



IGME

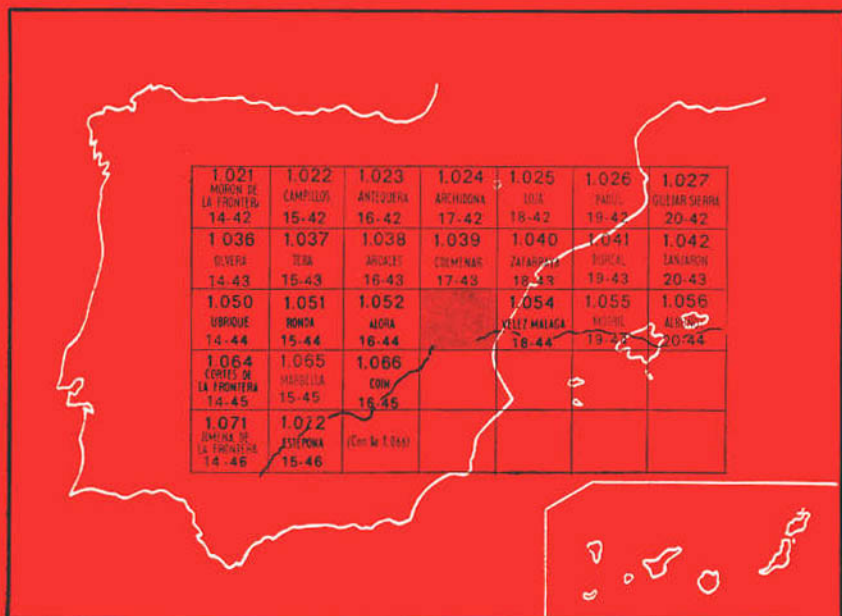
1053/67
17-44/45

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MALAGA-TORREMOLINOS

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

MALAGA-TORREMOLINOS

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por IBERGESA, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

En Cartografía y Memoria, ESTEVEZ GONZALEZ, C., y CHAMON COBOS, C.

Los estudios petrológicos han sido hechos por PEREZ ROJAS, A.

Los estudios sedimentológicos han sido realizados por GARCIA QUINTANA, A.; HERNANDO COSTA, S., y RINCON MARTINEZ, R., doctores en Ciencias Geológicas del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid.

La micropaleontología ha sido estudiada por GRANADOS, L.

La supervisión ha sido realizada por RUIZ RUIZ, P., del IGME.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1

Depósito Legal: M - 23.863 - 1978

Imprenta IDEAL - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - Madrid-16

INTRODUCCION

Las Hojas de Málaga y Torremolinos se han fundido en una sola a efectos de publicación por parte del IGME.

Está situada en la zona costera de Málaga y abarca parte de las unidades béticas de la Unidad de Blanca y Complejo Maláguide. El Alpujárride aflora en muy pequeña extensión en el ángulo NE.

Se ha introducido una nueva unidad llamada de Benamocarra. Se sitúa entre Alpujárride y Maláguide, puesto que su situación en uno u otro complejo es motivo de duda.

Hemos manejado tanto la bibliografía regional, ya clásica (FALLOT, BLUMENTHAL, EGELER y SIMON), como trabajos más concretos sobre la zona estudiada (AZEMA, BOULIN).

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 UNIDAD DE BLANCA (ΤΑΔΞΑ)

En el extremo SO. de la Hoja 17-45 aflora una serie carbonatada definida en las Hojas 15-45 y 16-45 como Unidad de Blanca. Dicha unidad no está representada en su totalidad, pues solamente afloran los mármoles azules tableados que constituyen, al menos tectónicamente, la base de la unidad.

Estos mármoles forman una potente serie carbonatada de carácter dolomítico y aspecto variable.

Hacia el Norte, estratigráficamente la parte más baja de la serie, son unos mármoles azules tableados en bancos de 15-20 cm., grano fino y textura equigranular. Hacia el Sur son más masivos, de grano medio y color claro, llegando en algunos puntos a ser blancos.

La potencia de la serie resulta indeterminable, por no aflorar la base de la formación; no obstante, puede estimarse en varios cientos de metros, si bien es verdad que dada la tectónica de pliegues isoclinales que afecta la serie, la potencia aparente es mucho mayor.

En cuanto a edad, por ser una serie muy metamórfica, se carece de datos objetivos que permitan datarla.

Únicamente por correlaciones con otras zonas semejantes podría establecerse una edad, pero al estar esta unidad individualizada del resto de las unidades Nevado-Filábrides resulta muy problemática la datación. De aquí las diferencias entre los distintos autores, pues mientras para unos, BLUMENTHAL y V. PASTOR, sería precámbrica, para otros, MOLLAT, EGELER y SIMON, etc., sería triásica.

1.2 ALPUJARRIDE (P-T_{A1}EΥκ)

Es insignificante la presencia de este complejo dentro de la Hoja, localizándose en el borde NE. de la misma.

Se trata de una serie esquistosa de grano fino, con abundancia de moscovita en pequeñas placas que dan un aspecto plateado. Presenta intercalaciones cuarcíticas de tonos verdosos o azulados.

El carácter azoico de esta serie, así como su escasa representación, nos obliga a emplear dataciones de otros autores, por lo que le atribuimos una edad Permotrias Inferior, según los datos de BOULIN (1970).

1.3 UNIDAD DE BENAMOCARRA (PC-PΞ_B)

La Unidad de Benamocarra ha sido creada durante el año 1975. Designa el conjunto esquistoso que yace bajo las filitas maláguides.

Se trata de una serie muy monótona de micaesquistos negros. Dentro de ellos pueden diferenciarse dos facies, atendiendo a la granulometría original del sedimento.

La primera facies la forman micaesquistos con esquistosidad muy patente y abundante desarrollo de micas. En los planos de esquistosidad abundan los cristales aciculares de andalucita negra, sin orientar dentro de las superficies y formando en ocasiones conjuntos en estrella. Abundan también pequeños granates (1 a 2 mm.) subidiomorfos, que destacan en

relieve en los planos micáceos de esquistosidad. Presumiblemente esta facies deriva del metamorfismo de materiales arcillosos.

La segunda fase es más cuarcítica que la anterior y menos esquistosada. En ella no suelen encontrarse blastos de andalucita ni granates, sin duda a causa de la composición inicial de los sedimentos. Estos debieron ser arenas con impurezas de arcilla.

Las dos facies se encuentran íntimamente mezcladas en los afloramientos, según alternancias métricas o centimétricas. Por esta razón no ha sido posible separarlas en la cartografía. El metamorfismo es lo suficientemente intenso para no poderse dilucidar si se trata de una serie de carácter flysch, o en general cuál fue la naturaleza de las secuencias sedimentarias.

En todo el conjunto son muy características las exudaciones lenticulares de cuarzo blanco, que incluyen escasos nódulos de andalucita rosa y sus alteraciones micáceas. Estas lentes de cuarzo, de longitud centimétrica a decimétrica, se intercalan en la esquistosidad.

Gran importancia tienen las emisiones de rocas básicas (diabasas) que literalmente acribillan al conjunto de micaesquistos. Se muestran como diques subverticales, de potencias métricas. La corrida es difícilmente observable por la abundancia de derrubios, pero no deben sobrepasar algunos centenares de metros. Por sus reducidos afloramientos y la ingente cantidad de ellos no ha sido posible separar las diabasas en la cartografía.

Las relaciones geométricas de la Unidad de Benamocarra con el Maláguide y con el Alpujárride se discutirán en el capítulo de Tectónica.

1.4 MALAGUIDE

El Maláguide constituye la masa principal de materiales que afloran en las Hojas de Málaga-Torremolinos. Su estratigrafía es muy similar a la obtenida, en el mismo complejo, en las Hojas más occidentales (Coiñ, Alora, Marbella y Estepona), pero las relaciones tectónicas internas del conjunto son algo diferentes.

La complejidad estratigráfica es muy grande y se ve además exacerbada en su compresión por el intenso replegamiento y escamación de las series.

Las series inferiores muestran un metamorfismo regional débil (fillitas), que va disminuyendo hacia arriba, para desaparecer totalmente en la cobertura permo-mesozoica.

Se pueden separar, pues, dos conjuntos estratigráficos de categoría y evolución bien diferentes. Uno inferior, con metamorfismo regional débil, con series datadas como paleozoicas en las partes altas. Otro superior, sin metamorfismo alguno, que se apoya discordantemente sobre el anterior. A diferencia del primer conjunto, en éste existen numerosas dataciones, que son tanto más precisas cuanto más modernos son los materiales. El con-

junto comprende desde el Permotrias al Eoceno. A éste le denominaremos como «cobertera maláguide».

Es en la Hoja de Málaga donde la secuencia maláguide se encuentra más completa y desarrollada que en ninguna otra zona de la cordillera. Sin embargo, no puede decirse que se encuentre todo el Maláguide representado, puesto que una intensa tectónica de escamación ha laminado algunos términos, especialmente en la cobertera permo-mesozoica.

Como se verá en el capítulo de Tectónica, las relaciones del Maláguide con los materiales del muro (Unidad de Benamocarra) son dudosas en cuanto a su interpretación dinámica.

