



IGME

1.039

14-43

17-43

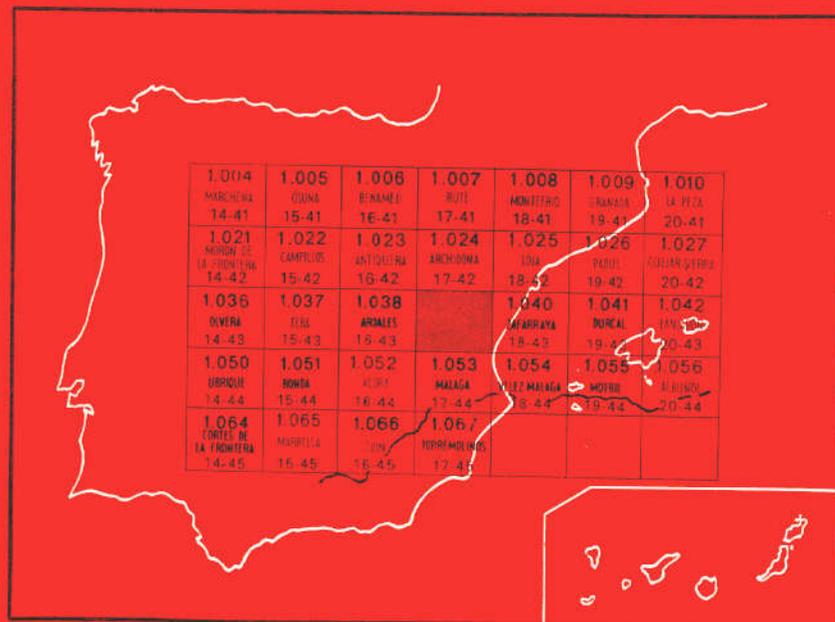
MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

COLMENAR

Segunda serie - Primera edición

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



21039

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

COLMENAR

Segunda serie - Primera edición

~*~

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

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

La cartografía y redacción de la memoria se ha realizado por los geólogos Barba Martín, A., Martín-Serrano García, A., y Piles Mateo, E.

En Petrología: Pérez Rojas, A., geólogo.

En Sedimentología: García Quintana, A.; Hernando Costa, S., y Rincón Martínez, R., Dres. en Ciencias Geológicas del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid.

En Micropaleontología: L. Granados, L.

La supervisión ha sido realizada por Pedro Ruiz Reig, del IGME.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

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

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

Depósito Legal: M - 3.386 - 1979

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

INTRODUCCION

Situada en el extremo oriental de la provincia de Málaga, la Hoja de Colmenar constituye la zona de unión de los dominios del Bético y Subbético, unión que se encuentra fosilizada por la Unidad de Colmenar, formación de tipo flysch, que localizada en una depresión con dirección E.-O. divide la Hoja en dos zonas: una, fundamentalmente caliza, en el tercio superior, perteneciente al Subbético, y otra, formada por materiales más o menos metamórficos al sur, que forma el Bético s.l.

Hemos de reseñar la creación de una nueva unidad dentro del Bético, concretamente entre la base del Maláguide y el techo del Alpujarride, denominada Unidad de Benamocarra, de acuerdo con otros autores de Hojas limítrofes.

Se ha contado, aparte de la bibliografía clásica de la región, BLUMENTHAL, FALLOT, etc., con trabajos de reciente publicación, como las tesis doctorales de MATHIS, V., y PEYRE, Y., publicados a finales de 1974, que han proporcionado nuevos datos a la problemática de la región.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 INTRODUCCION

La anómala disposición de la mayoría de los materiales aflorantes en la zona, consecuencia de la tectónica regional de mantos, así como el metamorfismo que presentan algunos de los materiales, imposibilita una exposición

cronoestratigráfica de los mismos, por lo que se estudiarán los distintos conjuntos litológicos individualizados tectónicamente, y que dentro de la terminología del edificio de las Cordilleras Béticas corresponden a:

Subbético

Constituido en su mayor parte por rocas carbonatadas, que dan lugar a los relieves más acusados de la Hoja. Situado en la parte septentrional de la misma abarca materiales con edades comprendidas entre el Triásico y Mioceno Inferior.

Bético

Caracterizado por presentar un metamorfismo, al menos de edad alpina, en la mayoría de sus materiales, y que se divide a su vez en: Maláguide, Alpujárride y la Unidad de Benamocarra.

Fosilizando a ambos dominios hay una extensa zona cubierta por un flysch alóctono Paleógeno, que pudiera corresponder con la Unidad del Campo de Gibraltar.

Depósitos terciarios y cuaternarios sin y postorogénicos completan la serie.

1.2 BETICO

Los materiales béticos abarcan el tercio meridional de la Hoja, teniendo como límite aproximado las localidades de Casabermeja, Riogordo y Colmenar. Constituido en su mayor parte por materiales metamórficos de tonos oscuros, resaltan fuertemente de los grises claros de las sierras calizas subbéticas y las formas alomadas de la Unidad de Colmenar, en general de tonos amarillentos. No es visible en toda la Hoja la zona de unión entre el Subbético y el Bético, ya que el flysch de la unidad de Colmenar fosiliza a ambos conjuntos, como ya se indicó anteriormente.

Dentro del Bético se han reconocido materiales pertenecientes al Maláguide y Alpujárride, apareciendo entre ambos una zona de posición intermedia: la Unidad de Benamocarra.

1.2.1 MALAGUIDE

Engloba este conjunto litológico parte de los materiales que BLUMENTHAL definió entre 1926-1936 como Bético de Málaga o Manto de Málaga.

Constituyendo la mayor parte de materiales béticos que afloran en la Hoja, se caracteriza por presentar una amplia columna, ya que comprende desde un Eoceno hasta un Silúrico, ambos datados paleontológicamente, pudiendo estar presentes materiales paleozoicos más bajos, e incluso el Precámbrico en los niveles inferiores.

La serie es similar a la estudiada en Hojas limítrofes, Coin, Marbella y Estepona, con tramos perfectamente identificables, si bien las relaciones espaciales de algunos de sus niveles están alteradas, pues son frecuentes las escamas y deslizamientos a favor de niveles determinados.

1.2.1.1 Serie Filítica (PC-S⁴f)

Representan la base del Maláguide, apoyándose sobre la Unidad de Benamocarra mediante una superficie de despegue, aunque en algunos puntos este contacto sea dudoso.

En conjunto se trata de unas filitas de colores variados, si bien predomina el azul oscuro, y que presentan un metamorfismo bajo, aunque en algunos puntos pasan a esquistos, los cuales, cuando están próximos a la unidad inferior de Benamocarra, dificultan su diferenciación, máxime si las esquistosidades presentan direcciones paralelas. Todo esto es lo que motiva el empleo de algunos contactos supuestos o dudosos entre este tramo y la unidad inferior.

Estas filitas presentan pequeños niveles de calizas recristalizadas oscuras, así como otros arenosos. Quizá lo más representativo de este tramo sea la existencia hacia el techo de un nivel con carácter lentejonar, de un metaconglomerado de cantos de cuarzo, liditas y cuarcitas, con una matriz samítica y filítica. En la Hoja de Málaga (CHAMON, C., y ESTEVEZ, C., 1975) este conglomerado presenta también cantos de mármol milonitizado, si bien con carácter excepcional. Los cantos aparecen fuertemente deformados y paralelos a la esquistosidad de estas filitas.

