

1065

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MARBELLA

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 la Memoria, don Carlos Chamón Cobos, don Custodio Estévez González y don Eduardo Piles Mateo (geólogos).

Han colaborado don Fernando Fresno López y don Gregorio Gómez Moreno (ingenieros de Minas).

Las técnicas y estudios empleados han sido:

Petrología, don Antonio Pérez Rojas (geólogo de IBERGESA).

Micropaleontología, don José María González Donoso (doctor en Ciencias Geológicas).

Sedimentología, don Cristino Dabrio y don Angel López Garrido (doctores en Ciencias Geológicas).

La petrología de las peridotitas y la zonación de las mismas en la cartografía ha sido suministrada por el IGME.

Supervisión del IGME, don Pedro Ruiz Reig.

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 - 28.338 - 1978

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

1 INTRODUCCION

La Hoja núm. 1.065 (15-45), Marbella, se encuentra situada en la provincia de Málaga, entre la Serranía de Ronda y la costa mediterránea.

Geológicamente constituye el extremo occidental de las Cordilleras Béticas, estando limitada por los materiales terciarios del Campo de Gibraltar.

En ella están representados materiales Béticos s.s. y parte de los de la zona subbética.

De las unidades diferenciadas, unas pueden atribuirse a complejos definidos en la bibliografía regional: Maláguide y Alpujárride. Otras, Unidad de las Nieves y de Blanca, presentan dudas en cuanto a su posición dentro del edificio Bético.

2 ESTRATIGRAFIA

2.1 ESTRATIGRAFIA DEL COMPLEJO SUBBETICO

El Complejo Subbético se encuentra en el borde NO. de la Hoja. Su límite viene marcado por la Unidad de las Nieves, que se encuentra cabalgando a dicho complejo.

Está constituido por unos sedimentos casi exclusivamente carbonatados, en su parte inferior dolomíticos y el resto con algunas alternancias margosas, más abundantes hacia el techo.

Dentro de esta unidad se han podido separar los siguientes tramos:

2.1.1 CARNIOLAS Y DOLOMIAS (T₄₃-J₁)

Constituyen el piso más bajo del Subbético, dentro de la Hoja. Está formado este tramo por una asociación de carniolas y calizas dolomíticas, difíciles de separar, con superficie de estratificación mal definida y una típica alteración oquerosa.

La caliza dolomítica es de grano medio, de tonos rosados, muy compacta y con algunos oolitos.

La potencia de este tramo es indeterminable, ya que está afectado por una falla. Por la información regional (DÜRR), la potencia es de 60-70 m.

En cuanto a edad, es una serie azoica, pero por su posición estratigráfica, transgresiva sobre el Triás, según la bibliografía se le atribuye edad Rethiense-Lías (SCHMIDT).

2.1.2 DOLOMIAS (J₂)

La formación siguiente consta de dolomías tableadas, que insensiblemente pasan a calizas hacia el techo. Son de grano medio y colores blancos o rosados.

La potencia de este tramo es pequeña, aproximadamente unos 70 m.

En cuanto a edad, por unos hallazgos efectuados en esta zona debe tratarse de un Jurásico Medio (DÜRR, 1967).

2.1.3 CALIZAS EN BANCOS (J₃)

Es la formación de mayor potencia dentro del dominio Subbético de esta Hoja. Aparece formando un típico torcal, como el de Antequera, en bancos gruesos de 2 a 3 m., de aspecto muy masivo, carstificado y afectado por numerosas fallas de gravedad, llegando a interrumpirse por el Sur, donde choca por falla con la formación cretácica suprayacente.

Son calizas que se pueden clasificar como biomicritas por su tamaño de grano y abundancia de restos fósiles; de color gris en superficie, pero beige en corte fresco y aspecto masivo.

En conjunto es una formación muy homogénea, aunque pueden distinguirse algunos tramos margosos formando lechos entre los bancos calcáreos, de aspecto brechoide, en los cuales pueden encontrarse gran número de ammonites y belemnites, aunque, generalmente, en mal estado de conservación.

Su posición respecto al tramo inferior es concordante. La potencia es de 400 m. aproximadamente, aunque, debido a las fallas escalonadas que lo afectan, da la impresión de ser mucho mayor.

En cuanto a edad, la fauna estudiada por FLUGEL data desde el Oxfordiense al Kimmeridgiense, para el tramo medio. En la parte superior se encuentran las facies titónicas, e incluso en una datación efectuada por el IGME se ha encontrado fauna que data el Berriasiense.

2.1.4 CALIZAS LAMINADAS (C)

El tramo siguiente comienza por unos niveles calcáreos de 15 a 20 cm. de potencia, de caliza micrítica, de color gris oscuro, intercalados en niveles margo-calcáreos algo apizarrados.

A medida que se asciende en la serie disminuyen los niveles margo-calizos y los bancos de calizas son sustituidos por calizas laminadas de color gris claro y grano fino.

Intercalados se encuentran bancos de algunos centímetros de caliza micrítica, de color verdoso.

Hacia el centro de la serie se encuentran bancos calcáreos con abundantes nódulos de sílex, de color oscuro y muy fracturados.

Más arriba aparecen unas calizas nodulosas, de colores rosados a rojos, bien estratificadas. En el techo se sitúan unos niveles de caliza muy laminada y de tonos rojos, que algunos autores consideran como base del flysch. Su edad es Campaniense (datación del IGME).

Este tramo se apoya concordante sobre el anterior, aunque sólo es visible en muy pocos puntos debido a las fallas ya citadas, que lo hacen chocar contra el Jurásico.

En cuanto a edad, debemos atribuirle un Cretácico Indiferenciado, ya que la pequeña extensión del afloramiento y la fuerte tectonización no permiten una división más fina. Únicamente indicaremos que a otros afloramientos de la región, más estudiados, se les da edades que van desde el Neocomiense al Maestrichtiense, y KOCKEL incluso hace subir su edad hasta el Eoceno Medio.

2.1.5 MARGAS Y ARENISCAS (T_m^A)

El tramo final del Subbético está representado por unos pequeños afloramientos que aparecen de forma aislada únicamente bajo el cabalgamiento de la Unidad de las Nieves.

La pequeña extensión y la tectonización hacen imposible determinar con claridad la serie estratigráfica.

Únicamente han podido identificarse unos niveles margosos, entre los cuales aparecen de forma aislada bancos de areniscas y conglomerados.

Son unas areniscas que en superficie presentan tonos ocres e incluso rojizos, de grano muy fino, bien clasificadas y con cemento calcáreo.

En algunos puntos se han podido ver lentejones de conglomerado, sin continuidad lateral, poligénicos, con cantos de tamaño muy variable, desde un diámetro milimétrico hasta 15 a 20 cm.

En cuanto a edad, por analogía con las formaciones flysch de la región se le atribuye una edad paleógena.

2.2 UNIDAD DE LAS NIEVES

La Unidad de las Nieves está representada en la Hoja por su extremo Sur. Queda cortada por la intrusión ultrabásica, cabalgada por el Alpujárride, y a su vez cabalga al Subbético.

Comprende sedimentos carbonatados marinos de plataforma, que culminan con una serie brechoide de difícil interpretación.

Su posición tectónica ha sido discutida. Mientras BLUMENTHAL (1933) la considera como equivalente al Complejo Alpujárride, DÜRR (1967) tiende a incluirla en la zona Subbética, y EGELER y SIMON (1969) plantean la posibilidad de su equivalencia con el Complejo Ballabona-Cucharón.

De estas interpretaciones consideramos más probable la mantenida por DÜRR, basándose en la similitud de litologías e incluso edades entre los distintos tramos que constituyen la Unidad de las Nieves y el Subbético.

2.2.1 DOLOMIAS (T_{A3})

La sedimentación visible más baja comienza con unas dolomías de aspecto masivo en bancadas mal estratificadas, pudiendo localmente tablearse.

Su color es gris ceniza, el grano fino, y la textura equigranular. El aspecto es brechoide.

En superficie, por alteración, presenta un aspecto rugoso y grisáceo.

En algunos lugares se encuentran pequeños lentejones (no cartografiables) margosos, y otros de colores rojizos que han sido clasificados como micritas dolomíticas.

La potencia de este tramo es al menos de 1.000 m., teniendo en cuenta que la base se encuentra laminada.

En cuanto a edad, DÜRR (1967) la atribuye al Noriense-Carniense.

2.2.2 CALIZAS TABLEADAS (T_{A3}-J₁₂)

Encima de las dolomías yace concordantemente una serie de calizas tableadas en estratos de 20-25 cm. en la parte inferior y superior y hasta de 50 cm. en la zona media.

El conjunto inferior está formado por unas calizas negras cristalinas

tableadas, alternando con algunos niveles margosos. En superficie, presentan un color ocre por la arcilla de descalcificación.

Dentro de este conjunto se ha encontrado fauna en la carretera de Igua-jeja, en un punto muy próximo a una cantera en el km. 3,3, y en otros puntos de este mismo afloramiento, en zonas en que la caliza es más margosa.

Es característico de este tramo el intenso color negro, el grano fino y una red bien desarrollada de filoncillos de calcita.

El conjunto superior está formado por calizas tableadas semejantes a las inferiores, pero con frecuentes costras calcosilíceas de tipo gel, que únicamente se observan en superficies meteorizadas.

La buena estratificación de este tramo permite observar los pliegues de esta unidad.

La fauna hallada en el nivel inferior ha sido clasificada por la División de Paleontología del IGME como *Crurirhynchia Kiparasovae* Od.?, perteneciente a un Triásico Superior (Noriense).

Otra muestra contenía Lamelibranquios, Ostrácodos y Equinodermos, atribuibles al Triás Medio.

DÜRR atribuye a este tramo edad Rethiense, por datación con Braquiló-podos y corales.

A la parte superior se atribuye edad Hettangiense-Sinemuriense, basándose en fauna de ammonites.

2.2.3 CALIZAS AZULES (J₁₃₋₁₄)

El tercer tramo yace concordante sobre el anterior y está formado por unas calizas cristalinas de color blanco-azulado, grano fino y muy masivos. Debido a su uniformidad es más resistente a la meteorización que los tramos inferiores y aparece en las zonas topográficamente elevadas, dando fuertes resaltes.

La potencia máxima visible es de 150 m. en el cerro de Alcojona, sin que ésta sea su potencia real, ya que los niveles superiores están erosionados.

Este tramo es azoico, pero por su posición estratigráfica le atribuimos una edad Lías Medio-Superior.

2.2.4 BRECHA DE LA NAVA (C-T₁^a)

El término Brecha de la Nava (DÜRR, 1967) denomina una formación especial, diferente a todo lo descrito. La masa principal consta de rocas calizas y dolomíticas de tipo carniola, por su aspecto oqueroso y su pésima estratificación.

Localmente pueden apreciarse las siguientes variaciones:

- a) Brechas sedimentarias poligénicas con predominio de clastos de

caliza de hasta 6 cm. y muy angulosos. Otros menos abundantes de pizarras y filitas de menor tamaño. Los clastos están englobados en una matriz calcomargosa.

Parece ser una regla general el que en las facies brechoides el tipo litológico predominante en los clastos coincide con el de las capas infra-yacentes o próximas a la brecha, de donde se deduce el escaso transporte de los clastos.

b) Carniolas.

c) Mantos estalagmíticos adosados como costras a la auténtica Brecha de la Nava.

Esta formación es azoica, por lo cual su datación debe efectuarse por criterios estructurales. Por recubrir a los tramos inferiores de la Unidad de las Nieves, puede afirmarse que es postliásica. En otro aspecto, por estar cabalgada por el Alpujárride es prealpujárride. Por contener, asimismo, cantos de filitas, su edad es también postalpujárride. Esta contradicción sugiere la posibilidad de que la llamada Brecha de la Nava englobe formaciones distintas. Una de ellas sería la masa de carniolas de origen marino y edad prealpujárride. Otra serían las auténticas brechas de medio más litoral e incluso subaéreo y claramente postalpujárride. Es muy probablemente a esta facies brechoide a la que se refieren BOURGOIS, CHAUVE, MAGNE, MONNOT, PEYRE, RIGO y RIVIERE (1972) cuando indican que «la Brecha de la Nava podría ser interpretada como el equivalente aéreo de una cuenca sedimentaria más importante, en donde se depositaron las brechas poligénicas de Las Millanas». Esta facies de la Brecha de la Nava sería entonces de edad Burdigaliense, igual que Las Millanas. Finalmente, los mantos estalagmíticos serían de edad muy posterior, pudiendo ser incluso cuaternarios.

2.2.5 MARMOLES DE CONTACTO (T_{A3}-J₁₄) Δx

A excepción de la Brecha de la Nava, los materiales de la Unidad de las Nieves se encuentran parcialmente afectados por metamorfismo de contacto en las cercanías de la intrusión de peridotita.

La uniformidad litológica de los niveles produce una aureola de contacto homogénea, en la que se pierde todo vestigio de estratificación y de estructura.

La peridotita corta oblicuamente al largo sinclinal del cerro Alcojona, sinclinal que se borra totalmente en el paso al mármol del contacto.

La anchura máxima visible de la aureola es de 1.000 m., pero en la zona oriental disminuye considerablemente. Se considera que la disminución observada procede de la laminación tectónica que produce el contacto-falla de la intrusión.

La aureola está formada por un mármol blanco, sacaroideo, de grano

grueso. Las zonas meteorizadas se desmoronan, dando unas arenas blancas muy características.

2.3 UNIDAD DE BLANCA

La Unidad de Blanca queda bien definida estratigráficamente por tener una litología principalmente carbonatada. Su edad es, como se verá, dudosa. Forma en conjunto una antiforma, de la que un corte representativo es el de la figura 1.

2.3.1 MARMOLES MASIVOS BLANCOS ($T_A\Delta$), tramo 1 ($T_A\xi Ah$; $T_A\zeta$)

En la parte externa yace un tramo (tramo 1) que consta de grandes bancos de mármol blanco. El espesor de los bancos varía entre 1 y 5 m. Los planos de separación son subparalelos a la estratificación.

La textura es granuda e isótropa, con grano grueso. La composición es bien cálcica, bien dolomítica. A menudo la roca es fétida.

El tramo 1 es el más resistente a la erosión y es el responsable de los mayores relieves.

Dentro de este tramo aparecen lentejones de anfibolitas hornbléndicas ($T_A\xi Ah$) (Mina del Peñoncillo) y gneises de anfíbol y plagioclasa o biotita ($T_A\zeta$), así como cuarcitas. PASTOR y CRESPO (1973) citan una discordancia erosiva entre los gneises situados a nivel de los mármoles del tramo 1, a 500 m. al NE. de la Mina del Peñoncillo. También hay rocas oscuras, anfibolitas, que aparecen cortando a los bancos de mármol (cantera a 500 m. por encima de la Mina del Peñoncillo, en la carretera de Ojén).

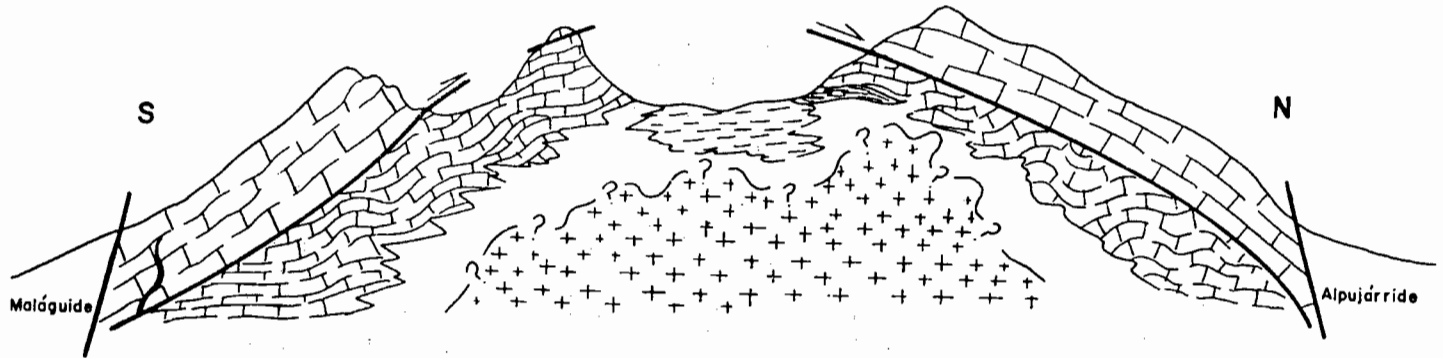
La potencia total aparente del tramo 1 supera los mil metros, pero es muy probable que esté exagerada a causa de un plegamiento íntimo de la roca, que ha podido verse en escasos afloramientos, pero que se sospecha existente en todo el tramo.

2.3.2 MARMOLES AZULES FAJEADOS ($T_A\Delta\xi A$), tramo 2 ($T_A\xi A$; $T_A\gamma\xi$)

Inmediatamente por debajo del nivel 1 se encuentra el 2, quedando separados ambos por una superficie tectónica importante.

El tramo 2 queda bien caracterizado por su posición intermedia en los cortes topográficos de la sierra, así como por su estructura tableada (tablas de 0,20 a 0,70 m.). El color característico gris azulado con fajeados blancos centimétricos, de grano medio y con muy abundantes niveles centimétricos e incluso métricos de anfibolitas ($T_A\xi A$), concordantes con la estratificación (origen sedimentario). Las anfibolitas aparecen casi siempre alteradas, con colores pardo amarillentos. El replegamiento intenso se evidencia aquí por la litología diferencial de las anfibolitas.

ESQUEMA TECTONICO DE SIERRA BLANCA










- | | | | |
|---|--------------------------|---|-------------------------------|
|  | Mármoles masivos blancos |  | Mármol sacaroideo de contacto |
|  | Anfibolitas cortantes |  | Anfibolitas masivas |
|  | Mármoles fajeados azules |  | Intrusión peridotítica |
|  | Gneises y cuarcitas | | |

Figura 1

La composición cálcica predomina sobre la magnésica. Hacia el techo aparecen lentejones de cuarcitas rosadas y gneises con cordierita (TAYÉ), que no llegan a formar niveles guía.

La potencia es difícil de determinar, a causa del replegamiento y la laminación tectónica, pero se estima como no inferior a los 300 m.

2.3.3 MARMOL DOLOMITICO SACAROIDEO (T_{AD})

Por debajo, topográficamente, del tramo 2 afloran en los valles más profundos unos mármoles dolomíticos blancos, de aspecto sacaroideo. El grano es grueso y los afloramientos, sin estratificación ni esquistosidad aparentes, se desmoronan en arenas blancas. Muchos granos de arenas son cristallitos romboédricos de carbonato.

Descendiendo en el tramo 2, al llegar a estos mármoles se pierde el color, la estructura, los micropliegues, etc., en un paso difuso pero brusco.

En la parte alta de estos mármoles deleznales hay intercalaciones de gneises de cordierita y cuarcitas rosadas (zona del Ollivar del Cerro Pino).

En los llanos de Juanar hay un extenso afloramiento de anfibolitas con metamorfismo de contacto. El conjunto está muy alterado, siendo difícil la observación «In situ».

Interpretamos que los mármoles deleznales y sus intercalaciones están afectados por un metamorfismo de contacto. La causa debe ser la peridotita, que yace en el núcleo sin llegar a aflorar, pero que ha sido detectada por gravimetría (BONINI, LOOMIS, 1972).