1.4.1 CONJUNTO INFERIOR

El conjunto inferior consta de una serie fundamentalmente pelítica en la base, que evoluciona en altura a una serie carbonatada y termina en una serie conglomerática y grauwáquica.

Hemos distinguido los siguientes tramos, de muro a techo:

1.4.1.1 Filitas inferiores, metareniscas y conglomerados de cuarzo (PC-S^f, Cg)

Sobre la Unidad de Benamocarra yace una serie muy monótona de rocas filitosas. El muro real de la formación no se conoce por estar laminado. En ella se pueden distinguir las siguientes facies:

— Filitas propiamente dichas, de tonos oscuros y aspecto progresivamente más metamórfico hacia la base. En algunos puntos tienen aspecto de esquisto, llegando a estar las superficies de esquistosidad onduladas y con recristalización patente. Allí pueden aparecer pequeños cristales elipsoidales milimétricos de andalucita negra, repartidos en los planos de esquistosidad. Estas andalucitas son muy distintas de los conjuntos «en estrella» de las andalucitas de la Unidad de Benamocarra.

Puede decirse que, al menos en metamorfismo, la base de estas filitas está en continuación gradual con los esquistos de Benamocarra.

A medida que ascendemos en la serie las superficies de esquistosidad son más regulares, presentándose como planos paralelos que permiten la separación en lajas de las filitas dándoles el aspecto típico.

— Metareniscas esquistosas claras; se presentan unas veces asociadas a los conglomerados que se describirán a continuación y otras intercaladas en las filitas. Es posible que en muchos puntos estas metareniscas sean el equivalente del conglomerado, pues faltan éstos y las metareniscas ocupan una posición estratigráfica aproximadamente igual.

Destacan en el campo por su aspecto arenoso y blanquecino. Son de granulometría grosera, pudiendo considerarlas en algunos puntos como un

microconglomerado deformado. Estas facies no son continuas ni espacial ni temporalmente, representando episodios más violentos de la sedimentación.

— Conglomerados de cuarzo, lidita y cuarcita con matriz samítica y filítica. Muy excepcionalmente se encuentran en este conglomerado cantos de mármol milonizado (al E. de la Sierra Alcuza). Los tonos son claros generalmente, pero algunos afloramientos presentan matriz gris oscuro, en la que destacan los cantos. Estos aparecen casi siempre aplastados y subparalelos con la estratificación y esquistosidad más evidente. El tamaño de los cantos oscila entre 1 y 2 cm., pero llegan a alcanzar los 15 cm.

La potencia de esta formación suele ser de 1 a 10 m., pero la continuidad lateral no se observa siempre, ya que no es un nivel constante.

Cuando aflora, el conglomerado intrafilita representa un nivel de referencia de gran valor. Su posición estratigráfica es más bien alta dentro de la secuencia filitosa.

Evidentemente, las facies de cuarcitas claras que se han descrito están íntimamente relacionadas con los mismos procesos que generaron los conglomerados.

La edad de esta serie no puede establecerse paleontológicamente por tratarse de una serie azoica. Únicamente por su posición estratigráfica se le puede atribuir una edad presilúrica, aunque más bien deberíamos hablar de una edad Prewenlok-ludow, pues estas son las edades más antiguas conocidas en el Complejo Maláguide. El atribuirle edad presilúrica se debe a la existencia entre esta formación y las calizas en las cuales se han encontrado los conodontos, que han dado la edad Wenlok-ludow, de una potente formación de calizas y grauwacas, formación que atribuimos al Silúrico. No por ello se puede descartar la posibilidad de que estas filitas inferiores puedan también corresponder en parte al Silúrico.

Lo que queda totalmente indeterminado es el límite inferior de edad, pues no tenemos ningún criterio que nos permita establecerlo.

En cuanto a la potencia de esta serie, nos encontramos con las mismas imprecisiones que en las anteriores unidades. Esta formación está limitada normalmente, tanto a techo como a muro, por contactos mecánicos, lo cual hace muy variable la potencia. No obstante, podemos hablar de una potencia mínima de 500 m.

Dentro de estas filitas inferiores, al sur del Cerro Alcuza, se ha cartografiado un potente filón de cuarzo lechoso que tiene una continuidad lateral bastante constante. La potencia puede estimarse en unos 10-15 m. Su posición es más o menos concordante dentro de las filitas.

También hay que destacar la existencia de numerosos diques de diabasas, aunque menos frecuentes que en la Unidad de Benamocarra. Como en ésta, son claramente constantes, subverticales y de poca potencia.

1.4.1.2 Calizas, filitas y grauwacas (c, S-D)

Sobre las filitas anteriores yace una serie cuyo carácter distintivo, pero no constante, es la presencia de calizas.

Podemos distinguir las siguientes facies:

— Calizas azules masivas, en bancos de 2 ó 3 m. de potencia, normalmente a muro. BLUMENTHAL (1949) atribuye un carácter recifal a esta facies.

— «Calizas alabeadas» (ORUETA, 1917). Son calizas azules, grises o negras, tableadas y alabeadas según pliegues paralelos de radio métrico. El grano es fino y los procesos de metamorfismo son muy débiles. Presentan intercalaciones centimétricas de filitas y calcofilitas grises.

Todas las muestras estudiadas presentan fenómenos secundarios de recristalización, que impiden reconocer los indicadores de sus condiciones de deposición. No sólo aparecen recristalizaciones, sino incluso una relativamente alta profusión de fracturas con relleno calcítico, dolomítico e incluso silíceo. Casi todas las muestras contienen también terrígenos en proporción variable, y de tamaños que oscilan de arcillas a arena media o gruesa. Pudiera por tanto interpretarse como que fueron depositadas en una zona nerítica más o menos proximal, suponiendo que tengan un origen marino. Además, la fina laminación paralela que presentan, junto con el hecho de que algunas muestras contienen un alto porcentaje de los terrígenos más finos (arcillas), conduce a pensar que se depositaron en aguas relativamente tranquilas.

— Filitas, análogas a las filitas basales, que se encuentran irregularmente distribuidas en los afloramientos.

— Grauwacas poco esquistosadas, de tonos gris verdosos, muy características. Normalmente, las grauwacas se intercalan con las facies alabeadas.

La disposición espacial de estas facies no sigue un orden estratigráfico, pues su distribución es en cada afloramiento incontrolada e incompleta. En la cartografía se han resumido las cuatro facies descritas en dos formaciones: una con calizas predominantes y otra con grauwacas y filitas predominantes. Sin embargo, en cada afloramiento del mapa pueden obtenerse muestras de mano de las cuatro facies.

Las estructuras sedimentarias son muy escasas. Únicamente en las grauwacas se encuentra laminación horizontal. En algunos puntos (al este de S. Lázaro) se han encontrado ripples-marks y huellas de corriente.

No es posible evaluar la potencia de este tramo detrítico carbonatado, puesto que los contactos muro y techo son casi siempre tectónicos.

La potencia mínima es del orden de los 400 m.

La edad ha sido determinada por KOCKEL (1959-1962) a partir de los conodontos en niveles carbonatados superiores a los de esta formación.

Las dataciones indican una edad Wenlok-ludow, o incluso Gedinense. Así, cabe deducir que el conjunto descrito tiene una edad silúrica.

También se han observado en algunos puntos diques de diabasas, aunque con muy poca frecuencia.

1.4.1.3 **Grauwacas, liditas, filitas y conglomerados poligénicos (D-H^A, q, H^B)**

El siguiente tramo yace sobre el anterior con contacto normalmente mecanizado. Su estratigrafía es bastante compleja, puesto que se indentan facies muy variadas. Podemos distinguir las siguientes:

— Filitas en tránsito a pizarras, continuación en la serie de los episodios pelíticos anteriores, pero con metamorfismo decreciente hacia arriba. Son frecuentes los restos de plantas, inclasificables, ripples, huellas de corriente y huellas de carga. Estas filitas son similares a las inferiores, aunque se la puede diferenciar por una serie de criterios de campo; normalmente su color es verdoso en corte fresco y con algunos tonos violáceos en superficie, a diferencia del color negro o pardo-amarillento de los inferiores. Otra diferencia es la fractura. Suelen presentarse muy fracturadas en forma astillosa, mientras que los inferiores se encuentran en lascas muy regulares.

También puede ser un criterio, aunque con ciertas reservas, la casi ausencia de pequeños filones de cuarzo lechoso, que son bastante abundantes en el tramo inferior.

— Grauwacas, generalmente groseras, poco o nada esquistosadas, de colores verdosos en corte fresco y de color marrón en superficie. Aparecen normalmente de forma masiva, sin estratificación visible más que por intercalaciones pelíticas. En estos casos, los bancos de grauwacas erosionan el techo de las pizarras. A veces se observan huellas de corrientes y ripples. Al igual que en las filitas, son también frecuentes los restos de plantas, especialmente en la granulometría más fina, aunque también son indeterminables.

Se ha intentado, mediante un estudio sedimentológico, establecer las diferencias entre estas grauwacas y las del tramo Infrayacente, pero los resultados obtenidos hacen pensar que son muy semejantes.

— Conglomerados poligénicos, que engloban cantos de cuarzo, grauwacas, lidita, aplita, pegmatita, néis, esquistos cuarcíticos y calizas similares a las alabeadas. En algunas zonas (La Lanza, Peluca) los cantos de calizas son muy abundantes.