Pese a su carácter lentejonar representa un magnífico nivel guía estructural dentro del conjunto, y su presencia, indicadora de una fuerte etapa erosiva y la madurez del mismo pudiera indicar la existencia de una fase celedoniana o huroniana. Su potencia es de unos 10 m. como valor máximo.

Es muy frecuente la presencia de diques cortantes de diabasa, generalmente muy alterados, que unido a glándulas y niveles de cuarzo concordantes con la esquistosidad, forman un criterio de diferenciación de estas filitas de otras existentes en la columna.

El carácter azoico de la formación no permite determinar su edad, y únicamente se puede decir que es infra-silúrico, puede incluso que Silúrico Inferior, hasta un Precámbrico, ya que sólo se cuenta con la datación del tramo superior. Tanto en esta serie como en la casi totalidad de los que forman la columna Bética, es casi imposible hablar de potencias dado el replegamiento y tectonización de los mismos, por lo que nos referiremos a valores referidos en bibliografía regional y que a grandes rasgos puedan corresponder con las presentes en la Hoja. De acuerdo con este criterio, la potencia de esta serie puede estimarse del orden de 500 m. o más.

1.2.1.2 Calizas, filitas y grauwas (S-D, W, c y q)

Descrito por vez primera por ORUETA (1917), este tramo es quizá el más característico y representativo del Maláguide, y representa un magnífico nivel guía que separa las filitas anteriormente descritas de las devono-carboníferas, siendo estudiado por numerosos autores, especialmente KOCKEL y STOPPEL.

Es en este nivel donde se observan las primeras anomalías en cuanto a las relaciones espaciales de unas series respecto a otras, como indicamos en un principio, ya que este tramo limita con la serie filítica mediante una superficie de despegue.

La serie presenta las siguientes facies:

Filitas, en muchos puntos calcofilitas, gris azuladas oscuras, similares a las filitas basales anteriores, distribuidas irregularmente y con tonos amarillentos y grises en alteración.

Calizas tableadas recristalizadas de color azul oscuro en corte fresco, con frecuentes filoncillos de calcita blanca y pequeños cristales de pirita y calcopirita. En alteración son amarillentas y grises con distribución claramente lenticular. Este nivel, definido por vez primera por ORUETA (1917) como «calizas alabeadas», a causa de su estilo de plegamiento, es el que ha sido objeto de numerosos estudios por diversos autores.

En cambio lateral de facies con respecto a estas calizas aparecen grauwas algo esquistosadas, de tonos verdosos, en las que pueden encontrarse estructuras sedimentarias, aunque son escasas.

Aunque no muy frecuentes, aparecen niveles de silexitas en bancos de 4 a 5 cm. de potencia alternando con calcofilitas. Presentan un tono beig en alteración.

Estas tres facies, calizas, filitas y grauwas, están íntimamente mezcladas, y la separación en cartografía de los conjuntos de calizas; grauwas, calizas y filitas, y grauwas, se basa en la proporción existente de una u otra facies. Dado el carácter subjetivo de este criterio, su contacto es susceptible de ser modificado de acuerdo al criterio de cada autor.

BLUMENTHAL (1949) da para la serie una edad Silúrico-Devónico. Más recientemente, COCKEL y STOPPEL (1962) realizaron un estudio en Almogía de toda la serie carbonatada con conodontos, obteniendo que el tramo denominado «calizas alabeadas» es azoico, pero en niveles calizos superiores encontraron conodontos, que datan la serie desde un Wenlock-Ludlow hasta el Gedinense, con lo que la serie estaría comprendida entre el Silúrico, si no todo gran parte de él, y un Devónico Inferior. La potencia puede oscilar entre 300 y 400 m.

1.2.1.3 Filitas y grauwacas (D-H^A, D-H^c, q y H^B)

Si bien esta serie presenta más variedad de facies, son éstos los términos más representativos y los que mejor definen la serie. En efecto, concordante con la serie anterior, se sitúa un conjunto de filitas verdosas, con un metamorfismo muy bajo, entre los que se intercalan niveles grauwáquicos en algunos puntos con carácter de flysch, alternando niveles de grauwacas y filitas con potencias de un metro, como se puede ver en la bajada del río Campanillas.

En muchas ocasiones, los episodios grauwáquicos aparecen erosionando los niveles de filitas a modo de poleocauces.

En conjunto se trata de una serie monótona fácilmente confundible con las filitas presentes en los tramos inferiores, pues si bien éstas son verdosas, y en un principio se deberían diferenciar bien de las restantes, no es menos cierto que en numerosas ocasiones es difícil separar y diferenciar por los tonos, criterio por otra parte muy subjetivo.

Existen criterios más definitivos, como es el ya apuntado, de la presencia frecuente de niveles de cuarzo en las filitas basales. A esto hemos de unir la presencia dentro de este tramo de una serie de niveles característicos que permiten, junto con los criterios anteriores, el poder discernir entre uno y otro nivel. Estos niveles son:

— Conglomerado de cuarzo, con cantos muy rodados, de secciones casi circulares en una matriz grauwáquica, que al igual que toda la serie tiene tonos verde-oscuros, pudiendo estar en algunos puntos deformados y orientados en el plano de pizarrosidad, pudiéndose hablar en algún punto de microconglomerado.

— Liditas, las cuales pueden presentarse bien tableadas, en bancos de 5 cm., bien en bancos masivos de hasta 1 m. Se encuentran sumamente fracturadas y replegados disarmonicamente. Presentan estas liditas tonalidades negras o verdosas.

— Calizas azules, definidas por KOCKEL en la Hoja de Alora como «calizas de Almogía». Son pocas, por no decir nulas, las diferencias de estas calizas con las infrayacentes y sólo las relaciones existentes entre éstas y los niveles circundantes permiten diferenciarlas. Se han reconocido en diversos puntos, pero sólo en las cercanías de la carretera de Colmenar a Málaga, Km. 534, y NE. del Cerro Mojea, son lo suficientemente representativas.

Por último, y con un desarrollo muy notable en el cuadrante III, por la zona del río Campanillas aparece un conglomerado muy característico dentro de la bibliografía regional. Se trata, dadas sus características, de la formación que BLUMENTHAL (1949) definió como «Conglomerados de Marbella». Está formado por clastos de diversa naturaleza, cuarzo, liditas, filitas, grauwacas,

aplitas, calizas, etc., con un tamaño variable, desde un milímetro a varios centímetros.

La posición de este conglomerado es problemática, pues mientras que en Marbella, Estepona y gran parte de los afloramientos de Coin (CHAMON, C., ESTEVEZ, C., y PILES, E.) es discordante, como apuntara BLUMENTHAL (1949), en la Hoja de Coin se observó el paso de un nivel de grauwacas a conglomerado poligénico, circunstancia extensiva a la mayoría de los afloramientos de la Hoja, y en aquellos en que se encuentran discordantes, las condiciones del afloramiento no permiten dilucidar si se trata de una verdadera discordancia o de un aparte conglomerático contemporáneo de la serie de filitas y grauwacas con la formación de una discordancia local de paleocanal.

Esto nos lleva en un principio a dudar del carácter regional de esta discordancia, o bien admitir la existencia de dos niveles conglomeráticos similares, separados por una discordancia detectable únicamente cuando se realiza a través de filitas o grauwacas y los conglomerados poligénicos. Creemos más factible la primera hipótesis, aunque un estudio más detallado sería el que tendría la última palabra en uno u otro sentido.

