.). Se trata, sobre todo, de movimientos de elevación del conjunto, más acentuados a partir del Mioceno Superior.

Durante el Mioceno Superior, el mar ocupa todavía la mayor parte de este área. Del mismo emergen pequeñas islas, sobre todo en el área de la zona bética, las cuales proporcionan abundantes aportes detriticos a la sedimentación miocena.

Luego se acentúa la tendencia a la surrección en el Plioceno, salvo en la Hoya de Málaga, que es afectada por una nueva transgresión marina, toda el área de la Hoja emerge definitivamente. Localmente, sobre todo en ciertos sectores próximos al límite entre las zonas internas y las externas, se pueden aún acentuar algunos accidentes más antiguos, o producirse nuevas fracturas. Pero lo esencial es la elevación de conjunto, más fuerte en el área correspondiente a la zona bética, en la cual puede rebasar los 700 metros en algunos puntos.

Como consecuencia de esta elevación de conjunto, el relieve se rejuvenece, se acentúan sus contrastes y una parte considerable del área de la Hoja adquiere el carácter montañoso que muestra actualmente.

5. BIBLIOGRAFIA

- ALASTRUE, E. y HERNANDEZ DE GARNICA, J. M. (1947).—«La estructura de la Sierra del Tablón (Sevilla)». *Not. y Com. I. G. M. E.*, n.º 17, pp. 135-152, 1 map. E. 1:50.000.
- ALASTRUE, E. y PRIETO, J. (1954).—«Reconocimiento geológico de la Sierra del Montellano (prov. de Sevilla)». *Not. y Com. I. G. M. E.*, n.º 35, pp. 5-14.
- (1947).—«Estratigrafía y tectónica de la Sierra de Esparteros (Morón de la Frontera, Sevilla)». *Not. y Com. I. G. M. E.*, n.º 18, pp. 21-40, 1 mapa E. 1:50.000.

- BERTRAND, M. y KILIAN, W. (1889).—«Etudes sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et de Malaga. Mission d'Andalousie». *Mem. Ac. Sc. Paris*, t. 30, pp. 377-599.
- BLUMENTHAL, M. (1928).—«Sur le dispositif des nappes de recouvrement de la Serranía de Ronda (Andalousie)». *Ecl. Geol. Helv.*, vol. 21, n.º 2, pp. 358-365, 1 lám.
- (1930).—«Beiträge zur Geologie der betischen Cordilleren beiderseits des Rio Guadalhorce». *Ecl. Geol. Helv.*, vol. XXIII, pp. 41-293.
- (1933a).—«Geologie der Berge um Ronda (Andalusien)». *Ecl. Geol. Helv.*, vol. XXVI, pp. 43-92.
- (1933b).—«Sur les relations tectoniques entre les zones bétiques, pénibétiques et Subbétiques du Sud-Ouest de l'Andalousie». *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 197, pp. 1.138-1.139.
- (1935).—«Antibetische Faltungen im Gibraltarbogen». *Geol. Rdsch.*, t. 26, pp. 424-429.
- (1936).—«Le matériel stratigraphique du "Double pli" Gaditan (Andalousie)». *Bull. Soc. Geol. France*, t. (5) VI, 1 fig., 1 mapa E. 1:60.000.
- (1937).—«Sur l'interprétation tectonique du "Double pli" Gaditan». *Bull. Soc. Geol. France*, t. (5) VII, 2 figs.
- (1949).—«Estudio geológico de las cadenas costeras al oeste de Málaga, entre el río Guadalhorce y el río Verde». *Bol. I. G. M. E.*, t. LXII, 193 pp., 6 figs., 4 fot., 1 lám. (1 mapa E. 1:75.000).
- BOURGOIS, J. (1970).—«Etude géologique du Corridor de Boyar et de ses abords (Andalousie, Espagne)». *Th. 3.º cycle Univ. Paris*, XXVII, 205 páginas ilustr., 1 mapa E. aprox. 1:18.000.
- BUNTFUSS, P. (1967).—«Die Geologie der Küstenketten zwischen dem Río Verde und dem Campo de Gibraltar (Westliche Betische Kordillere, Südspanien)». *Tesis Univ. Bochum*, 73 pp., 2 figs., 6 fot., 3 láms. (1 mapa E. 1:20.000).
- CHAUVE, P. (1962a).—«La Unidad de Paterna en el norte de la provincia de Cádiz». *Not. y Com. I. G. M. E.*, núm. 67, pp. 103-108, 3 figs.
- (1962b).—«Sur l'extension de l'Unité de Paterna dans le Nord-Ouest de la province de Cádiz (Cordillères Bétiques)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, pp. 271-272, 1 fig.
- (1963).—«Sur la signification et l'origine de l'Unité de Paterna (province de Cádiz, Espagne)». *C. R. Somm. Soc. Géol. France*, pp. 83-84.
- (1967).—«Tectonique du Subbétique dans le Nord de la province de Cádiz (Espagne Méridionale)». *Bull. Soc. Géol. France*, t. (7), IX, pp. 235-245, 7 figs.
- (1968).—«Etude géologique du nord de la province de Cádiz». *Mem. I. G. M. E.*, t. LX, 377 pp., 105 figs., XVIII láms., 1 mapa E: 1:71.000.
- (1969).—«Les rapports du subbétique et du penibétique dans la Serranía de Grazalema». *Bol. Geol. Min.*, núm. 80, pp. 16-29, 1 mapa E. 1:25.000.