Como se observará, la exposición de los tres tramos no es la estratigrafía. El tramo 1 yace sobre el 2 anormalmente, de acuerdo con un mecanismo de escama tectónica.

La potencia de la serie marmórea global es considerable y poco parecida a la de los niveles filábrides del este de la cordillera.

La edad de esta unidad, así como la de su colocación dentro del edificio Bético, ha sido muy discutida, existiendo diversidad de criterios entre los distintos autores. Para BLUMENTHAL (1949), en un principio le atribuía edad triásica alpina, para posteriormente pensar en un Precámbrico, criterio compartido por PASTOR, V. (1973). Para MOLLAT (1968), los mármoles son triásicos, mientras que los gneises y cuarcitas representan el Paleozoico Inferior.

Para EGELER, C. G., y SIMON, O. J., toda la unidad sería triásica y perteneciente al Nevado-Filábride.

Esta discrepancia de criterios se debe, por un lado, a la falta de fauna y, por otro, a la presencia de contactos mecánicos a techo de la unidad, que la individualizan del resto de las formaciones, por lo que se ha de recurrir a correlaciones y homologías con otras formaciones o unidades de las Béticas.

A la vista de estos hechos, atribuimos en principio a esta formación

una edad triásica en el Complejo Nevado-Filábride, aunque con las naturales reservas, sin descartar ninguno de los criterios anteriores.

2.4 COMPLEJO ALPUJARRIDE

La interferencia de procesos metamórficos en las series alpujarrides, unido a la uniformidad de la sedimentación, hace casi improcedente el establecer la secuencia estratigráfica. Es más natural referirse a la seriación litológica, resultado del metamorfismo sobre la estratigrafía.

La serie litológica fue una secuencia pelítica con episodios más detríticos e incluso carbonatados, que a consecuencia de un metamorfismo regional se han convertido en una serie de filitas, esquistos y gneises con intercalaciones cuarcíticas y mármoles. Sobre esta serie se ha superpuesto parcialmente un metamorfismo de contacto, consecuencia de la intrusión de peridotitas, que la ha transformado en parte.

En la Hoja existen cuatro grandes afloramientos del manto Alpujarride: Región de Pujerra, Dehesa de Albornoque, cuenca del río Guadaiza y zona de Benahavis.

2.4.1 FILITAS (PC-P)

Únicamente se encuentran en la parte superior del manto en dos localidades (Parauta y Cartajima). Es una serie bastante detrítica, llegando a encontrarse niveles muy samíticos.

Estos niveles samíticos son blanco-amarillentos, de grano fino, con superficies muy brillantes por acumulación de micas blancas. En corte oblicuo a la esquistosidad parecen más bien areniscas que filitas.

Los niveles menos samíticos son oscuros, con típica esquistosidad.

La potencia de este tramo es muy pequeña, ya que se conserva como una montera sobre el resto de los materiales Alpujarrides, pudiendo estimarse entre 50 y 100 m.

Es una serie azoica, por lo cual su edad es indeterminable.

2.4.2 MICAESQUISTOS Y CUARCITAS ($\xi\gamma$)

Por debajo de las filitas descritas yacen unos micaesquistos de colores oscuros o pardos, con bandeados milimétricos de composición arenilscosa y biotítica. Su fuerte alteración les confiere un aspecto pardo-rojizo en el afloramiento. A lo largo de la serie aparecen tramos más cuarcíticos que alternan difusamente con las rocas pelíticas. Salvo excepciones, no se trata de cuarcitas puras, en cuyo caso se ve estratificación cruzada, sino de areniscas impuras.

Localmente en la Dehesa Albornoque y con gran extensión en la zona de

Benahavis existen niveles carbonatados, discontinuos e intercalados en la serie. La potencia de ésta, difícilmente calculable por no aflorar el muro, se considera del orden de los 1.000 m.

La serie descrita puede reconocerse a pesar del metamorfismo relativamente bajo que la afecta. Pero en ciertas zonas una mayor densidad metamórfica ha borrado los caracteres sedimentarios, dando lugar a las siguientes litologías.

2.4.3 GNEISES BANDEADOS (ζ SIII)

En la región de Pujerra y al acercarnos hacia la peridotita, los esquistos descritos pasan lateralmente a ser unos gneises bandeados con biotita, feldespatos y cuarzo, en bandas milimétricas, que pasan a centimétricas al avanzar en la dirección indicada. La esquistosidad es subhorizontal, y situándonos idealmente en un plano de ella, al dirigirnos hacia la intrusión se pasaría de esquistos a gneises finos primero y a gneises más groseros después. Contrariamente, al descender en la serie en cualquier punto la litología permanece constante.

En la región de la Dehesa Albornoque hay predominio de esquistos sobre los gneises finos, únicos que aparecen. Ambas litologías se encuentran mezcladas, sin ningún control estructural visible.

En la zona de Benahavis los gneises son finos y escasamente representados. Igualmente sucede en la cuenca del río Guadaíza.

2.4.4 MÁRMOLES DOLOMITICOS (Δ)

En las zonas de Benahavis y río Guadaíza aparecen unos paquetes de mármoles intercalados, tanto entre los gneises bandeados como entre los granitoides. Se trata de mármoles de grano grueso, algo fértidos localmente. Los bancos tienen potencias de 1 a 3 m. Los colores son blancos, y en algunos puntos existen fajeados azules centimétricos.

El punto en que adquieren mayor desarrollo estos mármoles está en la carretera de Benahavis, en el Charco de las Mozas. Allí, la potencia alcanza entre 100 y 120 m., mucho mayor que en el resto de los afloramientos. La alteración suele disgregar los granos de la roca para formar arenas blanquecinas. Este fenómeno se suele presentar en zonas próximas a las peridotitas.

2.4.5 GNEISES DE GRANATE (ζ G)

En las zonas de contacto con la peridotita, en que no existen gneises granitoides, se desarrolla un tipo especial de gneises bandeados que contiene numerosos granates de hasta 1 cm. de diámetro. La roca es un gneis gro-

sero, con bandas de foliación irregulares y anastomosadas, con fuertes contrastes de color oscuro y claro. La foliación choca a menudo contra los cristales de granate. Estos se encuentran muy fracturados.

En la región de Pujerra, el paso lateral de esquistos a gneises al acercarnos a las peridotitas culmina en una banda de gneises de granate en el contacto con la Intrusión. Por tanto, los datos de campo apuntan la idea de que el gneis de granate sea una aureola de metamorfismo de contacto.

2.4.6 GNEISES GRANITOIDES (ζ_R)

Llamamos gneises granitoides a unas rocas de aspecto granítico, de color azulado en estado fresco y herrumbroso en alteración. La estructura es masiva o con restos de foliación muy difusos en la masa granítica. La textura es inequigranular, a menudo porfídica, con fenocristales de cuarzo y feldespato, estos últimos muchas veces maclados e idiomorfos.

Son frecuentes los restos de rocas metamórficas, con bordes netos, cuyo tamaño medio es de 1 a 2 cm., pero que puedan alcanzar los 30 cm.

Los gneises granitoides yacen siempre en contacto con la peridotita, formando una aureola muy definida alrededor de ella. El contacto exterior de los granitoides no está mecanizado, pero corta indiferentemente a rocas esquistosas de metamorfismo variado. En la aureola de granitoides no se desarrollan diques pegmatíticos.

En la masa de peridotitas existen afloramientos aislados de gneises graníticos, que interpretamos como «burbujas» dentro de la masa ultrabásica. No cabe interpretarlas como restos de la cobertera alpujárride que yace sobre el techo de la intrusión por las siguientes razones:

a) La peridotita que las circunda no se presenta nunca en facies de borde, como cabía esperarse si se tratara del techo de la intrusión.

b) La situación de algunos afloramientos granitoides en profundos valles excavados en la peridotita (ángulo NE. de la Hoja) indica claramente que ésta yace sobre los granitoides. Así lo indica también el contacto, que es subhorizontal.

En la carretera de San Pedro de Alcántara a Ronda, medio kilómetro al norte del Puerto del Alijar, se observa un anticlinal de gneises bandeados, que en sus flancos pasan lateralmente a gneises granitoides. Todo el conjunto se encuentra rodeado de peridotita. En este lugar, así como en otros varios, se observa cómo el granitoide forma una aureola en contacto con la peridotita, y cómo esa aureola borra las estructuras tectónicas en las rocas adyacentes.

De todo lo dicho se evidencia que los datos de campo señalan a los granitoides como una aureola de metamorfismo de contacto que ha transformado a las rocas de caja alrededor de la intrusión ultrabásica.

2.4.7 ROCAS INTRUSIVAS ASOCIADAS AL ALPUJARRIDE GNEIS GRANITOIDE BLANCO (ζ)



En la región de la Dehesa Albornoque existe un largo afloramiento de rocas que intruyen el Complejo Alpujárride a lo largo de la zona axial del anticlinorio (ver Tectónica). Se extiende desde Istán hasta el Monte de Albornoque, como un afloramiento continuo y con algunos retazos aislados más al Norte.

Se trata de unas rocas muy blancas, de composición granítica. En la zona de borde, la textura es no orientada, a menudo porfídica por desarrollo de grandes feldespatos (hasta 5 cm. de longitud) idiomorfos. En algunos puntos la presencia de restos y manchas más oscuras confiere a la roca aspecto de anatexia. En el interior del afloramiento, la textura se hace bandeada-oftalmítica, con muchos pliegues menores de tipo similar. Las restitas de minerales máficos suelen ser abundantes.

El conjunto corta a la serie alpujárride en sus diferentes litologías, según contactos irregulares que indican intrusión, pero no fractura.

2.5 MALAGUIDE

Es ésta la última unidad bética alóctona de las existentes en la Hoja, adquiriendo su máximo desarrollo en el cuadrante SE. de ella.

Este tramo se sitúa bien sobre el Alpujárride, bien sobre las peridotitas. En el borde Este se pone en contacto con la Unidad Blanca mediante una gran fractura que lo bordea (Sierra Blanca).

Los niveles más bajos que afloran forman una serie de filitas, de edad indeterminable, hasta un Permotrias.

2.5.1 FILITAS (PC-S₁)

Comienza este complejo por una serie de filitas de color oscuro, con niveles de cuarzo muy abundantes. Presenta muy escasos niveles calzos de tonos azul oscuro intercalados a modo de lentejones, así como niveles cuarcíticos. Pero no ha sido posible separarlos. Se trata en conjunto de una unidad muy monótona.

Es característico de esta unidad, y sobre todo en la parte norte de la Sierra Blanca, la presencia de un nivel de conglomerados de cantos de cuarzo blanco redondeados y alguno de lilita. La matriz es cuarzo-arenosa. Los cantos se encuentran típicamente aplastados en el sentido de la esquistosidad, orientación debida a causas tectónicas.

Su tamaño medio en sección oscila entre los 3 cm., pudiendo llegar a 10 cm.

La esquistosidad de las filitas es concordante con los conglomerados, por lo que la estratificación coincide con la esquistosidad.

En conjunto, y sobre todo en la zona de Istán, se encuentran bastante tectonizadas (fracturas, escamas, etc.), lo cual dificulta la determinación de su potencia; no obstante, se pueden considerar unos 300 m. de potencia visible.

2.5.2 CALIZAS, CALCOFILITAS Y GRAUWACAS (c, S-D)

Este tramo maláguide, más conocido con el nombre de «Calizas alabeadas» en la bibliografía regional, fue descrito por primera vez por ORUETA en 1917 y posteriormente por BLUMENTHAL en los márgenes del Guadalhorce, constituyendo un magnífico horizonte guía, como indica MOLLAT, que separa el conjunto de filitas Infrayacentes de las pizarras y grauwasas del Devono-Carbonífero.

En la presente Hoja, los puntos más representativos de esta formación se encuentran al NO. de los Llanos de Ballordeta y en la carretera de Istán, a la altura de la bifurcación a la presa de la Concepción.

El primer lugar citado es quizá el único de la región en estudio en el que esta unidad presenta sus límites a techo y muro sin alteraciones tectónicas, pudiendo por tanto dar un valor aproximado de su potencia. El segundo punto considerado es un magnífico exponente de la litología que da nombre al conjunto. En efecto, en esta zona la secuencia carbonatada está muy bien representada y el talud de la carretera da lugar a muy buenos afloramientos.

La serie está constituida por un conjunto de calizas, calcofilitas y grauwasas, de color azul oscuro, hasta casi negras. Los niveles calizos, constituidos en lentejones, se presentan con aspecto tableado, en forma de capas de 3 a 4 cm., asociados en tramos de hasta 10 m. de potencia. La superficie de alteración suele ser gris azulado, claro y con aspecto algo masivo en algunos puntos, siendo el corte de la muestra de tonos más oscuros, frecuentemente atravesada por venillas de calcita recristalizada. El grano es fino. Entre los niveles de caliza se sitúan filitas y pizarras casi negras, siendo bastante común la presencia de despegues por diferencia de competencia con los niveles calizos. Por último, intercalados con las calcofilitas aparecen niveles silíceos y grauwáquicos, que son difíciles de reconocer de los situados en el Devono-Carbonífero.

El aspecto de este conjunto en el campo, corroborado por el estudio de las láminas delgadas, es el de rocas que casi no han sufrido metamorfismo, o en todo caso muy débil.

El estudio de fauna de conodontos encontrada por KOCKEL (1959-1962) en niveles calizos con posición algo superior a las calizas alabeadas da una edad Ludlow o Gedinense. Por tanto, las calizas alabeadas deben ser silúricas o devónicas muy bajas.

2.5.3 PIZARRAS Y GRAUWACAS (D-H^A)

Concordante con los últimos niveles calizos silúrico-devónicos, aparece un conjunto de materiales que destacan respecto a las anteriores a causa de su fuerte carácter detrítico, y sobre todo por la presencia de niveles silíceos.

No ha sido posible obtener una columna que en detalle se pueda correlacionar con otras, debido fundamentalmente a la tectonización que presenta la serie, en forma de pequeñas escamas, fallas inversas, etc., que dificulta la obtención de ésta, así como por el carácter de lentejones de algunos de sus niveles.

No obstante, consideramos que el mejor corte existente en la zona se encuentra al NE. de Marbella, a partir de la plaza de toros, en el cual aparece de techo a muro una serie de pizarras arcillosas, lustrosas, de tonos verdosos, en bancos de 5 cm. Le sigue una serie samítica formada por grauwasas y microconglomerados intercalados en el conjunto en forma de lentejones. A continuación, un nivel de unos pocos metros de pizarras cuarcíticas, y por último, en contacto con las calizas infrayacentes, una nueva serie samítica sin intercalaciones conglomeráticas.

En todo el corte la serie está poco replegada, presentando suaves buzamientos hacia el S., del orden de 20 a 25°. El buzamiento de la serie va aumentando a medida que nos desplazamos al muro, llegando a ser de unos 45° en el contacto con las calizas alabeadas.

A unos 2 km. al este del corte citado, y casi en el borde de la Hoja, se puede observar otro corte de los más completos dentro de este conjunto. De techo a muro aparece: un nivel de cuarcitas de tonos verdosos; le sigue un potente tramo de pizarras silíceas, conglomerados y grauwasas, y termina la serie con un tramo de pizarras, también muy potente, con una intercalación de grauwasas.

Es de destacar la gran uniformidad de las pizarras. En efecto, en el campo se reconocen por sus tonos verdosos y aspecto lustroso, generalmente muy tectonizadas y alteradas. Estas pizarras se distinguen de las filitas infrasilúricas, su situación estratigráfica con respecto a las calizas alabeadas y por la menor proporción de glándulas de cuarzo, frecuentes en las infrasilúricas.

Este carácter homogéneo de la textura de las pizarras se pone también de manifiesto en cuanto a su composición, ya que la mayoría de las muestras estudiadas coinciden en los minerales formativos. Como minerales esenciales figuran: sericita, cuarzo y biotita, y la albita; grafito, circón, apatito y opacos como minerales accesorios. Estas pizarras se encuentran en el límite de clasificación entre pizarras y filitas.

La edad de esta serie comprende el Devónico y el Carbonífero, según

KOCKEL y STOPPEL (1962), datos obtenidos a partir de fauna conodónica. Su potencia oscila alrededor de los 200 m.

2.5.4 CONGLOMERADOS POLIGENICOS (H^a)

Reposando sobre el conjunto de pizarras y grauwacas por medio de una discordancia erosiva, aparece un nivel conglomerático Irregularmente distribuido. Se trata del «Conglomerado poligénico o Conglomerado de Marbella», descrito por BLUMENTHAL (1930) y al cual le dio el nombre de esta localidad por estar magníficamente representado en sus cercanías.

Es un conglomerado muy representativo en la geología de la región, ya que su carácter principal, que permite reconocerlo rápidamente del resto de los niveles conglomeráticos descritos, radica en que es un conglomerado poligénico, con variada litología. En esta mezcla se han podido reconocer cantos de cuarzo lechoso, cuarcita, pizarras, grauwacas, etc.; en una palabra, cantos de todos los niveles infrayacentes. Asimismo se han reconocido cantos graníticos o al menos «granitoides», así como aplitas.

Estos cantos, del tamaño de varios centímetros de longitud, se encuentran en una matriz detrítica, muy compacta, de la misma naturaleza que los cantos. Localmente puede presentarse con los cantos orientados.

Este nivel es fácilmente reconocible en el campo, tanto por su textura como por su morfología, dando lugar a resaltes que contrastan fuertemente con la topografía suave que originan los niveles pizarrosos.

La potencia visible en la zona es de unos 100 m., aproximadamente.

En un principio se pensó que eran de edad devónica, a partir de fauna encontrada en restos de caliza, BLUMENTHAL (1949) y KOCKEL (1959), pero posteriormente MICHELAU (1941) encontró corales del Viseense en restos calizos, con lo que su edad pasó a ser, al menos, Postviseense.

2.2.5 ARENISCAS ROJAS (P-T₆)

Sobre el conglomerado de Marbella, y en general sobre los materiales maláguides, yace discordante una formación roja, formada principalmente por areniscas.

Irregularmente repartida, destaca netamente de la topografía regional por sus tonos rojizos.

Se presentan en paquetes masivos de 4 a 5 m. de potencia y en bancos de 0,20 a 0,30 m., con intercalaciones locales de arcillas rojas.

Es frecuente la presencia de paleocanales, niveles conglomeráticos de cantos de cuarzo lechoso y estratificaciones cruzadas en las areniscas.

Aunque generalmente son rojizas, localmente pueden presentar tonos ocres o amarillentos.

Las muestras estudiadas indican que nos encontramos entre las litaren-

tas y sublitarenitas, si nos atenemos a la clasificación de FOLK, o bien entre subgrauvacas y protocuarcitas, si empleamos la de PETTIJOHN.

Estos datos coinciden con los de campo respecto a la estratificación de las areniscas. Así, las areniscas bien estratificadas en bancos poco potentes (0,20 a 0,50 m.) son sublitarenitas (procuarcitas), mientras que las más potentes son litarenitas (subgrauvacas). Estos hechos están relacionados con el significado genético de cada tipo de areniscas.

El depósito de las areniscas de composición sublitarenita, debe estar ligado a corrientes laminares, con largo transporte; en el que se han destruido los feldespatos y los fragmentos de rocas casi en su totalidad. La selección es también buena.

En cambio, para los niveles de areniscas masivas (litarenitas), la interpretación es distinta: la génesis debe estar ligada a corrientes rápidas de tipo turbidítico, que no dan tiempo a la destrucción de los componentes lábiles (feldespatos + fragmentos de rocas). Al cesar bruscamente las corrientes, las diferentes partículas se depositan de un modo conjunto y su madurez es menor.