Aunque con escaso desarrollo y en contados puntos, cerro de las Trébedes, en las proximidades del río Cauche, merece especial interés la presencia de diques de cuarzo de 1 a 1,5 m. de potencia con mineralizaciones de carbonatos de cobre (azurita y malaquita).

BLUMENTHAL (1930) dio una edad devónica para el conglomerado poligénico, MICHELAU (1942) encontró fauna Viseense en los cantos del mismo conglomerado, con lo que este nivel pasaba a ser Carbonífero Superior.

Con respecto a los niveles inferiores de filitas y grauwacas, KOCKEL y STOPPEL (1962) dan una edad comprendida entre el Devónico Inferior al Carbonífero Inferior. Por tanto, podemos decir que todo el conjunto abarca desde el Devónico Inferior a un Carbonífero Superior.

Dada la similitud existente entre las grauwacas de este tramo y las Silúrico-Devónicas, se ha estudiado un determinado número de ellas para tratar de conseguir un criterio de diferenciación entre ambas. Este intento no ha aportado ningún dato concluyente.

La potencia de esta serie es de unos 300 m.

1.2.1.4 Conglomerados, areniscas y yesos (P-T₆ y Y)

Discordante sobre los niveles anteriores, aparece un conjunto de materiales detríticos, en general rojizos, con grandes afinidades de facies con el Triás Germánico.

Si bien no existe una diferenciación clara entre los distintos niveles, se puede dividir toda la columna en dos tramos fundamentales. En la base se sitúa una serie detrítica roja, formada por areniscas y conglomerados de cantos de cuarzo, fundamentalmente rodados. Estos conglomerados pasan a unas

areniscas rojas, que en conjunto se clasifican como areniscas subarcóicas, sin apenas otro componente que cuarzo y feldespatos potásicos. No suelen presentar apenas cemento, y cuando está presente siempre es ferruginoso. La matriz es sericítica y micácea.

El tamaño de grano y redondeamiento (0,1 a 0,3) indica que se trata de arenas, predominando las de tamaño fino a medio. Existen, no obstante, esporádicos niveles que son microconglomerados.

El segundo tramo lo constituyen una serie de areniscas rosas y grises, así como la presencia de lentejones de yeso.

Dentro de este segundo «nivel», las areniscas rosas son bastante abundantes en la zona, mientras que las de tonos grises sólo han sido reconocidas en el cerro de Villadavias y en las cercanías de Comares y Río Gordo (los lentejones de yeso, aunque no frecuentes, alcanzan cierto desarrollo, al extremo de poder ser explotados).

Estas areniscas de tonos claros, en algunos puntos parecen cuarcitas en bancos de 1 a 1,2 m. de potencia, presentando numerosas estructuras sedimentarias.

Los niveles de yesos, aunque no muy abundantes, en algunos puntos adquieren cierto desarrollo, al extremo de ser explotados.

Los datos del estudio sedimentológico de todo el tramo, así como las estructuras sedimentarias observadas: dunas, barras, laminaciones paralelas y cruzadas, lechos arcillosos, etc., apuntan hacia un ambiente de deposición de tipo fluvial.

BOULIN (1970) reconoce en esta formación la presencia del Pérmico y el Trías, en función del cambio de color de los niveles rojos inferiores y los rosas y blancos.

El estudio sedimentológico, no obstante, parece indicar que la facies presente y su génesis indica más hacia un Trías germánico en la totalidad de la columna. Dada la ausencia de fauna en la zona estudiada, atribuimos al conjunto una edad Permo-Trías, apuntando la posibilidad de que se trate únicamente de Trías, si bien para inclinarse en uno u otro sentido sería necesario un estudio regional más detallado.

Las relaciones espaciales entre el conjunto Paleozoico y la base del Mesozoico son motivo de controversia, pues mientras que es reconocida la existencia de una discordancia entre ambos conjuntos, a la hora de hablar de una discordancia angular existe cierta discrepancia entre los diversos autores, dadas las consecuencias paleotectónicas que implica.

Si bien en la zona en estudio no se ha podido demostrar a favor ni en contra la situación de la base de esta formación respecto a los materiales yacentes, motivado por la presencia acusada, como ya se indicó anteriormente, de despegues y deslizamientos de gravedad, creemos que existe dicha discordancia angular como ya indicó BLUMENTHAL (1949) y más recientemente FOUCAULT, A., y PAQUET, J. (1971).

1.2.1.5 Rhetiense-Lías Inferior (T_C-J₁)

Este conjunto está constituido por unas dolomías grisáceas dispuestas en tablas decimétricas a métricas. Son frecuentes las intercalaciones de algún nivel de carniolas o margas de colores amarillentos. Esta formación, aunque concordante con los tramos inferiores, pertenecientes a las areniscas permotriásicas, suele presentarse con frecuencia mecanizado (Comares).

El estudio microscópico señala unas dolomías de textura muy fina con cierta proporción de fracciones arenosas (cuarzos y feldespatos).

Aunque generalmente dispersos por toda la zona, los afloramientos más representativos están localizados junto al pueblo de Comares y el monte «Solano». Su potencia máxima en dichos afloramientos es de unos 40 m. J. BOULIN (1970) atribuye a estos paquetes edad Rhetiense por similitud litológica con otros lugares, ya que estas formaciones son totalmente azoicas. De acuerdo con AZEMA (1961) y por sus características litológicas y posición estratigráfica damos como bastante probable una edad Rhetiense-Lías Inferior.

1.2.1.6 Dogger (J₁₋₂)

Se apoya concordante sobre los materiales dolomíticos inferiores y está formado por un conjunto calcáreo. Comienza la serie con unos metros (5 a 10) de calizas masivas de colores claros, para continuar hacia techo con calizas oolíticas y calizas oolíticas brechoides. Se presentan en paquetes masivos que las hace bien reconocibles con respecto a la serie dolomítica anterior.

Esta caliza se encuentra parcialmente recristalizada y a veces dolomitizada, presentando restos fósiles (equinodermos) y pequeñas cantidades de arenas (cuarzos, feldespatos y fragmentos de roca) y cemento esparítico. Estas formaciones constituyen la mayoría de los afloramientos calcáreos de la cobertera maláguide de la Hoja, confiriéndoles su compacidad y masividad unas características morfológicas propias que las hace fácilmente reconocibles a distancia.

Aunque no se encuentra la serie completa, pues el techo está erosionado, presenta potencias que oscilan entre los 20 y 100 m.

El estudio paleontológico de las microfácies ha dado como resultado una edad comprendida entre Lías Medio y Dogger.

1.2.1.7 Cretácico (C₂)

Las calizas jurásicas anteriores están disecadas por un karst (BOULIN, 1970) cuyas fisuras están rellenas por una caliza de color rojo recristalizada con intraclastos y presencia de glauconita, óxidos de hierro, fragmentos de equinodermos, foraminíferos y matriz micrítica.

Sólo hemos localizado un afloramiento al oeste de Comares y aunque

con toda probabilidad existirán más, su escasa extensión los hace irrepresentables.

Aunque BOULIN (1970) atribuye el emplazamiento del karst en el Albense, no tenemos datos suficientes para saber la edad de los depósitos y simplemente por sedimentología se ha podido observar una estrecha relación con otros cretácicos de zonas próximas (CHAMON, C.; ESTEVEZ, C., 1975).