Los cantos del conglomerado aparecen bien redondeados, a excepción de los de grauwacas y calizas, cuyo transporte ha sido menor.

El tamaño alcanza 10 cm. (hasta 50 en los cantos de caliza), siendo los cantos más frecuentes de 4 a 5 cm.

La matriz es granuda y medianamente coherente, al menos en los afloramientos meteorizados.

Estos conglomerados o sus equivalentes fueron descritos por BLUMENTHAL con el nombre de «Conglomerado de Marbella».

La posición de estos conglomerados dentro de la formación es variable, si bien es verdad que suelen encontrarse hacia el techo, sin que esto quiera decir que se trate de una formación discordante y superior a las filitas, como los interpreta BLUMENTHAL en la zona de Marbella. Dicha interpretación sí parece correcta hacia el O., pero hacia el E., como ya se pudo ver en la Hoja de Coin, los conglomerados poligénicos se encuentran intercalados entre las filitas y grauwacas como cambios laterales de facies.

Además de este conglomerado poligénico existe otro conglomerado de cantos casi exclusivamente de cuarzo, aunque también hay algunos de lidita. El tamaño medio de los granos es de 0,5 cm. y están muy rodados. Es fácilmente diferenciable del conglomerado de las filitas inferiores por no estar los cantos deformados.

Su posición, a diferencia del conglomerado anterior, es hacia la base de la formación.

— Liditas, negras o verdosas, a veces muy claras, que aparecen en toda la formación. Constituyen niveles tableados centimétricamente, muy fracturados. Las potencias son métricas.

Aunque no afloran en nuestra zona, merecen citarse los niveles calizos de Almogía (Hoja de Alora) intercalados en estas formaciones. En estos niveles es donde KOCKEL ha datado el tránsito Silúrico-Devónico.

AZEMA (1960-1961) considera a esta formación como Devono-Dinantiense, mientras que BOULIN (1970) la restringe al Viseense-Namuriense.

Por nuestra parte, creemos que el Devónico Inferior se encuentra representado en las calizas de Almogía y que probablemente se alcance parte del Carbonífero, puesto que parte de la formación presenta microfósiles que datan el Viseense Inferior, precisamente en los cantos calizos del conglomerado poligénico de la Peluca (BOULIN, 1970). Es de esperar que el conglomerado en sí sea postviseense inferior y prepermotrias, pero sin poderse precisar más.

La potencia del conjunto no es mensurable, puesto que el contacto del muro es mecánico y el de techo se encuentra erosionado. Puede hablarse de una potencia mínima de 300 m.

1.4.2 CONJUNTO SUPERIOR COBERTERA MALAGUIDE

La cobertera maláguide se apoya no concordante sobre el Paleozoico. La bibliografía se refiere a este contacto como discordancia erosiva angular, pero este hecho no es observable a escala de afloramiento. Solamente se observa un contacto anormal y frecuentemente mecanizado cuando es el

Permotrias la formación que se apoya sobre esa superficie. En estos casos puede admitirse una discordancia, pero en muchas ocasiones ha jugado posteriormente como plano deslizante.

Otras veces son los términos más elevados de la cobertera los que yacen directamente sobre el conjunto inferior. En estos casos se admite sin lugar a dudas un plano de cabalgamiento. Tal sucede en la Cueva del Tesoro (entre la Cala del Moral y el Rincón de la Victoria). Allí, las calizas con alveolinas del Eoceno se apoyan sobre las filitas basales infrasilúricas y sobre las grauwacas devonocarboníferas.

La distribución de esta cobertera permomesozoica es muy irregular, a modo de retazos más o menos importantes a lo largo de la costa, aunque también se encuentran en algunos relieves elevados, donde se conserva la casi totalidad del conjunto maláguide (Cerro Santopitar). Más hacia el norte, ya en la Hoja de Colmenar, son también frecuentes los afloramientos de esta cobertera.

A continuación describiremos, de muro a techo, las formaciones de este conjunto.

1.4.2.1 Areniscas, conglomerados, arcillas y yesos (facies rojas) (P-T₀)

Los términos inferiores constan de facies de carácter marcadamente continental o híbrida, de tonos rojos muy similares a las facies del Triás Germánico. La distribución espacial es, no obstante, diferente a la del Triás de la Meseta.

Distinguimos las siguientes facies:

— Areniscas rojas, con cuarzo, feldespatos y micas (moscovita, preferentemente). Suelen contener matriz arcillo-sericítica y cemento ferruginoso. El tamaño de grano es de medio a fino y el redondeamiento es bajo. Entre los minerales pesados son frecuentes turmalina, circón y rutilo. El predominio de cuarzo y feldespatos las define como areniscas subarcóicas.

— Areniscas crema o rosadas, similares a las anteriores, pero con un contenido muy bajo o nulo de cemento ferruginoso.

Estas facies y la anterior presentan estructuras sedimentarias: estratificación cruzada, laminación paralela, granoselección.

En muchas zonas estas areniscas presentan gran tenacidad y aspecto cuarcítico. Pertenecen igualmente al grupo de las subarcóicas.

— Conglomerados de elementos silíceos, finos y gruesos. Los cantos son de cuarzo blanco, lidita y cuarcita, muy bien rodado. El tamaño es de 2 a 4 cm., pudiendo llegar hasta 10 cm. La matriz es areniscosa, como en la facies de arenisca roja, ya descrita. Son claramente visibles paleocauces, y en la matriz, estratificación cruzada.

— Arcillas abigarradas, rojas y verdosas, que se sitúan preferentemente a techo de la formación.

— Yesos blancos, a menudo terrosos, incluidos en las arcillas precedentes. Afloran entre la cantera de cemento y el Cerro Juan y al oeste del Cerro Coronado.

La potencia es muy variable de unos puntos a otros; puede alcanzar los 150 m.

Esta formación no ha revelado restos fósiles que precisen una edad. Sin embargo, regionalmente se le asigna edad permotriásica. La separación de Pérmico y Trías, realizada en otras regiones por cambios de coloración (rojo el Pérmico, rosa y blanco el Trías), no nos parece un criterio seguro en nuestra zona. Preferimos, por tanto, dar una edad global permotriásica sin más precisiones.

1.4.2.2 Dolomías (T_{A3}-J₁)

Sobre el Permotriás yace concordante un conjunto de dolomías de poca potencia y características masivas o tableadas. Por su resistencia a la erosión suelen coronar pequeños relieves (Cerro Coronado, etc.). La mayoría de las veces las dolomías yacen mecánicamente sobre materiales permotriásicos. Pero en otras ocasiones se sitúan, mecánicamente, sobre los materiales paleozoicos.

Se distinguen dos facies principales:

— Dolomías negras, bien masivas o bien tableadas. Se encuentran solamente en el Rincón de la Victoria. Su potencia es de 20 a 30 m.

— Dolomías grises, tableadas centimétricas, que alternan capas métricas masivas. También se observan facies carniolas.

Hacia la base aparecen margas claras amarillentas. Su potencia alcanza los 50 m.

El estudio petrológico indica que son dolomías puras, con escaso contenido de cuarzo en granos y óxidos de hierro.

La edad obtenida para el conjunto dolomítico es Infralías en la base y Lías en el resto.

1.4.2.3 Calizas masivas blancas (J₂₋₃)

Concordante sobre las dolomías yace un tramo calizo blanco o crema, bastante masivo y a menudo fracturado. Los estudios petrológicos señalan que el contenido en dolomías es escaso (1-15 por 100).

Los microfósiles son más abundantes al techo y el cemento puede ser micrítico o esparítico, según las zonas. Es característica la presencia, en

pequeña proporción, de cuarzo en granos de arena fina. A menudo estas calizas cabalgan las formaciones eocenas y el muro se encuentra laminado. En ningún punto se observa la formación completa de muro a techo. La potencia máxima visible es de 70 m. en el Cerro de San Antón.

Las muestras estudiadas indican una edad Dogger (Bathoniense en el Cerro San Antón). Más hacia el Este la fauna indica edad Malm (Oxfordiense y Kimmeridgiense).

1.4.2.4 Calizas rojas (C₂)

El siguiente conjunto yace por discordancia erosiva sobre las calizas jurásicas.

Son calizas rojas con glauconita. Rellenan grietas que AZEMA (1961) atribuye a un paleocarst. Se clasifican como biomicritas ferruginosas. La edad es motivo de discusión, pues mientras AZEMA (1961) las atribuye al Albense, nuestras muestras indican un Santoniense-Campaniense.

1.4.2.5 Calizas y margas (T₂^{Aa})

Bien sobre las calizas de glauconita o bien sobre las calizas jurásicas yace un conjunto datado como Eoceno, que culmina la serie maláguide.

Los tramos observados son los siguientes, de muro a techo:

— Calizas amarillas nodulosas, brechificadas. Sólo hemos encontrado un afloramiento cerca del polvorín de la Cantera de Cemento. La edad obtenida es Eoceno Inferior. La potencia no excede los 2 m.

— Margas grises y rosadas de potencias métricas, de edad eocena.

— Calizas crema con abundantes Alveolinas. La caliza ocupa el 98 por 100. El cemento es micrítico y hay cuarzo en forma de arena dispersa.