Es difícil precisar más respecto al ambiente sedimentario de estas areniscas, pero PETTIJOHN alude a que ambos tipos (procuarcitas y subgrauvacas) se han depositado o acumulado en llanuras aluviales, en deltas o en ambientes marinos íntimamente asociados.

Este conjunto litológico presenta una facies muy próxima a la del Trías Germánico Inferior (ROT), fosilizando un viejo relieve finihercínico.

2.5.6 CALIZAS DOLOMITICAS (T_c)

Escasa e irregularmente repartidas, pero siempre asociadas directamente, o muy próximas a las areniscas rojas, aparecen unos niveles de calizas dolomíticas.

Se trata de calizas generalmente brechoides de tonos grises, con superficies de alteración gris azulada. En algunos puntos aparecen cristales idiomorfos de pirritas.

Por correlación con zonas orientales, deben tener una edad Rethiense.

2.5.7 MALAGUIDE INDIFERENCIADO (PC-T_c)

Bajo esta denominación se han englobado aquellas zonas que por causa de la escala o por realización de obras urbanas que dificultan su observación, etc., nos ha sido imposible de definir su posición dentro del manto maláguide, salvo que corresponda a éste.

Han sido escasas las zonas en que hemos tenido que recurrir a esta solución, estando situada la de mayor importancia en las cercanías de Marbella.

2.6 FORMACION «FLYSCH» (T₂₋₃^A)

Es una alternancia de areniscas de tonos amarillentos claros, en bancos de 1 a 5 m. de potencia y margas intercaladas con potencias inferiores al metro.

Las areniscas son de naturaleza silíceas y micáceas, mal clasificadas y estructuras groseras de granoselección. En algunos puntos pueden observarse niveles conglomeráticos, así como nódulos arcilloferruginosos con estructura concéntrica, que algunos autores interpretan como «cantos blandos».

Estos materiales yacen discordantes sobre el Maláguide y parecen pertenecer a la Unidad de Aljibe, del Campo de Gibraltar.

El carácter azoico de esta unidad dificulta su datación, por lo que nos referimos a la bibliografía regional. Según BLUMENTHAL y KOCKEL, la edad del flysch varía entre el Eoceno Superior y el Oligoceno. Pensamos, pues, que puede aceptarse una edad Paleógena sin precisar.

Las areniscas son muy maduras. La procedencia es siempre de rocas ígneas básicas y ultrabásicas, así como de metamorfitas de alto grado.

Atendiendo a la clasificación de FOLK, las areniscas están en el límite entre subarcosa y sublarenita, aunque con tendencia a estas últimas, dada la proporción ligeramente superior de los fragmentos de roca.

Si se clasifican siguiendo el criterio de PETTIJHON, corresponden a protocarcitas.

2.7 COLUVIONES (T_{2g})

Localmente, al sur del Monte Mayor el «flysch» se apoya sobre una formación brechoide de aspecto continental y origen problemático. Está constituida por cantos bastante angulosos de los mantos Maláguide y Alpujárride. Los cantos de peridotitas son escasos. Parece tratarse de sedimentos correlativos a la formación de una pequeña fosa.

2.8 SILEXITAS (T₁₂^{Ba})

Discordante con los sedimentos anteriores, y observado sólo en dos puntos aislados, uno en el mismo lugar que el «flysch» y otro próximo a la finca de la Concepción.

Son unos niveles de sílex de tonos ocres a oscuros, de unos 20 cm. de potencia como máximo, que alternan con margas y capas calcáreas de 20 a 30 cm. de potencia, amarillentas claras a blanquecinas.

El estudio sedimentológico del nivel calcáreo indica que el contenido en carbonatos es del 37,80 por 100, siendo el resto fracción detrítica de tamaño arena, por lo que se le puede clasificar como marga arenosa.

La presencia de fauna marina implica, como es lógico, que el ambiente sea marino y poco energético, coexistiendo la precipitación de carbonatos con los aportes detríticos transportados por débiles corrientes.

Hemos de indicar que este nivel ha sido estudiado en otros puntos de la provincia de Málaga por DIDON y otros, bajo el nombre genérico de silixitas, nombre que hemos respetado, perteneciente al Burdigaliense.

2.9 PLIOCENO (T_2^m , T_2^s , T_2^{cg})

Las series pliocenas descansan subhorizontalmente en una zona semillana entre las sierras y la línea de costa. Yacen discordantemente sobre niveles más antiguos (Silixitas, «flysch», Maláguide, etc.).

La base transgresiva es una formación conglomerática basta (T_2^{cg}) con cantos y bloques de peridotitas, mármol, esquistos, etc. La matriz es roja, arcillo-arenosa, con algunas intercalaciones de arcillas puras.

Las facies más altas son arenas sueltas (T_2^s) de colores gris-verdoso, con aspecto general de molasas. Son muy frecuentes las tanatocenosis de fragmentos de animales bentónicos. Abundan los pectinidos, corales, ostreidos, carditáceos, escafópodos, gasterópodos, etc.

La datación de las series se ha efectuado en la Hoja vecina, Estepona (núm. 15-46). Allí, la presencia de *Globorotalia margaritae* BOLLI BERMUDEZ y la ausencia de *G. punctulata* y de *G. Grassaformis* definen el Tablanense Inferior en la zona del río Guadalmanza (Hoja 15-45). Sin embargo, la presencia de *Globorotalia Crassula viola* BLOW, define el Plasenciense Medio en el kilómetro 175 de la carretera de Málaga-Cádiz (Hoja 15-45). En la Hoja de Marbella cabe suponer que la serie tenga una de las dos edades citadas, o alguna otra Intermedia.

El ambiente sedimentario fue marino, poco profundo y cercano a la costa. Actuaron corrientes que seleccionaban los aportes.

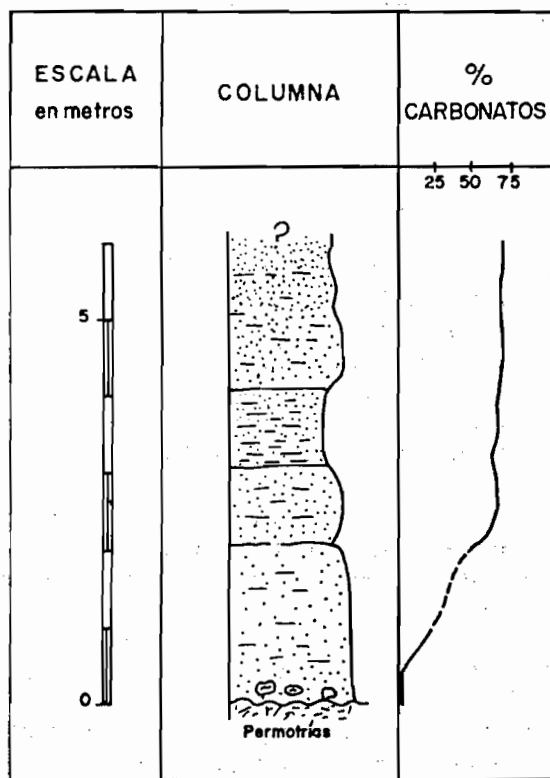
CORTE DEL CEMENTERIO DE MARBELLA (fig. 2)

De muro a techo, la sucesión es:

- 2 m. de arenas, que reposan discordantemente sobre el Permotrías (?) plegado. En la base, las arenas incluyen cantos de Permotrías.
- 5 a 6 m. de arenas.

Datos sedimentológicos

Presenta esta serie un contenido en carbonatos, excepcionalmente elevado en comparación con el resto de los materiales neógenos.



Columna estratigráfica pliocena en el cementerio de Marbella

Figura 2

En la base, el porcentaje es del 2 por 100 (valor «normal»), pero hacia arriba alcanza rápidamente valores de incluso el 65 por 100.

La interpretación que se da para estos valores anómalos es que en el campo se observó en el seno de las arenas la presencia de gran número de cristalillos, que en principio se pensó que pudiesen ser de yeso, pero que, a la luz de estos datos, hay que interpretar como de calcita, que hacen que el contenido en carbonatos obtenido mediante calcimetrías sea mucho mayor.



Análisis granulométricos

La variación de los distintos parámetros es la siguiente:

Hé	0,51 a 0,81
Q _{dephi}	0,52 a 0,82
So	1,42 a 1,78

Las curvas acumulativas están dibujadas en la figura 5 (*). Sus formas y los valores de los parámetros indican para todas una buena selección de tamaños y depósitos ligado a corrientes de tipo lámina, en un ambiente muy uniforme.

Mineralogía de arenas

Fracción ligera

	%
Fragmentos	30-35
Cuarzo	40-50
Minerales de la arcilla	10-15
Otros	1

Fracción pesada

	%
Granates	10-15
Enstatita	25-30
Augita	10-12
Moscovita	5-10
Hornblenda	25
Opacos	5-10
Fragmentos	2
Otros	2

Además contiene trazas de los siguientes minerales: Titanita, Blotita, Rutilo, Turmalina y Andalucita.

Esta asociación mineralógica es muy semejante a la determinada en la Hoja de Estepona, pero los porcentajes de Enstatita son bastante más bajos y prácticamente iguales a los de Hornblenda, los que sugieren una procedencia análoga a la allí descrita, pero con una mayor representación de rocas metamórficas en el área fuente, que estaría sometida a fuerte erosión.

(*) Información complementaria.

Interpretación sedimentaria

Aunque no se ha encontrado macrofauna en este corte, dada la similitud de litofacias y la analogía de los resultados sedimentológicos de este corte con los estudiados en la Hoja de Estepona, es lógico pensar que el ambiente sedimentario es único. Se trataría, por consiguiente, de un medio marino, somero, cercano a costas y sometido a la acción de corrientes.

CORTE A 2,5 KM. AL ESTE DE MARBELLA (fig. 3)

Descripción de la serie

La sucesión, de muro a techo, es:

- 1 m. de conglomerado basal, con niveles de arenas.
- 8 a 10 m. de margas arenosas.
- 15 a 20 m. de arenas que incluyen niveles de conglomerados con bloques de hasta 20×40 cm.
- 5 m. de conglomerados.
- 20 a 25 m. de arenas con gravas.
- Más de 10 m. de arenas con pasadas de conglomerados.

Datos sedimentológicos

El contenido en carbonatos es bajo en los niveles de arenas (inferior al 10 por 100). En los de conglomerados, oscila alrededor del 30 por 100, de lo que se deduce que se debe a caparazones de fósiles, muy probablemente. El máximo lo presenta la muestra 334 con un 48,40 por 100: se trata de una marga, en la que el resto es fracción detrítica fina (arena fina).

Análisis granulométricos

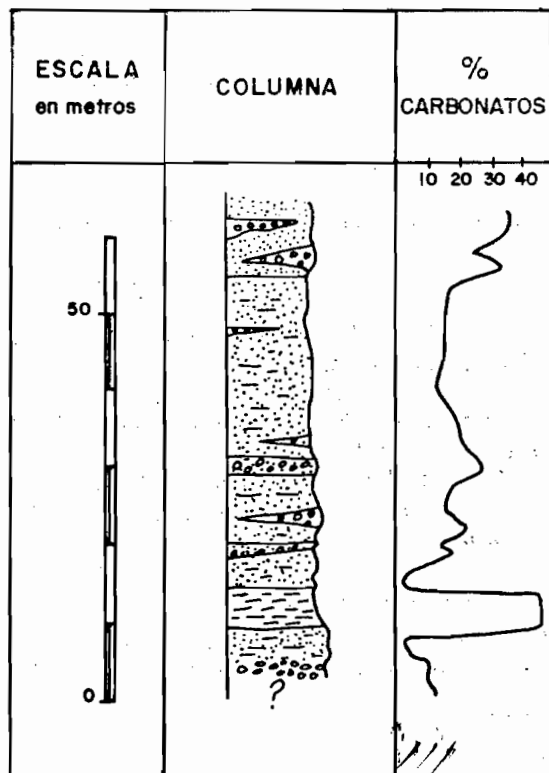
Los distintos parámetros varían de la siguiente forma:

Hé	0,37 a 0,70
Qdephi	0,44 a 0,71
So	1,38 a 1,62

Estos valores indican una buena selección de tamaños para todas ellas, así como un depósito en un ambiente sedimentario cercano a costas (posiblemente de playa) ligado a corrientes de tipo fluvial.

2.10 CUATERNARIOS

Después de los tiempos pliocenos no vuelve a haber sedimentación ma-



Columna estratigráfica pliocena al este de Marbella,
próximo a la casa del Almendro

Figura 3

rina, siendo los depósitos cuaternarios continentales y ligados a la topografía pliocuaternaria.

2.10.1 TERRAZAS Y ALUVIALES (QT, QAI)

El aparato fluvial de la región consta de una serie de ramblas que desembocan perpendicularmente a la costa. En ellas se han podido distinguir los lechos aluviales de inundación y algunas terrazas, todas ellas pertenecientes a un nivel situado a unos 15 ó 20 metros sobre el cauce.

Los sedimentos de las terrazas son conglomerados con cantos predominantemente de peridotita. El redondeamiento es bueno y la alteración de

las peridotitas es tan grande que a menudo se desmigajan con la mano. El tamaño máximo es de 40 cm., siendo la media de unos 25 cm.

La matriz visible es una arcilla roja mezclada íntimamente con gravas y arenas que proceden de la parte alta de la cuenca. Dado el tamaño de los cantos, hay que pensar que su depósito fue violento, impidiendo el depósito simultáneo de la arcilla de la matriz.

Creemos, pues, que gran parte de la arcilla roja intersticial no es verdadera matriz, sino producto de la meteorización de la terraza una vez constituida.

Los aluviales están bien desarrollados en longitud y anchura, ya que los ríos de la región son más bien ramblas con escorrentía intermitente. En estas condiciones se han desarrollado extensos lechos de inundación, colgados de 1 a 4 m. sobre el actual cauce.

La litología dominante son rocas ultrabásicas, en grandes bolos redondeados. El predominio de la peridotita sobre otros materiales en la fracción gruesa se debe a la facilidad de las peridotitas para desgajarse en grandes bloques, muy resistentes al choque. Las otras rocas, esquistos, filitas y gneises no suelen dar bloques, sino cantos y gravas empastados en una matriz arcillo-arenosa.

2.10.2 CONOS Y PIEDEMONTE (QCd)

El relieve energético de Sierra Blanca ha producido todo un conjunto de piedemontes bien desarrollados, así como un gran cono al norte de Marbella.

2.10.3 CUATERNARIO INDIFERENCIADO (Q)

En este apartado se han incluido todos aquellos depósitos problemáticos cuyo estudio, realmente interesante, supera el plan de este trabajo.

En la plataforma costera que ocupan los sedimentos pliocenos se desarrollan amplios mantos de gravas y arenas embutidas en matriz roja arcillosa. Su posición es más cercana a la costa que a la Sierra.

2.10.4 PLAYAS (QP)

La costa malagueña pertenece al tipo pacífico, con cadenas montañosas paralelas a ella. La línea de costa es casi rectilínea, sin accidentes bruscos. El perfil es suave, con desarrollo de playas y ausencia de acantilados.

2.10.5 TRAVERTINOS (Qtr)

En esta Hoja, debido a la abundancia de formaciones carbonatadas y al clima, existen numerosos travertinos, muchos de los cuales se están formando actualmente. Pueden mencionarse los que existen en Igualeja cerca de la surgencia cárstica de esta localidad, así como los de Ojén e Istán.

3 PETROLOGIA

3.1 PERIDOTITAS (σ^0)

Las peridotitas constituyen el asomo ultrabásico más occidental y el más extenso de la provincia petrográfica de las rocas ígneas de Málaga.

Para realizar una cartografía de estas peridotitas, se realizaron una serie de recorridos de campo con objeto de recopilar todos los datos posibles sobre la disposición general del layering, y con ellos tener una base que sirviera para programar una serie de perfiles de recogida de muestras frescas que, al ser estudiadas al microscopio, nos sirvieran para extrapolar los datos obtenidos en cada perfil, formando un esbozo geológico de repartición dentro del macizo de rocas agrupadas según su composición mineralógica.

Al ser el rumbo dominante el layering paralelo a la dirección del máximo alargamiento del macizo (coincidente con la directriz dominante béctica), se realizaron ocho perfiles con dirección aproximada N-S., y se recogieron muestras en aquellos puntos en los que por sus características se estimó necesario el tomarlas.

Con los datos suministrados por el estudio microscópico se ha confeccionado un mapa en el que se ha diferenciado una serie de unidades litológicas que agrupan las muestras en relación con su mayor o menor basicidad y de acuerdo con las características diferenciales para cada una de ellas observadas en el campo. Este mapa servirá de base para realizar estudios geológicos posteriores más detallados.

En dicho mapa se puede observar la presencia de un núcleo central, correspondiente a la unidad más baja del macizo peridotítico, constituido por una asociación de dunitas piroxénicas-harzburgitas (σ^0 Ox), con ortoproxenos de gran tamaño, que se van haciendo más pequeños hacia el borde. Esta facies es continua según la dirección de alargamiento máximo en todo el centro del macizo.

Sobre este tramo encontramos uno más superior, en el cual la composición media de las rocas encontradas es ligeramente más ácida, correspondiente a harzburgita-lerzolita (σ^0 a).

También el tamaño del grano va siendo más fino a medida que nos alejamos del centro del macizo.

Una característica notable de este tramo es la de que en el N. aparece un buen número de rocas clasificadas como lerzolititas, mientras que en el S. aparecen más abundantemente representadas las harzburgitas. Igualmente, en la mitad S. aparecen lentejones de piroxenitas dispuestos (σ^0 x) paralelamente al layering, con potencia de hasta 1 m., y desarrollo, según el rumbo, de varios metros.

Estas piroxenitas se concentran en un área determinada, que se va repitiendo en cada uno de los perfiles, llegando a constituir un excelente nivel guía para la cartografía de la mitad sur del macizo.

Hay que hacer constar que hacia el E. varía la composición de estas piroxenitas, para aparecer como verdaderos gabros en la transversal de San Pedro de Alcántara a Ronda, desapareciendo en la transversal de Istán. En general podemos decir que en su composición predominan los clinopiroxenos y son muy abundantes las espinelas y las plagioclasas.

Que en la mitad norte del macizo existan lertzolitas y en el sur predominen las harzburgitas, y que todas ellas hayan sido agrupadas en una misma unidad litológica creemos que no es objetable, teniendo en cuenta lo señalado en el apartado correspondiente de Petrogénesis: «Entre harzburgita y lertzolita no hay diferencias significativas, incluso la lertzolita presenta una relación Opx/Cpx mayor que la media de las harzburgitas».

El contacto existente entre este tramo y el anteriormente descrito, no corresponde a una línea definida que haya sido vista en los recorridos de campo, sino que se ha trazado en razón de los cambios de composición mineralógica de las rocas que los componen, los cuales se han agrupado estadísticamente, en razón de su proximidad. Por tanto, aunque de por sí constituyen paquetes de rocas muy definidos, entre ellos existirán todas las transiciones, con lo cual son indiferenciables puntualmente.

Un nuevo tramo dispuesto sobre el anterior presenta como rocas más abundantes las dunitas, que con cierta frecuencia tienen composición de dunitas piroxénicas, y aunque existen algunas harzburgitas su porcentaje es bajísimo.