1.2.1.8 Eoceno (T_2^{Aa-Ab})

La existencia de este piso en la zona es muy problemática, pues mientras que ha sido bien reconocida en áreas limítrofes, AZEMA (1960), BOULIN (1970), etc., la escasa representación y mal estado de los afloramientos de gran parte de la cobertera mesozoica maláguide presente en la Hoja, no permite situarlo con precisión.

En efecto, sólo se han reconocido en las localidades de Casabermeja y Los Romares, si bien en esta última su atribución se ha basado en criterios bibliográficos (MATHIS, 1974).

El afloramiento de Casabermeja lo constituye un conjunto de calizas blancas masivas, en bancos de hasta 1 m. de potencia, fácilmente reconocibles por su abundante fauna, que pasan a unas calizas arenosas de tonos pardogrisáceos. Las muestras estudiadas dan una edad Cuisiense-Luteciense Inferior. En esta misma localidad, y en el mismo afloramiento, PEYRE (1974) reconoce el Ypresiense y el Lías.

Es en las proximidades de Los Romares donde la existencia de este nivel es más problemática. MATHIS (1974) describe unos afloramientos de brechas de carácter calcáreo como Cuisiense terminal-Luteciense basal. En efecto, se trata de una serie de bloques de brechas calcáreas cuyos clastos son conglomerados calizos con cantos de hasta 5 cm. de tamaño de sílexitas, cuarzo y calizas. Estas brechas presentan en la base un nivel margo-arenoso de unos 20 cm. de potencia. Todo el afloramiento está rodeado de brechas de la formación de La Viñuela, sin poder precisar las relaciones espaciales de ésta y los bloques calcáreos.

No nos ha sido posible datar este nivel, por lo que le atribuimos, de acuerdo con MATHIS, una edad Eoceno Inferior.

Por último, hemos de citar la presencia de Eoceno en las cercanías de Comares, indicado por BOULIN (1970). En los itinerarios realizados en las cercanías de esta localidad no se han reconocido facies calizas asimilables a este piso, si bien en el arroyo de Cutar son frecuentes cantos de calizas atribuibles a este nivel.

1.2.2 UNIDAD DE BENAMOCARRA (ξ_9)

En la base de los últimos niveles de filitas inferiores maláguides se en-

cuentra un conjunto monótono de esquistos, que tienen su más amplio desarrollo en la Hoja de Málaga.

Se trata de micaesquistos de grano fino, frecuentemente de tonos plateados en corte fresco y gris oscuro en alteración. Presentan una esquistosidad bien marcada y un metamorfismo polimetamórfico y plurifacial, siendo posible reconocer rasgos de una primitiva serie de tipo flysch.

Un carácter distintivo de esta serie es la presencia de fenoblastos de andalucita y granate. Los granates destacan de los planos de esquistosidad por un granulado de pequeño tamaño, un milímetro como máximo, que en algunos puntos alcanzan una gran densidad. Los fenoblastos de andalucita se presentan en dos formas; asociada a glándulas de exudación de cuarzo, de gran tamaño y tonos rosados, o bien en los planos de esquistosidad como manchas negras sobreimpuestas a la roca con los bordes «desflecados» y en forma de abanico.

También en forma de manchas negras se presentan fenocristales de estaurolita. BOULIN (1972) cita, junto con los anteriores, fenocristales de turmalina, los cuales no han sido vistos, muy posiblemente debido a la escasa extensión que alcanza esta unidad en la presente Hoja.

Por último, diques cortantes de diabasas completan el conjunto.

La presencia de esta nueva Unidad dentro de la terminología Bética es debida a las especiales relaciones tanto tectónicas como de metamorfismo respecto a los complejos que la limitan y que se exponen en el capítulo de tectónica. El repliegamiento que presenta así como la laminación tectónica, impiden hablar de potencias de este tramo, pues mientras en Comares la potencia llega a ser mínima, unos 100 m. aproximadamente, en la Hoja de Málaga alcanza una extensión en cartografía de varios kilómetros.

El carácter azoico de esta Unidad, así como la problemática que presenta a la hora de situarla en el Maláguide o Alpujárride, tema que, como ya indicamos, se verá en el capítulo de tectónica, imposibilita su datación, por lo que hemos de situarla en un Precámbrico-Paleozoico.

1.2.3 ALPUJARRIDE

Los escasos materiales de este complejo, presentes en la zona en estudio, se encuentran en el SO., entre las localidades de Los Romares y Benamargosa.

En contacto mecánico con la unidad superior, consta, a grandes rasgos, de una serie esquistosa con intercalaciones cuarcíticas y carbonatadas, apareciendo en los niveles más bajos gneises migmatíticos.

Las diferencias de metamorfismo, existentes en la serie, obliga a dividirla en dos tramos mediante una superficie mecánica, que si bien no es detectable en el campo, las diferencias litológicas entre ambos permite su delimitación.

Esta serie se corresponde con la serie de Veas, de BOULIN, J. (1970), serie que divide en dos conjuntos coincidentes con los observados por nosotros.

1.2.3.1 Tramo superior. Esquistos, cuarcitas y mármoles ($\xi T_k, \Delta$)

Serie esquistosa de grano fino, con pequeñas placas de moscovita, que confiere un tono plateado fácilmente reconocible en campo. Petrográficamente se trata de micaesquistos albiticos con distena, indicadores de una facies metamórfica de baja presión y alta temperatura, condiciones imposibles de conjugar con toda la serie, lo que motiva, como indicamos anteriormente, la necesidad de admitir la existencia de un contacto mecánico entre este tramo y el inferior.

Asociado a estos esquistos se presentan niveles cuarcíticos y carbonatados. Los primeros en forma de cuarcitas verdes y azuladas con epidota, que dan reacción con el CIH, y anfibolitas piroxénicas. Los segundos, como mármoles blancos con fajeados azul oscuro (Δ), de grano fino a medio, que al ser golpeados despiden un fuerte olor fétido. En donde están mejor representados es en las proximidades de la Trochuela, en la margen izquierda del río Benamargosa. En el resto se presenta a modo de pequeños niveles lentejonares, unos centímetros de potencia dentro del conjunto de micaesquistos.

Tanto los niveles cuarcíticos como en los micaesquistos presentan crenulaciones y pliegues milimétricos Kink-bands.

El carácter azoico de esta serie nos obliga a recurrir a las dataciones efectuadas por otros autores con criterios más regionales. Por tanto, la suponemos de edad Permo-Triás Inferior de acuerdo con BOULIN (1970).

Los límites mecánicos de este tramo, a techo con la Unidad de Benamocarra y en la base con el tramo inferior Alpujárride, no permiten determinar su potencia real, pudiendo hablar de un mínimo visible de unos 200 m.

1.2.3.2 Tramo inferior. Esquistos y gneises migmatíticos (ξ_{BK}, ψ)

Esquistos negros y gris oscuro biotíticos, sin grandes diferencias con los de la Unidad de Benamocarra, presentan también fenoblastos fácilmente reconocibles (granates, andalucita, estaurolita). Son esquistos ricos en cuarzo, en forma de glándulas y niveles concordantes con la esquistosidad.

Pese a sus grandes analogías con la Unidad citada, presenta dos caracteres distintivos respecto a ésta: la presencia de gneises y la ausencia total, al menos en la zona estudiada, de diques cortantes de diabasas.