Estas calizas tienen una litología muy característica, perfectamente reconocible en el campo por la abundancia de microfósiles.

Es frecuente que estas calizas cabalguen otras formaciones (Jurásico, Permotrías).

La potencia máxima visible es de 40 m., pero el techo de la formación está erosionado.

La edad obtenida varía de unos puntos a otros de Ilerdiense a Ypresiense.

1.5 SEDIMENTOS POSTMANTOS

1.5.1 ARENISCAS Y CONGLOMERADOS (T₁₂^{Ba})

En dos puntos de la Hoja se han cartografiado unos materiales que, dada su posición estratigráfica, se ha pensado que pueden corresponder a la Brecha de la Viñuela. Esta es una formación conglomerática, mejor repre-

sentada en la Hoja 17-43, que se sitúa a techo del maláguide y fosilizada por los materiales paleógenos del Flysch de Colmenar.

Uno de los afloramientos se encuentra al oeste del Cerro de San Antón. Es un conglomerado poligénico, discordante sobre el Permotriás y el Jurásico maláguide.

Los cantos que se han identificado corresponden a: cuarzo, lidadas, areniscas permotriásicas, calizas, etc.

El tamaño de los cantos es de 10 cm. y más frecuente sobre 2-3 cm.

El cemento es carbonatado, normalmente dolomías y ferrodolomías.

El otro lugar donde se encuentran estos materiales es al norte de Teatinos. En este punto también se apoyan sobre la cobertera maláguide y están fosilizados por los sedimentos mio-pliocenos. A diferencia del afloramiento anterior, que está constituido únicamente por conglomerados, aquí la serie es una alternancia de conglomerados similares a los anteriores y unas areniscas, poco cementadas, cuyo componente fundamental es el cuarzo con abundantes micas y restos orgánicos limonitizados.

Su clasificación es buena, predominando la fracción fina.

La potencia es reducida, estimándose en unos 40 m. como máximo.

En cuanto a la edad, estos afloramientos dan resultados azoicos, por lo cual su datación debemos efectuarla por correlación con otras zonas, en que está mejor representada. Según MATHIS, la edad sería Aquitaniense-Burdigaliense Inferior, aunque a veces se ha encontrado fauna del Oligoceno Superior.

1.5.2 MIO-PLIOCENO

Está representado por una serie de afloramientos que se sitúan en la llanura costera, rellenando la Hoya de Málaga, y algunos más pequeños a lo largo de la costa.

Son sedimentos marinos, con abundante fauna de edad Andaluciense-Plioceno.

Litológicamente se pueden distinguir: arcillas y/o margas, arenas y conglomerados.

Las arcillas se sitúan en la base y las areniscas a techo, mientras que los conglomerados es una típica facies de borde, por lo cual aparece indentada con el resto de los materiales e incluso llega a situarse a techo.

1.5.2.1 Arcillas y margas (Tm^{Bc-B}₁₂₋₂)

Discordantemente sobre el maláguide se sitúa un conjunto de arcillas-margas más o menos arenosas de tonos azulados o amarillentos. Dentro de estas arcillas-margosas se encuentran unos niveles arenosos y conglomeráticos que constituyen un buen acuífero.

La potencia de esta formación es variable. Según los datos obtenidos por perfiles eléctricos efectuados transversalmente a la cuenca del río Guadalhorce en la de la Hoya de Málaga, se calcula aproximadamente en unos 400 m. En otros afloramientos la potencia es, lógicamente, mucho menor.

En cuanto a edad, las muestras estudiadas nos sitúan este tramo entre el Andaluciense y el Plioceno Inferior.

1.5.2.2 Arenas ($Ts_{12.2}^{Bc-B}$)

En algunas zonas, encima de las arcillas pueden observarse unas capas de arenas alternando con niveles conglomeráticos a modo de lentejones. Son unas arenas de color amarillento.

La clasificación es buena y predominan las fracciones finas.

La potencia mínima de este tramo es de unos 25 m. Las muestras estudiadas no han dado fauna que permita datar con precisión estos niveles, pero por su posición estratigráfica se sitúa entre el Plioceno Medio y Superior.

1.5.2.3 Conglomerados ($T_{12.2}^{Bc-Bcg}$)

En algunas zonas de los bordes de los afloramientos pliocenos existe una facies de conglomerado poligénico. Los cantos son de naturaleza variable, dependiendo de las rocas próximas. Así, en unos puntos los cantos son fundamentalmente de mármol (norte de Torremolinos), mientras que en otros puntos (nuevos accesos a Málaga) los cantos son muy variados: diabasas, calizas mesozoicas, filitas, calizas alabeadas, permotrías, cuarzo, conglomerados carboníferos, etc.

El tamaño máximo de los cantos alcanza los 50 cm. y el tamaño medio más frecuente entre 5-10 cm.

La matriz es detrítica, de la misma naturaleza que los cantos.

1.5.2.4 Indiferenciado ($T_{12.2}^{Bc-B}$)

En este epígrafe se incluyen aquellos afloramientos en los cuales existe una mezcla de los tres tipos de litología anteriormente descritos y que por las dificultades de observación o por la complejidad de los mismos no han podido ser separados.

1.5.3 CUATERNARIO

El cuaternario está ampliamente desarrollado en la Hoja de Málaga-Torremolinos, especialmente en la zona occidental, que ocupa parte de la llamada Hoya de Málaga.

Por su origen, distinguimos cuaternarios marinos y continentales.

1.5.3.1 Cuaternarios marinos

Incluimos en este apartado tres formaciones distintas.

1.5.3.1.1 Areniscas y conglomerados (QP₁)

En los alrededores de la Cala del Moral se encuentran unos depósitos conglomeráticos, con restos de pectínidos y gasterópodos marinos. Constituyen un nivel situado a unos 3 m. sobre el nivel actual del mar. Actualmente se encuentra muy erosionado por las ramblas y sólo se conservan escasos retazos. Los materiales son conglomerados con cantos de caliza y elementos paleozoicos, con frecuentes intercalaciones arenosas. Los tonos varían del amarillo al salmón. Al este de El Palo, allí donde las calizas jurásicas llegan en acantilado hacia el mar (túneles del antiguo ferrocarril costero), esta formación aparece fosilizando cuevas y fisuras de abrasión marina.

En general, estos depósitos marinos levantados se apoyan sobre una superficie de abrasión que se extiende desde La Cala del Moral hasta Torre del Mar, pero los depósitos en sí afloran en los puntos indicados. El límite norte de la superficie de abrasión viene definido por una línea de acantilados levantados, sin conexión con la dinámica marina actual. De acuerdo con BOULIN (1970), creemos que estos depósitos pueden corresponder al Tirrenense final o la transgresión Flandriense.

Es de destacar que esta formación se ha conservado allí donde los acantilados se encuentran más próximos al mar actual. A título de hipótesis, hay que pensar que posiblemente exista una neotectónica que ha levantado diferencialmente la costa.

1.5.3.1.2 Playas actuales (QP)

Los depósitos de playa tienen escasa anchura. Las granulometrías suelen ser bastas, del tipo de gravas y la litología evidencia las formaciones más o menos próximas, especialmente las paleozoicas, que son las que afloran en la región en mayor extensión. Por este motivo los tonos suelen ser oscuros y apagados.

1.5.3.1.3 Dunas costeras (QD)

Al sur de Málaga se extiende una importante faja de dunas. Lo forman arenas cuarcíferas finas, muy elaboradas y con huellas de transporte eólico. Existen algunos granos de carbonatos, pero la formación se ha revelado totalmente azoica. En conjunto, las arenas aparecen con ausencia de elementos ligeros [micas y una relativa concentración de minerales densos, granates].

Este hecho debe atribuirse a la propia naturaleza del transporte eólico. La formación de estas dunas debe ser actual.

1.5.3.2 Cuaternarios continentales

1.5.3.2.1 Conos de deyección (QCd)

Existen algunos conos de deyección.

El del arroyo de los Angeles, cerca de Málaga, bien desarrollado, está actualmente muy enmascarado por la construcción de viviendas. Se nutre de materiales maláguides y fosiliza el mioplioceno. Los conos de la Sierra de Mijas se muestran como formas muertas.

1.5.3.2.2 Piedemontes (depósitos rojos) ($T_{21}^{as} - Q_1K$ y $T_{21}^{as} - Q_1$)

Muy bien desarrollados en las Hojas vecinas de Alora y Coin, los depósitos rojos se encuentran en nuestra zona en la parte occidental, en conexión con la Hoja de Málaga.

La Hoya de Málaga es una depresión estructural rellena de materiales terciarios. Las grandes sierras metamórficas la limitan abruptamente. Al pie de ellas y hacia la depresión se extienden grandes mantos de escombros, con granulometría gruesa en los bordes y más fina hacia el centro. Es característico que los cantos proceden siempre del borde metamórfico más cercano, mientras que los aluviales de los ríos presentan cantos de zonas más alejadas.

En definitiva, la enorme extensión de la formación, su granulometría creciente hacia los bordes, alejándose de los ríos que drenan la depresión, su conexión a pie de sierra con conos de deyección, la relación del espectro litológico con los relieves próximos y su color rojo hacen pensar que se trata de una formación árida de piedemonte más que una terraza fluvial.