En esta mitad es donde se observan mayores diferencias en el tamaño de grano de los piroxenos de las peridotitas, oscilando entre los dos y tres milímetros en la zona más próxima al núcleo, mientras que en la parte más próxima al contacto con la roca de caja no llegan a alcanzar un milímetro; cuando aparecen los granos de estas últimas dimensiones se origina lo que se ha denominado «facies fina», que constituye una subfacies dentro del tramo que estamos definiendo.

También esta unidad es muy continua en la mitad oeste del macizo, mientras que la mitad este desaparece en el norte, conservándose en el sur.

Hay que señalar la presencia de un tramo de piroxenitas con granates que aparecen al oeste del macizo y en su mitad norte, en las proximidades del límite más externo de la unidad, y que en nuestros recorridos de campo nos han servido como nivel guía para el estudio de este área por su continuidad. En el S. y el E., así como en la transversal de Tolox, no se han visto las piroxenitas granatíferas.

Estas rocas se disponen formando uno o varios bancos dispuestos paralelamente al layering y su potencia oscila entre los 20 y 50 cm. Asociada a ella, aparece raramente una enstatita con piroxenos de hasta 10 cm. de

longitud, que corresponde a una roca con crecimiento anómalo de los piroxenos, en un punto en el que seguramente existirían espacios vacíos. Solamente se ha localizado en este punto.

Por último, hay que señalar la presencia de lo que llamamos facies de borde, formada por rocas de grano fino, de composición dunitica, a la que se asocian dunitas piroxénicas. Su característica principal es que en su masa se presentan granates y espinelas rosadas, y también aparecen unos piroxenos tabulares, que alcanzan hasta 20 cm. de dimensión máxima.

Se aprecia con nitidez en todo el borde NO. del macizo y también en algunos puntos del borde S.; hacia el E. desaparecen totalmente, laminada tectónicamente en el N. y, seguramente, por características diferenciales del emplazamiento de la masa ígnea en el S.

Esta facies se interpreta como una intercalación entre la roca de caja y la roca ultrabásica, que en el momento de intruirse presenta características especiales de presión y temperatura, que en nuestra opinión no son iguales en todo el macizo.

Esta característica, unida a la existencia de líneas de discontinuidad que compartimentan el macizo en bloques independientes, nos sugiere la existencia de intrusiones masivas con características diferentes, el conjunto de las cuales constituye toda la masa ultrabásica del macizo de Ronda.

Una intrusión filoniana ácida tardía, que origina pegmatitas y aptitas, que viene representada por los diques de Peñas Blancas, La Rijana y las minas de mica de la Resinera, amén de un sinnúmero de filoncillos que pueden observarse en las transversales de Estepona-Pujerra y río Guadalmanza, completa el conjunto pétreo del Macizo de Ronda.

Como característica acusada en este tipo de diques ácidos habría que señalar la diferente proporción de ellos que existe entre el E. y O., siendo en esta mitad mucho más abundantes.

En cuanto a los contactos entre las ultrabásicas y las rocas de caja se pueden definir dos tipos perfectamente diferenciados, el magmático y el tectónico. El primero aparece siempre que encontramos la facies de borde, y como característica más significativa aparece el layering de la roca básica concordante en rumbo y buzamiento con los gneises de la roca de caja.

A veces también existen contactos magmáticos en zonas en donde no existe esta concordancia en la estratificación. En principio podría pensarse que esto habría de corresponder a un contacto tectónico, en relación con los contactos de las zonas en que aparecen las facies de borde, pero la observación directa en el campo demuestra que no pertenecen a este último tipo.

Los contactos tectónicos más claramente observados se encuentran a todo lo largo de la mitad sur del macizo, en aquellos puntos en que la serie sin metamorfismo del Bético de Málaga se pone en contacto con las rocas ultrabásicas.

En estos puntos se puede ver una desarrollada milonita de hasta 10 m. en la línea de contacto, y por supuesto no existe la concordancia antes explicada entre el layering y la roca de caja. Las facies duníticas próximas al contacto desaparecen en casi todos los puntos.

Un tipo especial de contacto lo encontramos al norte del macizo, entre la carretera de Ronda y el área de la Fuente fría. En este punto se puede apreciar cómo las rocas ultrabásicas cabalgan a la roca de caja, en este caso gneises y mármoles alpujárrides, dando una morfología especial al contacto sólo observada en ese punto.

3.1.1. PETROLOGIA

Las muestras estudiadas forman un grupo muy homogéneo, cuya principal característica es el predominio de los minerales ferromagnesianos. Sólo en algunas de ellas la plagioclasa supera el 10 por 100 en volumen de la composición total. La mayor parte de las muestras corresponde a rocas ultramáficas. Minerales esenciales primarios son olivino, ortopiroxeno y clinopiroxeno. La desaparición de uno de estos tres componentes es excepcional. Entre los minerales accesorios se encuentra siempre espinela y, accidentalmente, plagioclasa.

Suelen ser frecuentes fenómenos de sustitución de los minerales esenciales por serpentinas y antofilitas, que se consideran como debidos a alteración meteórica o a recristalizaciones durante el emplazamiento del macizo.

Cuando el grado de transformación secundaria es elevado, resulta difícil reconocer los minerales primarios, por lo que las rocas con un contenido en serpentina superior al 95 por 100 se denominan serpentinitas.

La proporción mineralógica determinada mediante análisis modal ha permitido establecer los siguientes grupos mineralógicos: Harzburgitas, dunitas piroxénicas, lertzolitas, piroxenitas (dentro de ellas se incluyen también los gabros, noritas e hiperitas), dunitas y wehrlitas. A éstos hay que añadir el de las serpentinitas. Los tres primeros son los más abundantes, bastante por encima de los demás.

Las rocas quedan casi todas cerca del vértice del olivino del diagrama triangular de clasificación de STRECKEISEN, presentándose desviaciones del porcentaje hacia los campos de las harzburgitas y las lertzolitas. Las wehrlitas aparecen sólo escasamente en el macizo de Ronda.

La composición petrológica muestra una fuerte variedad, análoga o mayor que la de los demás macizos peridotíticos conocidos.

3.1.1.1 Dunitas (σ_0^6)

Texturalmente, las muestras de este grupo son de grano medio a fino, panalotriomorfo y equigranular. Los cristales de olivino forman un mosaico

homogéneo en el que aparece esporádicamente clinopiroxeno intersticial en cristales de menor tamaño; en estos últimos se observan ~~finas~~ exsoluciones laminares de ortopiroxeno. Los minerales accesorios, magnetita y espinela, aparecen como inclusiones en los granos de olivino; la primera forma cristales idiomorfos o subidiomorfos de mayor tamaño que los de espinela, que son alotriomorfos y menos abundantes.

Los cristales de olivino están distintamente afectados por procesos de serpentización en los bordes y grietas en las rocas frescas y muy serpentizados en otras; presentan extinción ondulante y fracturación en sectores como consecuencia de procesos de deformación mecánica. Con todo, la estructura cataclástica no es muy intensa en las muestras de dunitas estudiadas.

3.1.1.2 Dunitas piroxenitas, harzburgitas, lertzolitas y werlitas

La paragénesis mineralógica primaria de las rocas de este grupo, en orden decreciente de abundancia media, es:

Olivino + ortopiroxeno + clinopiroxeno + espinela + plagioclasa.

En general el ortopiroxeno está en mayor proporción que el clinopiroxeno (harzburgitas), llegando a faltar en algunos casos este último mineral. El ortopiroxeno siempre existe, incluso en los tipos en que es más abundante el clinopiroxeno (wehrlitas y algunas lertzolitas). Entre los tipos con predominio de ortopiroxeno y los que tienen más clinopiroxeno existen todas las transiciones; las rocas forman, por tanto, una serie continua de variación; también hay serie continua en la variación de las proporciones de olivino.

El tamaño de grano es variable, de medio a grueso, formando los minerales un mosaico panalotriomorfo. En muchos casos la textura es equigranular, pero cuando el ortopiroxeno es relativamente abundante, forma cristales de mayor tamaño originándose variedades heterogranulares. Es característico que el ortopiroxeno esté formando placas más o menos alargadas, siempre alotriomorfas, de tamaño mayor que los demás minerales.

El clinopiroxeno suele presentarse como cristales de pequeño tamaño intersticiales con respecto a los dos componentes principales. Raramente alcanza tamaño de grano igual o superior al del ortopiroxeno.

La espinela más frecuente es un picotita cromífera de color pardo, tanto más oscura cuanto mayor contenido en cromo tiene. A veces aparecen espinelas de color rosado. Los cristales de espinela son siempre alotriomorfos, a veces lobulados. Cuando aparece plagioclasa, el feldespato forma una corona en torno a la espinela o está en relación inmediata con ella. Se interpretan estas asociaciones como resultado de una reacción entre la espinela y los piroxenos monoclinicos (paragénesis estable a alta presión), producida en niveles más superficiales de menor presión donde es estable la plagioclasa. En algunas muestras la plagioclasa puede aparecer formando nódulos

de varios cristales asociados sin relación directa con espinela, con tendencia a formar cúmulos lenticulares con piroxenos, marcando la formación de microbandas Irregulares de composición piroxenítica o norítica dentro de la peridotita. En estas muestras, la composición global dominante es la lertzolítica.

En todas las rocas de este grupo son más o menos perceptibles estructuras que se interpretan como debidas a deformaciones más o menos intensas de la roca, provocadas por esfuerzos dinámicos.

El olivino, el mineral más sensible a estas deformaciones, aparece con extinción ondulante o fragmentado en láminas de deformación o con fenómenos de granulación cataclástica seguida de recristalización. Estos tres fenómenos representan estadios crecientes de deformación mecánica.

El ortopiroxeno es más resistente a la deformación, llegando raramente a la fase de la granulación mecánica. Los fenómenos de deformación son, sin embargo, perceptibles por las torsiones y deformaciones muy frecuentes en las láminas de exolución o planos de exfoliación. El clinopiroxeno se comporta de análoga manera, aunque la deformación de planos de exfoliación o láminas es menos frecuente que en el ortopiroxeno.

En casos extremos de deformación, por granulación completa del olivino, se forma una matriz de grano fino en la que «flotan» los cristales de mayor tamaño de ortopiroxeno y clinopiroxeno, generándose estructuras porfidoclasticas de claro origen tectónico. En alguna muestra los pequeños cristales de olivino tienen hábito tabular y en otras, también muy deformadas, se origina un bandeado debido a diferenciaciones de flujo según zonas de composición diferente.

Todos estos fenómenos de deformación mecánica parecen de origen tectónico. Aunque en este caso no se han realizado diagramas petroestructurales, por no disponer de muestras orientadas, por comparación de las estructuras observadas al microscopio con las de otras muestras de la misma zona y de otras regiones donde se han realizado aquellas determinaciones; se puede admitir que la fábrica de muchas de éstas corresponden a la de rocas tectonizadas.

La deformación mecánica parece haber afectado con intensidad variable a todos los materiales estudiados; como, por otra parte, la deformación es posterior a la formación de láminas de exolución de los piroxenos y está seguida de recristalización parcial de los minerales afectados, consideramos que la generación de estas estructuras de origen mecánico se han producido durante el proceso de ascenso y emplazamiento de todo el macizo ultramáfico más que por una tectonización, según planos definidos después que el macizo llegase a adquirir la posición actual.

El grado de alteración de estas rocas es muy variable. En todas ellas el olivino está al menos transformado en los bordes y grietas en minerales serpentínicos, aunque en muchos casos este material llega a sustituir pseu-

domórficamente a casi todo el cristal. El olivino queda reducido a pequeños núcleos aislados entre sí, que conservan la orientación inicial. La serpentinización está asociada también con la formación de óxidos de hierro secundarios, que forman alineaciones de pequeños granos dentro de la masa de serpentina.

Cuando la serpentinización del olivino es muy avanzada, el fenómeno de sustitución puede afectar parcialmente al ortopiroxeno en sus bordes y grietas. El clinopiroxeno se altera mucho menos.

Con más frecuencia, el ortopiroxeno es sustituido parcialmente por agregados de anfíboles alargados de pequeños tamaños que han sido diagnosticados como antofilita. Los agregados de antofilita a veces pueden sustituir completamente a los cristales de ortopiroxeno. Teniendo en cuenta las condiciones de formación de estos anfíboles, se puede deducir que su generación ha tenido lugar antes que el macizo, alcanzándose su posición actual durante el proceso de ascenso de la masa ultramáfica desde las zonas profundas a los niveles superficiales en los que está emplazado.

3.1.1.3 Piroxenitas y rocas máficas feldespáticas

Se han descrito anteriormente ciertos tipos de composición lertzolítica que tienen bandas irregulares en que se acumulan piroxenos, espinela y plagioclasa. Estos acúmulos pueden presentarse en forma de crecimientos muy finos, originando texturas de tipo simplectítico. Cuando disminuye considerablemente la proporción de olivino, se pasa insensiblemente a un tipo de piroxenitas olivínicas.

En las piroxenitas con olivino, formadas por clinopiroxeno, ortopiroxeno, plagioclasa y espinela con anfibolita secundaria, predominan las texturas granudas, panalotriomorfas de grano fino. El olivino forma un mosaico equigranular en el que destacan los cristales de ortopiroxeno de mayor tamaño. En esta zona aparecen abundantes cristales de pequeño tamaño de plagioclasa maclada. Las rocas son estructuralmente heterogéneas, pues esporádicamente aparecen zonas lenticulares o alargadas de grano más grueso con abundante espinela verde (no cromífera) clinopiroxeno, olivino y plagioclasa. El ortopiroxeno puede estar sustituido parcial o totalmente por antofilita.

Existen también piroxenitas sin olivino. En ellas el mineral más abundante es el clinopiroxeno. Tienen también una estructura heterogénea, pues aparecen zonas de grano fino alternando con otras de grano más fino.

Las rocas de mayor tamaño de grano están formadas por un agregado en mosaico de cristales de clinopiroxeno y ortopiroxeno de cantidad subordinada, que destacan sobre un agregado de cristales de plagioclasa y clinopiroxeno de menor tamaño. En estas rocas hay espinela cromífera de color marrón. En las rocas de grano más fino, los minerales que aparecen son

clinopiroxeno y plagioclasa con entrecrecimiento simplectítico; aquí la espinela es verde, no cromífera.

En estas rocas los piroxenos han sido afectados en gran medida por procesos de deformación mecánica, observándose estiramientos y deformación intensa de las láminas de exolución y líneas de exfoliación. Los cristales mayores de piroxeno se continúan en las zonas de crecimiento simplectítico de grano más fino. Puede suponerse que estas últimas han sido el resultado de una granulación cataclástica con recristalización posterior de una roca inicialmente homogénea, el hecho de que la espinela sea menos cromífera pudiera hacer pensar en una expulsión del cromo de las zonas de máxima deformación.

También en estas rocas aparece antofilita como producto secundario del ortopiroxeno en las zonas de grano más grueso. En las zonas de grano más fino, donde aparecen la plagioclasa y el clinopiroxeno íntimamente entrecrecidos, se han encontrado pequeños cristales de hornblenda parda y de flogopita, en proporción muy reducida.

Algunas de estas piroxenitas presentan granates en el centro de los crecimientos simplectíticos. En sección delgada el granate es incoloro o ligeramente rosado y se presenta en granos redondeados más o menos coarados por las transformaciones simplectíticas.

En relación con las piroxenitas existen en los macizos peridotíticos rocas con mayor contenido en plagioclasa que no pueden considerarse como rocas ultramáficas. Tienen como constituyentes principales piroxeno y plagioclasa, pudiendo haber pequeñas proporciones de olivino. Sus caracteres más sobresalientes son su composición feldespática y sus texturas bandeadas, alternando bandas de ferromagnesianos y plagioclasas. En función de su composición mineralógica pueden clasificarse como noritas y gabros con términos de transición de hiperitas.

3.1.1.4 Serpentinitas (S^o)

Dentro de este grupo se han incluido únicamente las rocas en que la transformación a serpentina es prácticamente total (Serpentina, más del 95 por cien).

Estas rocas están formadas por una masa de serpentina procedente de la alteración total de los olivinos, en la que destacan algunos ortopiroxenos de mayor tamaño, que conserva aún su forma inicial, aunque están también transformados a serpentina y en algún caso a anfíbolita. Se observa, además, magnetita y óxidos de hierro, así como espinela correspondiente a los términos más oscuros, casi opacos.

Dado que el estudio de la serpentinización y de los minerales serpentinos necesita técnicas (análisis térmico diferencial, microscopía electrónica, etc.), muy diferentes de las usuales en petrografía, en este estudio

se ha prescindido de abordar estos aspectos. Como, por otra parte, los minerales serpentínicos (antigorita, crisotilo, etc.) que pudieran separarse, petrográficamente sólo tienen un significado textural, hemos prescindido de profundizar en modo alguno en el estudio de este tipo de rocas.

3.1.2 PETROGENESIS

El carácter del macizo estudiado es francamente ultramáfico y ultrabásico muy acentuado. La media general de las rocas estudiadas da unos contenidos en olivino del 60 por 100. Los tipos de composición dunitica o próxima a ellas son abundantísimos, mientras que los gabros y noritas son verdaderamente escasos.

En los complejos estratiformes se observa que las rocas dominantes son de composición predominantemente gabroide, lo mismo que en las peridotitas zonadas de alta temperatura. Sin embargo, la mayor parte de los complejos de tipo alpino tienen un carácter ultramáfico más fuertemente acentuado, que se hace aun mayor en el Macizo de Ronda. Otros datos favorables al carácter alpino son el predominio del olivino muy magnésiano sobre el ortopiroxeno, la falta de composición críptica en la composición de los minerales y la relación Mg/Fe muy elevada.

Estructuralmente, si bien existen bandeados observables a gran escala, no aparecen cuando ésta es menor. Ni en las muestras de mano ni en las láminas delgadas se han encontrado las texturas acumulativas típicas de los complejos estratiformes. Por el contrario, aun las rocas menos deformadas presentan texturas en mosaico panalotriomorfas.

Por el contrario, son casi generales los fenómenos en cataclisis o laminación más característicos de las peridotitas alpinas que en las pertenecientes a complejos estratiformes.

Desde el punto de vista morfológico, el Macizo de Ronda es una antiforma, que tiene plegamiento cilíndrico (en su parte occidental) e incluso isoclinal. El bandeo suele seguir estas directrices mayores, continuando paralelamente al borde en el cierre «periclinal» occidental de Ronda o estrellándose contra las rocas de caja en el resto de este macizo. Pueden asimismo aparecer esquistosidades secundarias cortantes a las estructuras mayores del bandeo o bien desarrollarse «pliegues» con charnelas netas dentro de las peridotitas, probable producto de la deformación tectónica de materiales estructurales anteriores.

Los datos estructurales y la concordancia de las bandas litológicas cartografiadas con las foliaciones, además de la distribución de las facies ultramáficas, inducen a pensar en complejos zonados. Sin embargo, los complejos zonados conocidos hasta ahora presentan una clara aureola de contacto.

Los argumentos en contra de esta última hipótesis son la ausencia de facies de borde en el sector del afloramiento ultramáfico de la parte centro-

meridional, en contacto con los gneises alpujárrides que aparecen junto al río Guadaluza y dividen al macizo en dos partes, unidas por un pequeño «ltsmo» peridotítico al N. Lógicamente el contacto debería desarrollarse siguiendo un paralelismo entre las rocas alpujárrides y las facies de borde. Esta duda induce a pensar que toda la zonación, tanto facial como estructural, observada en Ronda, se deba simplemente a plegamiento.