Los escasos afloramientos de gneises aflorantes, presentan una estructura claramente migmatítica, concretamente gneises metatexiticos con estructura flevítica, que se corresponden con los gneises de Torrox definidos por BOULIN (1970).

Como hemos indicado anteriormente, las relaciones espaciales de este tramo con el anterior ha de ser de tipo tectónico, dadas las discrepancias de metamorfismo entre una y otra, imposibles de correlacionar entre ambas, si bien en campo las direcciones de esquistosidad son coincidentes, al menos en la zona estudiada.

La edad de este tramo es tan imprecisa como los tramos y Unidades anteriores, teniendo que recurrir, una vez más, a dataciones y criterios de otros autores.

BOULIN (1970) da tres posibilidades de datación en función de las relaciones espaciales entre este tramo y el superior: discordancia, despegue o cabalgamiento.

En las dos primeras posibilidades, y dada la edad del tramo superior, Pérmico-Trías Inferior, supone una edad infrapérmica. En el segundo caso, la datación se hace imposible. Nosotros creemos en la segunda posibilidad, hablando por tanto de un Paleozoico, o incluso un Precámbrico, datación totalmente imprecisa a la vista de los datos observados.

1.3 SUBBETICO

1.3.1 INTRODUCCION

Los materiales subbéticos ocupan aproximadamente el tercio más septentrional de la presente Hoja, formando una alineación montañosa abrupta, extendida de O. a E., y que contiene las cotas más altas de la zona (Cruz, 1.435 m.; Chamizo, 1.634 m.; Vilo, 1.412 m., y La Torca, 1.497 m.). En su extremo oriental, al crecer en complejidad encierra las depresiones elevadas de Alfarnate y Alfarnatejo, cuyo fondo puede situarse, como en la primera, a 900 m. de altitud.

De las diferentes Unidades estratigráfico-tectónicas en que ha sido dividida la Zona Subbética por los diversos autores que la han estudiado, algunas han sido definidas en el ámbito de esta Hoja, mientras otras, también presentes en ella, son prolongación de áreas vecinas donde tienen mejor representación. Por orden de superposición y de arriba a abajo encontramos las siguientes:

Unidad de Zafarraya
Unidad del Enebral

Unidad de Buitreras
Unidad de Rosario-Saucedo

Conjunto de las Cabras

Series de Malaceite y Colorín
Series de Alhajueta-Aguila
Unidad de Sierra Prieta
Unidad de los Domajos

Unidad de Ballesteros
Unidad de Gallo-Vilo
Unidad de Ronda-Torcal.

Trías de Antequera

En su exposición hemos procurado atenernos en lo más posible a este orden, pero en algunas la alteración resulta inevitable por su especial localización y relaciones con la Unidad inmediatamente inferior.

Los primeros trabajos sobre esta región fueron llevados a cabo por la Misión de Andalucía, cuyos resultados aparecieron publicados en 1889. De estas investigaciones es de destacar la monografía sobre los «Terrenos Secundarios y Terciarios en las provincias de Granada y Málaga», debida a M. BERTRAND y W. KILIAN, con un mapa a E. 1:300.000.

Posteriormente, en 1926, M. BLUMENTHAL establece contacto con las Cordilleras Béticas y aporta en 1931 una importante memoria y cartografía sobre la región comprendida entre Antequera, Loja y las zonas limítrofes. En ella da nuevos datos sobre la interpretación de este área.

A. ROBAUX (1936) pone de manifiesto la existencia de «flysch» de edad Cretácica Superior en los alrededores de Colmenar y da un corte en las transversales de Los Peñones y Rengles, donde pone de manifiesto la superposición del Cretácico Superior al Bético de Málaga.

Más al E., J. A. VERA (1969) estudia la zona Subbética en la transversal de Loja, interesando en este área la zona más oriental de la Hoja de Colmenar.

En 1973 y 1974 aparecen los trabajos más precisos que hasta el presente se han realizado sobre la geología de la región. Son las Tesis Doctorales de Y. PEYRE y MATHIS, respectivamente. El primero hace un estudio de la zona de Antequera y áreas limítrofes, centrándose especialmente en la de Colmenar. Detalla la estructura del Subbético, estableciendo nuevas unidades apoyado en una datación micropaleontológica exhaustiva.

El segundo se centra en el flysch y las formaciones flyschoides de la zona de Periana, poniendo de manifiesto su aloctonía. Establece la estratigrafía de los terciarios autóctonos, definiendo sus formaciones y estudia el margen subbético de esta depresión.

Hemos seguido en lo más posible, en el desarrollo de la presente Memoria, la terminología de estos dos últimos autores para las formaciones y unidades estructurales, dado lo completo de sus estudios.

1.3.2 UNIDAD DE ZAFARRAYA

Este término fue introducido por J. A. VERA (1966) para designar a un conjunto marginal de la Sierra Gorda de Loja, que la bordea por el SO., para luego, formando la Sierra de Alhama, dirigirse hacia el E. hasta más allá de las Ventas de Zafarraya.

Esta Unidad quedaba incluida en la Zona Penibética intermedia de M. BLUMENTHAL (1931), terminología que ha sido desechada.

Tiene pequeña representación en la Hoja, solamente en el macizo de La Torca, en el ángulo NE. de la misma. En su conjunto, esta Unidad tiene disposición arqueada, sufriendo en este tramo y áreas muy próximas un cambio paulatino en su orientación, como ya se dijo anteriormente.

La serie estratigráfica que comporta es muy monótona y de todas sus formaciones sólo tres tienen representación en La Torca. De base a techo son:

- Dolomías.
- Calizas blancas masivas.
- Calizas con sílex.

1.3.2.1 Dolomías (T₀₃J₁₁)

Afloran en la vertiente N. de La Torca y han sido asentamiento de algunas dolinas de contornos difusos, que constituyen las zonas más deprimidas del relieve.

Son grises, microcristalinas y masivas. Tan sólo en algunos puntos se observa acintamiento, aunque este último carácter puede estar muy enmascarado por el grado de alteración que presentan. La arcilla roja de decalcificación abunda sobre ellas en las zonas de topografía más llana.

Desconocemos la potencia de esta formación, por no aflorar en su totalidad.

1.3.2.2 Calizas blancas masivas (J₁₂₋₁₄)

Constituyen la masa principal del macizo y son las que forman el vértice La Torca. Además de los caracteres que las definen, es de destacar la presencia de oolitos que se concentran en algunos puntos y cabe pensar el que estén muy difundidos por la masa de la roca.

En los escarpes que limitan el macizo con el valle de Alfarnate y a cuyo pie discurre la carretera que asciende al Puerto del Sol, es donde únicamente se observa estratificación (próxima a la vertical) con cierta claridad.

Hacia la base de esta formación y próximo a las dolomías debe situarse un tramo de calizas margosas gris-amarillentas de relaciones poco claras con el resto del conjunto, aunque pensamos en un cambio lateral de facies (área próxima a la cota, 1.255 m. al NO. de La Torca).

Aunque pueda existir algún plegamiento interno, todos los datos hacen pensar en una gran potencia de esta formación, del orden de los 1.700 m.

1.3.2.3 Calizas con sílex (J₂)

Se presentan en serie invertida en la parte baja de la ladera meridional de la montaña, encima y al NO. inmediato de Guaro.