- CHAUVE, P., DIDON, J. y PEYRE, Y. (1968).—«Le Crétacé Inférieur du Pénibétique (Zone de Ronda-Torcal), Cordillères Bétiques, Espagne.» *Bull. Soc. Géol. France*, t. (7), X, pp. 56-64, 1 lárm., 5 figs.
- CHAUVE, P. y HOPPE, P. (1962a).—«Nouvelles données stratigraphiques et tectoniques sur le corridor de Boyar (prov. de Cadix, Espagne).» *Bull. Soc. Géol. France*, t. (7), IV, pp. 303-310, 5 figs. (1 mapa E. 1:25.000 aprox.)
- (1962b).—«Sur la existence d'affleurements de l'unité de Paterna dans la région d'El Bosque-Zahara (prov. de Cadix, Espagne).» *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 225, pp. 330-332, 1 fig.
- DIDON, J. (1960).—«Le flysch gaditan au Nord et au Nord-Est d'Algésiras (prov. de Cádiz, Espagne).» *Bull. Soc. Géol. France*, t. (7) II, pp. 352-361, 3 figs. (1 esquema estruct. E. 1:130.000 aprox.).
- (1960-62).—«Les unités ultra-bétiques de la zone du Flysch gaditan au Nord et Nord-Est d'Algésiras. (Schéma tectonique et interprétation paléogeographique).» *Mém. Soc. Géol. France, livre Mém. P. Fallot*, t. I, pp. 265-272, 3 figs. (1 mapa E. 1:200.000).
- (1969).—«Etude géologique du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale).» *Th. Univ. Paris*, e 5., VII, 539 pp., 124 figs., 3 láms. f. t.
- DIDON, J., DURAND DELGA, M., FONTBOTE, J. M., MAGNE, J. y PEYRE, Y. (1961).—«El Oligoceno Superior del Bético de Málaga (Andalucía).» *Not. y Com. I. G. M. E.*, núm. 61, pp. 115-130, 3 figs., 2 tabls., 1 mapa.
- DIDON, J. y PEYRE, Y. (1964).—«Sur deux dispositif tectoniques remarquables dans les Cordillères bétiques à l'Ouest de Méridien de Malaga (Andalousie).» *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 259, pp. 1988-1991, 5 figs.
- DICKEY, J. S., jr. (1970).—«Partial fusion products in alpine-type peridotites: Serrania de Ronda and other examples.» *(50 th. Anniv. Symp.) Mineral. Soc. Amer. Spec. Pap.*, núm. 3, pp. 33-49.
- DÜRR, St. (1967).—«Geologie der Serrania de Ronda und ihrer südwestlichen Ausläufer (Andalusien).» *Geol. Romana*, vol. VI, pp. 1-73, 18 figs., 5 tabls. (2 mapas E. 1:60.000).
- DÜRR, St., HOEPPENER, R., HOPPE, P., y KOCKEL, F. (1961).—«Die Geologie der Berge zwischen dem Guadalhorce und dem Campo de Gibraltar (Südspanien).» *Geol. Rundsch.*, t. 51, pp. 239-249, 3 figs., 1 lárm. (mapa E. 1:250.000).
- (1960-1962).—«Géologie des montagnes entre le Rio Guadalhorce et Campo de Gibraltar (Espagne Méridionale).» *Mém. Soc. Géol. de France h. s., Livre mém. P. Fallot*, pp. 209-227, 4 figs., 1 lárm. (1 mapa E. 1:150.000).
- EGELER, C. G. y SIMON, O. J. (1969).—«Sur la tectonique de la Zona Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). Etude basée sur les recherches dans le secteur compris entre Almería et Vélez-Rubio.» *Verh. Kon. Ned. Akad. v. Wetensch., Afd. Nat.*, Serie I, t. XXV, núm. 3, pp. 1-90, 13 figs.
- FALLOT, P. (1948).—«Les Cordillères Bétiques.» *Est. Geol.*, núm. 8, pp. 83-172, 12 figs., 3 láms.