Otro dato que puede aclarar la atribución a complejos de alta temperatura es la presencia de metamorfismo de contacto. Pero en caso de haberlo, choca con la ausencia de facies peridotíticas de borde en ciertas partes del macizo.

La serie de dudas planteadas entre la presencia de complejos zonados o no se pretende teniendo en cuenta el deficiente estado actual de conocimientos, tanto sobre la génesis y morfología de ambos. En caso de encontrar una solución exacta a esta incógnita, resultaría que el Macizo de Ronda es diferente a los demás que se conocen a la escala mundial, que a su vez son diferentes entre sí, según se desprende de la bibliografía actual.

Los problemas relativos a la estructuración de los macizos de una intrusión múltiple o bien producida por la tectónica del plegamiento sólo podrán solucionarse mediante un detallado estudio tanto de las masas peridotíticas como de las rocas encajantes.

En cuanto a la procedencia de las rocas ultramáficas, las asociaciones minerales definen paragénesis primarias que pueden agruparse en facies (O'HARA, 1967). En los macizos estudiados pueden distinguirse:

Facies	Paragénesis	Denominación
II	Fo-Di-En-An	Lerz. con ortopirox. y plagioclasa
III	Fo-Di-En-Sp	Lerzollitas con espinela
III-A	Di-En-Au-Sp	Seiland (piroxenitas)
III-B	Di-En-Sp-Gr	Ariegire (pirox. con granate)
IV	Fo-Di-En-Gr	Lerzollitas con granates

La paragénesis primaria más frecuente encontrada en los macizos estudiados es la que define las facies II y III. Realmente la asociación de la facies II no existe como tal, sino con espinela, por lo que puede considerarse la existencia de una facies de transición entre la II y la III. Las subfacies III-A y III-B sólo se desarrollan localmente y apenas tienen importancia superficial en los macizos. La facies IV se desarrolla únicamente en algunos bordes de los macizos (ha sido llamada facies de borde). La masa principal de los afloramientos de ultramafitas estudiados corresponden a la facies III y a la formación II-III.

La facies II es estable, según los datos de O'HARA (1967), hasta 9 kilobares de presión para temperaturas del orden de 130° C. La facies III es estable hasta cerca de los 20 kilobares para temperaturas del orden de los 1.400° C.

Podría pensarse que rocas correspondientes a la transición de las facies II y III eran estables a presiones superiores a los ocho e inferiores a los 20 kilobares de presión en ambiente sólido, es decir, para temperaturas por debajo de 1.200 a 1.300° C. Estas presiones corresponden a profundidades superiores a 25-30 Km. e inferiores a 55-65 km., que hacen considerar a las peridotitas de Málaga como procedente del manto superior.

La existencia de rocas de facies IV eleva las condiciones de presión hasta 30 kilobares para temperaturas por debajo de unos 1.400° C., lo cual reafirma el carácter de peridotita del manto.

Su emplazamiento, desde las grandes profundidades de formación hasta los niveles superficiales que ocupan en el conjunto de materiales plegados de las Béticas, pudo realizarse a favor de las grandes discontinuidades tectónicas longitudinales con respecto al eje del Mediterráneo en la zona de convergencia de las placas africana y europea. Independientemente del carácter especulativo de esta hipótesis, existen en todo el Mediterráneo (Italia, Grecia, Chipre, Turquía) abundantes macizos de rocas ultramáficas de tipo alpino, sin relación con conjuntos ofiolíticos.

Analizando la distribución de facies en los macizos de Málaga se tiene, de forma muy general: En la parte occidental del macizo de Ronda, la facies IV se localiza siempre en los bordes. De esta zona, aproximadamente la mitad sur tiene rocas de la transición entre la facies II y III (con plagioclasa) y la mitad norte de la facies III (sin plagioclasa) exclusivamente. Hasta el este de la línea de discontinuidad más occidental, desaparecen las facies de borde y la distribución de la II - III y III es más difícilmente caracterizable, aunque parece que la mayor parte de las rocas de esta zona tienen plagioclasa. Ello podría interpretarse como una translación mecánica de todas las estructuras hacia el norte, con algunos contactos (observados) cabalgantes sobre las rocas encajantes, que además de producir una estructura de pliegue isoclinal con vergencia sur, haría desaparecer el cabalgamiento las facies de borde y la III, característica de la parte norte del macizo al oeste de la discontinuidad citada. Esta interpretación está en relación con los estudios petroestructurales del macizo antes mencionado.

Referente a las transformaciones de las rocas ultramáficas durante el proceso de emplazamiento, las reacciones entre espinela y piroxenos para originar plagioclasa pueden suponerse originadas en el proceso de ascenso de las masas ultrabásicas hacia la superficie. Esta reacción requiere considerable temperatura y puede suponerse que se desencadena cuando las rocas ascienden lentamente desde las profundidades iniciales hasta profun-

tidades menores de los 25 km., probablemente mucho menores si se admite un gradiente geotérmico normal.

De menor profundidad y temperatura es la transformación de ortopiroxeno en minerales del grupo de la antofilita, que requiere además la presencia de agua para producirse, y aún menor es la transformación de los minerales ferromagnesianos (fundamentalmente el olivino) en serpentina. La anfibolita puede ser estable aun después de la formación de serpentina, que se inicia por debajo de los 500° C., aproximadamente. Aunque es difícil realizar una evaluación de la serpentina, que pueda haberse formado durante el proceso de emplazamiento, y cual es la que pueda deberse a simple alteración superficial, las observaciones texturales indican que parte de ella se ha formado durante el proceso de ascenso.

3.2 PETROLOGIA DE LAS UNIDADES BETICAS

En este apartado se trata de los caracteres petrológicos de las grandes unidades internas de las cordilleras (el complejo Maláguide y el complejo Alpujarride) y (probablemente) la de posición tectónica más baja (el complejo Nevado-Filábride), representado aquí por la denominada Unidad de Sierra Blanca.

3.2.1 COMPLEJO MALAGUIDE

3.2.1.1 Rocas comprendidas entre el Silúrico y la base del Mesozoico

Los materiales comprendidos entre las formaciones pretriásicas y silúrica son muy poco o nada metamórficas.

En el tramo superior atribuido al Permotriás (P-T_c) aparecen areniscas más o menos feldespáticas, grafitosas o ferruginosas que están desprovistas de toda transformación metamórfica. Intimamente asociadas a ellas aparecen pizarras rojizas, a veces con importante fracción samítica.

Las grauwas (D-H^a y S-D) infrayacentes pueden variar en el tamaño de los clastos, siendo bastante monótona la composición de todas ellas, independientemente de la posición stratigráfica. Están formadas por clastos angulosos o subangulosos y heterométricos de cuarzo (o de cuarcita) y escasos granos de plagioclasas detríticas macladas. En menor proporción que el cuarzo y las plagioclasas suelen encontrarse fragmentos de filitas grafitosas formadas tanto por biotita como por micas blancas y cantos de sílex. La matriz que envuelve todos estos clastos heterométricos es principalmente cuarzo-sericitica (con cantidades importantes de grafito) y constituye en volumen la mayor parte de la roca. La débil orientación y recristalización de esta matriz aparece frecuentemente y permite pensar que estas rocas se encuentran en el límite entre la diagénesis y en los comienzos del metamorfismo.

Asociados a los diferentes tipos de grauwacas se presentan pizarras sericiticas o silíceas. En las primeras se encuentran algunos pequeños clastos de cuarzo o plagioclasas.

Las calizas de edad silúrica (c), son a lo sumo muy ligeramente cristalinas y contienen cantidades variables de cuarzo, plagioclasas, grafito o sericita. El flysch calizo (S-D) relacionado con las denominadas calizas alabeadas, está constituido por una alternancia de delgados lechos calcáreos y filíticos (estos últimos débilmente metamórficos). Ambos pueden tener tanto pequeños granos de cuarzo como plagioclasas o impregnaciones grafitosas.

3.2.1.2 Serie filítica (PC-S⁴f)

Esta serie, situada estratigráficamente por debajo de la secuencia de pizarras filíticas y calizas alabeadas del Silúrico, llama notablemente la atención dada su semejanza a la escala microscópica con la parte más superior del complejo Alpujárride (Paleozoico Superior?), en la región de Pujerra (sector NO. de la Hoja), que será descrita en el capítulo siguiente.

Entre las calizas alabeadas y la serie filítica infrayacente se presentan diferencias metamórficas, si bien no muy llamativas, sí dignas de tenerse en cuenta.

Los tipos litológicos que aparecen en la formación en cuestión pueden agruparse en filitas, cuarcitas micáceas, metareniscas y metaconglomerados.

Las paragénesis minerales encontradas en estas rocas definen un metamorfismo débil, comprendido entre las dos primeras subfacies de los esquistos verdes, los cuales no llegan a alcanzarse en las rocas atribuidas al sistema Silúrico.

Las filitas, constituidas esencialmente por mica blanca en forma de diminutas laminillas, se presentan finamente foliadas según superficies casi rectas generalmente. La presencia de suaves crenulaciones no es rara. Contienen proporciones variables de lechos cuarcíticos o de biotita más o menos cloritizada. La turmalina puede señalarse como uno de los minerales accesorios más comunes, acompañada de pequeños apatitos y circones.

Las cuarcitas, formadas por cuarzo de grano fino y escasos cristales de albita, están provistas de numerosas micas, ya sea como agregados orientados o como laminillas dispersas.

Las metareniscas y metaconglomerados (cg), no muestran ninguna diferencia digna de mención salvo el tamaño granulométrico.

Ambos materiales están constituidos por cantos elipsoidales de cuarzo (a veces de cuarcita con orientación preferencial). Pueden aparecer también albitas algo más pequeñas y envolviendo a ambos una matriz de grano fino formada por abundante cuarzo y diminutas micas dispuestas lepidoblásticamente. En estos niveles, de claro origen detrítico, se encuentran numerosas turmalinas, tanto en la matriz como en alguno de los clastos cuarcíticos.

El carbonato es componente escaso cuantitativamente pero frecuente, y que se presenta en forma de cristales dispersos en la roca o en delgados filoncillos. Cabe señalar que la aparición y abundancia de biotita y de cloritas es menor que en las filitas o cuarcitas.

Los diques básicos (ϵ) que cortan toda la formación corresponden a diabas de grano fino. La alteración meteórica, muy común en estas rocas dificulta la identificación de los minerales componentes. En los tipos menos alterados se observan numerosos cristales tabulares plagioclásicos maclados y algunos granos de augita y hornblenda. Las muestras estudiadas contienen además numerosos minerales secundarios entre los que, principalmente, se encuentran carbonatos, diversos tipos de cloritas y epidotas.

3.2.2 COMPLEJO ALPUJARRIDE

En la Hoja de Marbella sólo afloran los materiales más profundos de esta Unidad tectónica, constituidos por la serie de filitas-metareniscas (Paleozoico Superior?) y los micaesquistos negros y rocas derivadas de ellos (Paleozoico Inferior o más antiguo). En la Hoja situada a la izquierda de Estepona (Jimena de la Frontera) puede verse cómo sobre estas dos series aparecen materiales de aspecto francamente triásico de cobertera (calizas y dolomías) que se apoyan sobre su base (Werfeniense?) de filitas y cuarcitas grises, blancas, verdosas o violáceas. El conjunto estratigráfico formado por el Trías calcáreo, la base de filitas-cuarcitas, la serie infrayacente de filitas-metareniscas y el zócalo de micaesquistos negros, revisten caracteres claramente alpujarrides. Secuencias similares de materiales están ya bien descritas en todos los sectores orientales y centrales de las cordilleras.

3.2.2.1 Serie de filitas-metareniscas (PC-P)

Está formada por rocas detríticas que en lámina delgada presentan caracteres texturales y mineralógicos prácticamente iguales a los de las filitas y metasamitas maláquides que se encuentran bajo las «calizas alabeadas», por lo que no es preciso insistir en su descripción petrográfica.

Sin embargo, muy aisladamente se han observado pequeñas distenas en las metasamitas. Su aspecto es el de minerales detríticos, lo cual se confirma si se tiene en cuenta que su esporádica aparición no guarda en lo absoluto relación con ninguna de las zonaciones minerales existentes.

Esta serie, atribuida en todas las cordilleras (EGELER, SIMON, RONDEEL y ALDAYA, entre otros) al Paleozoico Superior (Devono-Carbonífero), está afectada en algunas zonas por el segundo ciclo de metamorfismo desarrollado en la serie inferior, que se describe en el apartado siguiente. Como quiera que la alteración meteórica superficial es considerable en el sector donde aflora, la neta separación de ambas formaciones resulta prácticamente

imposible, por lo que el contacto que se señala para la denominación de las dos secuencias de zócalo alpujárride, es principalmente de índole metamórfica, si bien se piensa que no debe apartarse mucho del contacto real.

Si se tiene en cuenta que la esquistosidad de esta serie superior coincide con la S_2 de la formación polimetamórfica de micaesquistos negros inferiores, la discordancia entre ambos que se suele encontrar en otros puntos de las cordilleras no ha podido ser detectada a nivel de afloramientos, por lo que en principio se suponen concordantes.

3.2.2.2 Serie basal

Constituye esta serie una formación monótona polimetamórfica de micaesquistos negros y cuarcitas que gradualmente pasan a gneises bandeados, en parte metatexíticos o diatexíticos.

A su vez ambos tipos de gneises se transforman en granulitas, que exhiben transformaciones mineralógicas posteriores de origen térmico.

Tanto los gneises migmatíticos como la secuencia de micaesquistos pueden estar cortados por otras migmatitas granitoides parautóctonas y las leucocráticas que serán descritas al final del capítulo.

Lo mismo los micaesquistos y cuarcitas, los gneises, metatexitas, diatexitas, granulitas y diatexitas leucocráticas aparecen representados ampliamente en toda la Hoja, variando su presencia sólo cuantitativamente. En muchos sectores las isogradas de la zonación mineral del Complejo Alpujárride quedan tan apretadas que resulta imposible darles expresión a menos que se utilice una escala mucho más amplia.

La zona más privilegiada para el estudio en la zonación mineral y evolución del metamorfismo es sin lugar a dudas la región de Pujerra, donde la sucesión alpujárride se muestra más completa (aparece incluso la formación de filitas-metareniscas sobre la que se ha tratado en el apartado anterior).

3.2.2.2.1 Secuencia de micaesquistos negros y cuarcitas ($\xi\gamma$)

Se trata de una serie claramente polimetamórfica, constituida por micaesquistos grafitosos con escasos lentejones de cuarcitas, en el cuadrante nororiental de la Hoja; las cuarcitas, por el contrario, alcanzan proporciones considerables, llegando incluso a ser más abundantes que los micaesquistos.

El primer ciclo metamórfico (en parte enmascarado por el segundo) presenta unos caracteres determinados por la siguiente aparición de minerales índices: biotita-granate (a veces éste aparece antes), estaurilita-distena-sillimanita?

El segundo ciclo metamórfico, de presión (al principio, por lo menos) más moderada presenta esta zonación: biotita (se detecta con dificultad su isógrada), andalucitas-sillimanita-feldespato potásico. En la zona del feldes-

pato potásico aparecen rocas que presentan una fusión parcial e incluso caracteres granitoides tanto a la escala macroscópica como a la microscópica complicándose la evolución del metamorfismo a partir de ellas.

La reconstrucción de las isogradas del primer ciclo es difícil, ya que ha sido parcialmente borrado por el segundo. Entre otras cosas llama la atención la ausencia de cloritoide, que en otros sectores de las Béticas aparece antes que la estauroilita y cuya desaparición puede atribuirse al fenómeno aludido.

La zonación mineral del segundo ciclo se adapta a grandes rasgos a los contactos de la peridotita, lo cual puede interpretarse como que es la intrusión ultramáfica el agente provocador de este metamorfismo, hipótesis ésta que se acepta (siempre con reservas, al existir datos contradictorios).

La descripción de la secuencia en cuestión se hace siguiendo varios cortes seriados de dirección general NO.-SE., perpendicularmente a los cuales tiene lugar la zonación mineral.

En el dominio del área en que se extiende la zona de la andalucita, las paragénesis más frecuentes encontradas son las siguientes:

Cuarzo-moscovita-biotita

Cuarzo-biotita-oligoclasa.

Cuarzo-moscovita-biotita-granate.

Cuarzo-moscovita-biotita-estauroilita.

Cuarzo-moscovita-biotita-andalucita-oligoclasa.

Cuarzo-moscovita-biotita-andalucita-estauroilita.

Cuarzo-moscovita-biotita-estauroilita-granate.

Cuarzo-moscovita-biotita-estauroilita-granate-andalucita-distena.

Cuarzo-moscovita-biotita-estauroilita-oligoclasa.

Cuarzo-biotita-granate-oligoclasa.

Cuarzo-biotita-granate-hornblenda.

Cuarzo-hornblenda-dióxido-plagioclasa.

Las muestras estudiadas corresponden casi todas a micaesquistos más ricos en biotita que en moscovita.

El cuarzo acompaña siempre a estos dos minerales, ya sea como pequeños granos dispersos o como lechos que alternan con las bandas micáceas. El grafito es también un mineral omnipresente en toda la serie. El granate se presenta en pequeños cristales redondeados cuyas inclusiones ordenadas están giradas respecto a la esquistosidad de las rocas. En numerosas láminas delgadas se observa cómo a partir de los granates se forman agregados biotíticos desprovistos de toda orientación. Los cristales de oligoclasa son de pequeños tamaños, algunos maclados y de rara y escasa aparición. Los minerales descritos anteriormente aparecen indistintamente tanto en el límite superior de la zona de la andalucita como en el inferior.

El mineral que caracteriza la zona aparece siempre antes que la isograda de la estaurólita (en caso de que su trazado fuese realmente exacto). Este hecho evidente puede interpretarse como que el metamorfismo evoluciona en unas condiciones que permiten la aparición de la andalucita antes que la de estaurólita. Sin embargo, esta posibilidad queda descartada al observar las relaciones de ambos minerales dentro de la roca. La andalucita se presenta en hermosos blastos prismáticos o en secciones basales. Las inclusiones de grafito, que contiene en elevada proporción, están orientadas según la esquistosidad de la roca determinada por las laminillas micáceas. La estaurólita, sólo accidentalmente idioblástica, incluye también grafito, pero este mineral forma pequeños micropliegues cuyos ejes son paralelos a la esquistosidad de las micas. Hay además que añadir que entre las bandas micáceas suavemente onduladas (S_2) se observan restos de micropliegues (S_1) cuya orientación coincide totalmente con las inclusiones grafitosas de la estaurólita. Esta disposición de minerales y de superficies (S) pone de manifiesto la existencia de por lo menos dos fases de plegamiento y metamorfismo.

Las cuarcitas (γ) no revisten especial interés salvo la aparición de una mayor proporción de plagioclasa (ligeramente más básica) y de hornblendas verdes pálidas o verdes ligeramente azuladas, pudiendo ocasionalmente estar ambas íntimamente asociadas a diminutos diópsidos. Acompañando a estos minerales existen pequeños granates muy deformados y laminillas biotíticas.

Los micaesquistos de esta zona que contienen distena coexistiendo con andalucita y estaurólita, se hallan situados muy próximos a la isograda de la sillimanita.