Son calizas gris-marrón microcristalinas, bien estratificadas, en niveles de 20 a 30 cm. Presentan abundantes nódulos de sílex marrón, muy aplanados, de 5 a 6 cm. de espesor, y otros ovalados de menor tamaño. Tienen algunas intercalaciones de margas amarillentas hacia la parte más alta visible de esta formación, y las calizas adquieren tonalidades rosáceas.

No afloran en su totalidad y la potencia que se observa es difícil de calcular por el plegamiento que presentan; no obstante, la estimamos en unos 250 m.

1.3.2.4 Dataciones

A falta de argumentos paleontológicos propios, excepto para las calizas con sílex, tenemos que remitirnos a los datos de los autores que con anterioridad estudiaron la región.

Para las dolomías basales, J. A. VERA (1969) habla de que su edad es atribuida al Lías Inferior, admitiendo la posibilidad de que comprendan parte del Triásico. De análoga opinión es V. MATHIS (1974).

Por su microfacies, las calizas con sílex nos han permitido atribuir las al Dogger; por tanto, hay que pensar en una edad Liásica para la potente formación masiva de calizas blancas.

El Malm falta en la transversal donde se describe esta serie, pero, según los autores anteriores, está presente más al E., en la Sierra de Alhama, en un tramo de margas y margocalizas con ammonites y *Aptychus*. También bajo la misma facies queda representado el Cretácico Inferior, mientras el Superior lo está en las típicas capas color salmón.

1.3.3 CONJUNTO DE LAS CABRAS

Hemos englobado en esta Unidad al conjunto que forma la alineación montañosa arqueada que discurre próxima al borde N. de la Hoja, entre la Boca del Asno, en el ángulo NO., y la Sierra del Jobo, al O. de Alfarnate.

Su serie estratigráfica se resuelve en una serie de formaciones de gran monotonía. De abajo a arriba son:

- Dolomías.
- Calizas oolíticas.
- Falsas brechas rojas, calizas y brechas calizas.
- Margas grises.
- Calizas con *Microcodium* y margas.

1.3.3.1 Dolomías (T₆₃-J₁₁d, v, s y c)

Afloran sobre todo ampliamente en la mitad occidental de esta sierra, entre la Boca del Asno y la Sierra del Codo. Hacia el E. sólo lo hacen en afloramientos alargados, en los núcleos de los pliegues o a favor de cabalgamientos y fallas inversas.

Se presentan por lo general bien estratificadas, siendo en ellas frecuentes los tramos tableados, en niveles de 6 a 7 cm., en cuyo caso es frecuente el acintamiento. En otros puntos son brechoides o también suelen formar series masivas. Son microcristalinas y generalmente gris claro o beiges-amarillentas.

La monotonía de su serie está interrumpida por algunas intercalaciones esporádicas de calizas, margas o niveles detríticos rojos con rocas volcánicas.

En la Sierra de Las Cabras, las dolomías contienen una intercalación margosa aproximadamente en el centro de lo que se hace visible de su potente serie, que en este sector estimamos en unos 700 m. Son gris-versosas y rojas con algunas intercalaciones centimétricas y esporádicas de areniscas calcáreas. Estas últimas son gris oscuro, de grano muy fino, algo micáceas y presentan microlaminación paralela.

En la base de este nivel margoso y sobre las dolomías se presentan de 2 a 3 m. de brechas muy heterométricas de matriz margosa roja, con cantos de hasta 30 cm. de caliza roja y dolomía. Su afloramiento es esporádico, al quedar cubierto por los coluviones.

En el techo de la formación dolomítica, en el contacto con las calizas oolíticas, parece existir otra intercalación margosa que solamente se ha observado en el flanco meridional de la Sierra en el sector de la Boca del Asno. Su existencia se pone de manifiesto por un pequeño replano en la ladera, pues queda cubierto por los coluviones.

Las intercalaciones calizas se han encontrado en puntos muy aislados y nos inclinamos porque se trate de lentejones en el seno de las dolomías. Sus facies son muy semejantes. Una muestra (1743-IBAB-1094) cogida al pie meridional de Cabras (1.280 m.) es una biomicrita con Pelecípodos, Ostrácodos y Equinodermos.

En el fondo de la depresión, abierta al S., situada en el centro del Tajo Prieto, aflora también un nivel de análogas características perteneciente a la serie de núcleo del anticlinal. Es un tramo calizo bien estratificado con grandes Pelecípodos.

Otra intercalación aparece en el extremo oriental de la Sierra del Jobo, al N. de Licerías y al E. inmediato del Cortijo El Chami. Esta es una caliza pardo oscura, que se sitúa en el contacto con la oolítica. Su microfacies corresponde también a una biomicrita de Ostrácodos con Pelecípodos y Equinodermos.

Las facies detríticas rojas se presentan en lentejones de poca potencia y escasa extensión lateral, pudiendo aparecer en cualquier tramo de la serie dolomítica. Los encontramos en Puerto Lucena, al pie de Cabras (1.280 m.); en los extensos afloramientos dolomíticos al N. del Morrón de Grazea; en los afloramientos de dolomías que limitan por el O. el Llano del Hondonero; en el núcleo del anticlinal de Chamizo, y en otra serie de puntos que no consideramos de interés mencionar.

En el extremo oriental de este último afloramiento, en los alrededores del cortijo El Chami, nos encontramos la siguiente serie de base a techo:

- Rocas volcánicas. En contacto por falla con las dolomías de las paredes meridionales de Chamizo.
- Dolomías.
- Areniscas rojo violáceas con microlaminación paralela. Presentan alternancia de tonalidad clara y oscura.
- Dolomías grises, microcristalinas, en niveles que no llegan al metro, y dentro de los cuales se observa tableamiento.
- Carniolas (15 a 20 m., visibles) amarillentas y rojizas de aspecto esoriáceo.
- Techo: calizas oolíticas, en contacto por falla con el nivel anterior.

Con estos niveles rojos aparecen asociadas rocas volcánicas (muestras 1743-IBAB-1038 y 1039) de grano fino, gris-verdosas, aunque teñidas de rojo en superficie por las arcillas que las engloban. Son piritosas y presentan multitud de vesículas rellenas de calcedonia. Debido a su grado de alteración no se ha podido discernir sobre si se trata de diabasas o espilitas.

Todo el pie meridional de la Sierra del Jobo (en los puntos en que los cuaternarios permiten su observación), está recorrido por un estrecho afloramiento de estas facies rojas que parte de un apretado anticlinal al N. del cortijo de Los Palomos. Es análogo a los anteriores, pero hacia el E., antes de Ortigica (967 m.), la estructura está muy desmantelada, aflorando margas abigarradas con yeso negro que recuerdan mucho el Keuper.

1.3.3.2 Calizas oolíticas (J₁₂₋₂)

A la formación dolomítica y en contacto normal muy neto se superpone otra muy potente de calizas oolíticas y brechas calcáreas, que inversamente a la primera forma los relieves de la mitad oriental de la alineación montañosa, entre las sierras del Codo y Jobo.

Morfológicamente dan lugar a cuatro alineaciones (Realengo, Rodadero, Cruz y Sierra del Madroña) en la transversal del nacimiento del río Guadalmedina, relacionadas con una estructura en escamas. Hacia el E. unas llegan a desaparecer y otras se funden formando la divisoria de las Sierras de Camarolos y Jobo.

La serie es generalmente masiva, observándose la estratificación en escasos puntos.