- FONTBOTE, J. M. (1957).—«Tectoniques superposées dans la Sierra Nevada (Cordillères Bétiques, Espagne).» *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 245, pp. 1325-1326.
- (1970).—«Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas.» *Cuad. Geol. Univ. Granada*, vol. 1, pp. 71-78, 2 láms.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1967).—«Unidades paleogeográficas en el sector central de la zona Subbética.» *Not. y Com. I. G. M. E.*, núm. 101-102, pp. 73-99, 2 figs., 1 lám. (mapa E. 1:263.000 aprox.).
- GAVALA, J. (1916).—«Regiones petrolíferas de Andalucía.» *Bol. I. G. M. E.*, t. XXXVII, pp. 33-208, 10 láms., 3 mapas.
- (1924).—«Mapa geológico de la provincia de Cádiz.» *Mem. I. G. M. E.*, vol. LI, páginas 3-35, 1 mapa E. 1:200.000.
- GAVALA, J., MILANS DEL BOSCH, J., y RUBIO, E. (1934).—«Hoja núm. 1.072, Estepona-Málaga.» *I. G. M. E.* (1 mapa E. 1:50.000).
- (1935).—«Hoja núm. 1.003, Utrera (Sevilla).» *I. G. M. E.* Memoria explicativa y mapa E. 1:50.000.
- GLANGEAUD, L., BOBIER, CI. y BELLAICHE, G. (1967).—«Evolution néotectonique de la mer d'Alboran et ses conséquences paléogéographiques.» *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 265, pp. 1672-1675.
- HERNANDEZ-PACHECO, A. (1967).—«Estudio petrográfico y geoquímico del macizo ultramáfico de Ojén (Málaga).» *Est. Geol.*, vol. XXIII, pp. 85-143, 49 figs., 1 lám. (mapa E. 1:30.000).
- HOPPE, P. (1968).—«Stratigraphie und Tektonik der Berge um Grazalema (SW Spanien).» *Geol. Jb.*, t. 85, pp. 267-338, 1 tabl., 3 láms. (1 mapa E. 1:50.000).
- HOEPPENER, R., HOPPE, P., DÜRR, St. y MOLLAT, H. (1964).—«Ein Querschnitt durch die Betischen Kordilleren bei Ronda (SW Spanien).» *Geol. Mijn.*, vol. 43, pp. 282-298, 6 figs.
- HOEPPENER, R. y KOCKEL, F. (1959).—«Lias vor und in den Rondaiden (Südspanien).» *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, pp. 417-424, 2 figs.
- HOEPPENER, R., HOPPE, P., MOLLAT, H., MUCHOW, S., DÜRR, St. y KOCKEL, F. (1964).—«Über den westlichen Abschnitt der Betischen Kordilleren und seine Beziehungen zum Gesamtoregen.» *Geol. Rdsch.*, t. 53, pp. 269-296, 4 figs.
- INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA - F. A. O. (1968a).—«Mapa Hidrogeológico de las Marismas a escala 1:10.000.»
- (1968b).—«Mapa Hidrogeológico de Sevilla-Carmona a escala 1:100.000.»
- KOCKEL, F. (1963).—«Die Geologie des Gebietes zwischen dem Río Guadahorce und dem Plateau von Ronda (Südspanien).» *Geol. Jb.*, t. 81, pp. 413-480, 3 tabls. (1 mapa E. 1:50.000 y 1 mapa E. 1:75.000 aprox.).
- (1958).—«Conodonten aus dem Paläozoikum von Málaga (Spanien).» *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, pp. 255-262.
- KOCKEL, F. y STOPPEL, D. (1962).—«Nuevos hallazgos de conodontos y al-