Posiblemente en algunos puntos se funden con ella verdaderas terrazas fluviales, pero con carácter subordinado. El posterior encajamiento de la red de drenaje ha producido el aterrazamiento del conjunto, en sentido estrictamente morfológico. En otras palabras, existe una morfología de terraza, pero se desarrolla sobre depósitos de origen no fluvial, sino árido o semi-árido.

Cuando el área madre es carbonatada se desarrollan costras y concreciones calcáreas, a modo de caliches dentro de esta formación.

La edad probable debe situarse en el Pliocuaternario.

1.5.3.2.3 Coluviones (OC)

Profusamente desarrollados, no suelen presentar extensión y potencia grandes. Hay que destacar el de la carretera de Casa Bermeja, a la altura de Los Pintados y el del Camino de la Humaina.

1.5.3.2.4 *Aluviales (QAI)*

Se desarrollan en las ramblas que drenan los Montes de Málaga y especialmente en el bajo Guadalhorce. Allí alcanzan gran extensión y potencia. Su superficie plana y su abundancia en agua los convierte en las zonas óptimas para la explotación agrícola.

La superficie plana se sitúa a pocos metros (1 a 4) sobre el cauce actual y representa el lecho máximo de inundación. Especialmente en las ramblas que drenan los macizos quebrados, los aluviales deben considerarse como formas vivas, cuyo material se desplaza actualmente hacia el mar. Las presas de corrección de la erosión se colmatan en pocos años (5 a 10). Las ramblas pueden funcionar a pleno rendimiento varias veces por siglo.

1.5.3.2.5 *Travertinos (QT₅)*

En la Hoja de Torremolinos existe un afloramiento de cierta importancia constituido por un travertino. Su origen lógicamente debe estar a las aguas procedentes de la Sierra de Mijas, pues en el borde E. de dicha sierra existen varias urgencias.

Estos travertinos tienen el aspecto típico; son de color gris muy oquerosos y con abundantes restos de plantas.

En algunos puntos se encuentran asociados los alabastros calcáreos con zonación de varios colores, cuyo origen está ligado a fenómenos de disolución y redeposición de la calcita, en regiones continentales cársticas con corrientes subterráneas.

Este afloramiento llega hasta la costa, lo que puede indicar un ligero hundimiento de la misma. Este hecho está en contradicción aparente con la existencia de cuaternarios marinos elevados. Una posible explicación pudiera ser la existencia de ondulaciones de amplio radio en la línea de costa.

1.5.3.2.6 *Cuaternario indiferenciado*

Incluimos en este apartado aquellas formaciones de aspecto claramente cuaternario que no podemos incluir entre formaciones de gneises conocida. Tales son, por ejemplo, los depósitos que aparecen en la Cala del Moral, formando la zona plana de muestras (hoy día urbanizada). Su posición ambigua entre playa y coluviones, su dificultad de observación, y sobre todo, la falta de estudios concretamente encaminados a estas formaciones, nos obliga a tratarlos empíricamente como cuaternarios indiferenciados.

2 TECTONICA

2.1 UNIDAD DE BLANCA

Esta unidad constituye el manto más inferior que aflora dentro del dominio de la Hoja. Su definición como manto se debe a consideraciones regionales, pues en ningún punto se ve su base. Dentro del edificio Bético, su metamorfismo y tectónica parece ser equivalente a una unidad del Complejo Nevado Filábride.

Con la unidad que tiene más semejanzas es con la superior, el Filábride, aunque existen unas diferencias muy grandes en cuanto a potencias. Una explicación posible a estas diferencias sería la ya apuntada por BLUMEN-THAL (1949) de que se tratase de una formación arrecifal.

En el conjunto de la unidad se ha identificado una serie de fases de deformación que parecen ser anteriores al emplazamiento de los mantos, ya que no afectan a las superficies tectónicas visibles en las Hojas adyacentes.

Cuando el mármol presenta el fajeado característico, se pueden ver pliegues isoclinales muy apretados de amplitudes decimétricas o métricas. Dichos pliegues son visibles dentro de los bancos y presentan los flancos subparalelos a las superficies limitantes.

Dada la homogeneidad de los carbonatos y que no existen minerales de textura lepidoblástica, no se pueden definir claramente las fases existentes. Como en otros puntos de esta misma Unidad, en los materiales neísicos y anfibólicos intercalados en los mármoles, se han definido al menos dos fases de deformación, anteriores al emplazamiento de los mantos; es lógico pensar que dichas fases también afectan a los mármoles.

Según esto existe una fase F_1 que da lugar a una esquistosidad primera S_1 subparalela a la estratificación. Posteriormente una fase F_2 , que daría lugar a pliegues isoclinales, y otra esquistosidad S_2 . Dichas esquistosidades son ligeramente oblicuas y han podido ser observadas incluso en los mármoles, aunque con muchas dificultades.

Para situar en el tiempo estas deformaciones, nos encontramos con una gran dificultad por no tener una datación de los materiales. Si efectivamente son Precámbricos las deformaciones podrían ser hercínicas o más antiguas, pero, si es Trías, únicamente pueden ser de edad alpina.

Posteriormente al emplazamiento de los mantos existe una nueva fase tectónica que da lugar a pliegues cilíndricos de grandes dimensiones con el plano axial, vergente hacia el norte y de dirección aproximada E.-O.

2.2 UNIDAD DE BENAMOCARRA

En la zona oriental de la Hoja de Málaga afloran los esquistos de la Unidad de Benamocarra. Estas rocas se apoyan mediante una superficie tectónica sobre los materiales alpujárrides fuera ya de la Hoja (a excepción de un pequeño afloramiento en el ángulo NE.). La superficie tectónica inferior de los esquistos puede observarse ampliamente en la Hoja de Colmenar, entre Comares y Benamargosa.

Sobre los esquistos yacen las filitas claramente maláguides. En muchos puntos la superficie de separación es mecánica, con choque de direcciones de esquistosidad y salto brusco en el metamorfismo (contacto norte; Arroyo de Totalán; límite E. de la Hoja). Pero en otros (Arroyo Granadillas; Mocli-nejo, parte N. de la zona de Chilches), las direcciones de esquistosidad son a menudo concordantes y el metamorfismo disminuye gradualmente desde los esquistos hasta las filitas.

El problema de la inclusión de la Unidad de Benamocarra, en el Alpujárride o en el Maláguide, debe solucionarse, a nuestro juicio, a favor de este último complejo. Ciertamente, el contacto superior de los esquistos es en gran parte mecánico, pero en varios puntos la continuidad progresiva de litologías apuntan a favor de que la Unidad de Benamocarra sea un término basal del Maláguide, más metamórfico y parcialmente despegado de los niveles superiores.

El mismo problema se plantea en las Hojas de Coin, Alora y Estepona. En las tres existen zonas de despegue y zonas de transición progresiva, estructural y metamórfica, entre esquistos y filitas.

Coincidimos por tanto con BOULIN (1970) en pensar que esta unidad debe incluirse en el Maláguide. No obstante, la discrepancia con otros autores y la dificultad del problema requieren estudios minuciosos y sistemáticos de este contacto, que nosotros no hemos podido realizar. Estas razones aconsejan la creación de la Unidad de Benamocarra como elemento tectónico en discusión, y sin incluirlo provisionalmente ni en el Maláguide ni en el Alpujárride.

Por otra parte, la edad de los esquistos (totalmente azoicos) queda subordinada a la inclusión de ellos en uno u otro complejo. Si pertenecen al Maláguide, estos esquistos representarían los términos paleozoicos inferiores o incluso el Precámbrico. Si, contrariamente, su emplazamiento es Alpujárride, su edad permanecería desconocida e indefinida, por lo menos desde el Triás hasta el Precámbrico. Las deformaciones de detalle se observan en aquellos afloramientos con contraste litológico adecuado (secuencias samítico-pelíticas). Al menos cabe distinguirse dos fases: Una F_1 , responsable de una esquistosidad S_1 , definida por minerales planares y subparalela a la estratificación. Otra F_2 , que pliega a la S_1 , dando pliegues isoclinales. La S_2

queda definida por las superficies axiales de los pliegues similares y es también subparalela con la S_1 .

Finalmente, una tercera fase F_3 , dudosa, que plegaría suavemente a la S_2 según pliegues paralelos de plano axial subvertical.

2.3 MALAGUIDE

El problema de la definición del muro del Maláguide se ha discutido ya en la tectónica de la Unidad de Benamocarra.

Dentro del propio Maláguide existen, además, otras superficies tectónicas. Prácticamente cualquier cambio de litología, a la escala de formación, se expresa aquí por contacto mecanizado.

En el conjunto inferior (paleozoico) se conservan los tramos en su secuencia estratigráfica normal, aunque separados por contactos mecánicos. Pero en el conjunto permo-mesozoico la tectónica tangencial es mucho más manifiesta y se observan repeticiones de la serie. En el Cerro de San Antón la escamación es muy violenta y se encuentra el Carbonífero sobre el Permo-triás. Igualmente sucede entre el Arroyo León y el Arroyo Zapateros (carretera de Almogía) y en la zona del Cerro Coronado.