Estas calizas son generalmente muy puras, con contenidos del 100 por 100 en CO_3Ca , o próximos a él, y con escasos o nulos terrígenos. Los oolitos son muy abundantes (50 a 88 por 100) y presentan matriz micrítica o cemento esparítico.

Los fósiles son escasos y sólo se han reconocido fragmentos de equinodermos, moluscos, algas y foraminíferos. En algunos puntos presentan oncolitos, que se han observado con especial claridad en la divisoria del Morrón de Gragea a Realengo.

Al O. de la Sierra del Codo esta formación es generalmente brechoide, existiendo por puntos pasos insensibles a calizas oolíticas masivas.

La monotonía de la serie sólo está interrumpida por una intercalación al N. y S. de la cumbre de Cabras (1.280 m.), en la sierra del mismo nombre. La forman dos niveles, uno de sílexitas y otro de calizas con nódulos de sílex.

1.3.3.3 «Falsas brechas» rojas y brechas calizas con corales (J_{2-3C}, J₂₋₃)

Sus afloramientos son escasos y siempre de reducidas dimensiones, debido a que al situarse en el techo de la serie han desaparecido en la mayoría de los puntos por erosión. Se conservan sólo en lugares privilegiados, pinzados por los cabalgamientos, como por ejemplo en la cara N. de la divisoria entre Morrón de Gragea y Realengo, al pie de los cortados. Allí la serie se presenta invertida con fuerte buzamiento al S. y representada por 15 a 20 m. de falsas brechas rojas jaspeadas con *Aptychus*, braquiópodos y algunos belemnites.

Otro afloramiento, en la vertiente N. de Rodadero (1.420 m.), presenta análogas condiciones de aparición y características faciales.

El situado en la cara al N. de Realengo lo forman calizas rojas tableadas con nódulos alargados de sílex, que aparecen plegadas en sinclinal muy apretado. Dos muestras cogidas en este nivel (1743-IBAB-1055 y 1056) indican calizas micríticas con pellets, filamentos y posibles Radiolarios.

En el transversal del nacimiento del río Guadalmedina es donde se presenta únicamente una facies de brechas calizas formadas en gran proporción a expensas de organismos recifales. Afloran en los corredores al S. de Cruz (1.435 m.) y al N. de Realengo (1.426 m.) respectivamente, alcanzando en este último mayor desarrollo (hasta 150 m.). Presentan pseudostratificación, buzamiento al N. y su distribución lateral es únicamente entre las transversales de Realengo y Rodadero.

Su potencia parece decrecer hacia el N., pues es menor en el corredor al S. de Cruz. Se apoyan sobre las calizas oolíticas, y aunque las relaciones no son muy claras, podría hacer un cambio lateral de facies al techo de ellas. Algo análogo ocurre en su relación con las falsas brechas rojas, que por

las malas condiciones de observación dejan la incógnita de una superposición o un cambio lateral rápido entre ellas.

Los cantos de estas brechas son de las calizas oolíticas, habiéndolos en gran proporción de organismos recifales. Esto último es particularmente claro en el afloramiento al N. de Realengo y casi inexistentes en el de más al N.

Todas las características de esta facies inducen a pensar en un talud recifal relacionado con algún cuerpo desarrollado en este área. Las calizas oolíticas de Realengo parecería el lugar más idóneo.

1.3.3.4 Margas (J₃-C)

En los corredores citados anteriormente aflora una formación margosa, gris-verdosa, amarillenta por alteración, que se apoya sobre las brechas, las calizas oolíticas y las falsas-brechas rojas, lo que hace pensar en una posible discordancia. En ellas se ha encontrado una colonia de Hippuritidos formada por tres individuos de gran tamaño, el mayor de los cuales alcanza los 9 cm. de diámetro interior.

Esta formación llega a los 100 m. de potencia, aunque varía según los puntos al estar cabalgada por las calizas oolíticas.

En el corredor al N. de Realengo, entre las brechas anteriormente citadas y esta formación margosa se interpone, en algunos puntos, un paquete de calizas grises bien estratificadas, de tan sólo unos metros, que se han dado de llerdiense (muestra 1743-IBAB-1054). Esto nos indica que las relaciones entre estas calizas y las margas no son normales y como consecuencia entre estas últimas y todos los tramos sobre los que se apoyan. Habría que pensar en la interposición de una escama.

1.3.3.5 Dataciones

La potente formación dolomítica del conjunto de las Cabras es azoica, contrariamente a lo que ocurre con sus intercalaciones calizas, que contienen macro y microfauna abundante de Ostrácodos, Pelecípodos, Equinodermos y Gasterópodos. Esta, desgraciadamente, ha resultado banal. Y. PEYRE (1973) consigue datar de posible Domeriense una de estas intercalaciones al SO. de la cumbre del Tajo Prieto y admite la posibilidad de que el tránsito Trías-Lías esté también representado en la formación.

Referente a las calizas oolíticas, diremos que todas las muestras recogidas en las proximidades del contacto con las dolomías han proporcionado una edad probable Lías Medio, por lo que el Lías Inferior debe estar representado en estas últimas. Provisionalmente hemos fijado ahí el límite entre las dos formaciones, ante el hecho de que no parece tampoco segura la datación del autor anteriormente citado. No obstante, hacemos la observación de que es un punto a tratar con mayor atención en estudios posteriores.

Toda la macrofauna que han proporcionado las calizas oolíticas es generalmente banal, por lo que el otro nivel de control cronoestratigráfico son las falsas brechas rojas. Solamente en la Sierra de las Cabras, la intercalación de calizas con nódulos de sílex que hay en la cumbre del mismo nombre ha sido datada (muestra 1743-IBAB-1091) de posible Dogger, por lo que constituye el único nivel de referencia en la serie masiva.

Las calizas y falsas brechas rojas del corredor al N. de Realengo han proporcionado una edad Dogger Superior-Oxfordiense (muestra 1743-IBAB-1055), mientras para el afloramiento al N. del Morrón de Gragea, Y. PEYRE (1973) da una edad Kimmeridgiense-Tithónico Superior.

Respecto a las brechas calizas con organismos recifales, y si las relaciones que intuimos con las calizas oolíticas y las falsas-brechas rojas son ciertas, habría que pensar para ellos también en una edad que comprendiese Dogger alto-Malm.

Para las margas grises situadas encima, Y. PEYRE (1973) obtiene una edad Kimmeridgiense, pero el hallazgo de Hippurítidos nos lleva a abarcar también en ellas hasta el Cretácico Superior.

1.3.4 UNIDAD DEL ENEBRAL (C₁₆₋₂₁)

Consideramos perteneciente a esta unidad al conjunto de materiales margosos que ocupan toda la zona deprimida al N. inmediato del Morrón de Gragea, entre las sierras del Codo y Prieta. Son margas verdes que pasan a gris-verdosas y amarillentas por alteración. Contienen areniscas, calizas y calizas detríticas; estas últimas con algunas estructuras de corriente mal conservadas. Las segundas son muy puras (99 por 100 de CO₃Ca), con escasa fracción detrítica.

Se apoya sobre las dolomías y calizas jurásicas del conjunto de las Cabras, desde el Trías-Lías hasta el Malm. Dado que su edad es Albense-Cenomanense, como veremos a continuación, nos lleva a pensar que sus relaciones con las series infrayacentes no son normales y por tanto a considerarla como unidad. Y. PEYRE (1973) sólo habla de formación.