La zona caracterizada por el mineral anteriormente mencionado, presenta las siguientes asociaciones mineralógicas:

Cuarzo-moscovita-biotita-estaurólita-andalucita-sillimanita-plagioclasa.

Cuarzo-moscovita-biotita-estaurólita-andalucita - distena - sillimanita - plagioclasa.

Cuarzo-moscovita-biotita-granate-estaurólita - andalucita - sillimanita - plagioclasa.

Cuarzo-hornblenda parda-diópsido-plagioclasa.

Cuarzo-moscovita-biotita-granate-estaurólita - andalucita - sillimanita - plagioclasa.

Cuarzo-biotita-granate-hornblenda-diópsido-plagioclasa.

Cuarzo-biotita-moscovita-granate-estaurólita-sillimanita.

Cuarzo-biotita-granate-sillimanita-plagioclasa.

La distena que, generalmente, no es muy abundante, lo mismo que la estaurólita, parece ser de un ciclo metamórfico anterior. Conforme se avanza en la zona de la sillimanita, las rocas se van empobreciendo progresivamente

en moscovita, llegando incluso a desaparecer casi totalmente bastante antes de llegar a la isograda del feldespato potásico. Igualmente es cada vez más escasa la proporción de estaurólita, mientras que la de andalucita no sufre variación digna de tenerse en cuenta. La sillimanita se encuentra como fibrolita bien orientada, en delgados lechos muy íntimamente asociados a los de biotita. Las plagioclasas aumentan considerablemente en proporción, llegando a ser en el límite inferior de la zona minerales esenciales. Entonces aparecen como grandes blastos poiquilíticos, hipidiomorfos o ligeramente glandulares, orientándose los planos de macla según la foliación de las rocas.

3.2.2.2. *Gneises bandeados* (ζ Sill)

En la parte inferior de la zona de la sillimanita y antes de llegar a la del feldespato potásico se encuentran un tipo especial de gneises que difieren mineralógicamente de los esquistos de distena-sillimanita que los preceden, y en menor grado de los gneises con feldespato potásico que vienen a continuación. Estos gneises, formados por cuarzo, plagioclasa, biotita y sillimanita forman una banda de aproximadamente medio kilómetro, que rodea la isograda del feldespato potásico. El cuarzo aparece en estas rocas según unidades elipsoidales constituidas tanto por cristales individuales como por agregados policristalinos, incluyendo en ambos casos numerosas agujas sillimaníticas. Las plagioclasas tienen forma glandular, con tamaño medio de 2 mm., aproximadamente. El cuarzo y las plagioclasas determinan unas bandas (o lechos) separados por la biotita y sillimanita fibrolítica, íntimamente asociadas y orientadas. Accidentalmente se presentan diminutos y escasos granates o laminillas de moscovita, pero sólo en muy pocas muestras.

Las diferencias fundamentales con el tramo más metamórfico de la secuencia de micaesquistos negros son:

1. La desaparición total de estaurólita, andalucita y distena.
2. Coloración más rojiza de la biotita.
3. La presencia de numerosas plagioclasas.

Las primeras rocas recogidas paralelamente a estos gneises de plagioclasa, biotita y sillimanita, pero dentro ya de la zona del feldespato potásico, contienen este mineral en escasa proporción. Siempre aparece muy íntimamente asociado a biotita y sillimanita, incluyendo con frecuencia pequeños restos de ambos minerales. Esta generación del feldespato potásico parece fuera de duda, ya que las rocas que gradualmente se enriquecen en él, se van empobreciendo en biotita y sillimanita, al tiempo que las plagioclasas son zonadas y más idióblásticas. En estos gneises, a medida que disminuye la proporción de biotita y sillimanita aparecen apatitos y turmalinas cada vez más grandes, rebasando las primeras un centímetro de tamaño y las segundas los 2 mm. Accidentalmente se encuentran contados y diminutos

cristales de distena, heredados de la secuencia de micasquistos. Esto resulta curioso, ya que los gneises de plagioclasa y sillimanita, a lo largo una banda muy continua de la que se tiene un número de muestras bastante representativo, no exhiben nunca este mineral, que a su vez volverá a darse en la zona de la cordierita, para aparecer ampliamente al llegar a la isograda del granate, en la zona más metamórfica del Alpujarride, justamente en la proximidad del contacto con las peridotitas. Las rocas bandeas con carácter verosímilmente migmatítico tienen estructuras plegadas, es máficas o flebíticas, detectables no sólo en el campo sino a nivel de metros de mano e incluso de láminas delgadas. El leucosoma, cuarzo-feldespático, de grano fino, queda muy netamente diferenciado del melanosoma (biotita-sillimanita) a medida que el grado de fusión parcial avanza. Se conoce un ejemplo bastante espectacular de movilizado pegmatoide al sur del pueblo de Pujerra, en la nueva pista que bordea la Loma de la Hiedra. Este bandedo anatético, claramente formado «in situ», no tiene continuación hacia arriba y está cruzado por lechos discontinuos y paralelos de gneises parcialmente metatexíticos, ricos en biotita, sillimanita y pobres en cordierita. La fricción pegmatoide contiene cuarzo; feldespato potásico, microperfitico, pequeñas plagioclasas mirmequíticas; granates con inclusiones no ordenadas de cuarzo; turmalinas zonadas de hasta 2 cm. de longitud y pequeños resfibrolíticos. Muy ligeramente, su aspecto puede recordarse, sobre todo textura y mineralógicamente a los denominados gneises granitoides blancos.

3.2.2.3 *Gneises granitoides (ZR)*

Su aparición está comprendida siempre dentro de la isograda de la cordierita, lo que de ninguna manera puede interpretarse a la inversa; es decir que todas las rocas que contengan cordierita sean granitoides.

Existe también este mineral en rocas con indudable estructura migmatítica heterogénea e incluso granulítica.

Estos gneises granitoides aparecen muy raramente en el sector noroccidental de la Hoja. Su mayor predominio se encuentra sobre todo en los sectores centrales, nororientales y en todas las monteras gneísicas que se encuentran situadas sobre el macizo ultramáfico.

Su textura es invariablemente granoblástica hipidiomorfa, pasando a cataclástica o milonítica cuando la peridotita está muy próxima.

Estos gneises (verdaderas diatexitas) presentan la siguiente composición mineralógica: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y cordierita esenciales y biotita, sillimanita, turmalina, espinela y granate como minerales accesorios o accidentales. La distena no ha aparecido en ninguna muestra de esta familia. Las plagioclasas (con zonado bastante neto y composición de oligoclasa básica) y la cordierita (poliquírtica y con frecuencia maclada y pinitizada) suelen ser hipidiomorfas y de tamaño medio de 1 mm. El feldespato potásico

(excepcionalmente pertítico o maclado según la ley de Karlsbad) es xenomorfo, lo mismo los granos individuales o agregados de cuarzo. El granate, la sillimanita y pequeñas plagioclasas son generalmente los minerales incluidos en el feldespato potásico. La sillimanita puede aparecer también como lechos flexuosos fibolíticos asociados a láminas biotíticas.

Con frecuencia las diatexitas cordieríticas contienen numerosas restitas (más llamativas a nivel de afloramiento que en las láminas delgadas), con textura granoblástica y formadas esencialmente por cordierita pinitizada y cuarzo, a los que pueden acompañar algo de biotita y plagioclasa.

Cabe añadir, si no como norma general, sí como fenómeno muy corriente, que en las diatexitas ricas en restitas la cordierita, como cristal individualizado y constituyente de la formación granitoide, es mucho menos abundante que en aquellas rocas cuya estructura resulta más homogénea, bien sea a la escala macroscópica como a la microscópica.

3.2.2.2.4 Mármoles (Δ)

Las intercalaciones carbonatadas que se encuentran asociadas a los gneises granitoides, corresponden a mármoles de grano medio, muy granoblásticos, que contienen principalmente calcita, dolomita, olivino serpentizado y minerales opacos.

3.2.2.2.5 Gneises de granate (ζ_c)

Coincide su aparición con la isograda de este mineral, que además pudiera llamarse segunda zona de la distena. La comparación sucesiva de las rocas de los cortes seriados, partiendo de la meta a diatexitas de Pujerra, pone de manifiesto que el tránsito de ambos tipos de migmatitas a los gneises de granate es verosíblemente gradual y la matriz que envuelve los cantos granatíferos conserva siempre el carácter bandeado o granoblástico si la secuencia de rocas que la preceden es una metatexita o una diatexita. Avanzando hacia las peridotitas, las kinzigitas van desarrollando paulatinamente los siguientes caracteres:

1.º Aumento en el tamaño de los blastos granatíferos, con disminución simultánea de la cantidad de biotita. Los granates pueden incluir este mineral y además cuarzo, sillimanita, grafito, feldespato o distena. Las inclusiones no presentan ordenación.

2.º Disminución de las plagioclasas zonadas, apareciendo en su lugar estos minerales con exclusiones antipertíticas.

3.º Aparición de rutilo, al tiempo que los granates. Este mineral accesorio no había sido observado en la secuencia anterior, más que muy rara vez y en rocas diatexiticas.

4.º Estabilidad de la fibrolita cuando los granates aparecen poco desarrollados, siendo sustituida cuando se avanza en el sentido de la intensidad del metamorfismo por sillimanita en forma de grandes cristales tabulares, bien sean orientados o formando agregados semiradiales. La aparición de esta sillimanita listonada coincide con la de distenas, más grandes y abundantes que las que contenían los micasquistos que precedían en la zonación mineral a la aparición de gneises de sillimanita, biotita y plagioclasa. Es frecuente observar cómo las distenas se transforman en sillimanitas listonadas, encontrándose algunos cristales cuya exfoliación, refringencia y birrefringencia son del primer mineral, mientras que el ángulo de ejes ópticos corresponde al segundo.

5.º Los cristales del cuarzo de la matriz envolvente de los granates son progresivamente más tabulares, convirtiéndose finalmente en el típico «Plattenquartz».

6.º Las rocas más próximas a las peridotitas, además de contener granates de 1 cm. aproximadamente, muestran un proceso retrometamórfico con desarrollo de aureolas muy espectaculares alrededor de estos grandes blastos, formados por una primera zona de pequeñas cordieritas, envueltas por agregados de diminutos (pero muy numerosos) cristales de espinela, estando la zona periférica compuesta por sillimanita listonada. Simultáneamente los cristales de espinela corroen a los silicatos de aluminio.

En cuanto a los caracteres composicionales y texturales heredados por estos kinzigitas, se evidencia una vez más si se tiene en cuenta que cuando las migmatitas precedentes presentan sólo movilizadas cuarzo-plagioclásicos los gneises de «borde» situados entre ellas y las peridotitas están compuestas sólo por cuarzo, feldespato calcosódico y granates. Por lo demás, la morfología de los granates y del cuarzo se parece a las que los dos minerales tienen en las otras kinzigitas.

Con sólo repasar someramente los caracteres de estos gneises granatíferos se ve que coinciden con los de las granulitas «claras» descritas por SCHEUMANN (1961). La presencia de biotita aclara que se trata de las granulitas menos anhidras (las hornbléndicas), que según se desprende de la bibliografía existente pueden estar relacionadas con fenómenos claramente atribuibles a la anatexis.

3.2.2.6 *Gneises diatexiticos blancos* (ζ)

Su zona de aparición es principalmente la región próxima a Istán. Aquí cortan bruscamente a las isogradas de sillimanita y andalucita de la zonación mineral alpujarride.

Los caracteres que los diferencian de los gneises granitoides anteriormente descritos, aparte del aspecto macroscópico de las rocas (más claras y homogéneas) son importantes desde el punto de vista microscópico.

Según los tipos texturales se han dividido en tres grupos que parecen guardar cierta relación con la situación más o menos periférica dentro de los afloramientos.

El primer grupo de gneises se denominan metatexíticos, si bien el carácter heterogéneo es notablemente menos acentuado que los que presentan estructura flebítica o estromática en los llamados gneises bandeados. Están formados por abundante feldespato, cuarzo, pequeños cristales de plagioclasa. La heterogeneidad está determinada por delgados lechos de biotita y/o fibrolita flexuosa. Los feldespatos potásicos pueden contener incluidos restos de granate, agregados fibrolíticos, algo de biotita o pequeñas plagioclasas. La andalucita suele estar presente en todas estas rocas, en forma de blastos pequeños corroídos.

La llamada facies oftalmítica se empobrece en lechos de sillimanita y biotita mientras el feldespato potásico, además de ser más abundante, adopta forma ligeramente porfidoblástica glandular, maclándose según Karlsbad y conteniendo exoluciones perfiticas. Las plagioclasas tienden al idiomorfismo, y son las mirmequitas cada vez más frecuentes. La zonación es casi imperceptible.

Los gneises granitoides blancos clasificados como diatexíticos, muestran una textura francamente granitoide, con plagioclasas muy idiomorfas y netamente zonadas. La biotita en agregados y los lechos fibrolíticos son muy escasos. La andalucita incolora se transforma en fibrolita y aparece cordierita, que coexiste perfectamente con otra variedad de andalucita fuertemente coloreada de rojo-rosado y pleocroica. La turmalina frecuente es de 0,5 mm.; aproximadamente.

Las relaciones con los gneises diatexíticos, ricos en cordierita o restitas, no queda del todo clara genéticamente. En principio pueden suponerse como una roca parautóctona, en cierto modo intermedia entre los movilizados pegmatoides descritos en Pujerra y los gneises granitoides.

3.2.2.3 Sobre el metamorfismo de los materiales alpujárrides situados en la secuencia de micaesquistos y cuarcitas

La aparición de la isograda de la cordierita después de la del feldespato plantea dos posibilidades en la evolución del metamorfismo:

- a) Que el metamorfismo evolucione en condiciones de alta presión de la isograda del feldespato.
- b) Que la isograda de la cordierita sea debida a metamorfismo térmico y que los demás minerales no hayan aparecido a causa de la peridotita.

La primera hipótesis se puede comprender teniendo en cuenta la variación de la curva de estabilidad de la cordierita a alta presión y se ve apoyada

además por el desarrollo sucesivo y gradual de una facies granulítica, a continuación de ella.

La posibilidad del metamorfismo debido a la intrusión peridotítica no es de descartar, pero choca que en la facies inmediata de borde aparezcan siempre las granulitas y que la cordierita sea incipiente en estas rocas, mientras que en zonas más alejadas aparezca ampliamente desarrollada como cristales idiomorfos y maclados.

Las granulitas se encuentran siempre íntimamente ligadas a las peridotitas, sin embargo habría que disponer de unas condiciones de presión considerables para asociar a estas intrusiones su génesis. Esto queda en parte corroborado por la ausencia de kinzigitas en las monteras granitoides que aparecen sobre las peridotitas.

También podría pensarse que las granulitas se hayan formado a partir de rocas de elevado grado de metamorfismo, bajo fuertes presiones, debidas quizá al desplazamiento del manto Alpujárride, o simplemente a fenómenos de desgranitización a partir de migmatitas.

El verdadero significado de estas series metamórficas plantea numerosos problemas, cuya exacta solución es verdaderamente difícil. Tan posible es que el metamorfismo de segundo ciclo se deba a la peridotita (pero hacen falta fuertes presiones), como que sea anterior a la intrusión y sin estar ligado con ella en absoluto.

3.2.2.4 Metamorfismo térmico de los materiales encajantes en la peridotita

En las rocas granulíticas aparecen unas aureolas de cordierita y espinela que pueden deberse a simple descenso de la presión. De hecho se supone que las facies granulíticas se caracterizan entre otras cosas por la presencia de espinela coexistiendo con cuarzo. Estas aureolas podrían interpretarse simplemente así, pero resulta que la zona de la Unidad de las Nieves en contacto con la peridotita, está formada por mármoles que contienen olivino, diópsido, hornblenda y flogopita. Estos mármoles constituyen una especie de aureola de continuación de la banda kinzigítica con retrometamorfismo de granates del sector de Pujerra.

Además, en el sector noroccidental de la Hoja, en las proximidades del Arroyo del Galmón, se encuentra un afloramiento peridotítico en el que la andalucita con inclusiones grafitosas (del metamorfismo regional) está corroída por espinela. Al mismo tiempo que este mineral se desarrolla cordierita, feldespato potásico y sillimanita, que permite pensar en una facies de corneanas piroxénicas, en las cuales no se pueden encajar ni las granulitas ni las rocas granitoides. El desarrollo de esta facies de contacto, que apa-

rece también en la Sierra Blanca, evidencia una edad postríasica para la intrusión peridotítica, ya que los mármoles con olivino de la Unidad de las Nieves pasan gradualmente a calizas que contienen lamelibranquios atribuidos posiblemente al Carniense-Noriense.

No se descarta que en algunas zonas alpujarrides se hayan superpuesto cordieritas pertenecientes a metamorfismo regional y al de contacto o cualesquiera.

3.2.3 UNIDAD DE BLANCA

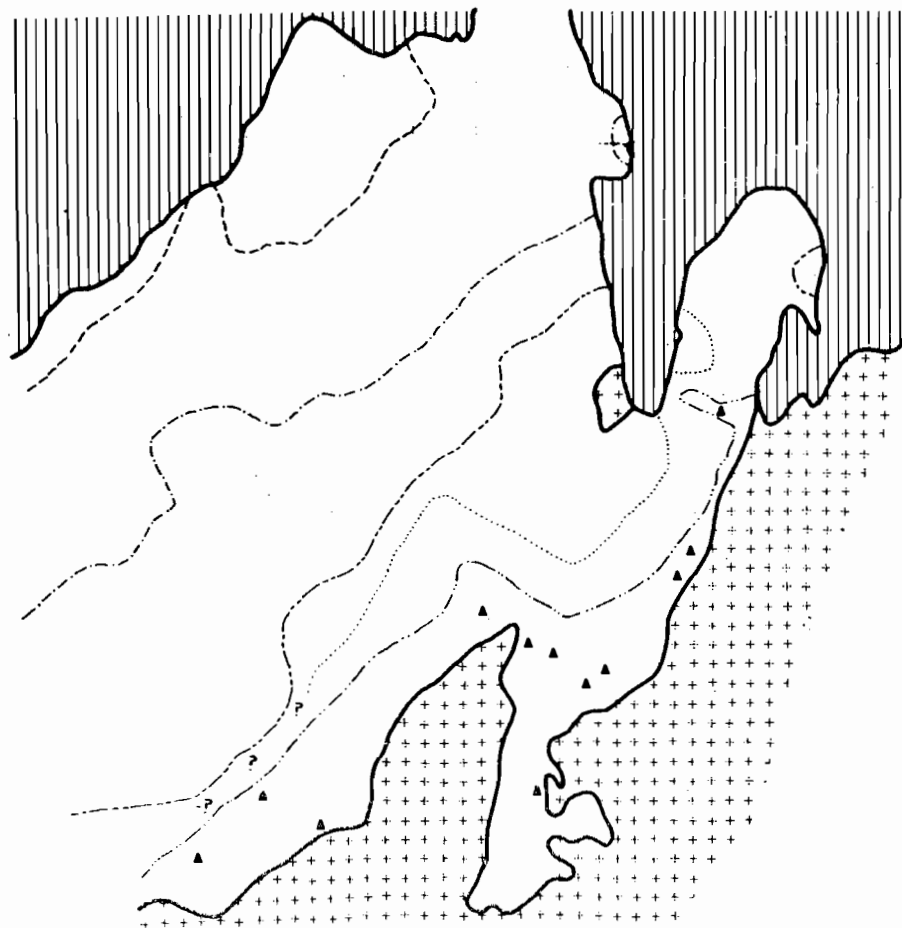
Desde el punto de vista del metamorfismo no se conocen unidades Nevado-Filábrides ni Alpujarrides similares. Pero si se prescinden de las paragénesis, minerales diferentes a los de otros sectores, puede asimilarse en principio a cualquier unidad (o complejo) situado bajo el Paleozoico Alpujarride.