Las deformaciones internas del Maláguide definen tres fases. Una primera, F_1 , responsable de esquistosidad o pizarrosidad S_1 , más patente. Otra, F_2 , que produce pliegues isoclinales apretados, siendo paralelos a la S_1 . Se observan fundamentalmente en las calizas alabeadas. En las filitas produce lineación visible. Finalmente, una tercera fase F_3 , responsable del alabeo de las calizas y del inicio de kink-bands en las filitas. Sus planos axiales son subverticales.

Como se observa, estas fases parecen ser las mismas de la Unidad de Benamocarra.

2.4 EDAD DE LAS DEFORMACIONES

Para datar en el tiempo las deformaciones internas de los mantos debemos conocer primeramente la edad de las series. Como únicamente se conocen con una cierta seguridad las edades del Maláguide, comenzaremos por este complejo.

Dentro del Maláguide hay un hecho fundamental: la cobertera permo-triásica parece no estar afectada por el metamorfismo ni por la esquistosidad. Los sedimentos inmediatamente subyacentes sí están afectados al menos por tres fases tectónicas, que desarrollan esquistosidad y débil metamorfismo. Ambas cosas están más manifiestas a medida que descendemos en la serie.

Según esto, debemos pensar que la orogenia que afecta al Maláguide

debe ser de edad Hercínica, ya que se manifiesta en los materiales Paleozoicos carboníferos, pero no en la cobertera permio-mesozoica.

En cuanto a la unidad de Benamocarra, si la situamos dentro del Maláguide la edad sería al menos hercínica, aunque pudiera ser una superposición de esta orogenia con otras anteriores.

Si esta unidad es Alpujárride, como ya se ha dicho, su edad queda indeterminada. Por ello no se puede atribuir una edad a las deformaciones, aunque deben ser prealpinas.

2.5 EMPLAZAMIENTO DE LOS MANTOS

Aunque dentro de esta Hoja afloran materiales pertenecientes a los tres grandes conjuntos Béticos: Nevado-Filábride, Alpujárride y Maláguide, dada la escasa representación de los dos primeros y la falta de relaciones tectónicas del último con las unidades infrayacentes, nos es imposible, por los solos datos obtenidos en el estudio de esta Hoja, determinar la edad de emplazamiento de los mantos.

Por todo ello nos referiremos a la bibliografía regional y a los datos obtenidos en el estudio de las Hojas adyacentes.

El primer problema planteado actualmente es la dirección del movimiento de los mantos, pues mientras que para la mayoría de los autores el sentido de traslación es de Sur a Norte, para algunos (DURAND DELGA, 1966) los materiales maláguides estarían situados paleogeográficamente al norte de los Alpujárrides y Nevado-Filábrides, lo cual implicaría una traslación hacia el Sur.

En cuanto a la edad del emplazamiento, las divergencias entre los distintos autores son muy grandes, aunque últimamente la mayoría los sitúan en el terciario con mayor o menor precisión de la falta de terrenos bien datados, si exceptuamos las coberteras mesozoicas maláguides.

Por la falta de estos materiales triásicos en el Alpujárride, algunos autores (VAN BEMMELEN, 1927), (WESTERNELD, 1929) atribuyeron una edad jurásica para el movimiento de los mantos.

Los hechos objetivos que podemos observar nosotros son los siguientes:

— Las rocas más modernas datadas en la cobertera mesozoica maláguide de la Hoja de Málaga han dado edad Ypresiense.

— Los materiales postmantos más antiguos, dentro del dominio de la Hoja, corresponden a la formación de la Viñuela, pero han resultado azoicos; en la Hoja de Colmenar, según MATHIS, la edad es Aquitaniense-Burdigaliense e incluso en algunas ocasiones Oligoceno Superior.

Por ello, el emplazamiento de los mantos béticos se sitúa después del Ypresiense y antes del Aquitaniense-Burdigaliense para la Hoja de Málaga.

2.6 TECTONICA POSTERIOR AL EMPLAZAMIENTO DEL MANTO MALAGUIDE

Existen datos que evidencian que la actividad tectónica ha proseguido después del apilamiento de los mantos. En primer lugar, las superficies tectónicas que individualizan los mantos y escamas se encuentran plegadas, con pliegues de gran radio y de dirección aproximada N.-S. Esto implica que la posición actual de los planos de esquistosidad tiene una componente al Norte muy importante.

En líneas generales, desde Oeste hacia Este se definen el anticlinal del río Guadalmedina, cuyo núcleo está desfondado por este río, y el anticlinal, mucho más laxo, de la zona de La Almachá. Las extensas zonas de esquistos corresponden al núcleo de esta estructura.

En segundo lugar el conjunto de pliegues postmanto se ve afectado en la franja costera al este de Málaga. Allí las direcciones de esquistosidad pasan de casi N.-S. a E.-O. y buzamiento uniforme al Sur. En otras palabras, se define una flexión monoclinal hacia el Sur. En la zona inferior de la flexión se conservan restos de la parte alta de la cobertera maláguide, relativamente protegida de la erosión. A modo de hipótesis, cabe relacionar esta flexión con la línea de costa, curiosamente rectilínea. A escala regional, el accidente E.-O. citado no es excepción, sino que se incluye en un cortejo de estructuras de varios tipos con la misma dirección. Ante los hechos, convendría formular hipotéticamente la actuación de una tectónica postmanto, esto es, al menos postburdigaliense, que se definiría por plegamiento de gran radio de dirección N.-S. (¿compresión E.-O.?), combinado o sucedido por descompresión según el accidente de la franja costera. La falta de grandes fracturas, asociadas a estas direcciones, indicarían que los procesos se produjeran con una cierta plasticidad de los materiales. Ahora bien, si los materiales maláguides y los esquistos de Benamocarra deben considerarse o no como una cobertera plástica que se deforma a impulsos de un zócalo oculto y rígido, es un problema que nos limitamos a plantear.

Por otra parte, existen fracturas, muchas de ellas cartografiadas, pero no podemos situarlas en el tiempo dentro del modelo tectónico postmanto que sugerimos.

En tercer lugar, las series pliocenas marinas se encuentran a cotas muy diversas (hasta 100 m.) y con buzamiento constante al Sur, lo cual indicaría que la flexión E.-O. ha actuado, al menos en parte, con posterioridad al Plioceno.

Finalmente, las playas antiguas señalan que la línea de costa ha sufrido variaciones verticales según curvaturas de gran radio. El sector de costa que comprende la Hoja de Málaga no es lo bastante grande para establecer si estas ondulaciones se corresponden con los pliegues N.-S. del interior. Pero en el sector estudiado parece existir tal correspondencia.

3 HISTORIA GEOLOGICA

La elaboración de una historia geológica para la región resulta problemática, puesto que existen pocas referencias cronológicas y casi todos los materiales son alóctonos, con pocos criterios para datar el momento de su colocación.

No aflora el sustrato autóctono sobre el que se apilaron las unidades alóctonas y por tanto nos referiremos primeramente a las propias unidades.

La Unidad de Blanca, carbonatada, ha sido atribuida por BLUMENTHAL (1949) a un edificio recifal posteriormente metamorfizado.

El Maláguide revela una sedimentación marina pelítica en las zonas basales, con episodios de sedimentación conglomerática y arenosa. En el Silúrico, aproximadamente se depositan carbonatos y episodios detríticos grauwáquicos. En el Devonocarbonífero la sedimentación se hace más detrítica, con episodios de conglomerados.

Al final de esta sedimentación se observa una discordancia fosilizada por el Permotriás de manera que el metamorfismo no rebasa el plano de discordancia. Hay que admitir que el metamorfismo es, al menos en parte, hercínico, por afectar al Devonocarbonífero y no afectar al Permomesozoico y Eoceno.

El apilamiento Maláguide se realizó sobre el Alpujárride. Dada la escasa representación del Alpujárride en la Hoja de Málaga-Torremolinos, referimos este asunto a las Hojas de Colmenar y Vélez-Málaga.

El emplazamiento del Maláguide puede datarse, si bien de modo impreciso. Por una parte, los términos superiores de este complejo, en la Hoja, tienen edad Ypresiense. Por otra, la Brecha de la Viñuela, reconocida al norte de Málaga y sobre todo en la Hoja de Colmenar, es autóctona y de edad Aquitaniense-Burdigaliense (MATHIS, 1974). Así, el emplazamiento maláguide es posterior al Ypresiense y anterior al Aquitaniense-Burdigaliense, es decir, intraterciario y probablemente intrapaleógeno.

En el tránsito Mioceno-Plioceno comienza una sedimentación marina andalucense que pasa a continental en el Cuaternario.

4 PETROLOGIA

4.1 UNIDAD DE BLANCA

Mármoles. Estas rocas comprenden la terminación oriental de la Sierra de Mijas.

Las asociaciones encontradas en las muestras que se han recolectado son las siguientes:

Calcita ± (talco) ± (cloritas) ± plagioclasa ± cuarzo.

Calcita + dolomita ± tremolita ± (talco) ± cuarzo.

Dolomita ± tremolita ± (clorita) ± (talco) ± cuarzo.

Las rocas conteniendo los dos carbonatos son las menos abundantes. Para la distinción de ambos se ha empleado el método de tinción diferencial de las láminas delgadas.

La forma de los granos de calcita o de dolomita suele ser preferentemente alargada y más rara vez equidimensional. En cuanto a los contornos de los cristales lo más frecuente es que sean ligeramente identados, si bien los bordes suturados o casi poligonales no son raros.