- gunos cortes en el Paleozoico de Málaga (Sur de España).» *Not. y Com. I. G. M. E.*, núm. 68, pp. 133-170, 9 figs., 2 láms.
- KORNPROBST (1971).—«Le socle ancien polymétabolique dans les zones internes des chaînes bético-rifaines: similitudes pétrographiques et constance des directions tectoniques ante-alpines de part du détroit de Gibraltar.» *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 272, pp. 1204-1207.
- LHENAFF, R. (1966).—«Existence d'un haut niveau marin (Pliocène terminal ou Quaternaire ancien) déformé à l'W. de Málaga (Espagne).» *C. R. Soc. Géol. France*, pp. 395-396.
- (1967).—«Problèmes géomorphologiques de la vallée du Guadalhorce, Andalousie.» *Méth. de la Casa de Velázquez*, t. III, pp. 5-28, 3 figs.
- MACPHERSON, J. (1874).—«Memoria sobre la estructura de la Serranía de Ronda a la izquierda del Guadiaro.» 91 pp., 1 lám., 1 mapa. Cádiz (*Imprenta Médica*).
- MAGNE, J.; PEYRE, Y.; VALLE, M. del; y VERA, J. A. (1969).—«La serie estratigráfica del Gallo-Vilo (prov. de Málaga).» *Act. Geol. Hisp.*, vol. 4, pp. 67-71.
- MICHELAU, P. (1942).—«Das Paläozoikum der Betischen Ketten NW. von Málaga.» Tesis. Berlín. (mem. inéd.), pp. 1-126.
- MICHEL-LEVY, A. y BERGERON, J. (1889).—«Etude géologique de la Serranía de Ronda.» *Mem. Acad. Sc. France*, t. 30, núm. 2 (Mission d'Andalousie), pp. 171-375.
- MOLLAT, H. (1968).—«Schichtenfolge und tektonischer Bau der Sierra Blanca und ihrer Umgebung (Betische Kordilleren, Südspanien).» *Geol. Jb.*, t. 86, páginas 471-532, 4 figs., 1 tabl., 7 láms. (1 mapa E. 1:50.000).
- MON, R. (1968).—«Etude géologique de la région du bas Guadalhorce entre Cártama et Almería (Espagne du Sud).» *Thèse 3.º cycle Univ. Paris*, IV, 122 pp., 31 figs., 1 mapa E. 1:50.000.
- (1969).—«Rapports entre la nappe de Málaga et les Unités alpujarrides à l'Ouest de Málaga (Espagne).» *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 268, pp. 1008-1011, 1 fig.
- ORUETA, D. de (1917).—«Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda.» *Mem. I. G. M. E.*, núm. 28, 577 pp., 10 figs., 19 láms., 1 mapa.
- PERCONIG, E. (1960-1962).—«Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale en particulier du bassin du Guadalquivir (Espagne Méridionale).» *Mem. h. s. Soc. Géol. France. Livre à la Mém. du Prof. Paul Fallot*, t. I, pp. 229-256, 6 figs.
- PEYRE, Y. (1960).—«La "série du Pedroso" série type d'une zone paléogéographique nouvelle dans le Jurassique des Cordillères Bétiques.» *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 251, pp. 1183-1185.
- (1960-1962).—«Etat actuel de nos connaissances sur la structure des Cordillères Bétiques sur la transversale de Málaga.» *Mém. h. s. Soc. Géol. France. Livre Mém. Prof. Paul Fallot*, t. I, pp. 199-208, 2 figs. (1 mapa E. 1:400.000).

- (1962).—«El "subbético con Jurásico margosos" o "subbético meridional" como unidad paleogeográfica y tectónica de las Cordilleras Béticas.» *Not. y Com. I. G. M. E.*, núm. 67, pp. 133-144.
 - (1969a).—«Présentation de deux coupes tectoniques d'ensemble dans les Cordillères bétiques au Nord de Málaga.» *C. R. Soc. Géol. France*, pp. 38-39, 2 figs.
 - (1969b).—«Essai sur la paléogéographie des Cordillères Bétiques au Crétacé Inferieur: la transversale de Málaga.» *C. R. Soc. Géol. France*, pp. 45-49, 2 figs.
- PEYRE, Y. y DIDON, J. (1964).—«Sur deux dispositifs tectoniques remarquables dans les Cordillères Bétiques à l'Ouest du méridien de Málaga.» *C. R. Ac. Sc. Paris*, t. 259, pp. 1988-1991, 5 figs.
- PRIETO, I. y ALASTRUE, E. (1952).—«Mapa Geológico de España, E. 1:50.000, Hoja núm. 1.021 (Morón de la Frontera, Sevilla).» *I. G. M. E.*
- SAAVEDRA, J. C. (1964).—«Datos para la interpretación de la estratigrafía del Terciario y Secundario de Andalucía.» *Not. y Com. I. G. M. E.*, núm. 73, páginas 5-50, 25 figs.