Los mármoles ($T_A \Delta - T_A \Delta \zeta A - T_A \Delta D$), son extraordinariamente monótonos en su composición mineralógica y en sus caracteres texturales, si se exceptúan las deformaciones que se presentan en algunos de ellos. Casi todos son calizos, extraordinariamente puros, no presentando la mayoría de ellos más que pequeñas laminillas moscovíticas, poco o nada orientadas y pequeños cuarzos, plagioclasas o granos de pirlita.

Esporádicamente, sin que se pueda establecer una clara correlación entre ellas, aparecen muestras conteniendo olivino, diópsido, hornblenda y flogopita. Estas desviaciones respecto a los mármoles con moscovita suelen coincidir con la aparición de gneises ($T_A \zeta$) estructurados anteriormente y que contienen biotita, cordierita, uranita, andalucita (heredada), feldespato potásico, espinela. La estructuración anterior de estas rocas es bandeada, pero se presentan con texturas granoblásticas equidimensionales. El conjunto de rocas carbonatadas de esa índole, asociadas a los gneises anteriores, parece encajar con las condiciones metamórficas de las aureolas térmicas, que rodean a las peridotitas, que se han descrito anteriormente.

Las anfíbolitas ($T_A \zeta Ah$; $T_A \xi A$), si bien en estratigrafía se han distinguido varios niveles, al microscopio se presentan todos como de composición bastante constante e incluso con rasgos texturales bastante similares.

El tipo de anfíbol es siempre una hornblenda pardo-verdosa fuertemente pleocroica. La plagioclasa presenta una composición media de andesita básica. La proporción de tamaño y la disposición de los dos minerales esenciales es variable incluso en anfíbolitas tomadas muy próximas dentro del mismo nivel. Algunas muestras contienen abundante biotita, algo de diópsido, pequeñas epidotas y esfenas.



- Isograda de la andalucita
- - - - - Isograda de la sillimanita
- · - · - Isograda del feldespato K.
- Isograda de la cordierita
- - - - - Isograda del granate
- ▲ Rocas conteniendo espinela
- ⊠ Peridotitas
- ▨ Rocas carbonatadas pertenecientes al Subbético y a la Unidad de las Nieves.

Zonación mineral en el Paleozoico Alpujarride del sector noroccidental de la Hoja.

4 TECTONICA

4.1 TECTONICA DE LA UNIDAD SUBBETICA

Dentro de la Hoja únicamente queda comprendida una parte del flanco Sur de un gran anticlinal que se extiende desde Alpandeirola a El Burgo.

En esta zona se encuentra cabalgado por la Unidad de las Nieves. El contacto de este cabalgamiento es visible, a gran escala, en algunos puntos, siendo especialmente evidente en la carretera de Cartajima, con un ligero buzamiento hacia el SE. e incluso puede continuarse este plano hasta la base de un klippe. En otros puntos este plano es más inclinado.

A escala mesoscópica, el cabalgamiento se evidencia por la trituración de los niveles componentes de areniscas del Paleógeno de la Unidad Subbética.

La tectónica que se observa en esta zona está representada por una serie de fallas y pliegues.

Las fallas más importantes, de direcciones N.-S. y E.-O. son directas y hacen que el Cretácico se encuentre topográficamente más bajo que el Jurásico y que choque contra éste.

Los efectos de la fase de plegamiento son visibles únicamente en los materiales cretácicos, donde dan lugar a pliegues muy agudos y vergentes. Se han medido algunos planos axiales de pliegues dando direcciones entre 50 y 60° NE. y buzamientos hacia el SE. El que se observen estos pliegues únicamente en los materiales cretácicos, probablemente se deba a la distinta competencia de los materiales Subbéticos. El Jurásico está formado por potentes bancos calcáreos que ante el empuje de los mantos se comportan como un material rígido, fracturándose, mientras que el Cretácico, formado por calizas muy tableadas y abundantes niveles margosos, se comporta como un material suficientemente plástico, plegándose.

4.2 TECTONICA DE LA UNIDAD DE LAS NIEVES

Dentro de la Hoja, la Unidad de las Nieves cabalga por el Norte al Complejo Subbético; por el Sur está en contacto mecánico con la Intrusión de peridotitas, mientras que por el NO. es cabalgada por el Complejo Alpujárride. De esto se deduce su posición intermedia entre los dos grandes complejos: Subbético y Alpujárride. Sin embargo, la semejanza de facies con el primero hace pensar en un área madre próxima a la del Subbético propiamente dicho.

4.2.1 MESOESTRUCTURA

Los tramos inferiores a la Brecha de la Nava tienen una dirección de plegamiento SO.-NE., dando pliegues laxos, de plano axial vertical en la zona Oeste y pliegues en rodilla hacia el Este.

El pliegue mejor conservado es el sinclinal que, pasando por el cerro de Alcojona, se sumerge bajo el manto Alpujárride, al este de Igualeja. Su correspondiente anticlinal hacia el Sur es cortado progresivamente por la peridotita y enmascarado por la aureola del metamorfismo de contacto. Hacia el Norte el correspondiente anticlinal es ocultado en parte por la Brecha de la Nava. Aunque la cartografía refleja un eje del pliegue subhorizontal, el estudio de detalle revela una ondulación vertical, de la que se deduce un plegamiento de menor intensidad y de dirección subortogonal al primero.

En la Sierra de las Nieves (sur de Tolox) la estructura que queda incluida en la Hoja es un pliegue en rodilla que es cortado en el flanco Sur por una falla inversa, cuyo flanco elevado lo constituye la peridotita. El mármol de contacto, que hacia el O. se encuentra bien desarrollado (Cerro de Cascajares), se lamina fuertemente hacia el E., llegando casi a desaparecer por efecto de la falla inversa.

4.3 TECTONICA DE LA UNIDAD DE BLANCA

La unidad de Sierra Blanca tiene una posición tectónica discutida por los autores.

MOLLAT piensa que el conjunto marmóreo no es sino el equivalente metamórfico de la Unidad de las Nieves y Casares, a las que sitúa en el Complejo Alpujárride, EGELER y SIMON apuntan la posibilidad de que se trate de la Mischungzone o alguna unidad inferior al Alpujárride.

La falla que pone en contacto el Alpujárride de Albornoque con el mármol de la Sierra Blanca, tiene buzamiento al Norte y es falla de gravedad. Esto se deduce tanto de la forma de dicha falla, bordeando la Sierra Blanca, como del hecho de que por encima de las pelitas alpujárrides no se conocen niveles carbonatados tan potentes (lo cual excluye la hipótesis de falla inversa).

Al ser una falla de gravedad con buzamiento al Norte el labio sur es el que expone rocas más profundas, supuesta una considerable erosión.

Por tanto, la Sierra Blanca es un nivel más bajo que el Alpujárride de Albornoque, y lo asimilamos al Nevado-Filábride o a un Alpujárride Inferior.

Desde este punto de vista, la Sierra Blanca constituye una ventana tectónica del Alpujárride de la Dehesa de Albornoque.

La estructura de la Sierra, aparentemente muy sencilla, presenta ciertas complejidades vista en detalle. En primer lugar hay que destacar la existencia de una superficie de discontinuidad tectónica, que aísla una zona pro-

funda topográficamente de otra más externa. Esta superficie tectónica viene expresada en la cartografía por el contacto de los tramos 1 y 2, perfectamente paralela a la estratificación del tramo 1, que constituye la envoltura exterior de la Sierra Blanca. En el terreno se presenta como una estrecha zona de brechificación tectónica y separa un estilo de pliegues laxos hacia arriba, de un conjunto inferior (tramos 2 y 3) intensamente replegado. Los pliegues inferiores tienen direcciones claramente oblicuas a las del tramo 1 y son cortadas por la superficie tectónica aludida.

En el tramo 2 se pueden observar en algunos puntos pliegues de detalle de tipo isoclinal marcados por el fajeado azul y que presentan generalmente planos axiales de buzamientos variados. En el tramo inferior 3, pese a su supuesta concordancia con el 2, no se observan estos pliegues.

Localmente existen retazos del tramo 1 sobre el 2, a modo de klippe. Las zonas en que mejor se observa esta discontinuidad es al Oeste de Los Llanos de Juanar y en la Sierra Canucha.

Todo ello justifica el interpretar que nos encontramos ante una escama Nevado-Filábride (tramo 1) que ha cabalgado al propio Nevado-Filábride (tramos 2 y 3).

Esta escama, cuyo desplazamiento relativo es desconocido (en principio suponemos que es una escama de carácter local) está a su vez plegada con todo el conjunto infrayacente según un gran antiformal de plano axial subvertical. En realidad, la Sierra Blanca es el cierre periclinal de dicho antiformal.

En el conjunto de la Unidad de Blanca se han detectado una serie de fases de deformación que parecen ser anteriores al apilamiento de los mantos, ya que no parecen afectar a las superficies tectónicas.

En los mármoles, dada su homogeneidad y grado de recristalización, resulta casi imposible determinar dichas fases; únicamente cuando el mármol tiene un fajeado característico, son visibles pliegues isoclinales muy apretados y de amplitudes decimétricas a métricas. También en algunos puntos se ven posibles esquistosidades ligeramente oblicuas, marcadas por erosión diferencial de los granos de mármol.

Dentro de los mármoles del tramo 1 y a techo de los mismos son muy frecuentes lentejones de anfíbolitas y neises, como ocurre en las proximidades de la mina del Peñoncillo. Es en estos materiales donde mejor se ha podido estudiar la tectónica y microtectónica.

A primera vista resalta la existencia de una esquistosidad S_2 , simultánea a una fase de pliegues isoclinales F_2 , muy apretados, semejantes a los existentes en los mármoles.

Dicha esquistosidad se ha denominado S_2 , porque parece existir una esquistosidad anterior S_1 , visible en las charnelas de los pliegues, donde se pueden ver anfíboles y otros minerales doblados y afectados por la F_2 .

Estas dos esquistosidades pueden ser las vistas en los mármoles. La S_1

sería una esquistosidad de flujo y la S_2 de flujo o plano axial, lo cual explicaría su casi paralelismo en los flancos de los pliegues y por esto el que muchas veces se identifique en el campo una sola esquistosidad.

Finalmente, existe otra fase posterior, F_3 , que da lugar a pliegues suaves sobre los anteriores, como se ha podido ver en algún nivel de anfibolitas, donde se producen figuras muy complejas.

4.4 TECTONICA DEL ALPUJARRIDE

Las diferentes regiones de la Hoja, en las que aflora el manto Alpujárride, presentan estructuras variadas.

4.4.1 REGION DE PUJERRA

Es el mayor afloramiento del complejo Alpujárride en la Hoja y su estructura es relativamente sencilla. En todo el contacto Norte se observa con gran claridad cómo los materiales alpujárrides yacen subhorizontalmente sobre las series mesozoicas de la Unidad de las Nieves. La inversión no es sólo estratigráfica, sino también metamórfica, ya que los esquistos se sitúan encima de las calizas y margas sin metamorfismo.

La esquistosidad del conjunto se muestra subhorizontal, muy suavemente plegada, indicando que después de su emplazamiento no ha habido plegamiento importante.

Durante el emplazamiento del manto su propia base ha quedado laminada, llegando a apoyarse las filitas superiores sobre la unidad cabalgada.

4.4.2 REGION DE LA DEHESA ALBORNOQUE

La cartografía de niveles samíticos dentro de la de la serie pelítica, así como las medidas de la esquistosidad, evidencian un gran pliegue de geometría relativamente sencilla. El flanco suroriental del pliegue tiene claro buzamiento y las escasas estratificaciones cruzadas de los niveles cuarcíticos indican que la serie se encuentra en posición estratigráfica normal. El flanco oeste del pliegue presenta, no obstante, buzamientos subverticales, a menudo buzantes hacia el oeste. Parece, sin embargo, descartada la posibilidad de una estructura sinclinal. Se trata pues de un pliegue anticlinal y queda adosado por fractura a la Sierra Blanca.

El anticlinal de Albornoque queda progresivamente laminado hacia el SO., entre los dos grandes macizos de la Sierra Blanca y la intrusión peridotítica.

En la zona de charnela del pliegue se ha desarrollado una intrusión de rocas granitoides leucocráticas de aspecto migmatítico. El contacto de estas rocas con las encajantes es intrusivo y muy irregular, lo que parece indicar que el emplazamiento tuvo lugar en forma plástica.

Hacia el Norte, el anticlinal de Albornoque es cortado por la intrusión de peridotitas y en el ángulo NE. de la Hoja.

En la zona de brechificación son frecuentes los diques de rocas básicas, también tectonizados, de composición de diabasa, que actualmente se encuentran muy meteorizados. Otro fenómeno importante, común a todo el contacto mecánico con la Sierra Blanca, es la presencia de lentejones de serpentina en el mismo contacto. La interpretación de estas «virutas tectónicas» (MAUTHE, 1971) como zonas lubricantes, que han facilitado el emplazamiento de los mantos, parece poco probable. Nos inclinamos a pensar que en los planos de discontinuidad y debilidad tectónica, que representan la superficie del cabalgamiento, se han emplazado posteriormente cuerpos ultrabásicos que a su vez han sido laminados por la fracturación posterior.

4.4.3 CUENCA DEL RIO GUADAIZA

La tectónica de esta zona es similar a la de las demás manchas Alpujarrides existentes en la Hoja; únicamente merece destacarse su posición topográfica. Esta mancha aflora en las partes bajas, cuando lo lógico sería lo contrario, al tratarse de una cobertera del macizo.

Una posible interpretación de este hecho sería por un fallamiento posterior a la intrusión que produjese una fosa. También podría explicarse pensando que la peridotita no intruyó totalmente rígida, con lo cual quedaría parte de la cobertera semienglobada dentro del macizo.

4.4.4 ZONA DE BENAHAVIS

Al O. de esta localidad, entre los cerros Matrona y Monte Mayor, existe una mancha Alpujarride en contacto con la peridotita y cabalgada por el complejo maláguide.

Su borde O. es un contacto intrusivo de trazado irregular, claramente afectado por el metamorfismo. Por el E. es más rectilíneo y está fallado. La estructura del afloramiento es de domo, llegando a aflorar en el núcleo las peridotitas.

En la carretera de Benahavis, los mármoles definen un gran anticlinal, con uno de sus flancos cortados por una fractura. Este pliegue pensamos que se debe al hundimiento del flanco izquierdo, produciendo una ruptura del paquete marmóreo, por el cual se ha encajado el río Guadalmina. En el flanco E., el mármol presenta un conjunto de fracturas que ha desplazado los bloques formados.

4.4.5 FASES DE PLEGAMIENTO

A escala de afloramiento, se identifican las siguientes superficies estructurales:

Estratificación (S_0)

En muchos casos, los esquistos alpujárrides presentan alternancia milimétrica de litologías distintas (samitas y pelitas) que se interpretan inequívocamente como estratificación. No obstante, en gran cantidad de afloramientos la estratificación no se observa con claridad suficiente como para poder medirla.

Esquistosidad (S_1)

Las rocas alpujárrides se lajan según un plano patente de esquistosidad, que desarrolla micas y minerales planares. Normalmente la S_1 es el único elemento geométrico que se ha podido medir en los afloramientos, pero en ciertos casos se ha establecido que la S_1 es subparalela con la S_0 . La esquistosidad S_1 es atribuible a una fase de deformación F_1 .

La esquistosidad S_1 se encuentra plegada en muchos puntos por pliegues isoclinales que definen otra fase F_2 , posterior a la F_1 . A menor escala, la intersección de ambas fases produce una lineación. Finalmente, una F_3 deforma el conjunto anterior con pliegues concéntricos y laxos de plano axial subvertical.

4.5 TECTONICA DEL COMPLEJO MALAGUIDE

Dentro del Complejo Maláguide, la cobertera permotriásica no está afectada por metamorfismo ni plegamiento interno. Así, podemos asegurar que las deformaciones que se encuentran en niveles inferiores son prealpinas. Por afectar asimismo al Paleozoico Medio-Superior (Devono-Carbonífero), podemos precisar la existencia de deformaciones hercínicas.

En todo el conjunto maláguide infratriásico pueden observarse: Una esquistosidad plegada según pliegues decimétricos isoclinales. Se deducen dos fases de plegamiento, análogas a las dos primeras descritas en el Complejo Alpujárride.

La tercera fase produce el alabeo característico de las calizas «alabeadas», que no es sino la formación embrionaria de pliegues laxos de superficie axial subvertical. Las deformaciones equivalentes en las filitas basales infrayacentes son los inicios de pliegues kink.

Los contactos del maláguide en el ámbito de la Hoja de Marbella son claramente tectónicos y se apoyan indiferentemente sobre peridotitas y sobre alpujárride. Se admite tradicionalmente la aloctonía del maláguide y se considera que es el manto metamórfico apilado más alto.

Posteriormente a su colocación como tal complejo aloctono ha sufrido una evolución dinámica que ha generado diversos tipos de estructuras. En

la parte Sur (Zona de Istán-Marbella) la fracturación es el tipo de deformación dominante, mientras que en el ángulo NE. se producen grandes pliegues monoclinales, con caída al Sur.

4.6 TECTONICA DE LA INTRUSION DE LAS PERIDOTITAS

El emplazamiento de la ingente mole peridotítica en la región constituye una fuente de problemas ampliamente debatidos en la literatura local, los cuales se refieren tanto al origen de la masa ultrabásica como al mecanismo de emplazamiento y a la edad del mismo.

Se proponen orígenes diversos a estas rocas ultrabásicas que varían entre puramente metamórfico-metasomáticos, volcánico-subvolcánicos e intrusivos. Sin entrar en el detalle de las diferentes hipótesis, creemos que el origen profundo es el más probable. Actualmente existen estudios gravimétricos sobre el macizo de Ronda, en los que puede determinarse la forma del mismo como una columna de paredes subverticales que se sumerge en la corteza al menos 25 km. (LOOMIS, 1972).

De estos hechos se deduce que las raíces del cuerpo ultrabásico entroncan en la astenosfera y que el material aflorante procede directamente de aquella región. Pero este hecho no descarta «a priori» un origen volcánico profundo. De hecho, ciertos contactos intrusivos observados son suficientemente irregulares como para admitir que, al menos localmente, la peridotita tenía una alta fluidez.

A escala regional, los afloramientos de rocas ultrabásicas se sitúan en la zona axial de la estructura de la cordillera, en el sector considerado. No se trata, según lo expuesto, de un complejo básico ofiolítico, cuyo yacimiento debería ser más o menos estratiforme, sino de una emisión rígida de tipo plutón diapírico, sinorogénico u orogénico tardío.

La edad de la intrusión se admite en la bibliografía como variable entre posttrásica hasta miocena. Resulta efectivamente difícil el datar la peridotita por sus relaciones geométricas con las rocas encajantes, puesto que además de tener éstas una edad imprecisa, son en el mejor de los casos alóctonas. Así, es un hecho claro el que las peridotitas cortan al manto alpujárride y desarrollan en él fenómenos de milonitización y de metamorfismo de contacto. Se da por supuesto que afectan en profundidad la Unidad de Blanca. Según LOOMIS, la gravimetría detecta el macizo ultrabásico a poca profundidad en el núcleo de la Sierra Blanca, como ya había intuido BLUMENTHAL.