En numerosas muestras se encuentran signos de deformación variable traducibles en la presencia de planos de macla curvados o en la trituración de parte de los cristales.

El talco forma diminutas laminillas dispersas o agrupadas en lechos delgados. Las escasas secciones basales que pueden ser medidas muestran un claro carácter uniaxial. Su orientación preferente suele ir en función de la que muestran los cristales de calcita. En los tipos dolomíticos su presencia es casi excepcional.

El cuarzo y las plagioclasas pueden llegar a ser importantes en algunos mármoles, pero nunca llegan a constituir más del 50 por 100 de la roca. El cuarzo, en ocasiones, es totalmente automorfo. La presencia de maclas en las plagioclasas suele ser excepcional. Cabe añadir que estos dos minerales nunca alcanzan tamaños superiores a las 100 micras.

La tremolita se presenta en los tipos dolomíticos (o en aquellos en que la calcita es escasa) en forma de cristales prismáticos, a veces extremadamente largos. Suelen tener casi siempre disposición nematoblástica y en algunas láminas se observa cómo se forma talco a sus expensas.

Las cloritas son escasas, lo mismo que el número de muestras que las contienen. Su aspecto es el de un mineral secundario, formado probablemente a partir de antiguas biotitas.

A la vista de las asociaciones minerales encontradas se podría pensar que el metamorfismo que afecta a estas rocas es de grado bajo. Sin embargo, en otros sectores de la Sierra de Mijas (IGME, 1974) junto a rocas de composición mineralógica similar se han encontrado mármoles ricos en olivino, diópsido y humitas que contienen intercalaciones de neises, en los que es frecuente la asociación de andalucita + feldespato potásico ± espinela + cordierita ± corindón.

Para estos niveles de metapelitas se llegó a la conclusión de que sufrieron un metamorfismo, principalmente térmico, bastante diferente del que

afecta a los términos más bajos de la secuencia de micaesquistos negros alpujárrides (migmatitas granitoides y granulitas con distena) en los que la presión es siempre superior a los 5 Kb.

4.2 ALPUJARRIDE

Los micaesquistos están constituidos por lechos de cuarzo que alternan con bandas onduladas micáceas. Se diferencian de los materiales similares pertenecientes a la Unidad de Benamocarra en la ausencia de grafito y en la escasez de biotita. Desde el punto de vista de la microtectónica, difieren también de ellos en que en vez de presentar dos esquistosidades, estos micaesquistos muestran una sola, que está crenulada, pero que no desarrolla nuevas superficies de esquistosidad.

4.3 UNIDAD DE BENAMOCARRA

Se trata de una formación polimetamórfica y plurifacial, constituida por esquistos y algunas cuarcitas, cuyo grado de metamorfismo va de grado bajo a grado medio y a veces casi alto.

En todas las Hojas situadas al oeste se ha observado una perfecta zonación mineral, que culmina en un tramo bajo de migmatitas y/o granulitas que siempre se hallan en contacto directo con masas peridotíticas.

En esta Hoja la zonación mineral se esboza, pero no es posible darle expresión cartográfica ya que viene dificultada por la tectónica posterior al metamorfismo, por lo que sería necesario recolectar un número de muestras muy superior al que requiere la finalidad del presente trabajo.

La aparición de asociaciones minerales, de arriba a abajo, en la serie es:

cuarzo-moscovita-biotita.

cuarzo-moscovita-biotita-andalucita.

cuarzo-moscovita-biotita-cloritoide-andalucita.

cuarzo-moscovita-biotita-granate.

cuarzo-moscovita-biotita-granate-andalucita.

cuarzo-moscovita-biotita-granate-estaurolita-1-andalucita.

cuarzo-moscovita-biotita-granate-estaurolita-1-andalucita-estaurolita-2.

cuarzo-moscovita-biotita-granate-andalucita-estaurolita-2-distena.

cuarzo-moscovita-biotita-granate-andalucita-estaurolita-2-sillimanita.

Además, muchas de estas rocas que presentan asociaciones de grano medio pueden ir acompañadas de blastos glandulares de oligoclasa sincinemática, en las que a veces se encuentran incluidos cristales de granate o de estaurolita-1.

El cloritoide se aparece en diminutos prismas, que tienen una débil coloración verde, pero más intensa que cuando se encuentra en las filitas infra-silúricas.

Las micas determinan la esquistosidad más aparente, alternando con lechos cuarcíticos, dentro de los cuales se encuentran microlitos micáceos sigmoides resultantes del aplastamiento de la S_1 .

El granate muestra tamaño y grado de clorización variables. El carácter pre a sincinemático queda siempre bastante claro. En algunos casos, sin embargo, se observa un recrecimiento tardío y estático de estos cristales antiguos.

La estaurólita-1 es siempre xenomorfa y sus inclusiones ponen de manifiesto un crecimiento en una etapa sincinemática. Con frecuencia aparece englobada como un resto dentro de los blastos de andalucita.

Este último mineral suele ser muy abundante en numerosas muestras y su blastesis ha tenido lugar en una etapa sincinemática muy tardía o totalmente postcinemática.

La estaurólita-2 forma cristales idiomorfos y su crecimiento estático parece ser algo posterior al de la andalucita.

La distena se presenta en pequeños cristales prismáticos. Su carácter queda dudoso a la vista de las muestras de que se dispone, pero parece ser que existe también un crecimiento sincinemático de este mineral y otro totalmente estático.

La sillimanita no llega a ser nunca muy importante, su formación es siempre a partir de la fibrolitización en la biotita, y cabe añadir que la cantidad de moscovita disminuye notablemente cuando aparece este silicoaluminato.

Cabe añadir, además, que ocasionalmente se encuentran niveles cuarcíticos de grano fino que contienen cristales pequeños y escasos, hornblenda y/o diópsido.

Esta secuencia de micaesquistos negros puede ser atravesada por diabasas notablemente similares a las que se han mencionado con anterioridad.

El desarrollo de la fase estática con estaurólita-2 aumenta muy claramente desde Gibraltar hacia el E., ya que este mineral es accidental en Marbella y escaso en Alora, mientras que en Málaga es abundantísimo.

La atribución del desarrollo de estaurólita-2 y distena, por contacto con la peridotita, choca con que entonces a lo largo de todas las Cordilleras Béticas se deben encontrar esas rocas ultrabásicas por debajo de los micaesquistos negros.

4.4 MALAGUIDE

4.4.1 FILITAS INFRASILURICAS

El metamorfismo que afecta a esta serie, si bien es de grado bajo, es mayor que el de los tramos suprayacentes, las micas blancas están neta-

mente recristalizadas y suelen acompañarse de clorita, biotita o cloritoide, si bien la aparición de este mineral es bastante raro.

Los tipos litológicos corresponden a filitas (a veces casi esquistos), metareniscas y metaconglomerados.

Las filitas suelen presentar esquistosidad de tipo «Strain-Slip» y es en ellas donde está confinada la presencia del cloritoide.

Las metareniscas tienen un carácter grauwáquico desde el punto de vista composicional, pero difieren de las de los tramos superiores además de en el grado de metamorfismo en la ausencia de fragmentos de roca. Los clastos son de cuarzo y de plagioclasas ácidas cuya forma más común es la elipsoidal, variando los tamaños desde aleuríticos a sefíticos. Con frecuencia presentan aspecto de verdaderas filonitas.

4.4.2 DIABASAS

Todos los tramos arenosos pueden estar atravesados por diabasas de grano fino, generalmente fuertemente alteradas y compuestas por plagioclasas, augita diopsídica y hornblenda pardo-verdosa.

4.4.3 CALIZAS ALABEADAS

Se trata de calizas de grano fino, que excepcionalmente son ligeramente marmóreas.

Además de los carbonatos se hallan en ellas diminutas plagioclasas, algunos granos de cuarzo y cantidades variables de grafito.

Suelen alternar con filitas y grauwacas cuyos caracteres petrológicos no difieren notablemente de los que presentan estos mismos términos en el tramo Devono-Carbonífero.

4.4.4 DEVONO-CARBONIFERO

Los constituyen materiales pizarrosos o arenosos afectados por metamorfismo de grado muy bajo, según la terminología de WINKLER (1974).

Los materiales pizarrosos son filitas constituidas por micas blancas, cloritas y escaso cuarzo.

Las grauwacas están constituidas por fragmentos minerales, fragmentos de roca y matriz. Entre los fragmentos minerales se encuentran clastos muy heterométricos y angulosos de cuarzo y de plagioclasa macladas tanto en damero como según la ley de la albita, además de fragmentos de biotita cloritizada y micas blancas. Estos dos últimos minerales suelen presentarse curvados y desflecados.

De los fragmentos de roca, la mayoría corresponden a filitas grafitosas y a pizarras síliceas también ricas en grafito. Excepcionalmente aparecen

fragmentos de rocas cristalinas constituidas esencialmente por plagioclasa, de cuarcitas micáceas de grano muy fino y de filitas porfiroides que contienen microfenocristales de cuarzo y plagioclasas en una matriz sericítica. A estas últimas rocas se les atribuye origen volcánico.

La matriz de estas rocas detríticas es cuarzo-sericítica-clorítica, esbozándose en ellas debilísimas orientaciones y ligeras recristalizaciones de los minerales planares.

Con composición muy similar, tanto de los clastos como de la matriz, se hallan también en el carbonífero algunas facies conglomeráticas.

5 METALOGENIA

Se conocen en la zona una serie de indicios de cobre. La mayoría son carbonatos (malaquita y azurita) que corresponden a las zonas de alteración de yacimientos de sulfuros unas veces, pero que otras han podido depositarse como tales carbonatos.

La enumeración de estos indicios es la siguiente:

Cerro Santopitar: Una galería en una milonita de falla. Los minerales son calcopirita, azurita y malaquita.

Indicios de calcopirita en filones de 2-4 cm. de potencia en una tierra de labor.

Cañada de Caracha: Un pequeño pocillo en la serie de las calizas alabeadas. El volumen de escombrera es del orden de los 8 m³. Se encuentra malaquita y azurita en cantidades pequeñas.

Ladera NE. de Santopitar: Pequeños filoncillos de potencia centimétrica, lenticulares, de cuarzo. Presentan calcopirita, malaquita y azurita. Estas muestras aparecen sueltas en tierras de labor sobre materiales carboníferos.

Ladera E. de Santopitar: Un socavón de dirección NO.-SE. que se ha excavado sobre una milonita de falla que afecta a las grauwacas carboníferas. La longitud no excede de los 20 m. Los minerales visibles son calcopirita, malaquita y azurita.

Arroyo Zapateros: Un indicio cerca de la confluencia con el río Campanillas. Malaquita y azurita en cuarcitas blanquecinas de edad permotriásica.

Cerro Matanza: Un indicio en la ladera NE. al fondo del valle Arroyo de Milla. Pequeña fractura en filitas maláguides que tiene malaquita en escasa cantidad.

Cerro Alcuza: Un indicio a 15 km. al SE. del vértice. Diques de cuarzo en lilitas maláguides, que contienen malaquita y azurita.

Benajárfate: Un indicio de malaquita diseminada en conglomerado infra-filita maláguide.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 ROCAS INDUSTRIALES

En la zona estudiada existen varias formaciones que se explotan con fines industriales.

En la Sierra de Torremolinos, los mármoles inferiores de la Unidad de Blanca se explotan en dos grandes canteras mecanizadas. El mármol se utiliza en la construcción.

Por otra parte, estos mármoles son susceptibles de utilización en la fabricación de cemento. En la Hoja vecina de Alora se va a construir próximamente una explotación de estas rocas con el fin indicado.

Las pequeñas explotaciones de rocas carbonatadas (mármoles de Blanca y calizas alabeadas) para la fabricación casera de cal se encuentran casi todas abandonadas.

Gran importancia tienen las explotaciones de calizas jurásicas y eocenas del Maláguide, 1 km. al oeste de la Cala del Moral. Esta cantera mueve un millón de toneladas anuales y se fabrica cemento a pie de obra. A la caliza se añade filita maláguide como sustituto de material arcilloso. Estas filitas se obtienen normalmente de los aluviales de las ramblas cercanas que drenan los relieves de filita.

En los mismos niveles, en el Cerro Coronado, al E. de Málaga, se explota la caliza para áridos de construcción.

Aunque de menor importancia, también puede indicarse la utilización de las rocas básicas (diabasas) para la construcción. Existen algunas canteras, como la del Arroyo Mendelín, al O. de la nueva carretera de Málaga a Madrid, de pequeña importancia. Lo que sí es cierto es que, dada la casi ausencia de rocas duras hacia el E. de la Hoja, las construcciones antiguas están constituidas en su mayor parte por este tipo de rocas.

Los niveles arcillosos del mioplioceno se explotan activamente en las zonas occidentales de la Hoja. La arcilla, no excesivamente pura, sirve para la fabricación de ladrillos. Los niveles superiores de arenas se utilizan para la construcción.

El extenso aluvial de la desembocadura del Guadalhorce se explota también en algunos puntos para aprovechar las gravas con destino a la construcción.

6.2 MINERIA

La minería de esta zona se encuentra muy escasamente desarrollada. Solamente se conoce una pequeña galería en el Monte Santopitar, en la que se buscó cobre.

6.3 HIDROGEOLOGIA

Los acuíferos de la zona se sitúan en dos tipos diferentes de formaciones: en rocas carbonatadas masivas (mármoles de la Sierra de Torremolinos) y en sedimentos neógenos y cuaternarios permeables y no consolidados (gravas, arenas).

En las rocas carbonatadas, las principales surgencias se sitúan al pie de la Sierra de Mijas, en el contacto con la llanura neógena. El área de alimentación lo forma todo el conjunto carbonatado de dicha sierra, permeable por fracturación.

El caudal de las surgencias de Torremolinos es del orden de los 400 l/s., los cuales se emplean en los abastecimientos de Torremolinos y Málaga.

Los acuíferos de los sedimentos neógenos se encuentran en los niveles de gravas y arenas dentro del Plioceno, a unos 40 m. de profundidad y con una potencia del orden de los 10-15 m.

Los caudales de explotación son muy variables, llegando hasta los 300 l/s., y siendo los caudales medios anuales del orden de 50 l/s.

La alimentación de este acuífero es dudosa, pudiendo realizarse o bien a través del cuaternario o bien lateralmente con aguas procedentes de otros acuíferos. Su permeabilidad es por porosidad.

Otro acuífero de cierta importancia es el existente en los cuaternarios de los ríos Guadalhorce y Guadalmedina, explotado a través de pozos. Su drenaje se efectúa en el mar y su alimentación por los ríos, infiltración directa y reciclaje de las aguas de riego. La potencia media de este acuífero es de 10 m., teniendo caudales puntuales de explotación de un máximo de 75 l/s. Su permeabilidad es por porosidad.

En el resto de la Hoja (formada por materiales, pizarras y esquistos) no existe ningún acuífero importante. Únicamente existe un nivel de fuentes naturales de muy pequeño caudal, en la base de las calizas alabeadas.

7 BIBLIOGRAFIA

AZEMA, J. [1960].—«Sur le structure du Secondaire et du Nummulitique des environs de Malaga (Espagne)». *Bull. Soc. Géol. France* (7), II, pp. 340-344.

- AZEMA, J.; DURAN DELGA, M., y PEYRE, Y. (1960).—«Corte del Mesozoico y del Eoceno en el Palo de Málaga (Andalucía)». *Not. y Com. del IGME*, núm. 59, an. 1960, pp. 12-26.
- AZEMA, J. (1961).—«Estude geologique des abordo de Málaga (Espagne)». *Estudios Geológicos*, vol. XVII, pp. 131-160.
- BLUMENTHAL, M. (1949).—«Estudio geológico de las cadenas costeras al O. de Málaga, entre el río Guadalhorce y el río Verde». *Bol. Instit. Geol. y Minero de España*, t. LXII, pp. 11-203.
- BOULIN, J. (1970).—«Les zones internes des cordilleres Bétiques de Málaga à Motril». *Annales Hébert et Aareg. Trav. du lab. de Geog. de la F. de Sciences de l'A. de Paris*, pp. 1-237.
- CHAMON, C.; ESTEVEZ, C., y PILES, E. (1973) (en prensa).—«Hoja Geológica 1 : 50.000 núm. 15-46 (Estepona)». IGME.
— «Hoja Geológica 1:50.000, núm. 15-45 Marbella» (en prensa).
- CHAMON, C., y QUINQUER, R.—«Hoja Geológica 1 : 50.000 núm. 16-44 (Alora)».
- EGELLER Y SIMON, O. J. (1969).—*Sur la tectonique de la zone Bétique*. Nortte-Holland Publishing Comp., Amsterdam, pp. 1-90.
- FALLOT, P. (1945).—*Estudio geológico del Subbético entre Alicante y el Guadiana Menor*. Inst. Lucas Mallada, CSIC, Madrid.
- KOCKEL Y STOPPEL, D. (1962).—«Hallazgos de conodontos y algunos cortes en el Paleozoico de Málaga». *Not. y Com. del IGME*, t. 68, pp. 133-169.
- MATHIS, V. (1974).—«Estude geologique de l'extrémité orientale de la zone de Colmenar (provincia de Málaga, Espagne)». Thèse de l'Université de Besançon, pp. 1-202.
- MOLLAT, H. (1968).—«Schichtenfonge und tertionischer Bander Sierra Blanca und ihrer Umgebung (Betische cordilleren, Sudsparßen)». *Geologischen Jahrbuch*, t. 86, pp. 471-532.
- ORUETA, D. (1917).—«Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda». *Mem. IGME*, núm. 28, pp. 1-577.
- PILES, E.; ESTEVEZ, C., y BARBA, A.—«Hoja Geológica 1 : 50.000 núm. 14-45 (Coin)».
- PASTOR, V. (1973).—«Discordancia erosiva de Mina Peñoncillo en el Bético de Málaga y Marbella». *Boletín Geológico y Minero*, t. LXXXIV, 5.º fasc., pp. 10-11.
- PEYRE, Y. (1974).—«Geologie d'Antequere et de sa région». *Travaux du Lab. de Géol. Méditerranéenne*, Institut. Agronomique National, Paris-Grignon.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

21053-21067