El complejo maláguide, en cambio, no está afectado por el metamorfismo de contacto, aunque sí frecuentemente por la tectonización. De ello se infiere que la intrusión fue anterior al emplazamiento del Maláguide y que después de situado el complejo hubo reajustes por fracturación en los bordes intrusivos.

En definitiva, la intrusión se sitúa en el tiempo después del emplazamiento del Complejo Alpujárride y antes de el del Maláguide, lo cual nos lleva a plantear cuál es la edad del emplazamiento de los mantos.

El Paleógeno del N. de Cartajima está cabalgando por la Unidad de las Nieves y ésta a su vez está cabalgada por el manto Alpujárride. El Maláguide cabalga al conjunto peridotitas-Alpujárride y se ve fosilizado regionalmente (Alora, Pizarra) por molasas del Mioceno Medio-Superior.

La edad de emplazamiento de los mantos está, pues, comprendida entre el Paleoceno y el Mioceno Medio-Superior. Naturalmente, todo el razonamiento y la conclusión final están condicionados a la edad paleógena de los sedimentos del N. de Cartajima. Estas edades necesitan una confirmación precisa para que el razonamiento sea válido.

5 HISTORIA GEOLOGICA

No se conocen sedimentos antiguos autóctonos dentro del dominio de la Hoja, por lo que la Historia Geológica debemos comenzarla refiriéndonos a los mantos alóctonos.

El orden de emplazamiento de los mantos, que coincide con su apilamiento, es el siguiente:

Subbético, Unidad de las Nieves, Unidad de Blanca, Alpujárride y Maláguide.

La Historia Geológica comienza en el Terciario con el emplazamiento de la Unidad de las Nieves, ya que la autoctonía o aloctonía del Subbético dentro de la Hoja no es deducible. Lo que sí es evidente, si las dataciones del flysch paleógeno son exactas, es que la Unidad de las Nieves se emplazó durante el Terciario Inferior, ya que se encuentra cabalgando a materiales de esta edad pertenecientes al Subbético.

Posteriormente sobre la Unidad de Blanca se apila al Alpujárride, también durante el Terciario.

Una vez emplazados estos mantos tiene lugar la intrusión de la peridotita, la cual produce un metamorfismo de contacto en los tres complejos anteriormente citados, pero no en el Subbético.

La peridotita produce una aureola que en la cartografía tiene desigual importancia, debido a la tectónica y al nivel de erosión.

El Complejo Maláguide se emplaza a continuación sobre el conjunto de peridotita-alpujárride, ya que no es afectado por el metamorfismo térmico de la intrusión ultrabásica.

Las facies flysch plantean una profunda indeterminación en la Historia Geológica. Esto se debe a la falta de un estudio sistemático y armónico para todas estas facies. Así, en la literatura se habla de varias unidades del flysch, unas autóctonas y otras alóctonas. No entramos en este complejo problema.

En caso de ser autóctonos la Historia Terciaria sería, a partir del emplazamiento maláguide, relativamente sencilla. Sin embargo, hay pruebas regionales de que gran parte del flysch es alóctono y llega a cabalgar a formaciones burdigalenses autóctonas (formación de Las Millanas, Brecha de la Viñuela, etc.).

El mar plioceno representa una etapa muy posterior, con una evolución dinámica en la que domina la tectónica en la vertical sobre la de grandes esfuerzos tangenciales. El pliocuatnario es la etapa final morfológica.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

En el presente capítulo se realizará un breve comentario acerca de aquellas explotaciones, ya sean minas o canteras, existentes en el área de la Hoja y que sean objeto de beneficio actualmente o bien se encuentren inactivas.

Las posibilidades mineras de la zona son grandes, en especial en el campo de las rocas industriales: existen yacimientos potencialmente muy interesantes de calizas, dolomías, mármoles y rocas ultrabásicas (dunitas, en especial).

Es necesario un estudio intenso de estos temas.

En contraposición a estas posibilidades mineras existe una fuerte protección, en especial cara al turismo, que impide la creación de centro de extracción en las zonas bien comunicadas cercanas a los puntos de consumo.

Otra dificultad que frena la minería de la zona la constituye la orografía, con los consiguientes problemas de transporte que de ella se derivan.

6.1 MINERIA

En lo que se refiere a minería metálica, existe una única explotación hoy en activo, la mina de Peñoncillo, que presenta fluctuaciones en cuanto a su actividad.

Se trata de un yacimiento tipo skarn de anfibolitas magnetíferas: los minerales presentes son magnetita (principalmente) y piritas, dando pequeños porcentajes de cobre y níquel. La explotación se realiza a cielo abierto, beneficiando una magnetita con el 42 por 100 de hierro; tiene una capacidad anual en todo-uno de unas 400.000 t. y en concentrado de 150.000 t., conteniendo éste un 50 por 100 de hierro y 0,35 por 100 de azufre.

Aparte de ésta, existen algunas pequeñas minas, también de magnetita, situadas en zonas de contacto de las rocas ultrabásicas con mármoles y que se encuentran abandonadas.

Por otra parte, el Programa Nacional de Investigación Minera realiza ac-

tualmente el estudio del níquel y cromo en los macizos ultrabásicos, tema de gran importancia dado que la producción nacional de níquel es nula.

6.2 CANTERAS

Sin duda, la mayor riqueza potencial radica en la explotación como rocas industriales de los macizos presentes en la zona.

En la zona de Parauta e Igualeja existen alrededor de diez canteras de calizas y mármoles, una en explotación y otras ya abandonadas; se benefician como áridos de trituración y mármoles como rocas ornamentales.

En cuanto a los mármoles diremos que, actualmente, hay dos canteras activas en Sierra Blanca y abandonadas siete, de las cuales una está próxima a Benahavis y el resto en la citada Sierra Blanca. Se utilizan estos mármoles como áridos de construcción, piedra de construcción y roca ornamental; de forma reducida, en pequeño porcentaje de la producción se destina a la fabricación de vidrio, como aditivo.

Las reservas de mármoles son prácticamente inagotables, presentando grandes variaciones en lo que a sus propiedades se refiere. De esto deriva la diversidad de sus aplicaciones.

Al este de la carretera de Istan existen dos explotaciones, hoy inactivas, de falsa ágata (mantos estalagmíticos). Cerca del límite este de la Hoja y próxima a Monda, se encuentra una cantera de esta falsa ágata, en activo, con una producción anual de 1.200 toneladas.

Las rocas ultrabásicas pueden considerarse, todo el conjunto, como un yacimiento potencial para su utilización como rocas industriales. En especial cabe destacar la importancia que están adquiriendo las dunitas, por su fuerte demanda en la industria siderúrgica y en la construcción. Las dunitas a emplear en siderurgia deben tener unas características muy exactas para su aplicación, por lo que cabría delimitar con precisión las zonas que cumplen las condiciones exigidas.

Actualmente se encuentran en fase de preparación dos yacimientos de estas rocas, situados próximos a la carretera de San Pedro de Alcántara a Ronda.

Los yacimientos granulares (arenas y gravas) se sitúan en el cauce de los ríos y también en otras zonas como productos de alteración de mármoles y dolomías. En el río Verde existe una explotación de grava bien graduada; su producción es de 2.400 m³/año, aunque podría mejorarse, dado que las reservas son grandes. Sus productos se utilizan, previa clasificación a pie de tajo, como áridos naturales.

Finalmente, reseñaremos la existencia de dos concesiones abandonadas de vermiculitas, a emplear como aislantes, e indicios en Sierra Blanca de haber sido explotada una cantera de talco.

6.3 HIDROGEOLOGIA

Dados los contrastes de permeabilidades que presentan los materiales de la zona, podemos dividirla en dos grandes unidades en cuanto a sus posibilidades hidrológicas.

En la primera unidad incluimos el conjunto de rocas ultrabásicas y metamórficas, las cuales, dada su escasa permeabilidad, no forman acuíferos. Como dato significativo de este hecho, diremos que en un sondeo realizado a la altura del kilómetro 7 de la carretera de Istán y al este de la misma, a una profundidad de 100 m. aún no se había cortado el nivel freático.

Solamente en zonas de alteración y tectonización y, en especial, en las áreas de contacto de las rocas ultrabásicas con gneises, se forman acuíferos de pequeña importancia. Así lo demuestran las numerosas fuentes existentes a lo largo del contacto de peridotitas y gneises en la parte central de la Hoja. Citaremos también aquí, en especial, la fuente del Cortijo de la Fuenfría, que abastece en parte la población de Ronda.

En la segunda unidad se encuentran todas aquellas rocas y sedimentos de permeabilidad alta a media. No obstante, la escasa extensión de algunas de estas formaciones limita sus posibilidades de constituir acuíferos importantes. Tal es el caso de las areniscas del Permotrías y algunas formaciones grauwáquicas y calcáreas paleozoicas, debido ya a su pequeña potencia, ya a su escaso desarrollo superficial.

Son los paquetes de mármoles y los sedimentos Terciarios y Cuaternarios los únicos que presentan posibilidades de dar acuíferos de cierta importancia.

A este respecto, citaremos varias surgencias cársticas de éstos:

- La de Igualaja, de la que podemos decir que es la más importante de las situadas en la superficie de la Hoja. Esta surgencia abastece al citado pueblo y también parte de su caudal se destina a la cercana población de Ronda.
- Al sur de Parauta, en el Molino del Real, existe otra surgencia en la zona del contacto de la Unidad de las Nieves y del Alpujárride, con formación actual de tobas.
- La de Ojén, donde también actualmente tiene lugar la formación de tobas.
- La de Istán, que nace al pie de la Sierra Blanca y que presenta un fuerte caudal.

Por último, los sedimentos Terciarios y Cuaternarios son los únicos que, por sus características litológicas, dan lugar a acuíferos de gran extensión, como lo demuestran las numerosas obras de captación existentes.

Estudios hidrogeológicos realizados hace algunos años de aluviales a lo largo de la costa malagueña, mediante el empleo de técnicas especiales.

concretamente, trazadores radiactivos, pusieron de manifiesto la existencia de fuertes corrientes verticales, señal inequívoca de la presencia de acuíferos confinados, motivados por los niveles impermeables Pliocenos.

Estos acuíferos confinados, de disposición irregular dentro del conjunto, pueden ponerse en comunicación en el nivel freático regional, drenando sus aguas con el conjunto.

En resumen, la región presenta unas características hidrogeológicas potenciales óptimas, aunque el aumento de la demanda, a causa del gran desarrollo turístico, y la explotación un tanto incontrolada de sus reservas, puede crear en un futuro procesos irreversibles que terminen con sus recursos hidrológicos.

7 BIBLIOGRAFIA

- ALASTRUE, E. (1948).—«Estructura de las cordilleras subbéticas en su sector central». *Estudios Geológicos*, tomo IV, pp. 243-281.
- (1949).—«Las unidades estructurales de las cordilleras béticas según los estudios del doctor Blumenthal». *Bol. Instit. Geol. y Minero*, sept.-E. T. S. I. M. F-2/302, vol. LXII.
- ALDAYA VALVERDE, F. (1969).—«Sobre el sentido de los corrimientos de los mantos alpujarrides al sur de la Sierra Nevada». *Bol. Geol. Minero*, E. T. S. I. M., vol. LXXX, p. 212.
- ALDAYA, F. (1970).—«La sucesión de etapas tectónicas en el dominio Alpujarride». *Cuaderno Geol. Min. Granada*, 1-3, E. T. S. I. M. F-2/1.335, p. 159.
- AZEMA, J. (1961).—«Etude geologique des abords de Málaga». *Estudios Geológicos*, tomo XVII, pp. 131-160.
- BIOT (1970).—«Diabases amphibolitiques entre Marbella y Benalmádena». *B. S. G. France*, E. T. S. I. M., vol. XI, núm. 4, p. 599.
- BLUMENTHAL, M. (1930).—«Nouvelle recherches geologiques dans la province de Málaga». *E. C. R. Acad. de Science*, E. T. S. I. M. A-3/89.
- «Sur le dispositif des napes de recouvrement de la Serranía de Ronda». *Ed. Geol. Helv.*, fas. 21, pp. 358-356.
- (1933).—«Geologie der berge um Ronda (Andalusien)». *Ecl. Geol. Helv.*, tomo XXVI, pp. 43-92.
- (1949).—«Estudio geológico de las cadenas costeras al Oeste de Málaga entre el río Guadalhorce y el río Verde». *Bol. Instit. Geol. y Minero de España*, E. T. S. I. M., tomo LXII, pp. 11-203.
- (1950).—«Eine nbersicht über die tectonischen fenster der Betischen cordilleren». Libro Jubilar 1849-1949. *Inst. Geol. y Minero de España*, E. T. S. I. M., tomo 1, pp. 237-313.
- «Versuch einer tektonischen gliederun der betischen cordilleren von centran und süd-west andalusien». *Ed. Geol. Helv.* 20 Basel, pp. 487-532.

- BONINI, W. E.; LOOMIS, T. P. and ROBERTSON, J. D. (1971).—«Gravity evidence for intrusions from the mantle in southern Spain». *Gen. Assembly. Interna. Union Geodesy en Geophysies Moscow. Princeton Univ. Geol. Eng.*, ser. 71, vol. XV.
- BOULIN, J. (1962).—«Sur les alpujarrides occidentales et leurs rapports avec la nappe de Málaga». *C. R. S. G. France, E. T. S. I. M.*, fasc. núm. 7.
- (1963).—«Tectonique et métamorphisme dans les alpujarrides occidentales». *C. R. S. G. France*, núm. 3, p. 99.
- (1962).—«Données nouvelles sur la structure des alpujarrides occidentales». *C. R. S. G. France*, núm. 10, p. 309.
- BUNTFUSS, J. (1967).—«Die geologie der küstenketten zwischen dem rio Verde und dem Campo de Gibraltar (Westliche Betische kordillere, Sud-Spanien)». *Geol. Ib.*, tomo 88, pp. 373-420.
- CHAUVE, P. (1967).—«Aclaración sobre la edad de los fenómenos tectónicos mayores de las Cordilleras Béticas Occidentales». *Not. y Com. del IGME, E. T. S. I. M.*, núm. 93, p. 97.
- COPPONEX, J. P. (1959).—«Observations géologiques sur les alpujarrides occidentales. (Cordilleres Betiques)» (These Genève), y *Bol. Int. Geol. y Min. Esp.*, tomo LXX, pp. 79-208.
- DICKEY, J. S. Jr. (1970).—«Partial fusion products in Alpine-Type peridotites Serranía de Ronda and other examples» (50 th. Anniv. Symp.). *Mineral Soc. Americ. Spec.*, pap. núm. 3, pp. 39-49.
- DURAND DELGA, M. (1961).—«Le sillon du flysch Eocène en Méditerranée Occidentale». *C. R. Acad. Sc. Paris*, pp. 296-298.
- DURAND DELGA ET J. M. FONTBOTE (1960).—«Le problème de l'âge des nappes alpujarrides d'Andalousie». *Rev. Geogr. Phys. et Geol. Dyn.* (2), tomo III, vol. 4, pp. 181-182.
- DURR (1967).—«Geologie der Serranía de Ronda und ihrer südwestlichen ausläufer». *Geol. Romana*, E. T. S. I. M. F-2/1055, vol. VI, pp. 1-73.
- DURR, HOEPPENER, HOPPE ET KOCHER (1960).—«Geologie des montagnes entre le rio Guadalhorce et le Campo de Gibraltar». *Livre a Fallot*, E. T. S. I. M. F-3/380, 681, vol. I, p. 209.
- EGELER Y SIMON, O. J.—«Sur la tectonique de la zone Betique». London, 1969. E. T. S. I. M. F-2/1200.
- EGELER, C. G., y SIMON, O. J. (1969).—«Orogenic evolution of the Betic zone (Betic cordilleras, Spain) with emphasis on the nappe structures». *Geol. Mijnb.*, vol. 43, pp. 296-305.
- FALLOT.—«Esquemas de las cadenas Béticas E. T. S. I. M. G-8/228».
- FALLOT, FAUCE-MURET y SOLE SABARIS (1960).—«Estudios sobre las series de Sierra Nevada y de la llamada Mischungszone». *B. I. G. M. Esp.*, vol. LXXI, p. 347.
- FALLOT, P. (1948).—«Les cordilleres Betiques». *Est. Geol.*, núm. 8, pp. 83-172.

- GAVALA, J.; MILANS DEL BOSCH, J., y RUBIO, E.—«Hoja núm. 1.072, Estepona (Málaga)». *IGME, Mapa 1:50.000*.
- HERNANDEZ PACHECO, A. (1967).—«Estudio petrográfico y geoquímico del macizo ultramáfico de Ojén (Málaga)». *Est. Geol.*, vol. XXIII, pp. 85-143.
- (1935).—«Los materiales bituminosos de la Serranía de Ronda». *Bol. S. Esp. Hist. Nat.*, vol. 17.
- HOEPPENER, R.; HOPPE DÜRR, ST., y MOLLAT, H. (1964).—«Ein querschnitt durch die betischen kordilleren bei Ronda». *Geol. Mijnb.*, vol. 43, pp. 282-298.
- KOCKEL, F. (1959).—«Conodontos del Paleozoico de Málaga». *N. y C. del IGME*, núm. 53.
- KOCKEL, F., y STOPPEL, D. (1962).—«Hallazgos de conodontos y algunos cortes en el Paleozoico de Málaga». *Not. y Com. IGME, E. T. S. I. M.*, tomo 68, pp. 133-169.
- LHENAFF (1962).—«Existence d'un haut niveau marin (Pliocene terminal ou Quaternaire ancienne) deforme a l'ouest de Málaga». *C. R. S. G. France - E. T. S. I. M.*, núm. 10, p. 395.
- LOOMIS, T. P. (1972).—«Diapiric emplacement, Ronda Ultramafic Intrusion». *B. S. G. América*, pp. 2449-2475.
- (1972).—«Contact metamorphism of pelitic rock by the Ronda ultramafic Intrusion, southern Spain». *B. S. G. América*, pp. 2449-2474.
- MACPHERSON, J. (1868).—«Memoria sobre la estructura de la Serranía de Ronda». *Bibliogr. Sevilla, E. T. S. I. M.* 1-3/745.
- MICHEL AU, P. (1942).—«Das paleozoikum der betischen Ketten NO. von Málaga». *Tesis Berlin* (Memor. inédita), pp. 1-126.
- MAUTHE, F. (1971).—«La geología de la Serranía de Ronda». *B. I. Geol. y Min.*, vol. 27, núm. 1, p. 1.
- MICHEL LEVY y BERGERON, J.—«Etude geologique de la Serranía de Ronda». *Mem. Ac. Sc. France*, 30, núm. 2, París, pp. 171-375.
- MOLAT, H. (1965).—«Die geologie der Sierra Blanca und ihrer Umgebung wesliche betischen kordilleren». *Tesis Univ. Bonn.* (Memoria inédita), páginas 1-75.
- ORUETA (1917).—«Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda, láminas, mapas y cortes geológicos». *Mem. Inst. Geol.*
- PEYRE, Y. (1960).—«Etat actuel de nos connaissances sur la structure des cordilleres Bétiques sur la transversal de Málaga». *Livre a Fallot, E. T. S. I. M.* F-2/671.