1.3.4.1 Datación

Dos muestras cogidas, una al N. inmediato del Morrón de Gragea y otra más al O. han proporcionado una edad Albense-Cenomanense. La microfauna contenida es:

Globigerinelloides bentonensis

Praeglobotruncana stephani

Hedbergella planispira

Hedbergella decrisensis

Hedbergella af. *trochoidea*

Hedbergella cf. washitensis
Rotalipora af. cushmani
Globigerinelloides af. breggiensis.

1.3.5 UNIDAD DE SIERRA PRIETA

Definida por Y. PEYRE (1973), está representada únicamente en la vertiente meridional de la alineación montañosa del conjunto de Las Cabras, entre el Morrón de Gragea y el límite N. de la Hoja, al O. de Alfarnate. Prosigue más lejos aún hasta el NE. de esta localidad, donde se la reconoce al pie meridional del macizo de Tres Magotes, ya en la vecina Hoja de Archidona.

Tiene su mejor representación en Sierra Prieta, de donde recibe el nombre, para sus afloramientos quedar después reducidos a una estrecha franja que discurre por todo el pie de la Sierra, paralelamente y por encima de la carretera Loja-Colmenar. Sólo es cortada por ésta en la Venta de Alfarnate.

Esta Unidad se sigue bien, desde el O. hasta el cortijo de Los Palomos, por formar un resalte en la topografía las calizas margosas del Cretácico Inferior. No así más al NE.

La serie que comporta está constituida por las siguientes formaciones, que de base a techo son:

- Calizas con nódulos de sílex.
- Calizas margosas grises.
- Calizas detríticas.

1.3.5.1 Calizas con nódulos de sílex (J_{2,3})

Sus afloramientos son aislados, siendo el de mayor extensión el situado en el extremo oriental de Sierra Prieta, en el núcleo de un apretado anticlinal cortado por el arroyo de Casa Palma. Son calizas gris-marrón, bien estratificadas, con nódulos alargados de sílex. El pliegue debe sufrir una inmersión, pues además de quedar el afloramiento cubierto por una lengua de soliflucción, no progresa más al E.

Aparecen de nuevo estas calizas al N. inmediato del cortijo de Los Palomos, en la base de la unidad, biseladas por el cabalgamiento. Aquí el sílex se presenta en capas.

En análogas condiciones las encontramos en el último de los afloramientos, en el Cerro del Alcornocal, al NE. inmediato de la Venta de Alfarnate.

La potencia de esta formación no podemos estimarla, dadas las condiciones de afloramiento.

1.3.5.2 Calizas margosas grises (C₁₁₋₁₄)

Se presentan en paso gradual a las anteriores y destacan en campo por su tonalidad blanquecina de alteración. Pueden alternar con margas gris-verdosas, como ocurre en la depresión al N. de Sierra Prieta.

Por las mismas razones antes citadas, su potencia no hemos podido calcularla.

1.3.5.3 Calizas detríticas (C₂₈-T₁^A)

Son las que forman la Sierra Prieta, plegadas en sinclinal asimétrico. Su serie es eminentemente de calizas grises a beige, conteniendo, además de en la base, otros niveles conglomeráticos intercalados, en los que se reconocen cantos de las calizas inferiores. Presentan también intercalaciones de margas blanco-amarillentas.

El afloramiento de estas calizas no tiene continuidad, sino que se presentan en puntos muy localizados a techo de la formación inferior. Dos buenos ejemplos los tenemos: uno, sobre el que se asienta la Venta de Alfarnate, y otro, al NE., inmediato de Ortigica.

En algunos puntos la formación está reemplazada por margas negras, lo que nos hace suponer, dadas las malas condiciones de afloramiento, que los cambios laterales de facies deben ser importantes.

1.3.5.4 Dataciones

En el afloramiento de calizas con nódulo de sílex al N. del cortijo de Los Palomos (muestra 1743-IBAB-1267) se ha podido datar el Bathoniense.

Y. PEYRE (1973) consigue una datación más completa para esta formación. Además del Dogger admite representado el techo del Lías en el núcleo del anticlinal del arroyo de Casa Palma, y el Malm (Oxfordiense Superior) en niveles de margas violáceas con sílex rojo en ambos flancos del núcleo calizo.

Para las calizas margosas grises se ha conseguido una datación Valanginiense-Barremiense en el afloramiento del cerro del Alcornocal (muestra 1743-IBAB-1263) mediante la siguiente microfauna:

Nannoconus colomi
Nannoconus Kampteri
Radiolarios
Aptychus

En cambio, Y. PEYRE (1973) data hasta el Berriasiense, indicando que el tránsito al Tithónico no lo ha observado en esta serie de calizas micríticas.

Los primeros niveles conglomeráticos de la formación de calizas detríticas de Sierra Prieta han proporcionado, según este mismo autor, una edad Maastrichtiense Superior, para terminar la serie en el techo del Paleoceno (Thanetiense).

Es de destacar el gran parecido que existe entre esta serie y la de la Unidad de Robledo (que más adelante estudiaremos) en cuanto a Jurásico y Cretácico Inferior se refiere.

1.3.6 UNIDAD DE LA VENTA DE LOS DOMAJOS

Esta Unidad, también definida por Y. PEYRE (1973), es una escama de poca potencia que se hunde bajo la de Sierra Prieta. Se superpone a las de Ballesteros, Ronda Torcal y Gallo-Vilo, que más adelante estudiaremos. Dadas las malas condiciones de afloramiento, por ser asentamiento de tierras de labor preferimos hablar de litologías mejor que de formaciones. De base a techo se pueden distinguir:

- Serie rítmica de calizas margosas y margas rojo salmón.
- Margas abigarradas.
- Conglomerados.

1.3.6.1 Serie rítmica de calizas con margas y margas abigarradas ($C_{26}-T_2^{Ab}$)

La alternancia caliza-marga salmón presenta una facies muy semejante a las «capas rojas» de la Unidad de Ronda-Torcal. Una de las mejores exposiciones aparece en la carretera Loja-Colmenar, entre los km. 521 y 522.

Las calizas aparecen en niveles entre 20 y 40 cm.; su tonalidad es más clara que la de las margas y presentan esquistosidad.

Encima aparece una serie de margas abigarradas, en las que los deslizamientos son muy frecuentes, su potencia por esto es difícil de evaluar.

1.3.6.2 Conglomerados (T_2^{Ac})

Tienen su mejor representación en el km. 518 de la misma carretera, donde se presenta con unos 50 m. de potencia. Es esencialmente calizo, con cantos de sílex y escasos de dolomía.

1.3.6.3 Dataciones

Nos remitimos a los datos de la bibliografía regional (Y. PEYRE, 1973), ya que dadas las malas condiciones de observación de esta unidad y de la inmediatamente inferior (Ballesteros), de la que trataremos a continuación, el único criterio de separación entre ambas es micropaleontológico y por tanto los límites dados por este autor han sido los utilizados en nuestra cartografía.

En las margas rosas de la serie rítmica obtiene abundante microfauna del Maastrichtiense. Sitúa el tránsito Paleoceno-Eoceno Inferior en las margas abigarradas y el Eoceno, a pesar de los frecuentes heredamientos, en el conglomerado calizo.

1.3.7 UNIDAD DE BALLESTEROS

Es la más baja de todo el edificio estructural de la alineación Sierra de las Cabras-Sierra del Jobo. Se superpone a la Unidad de Ronda-Torcal y a las series de la «Zona límite», que más adelante estudiaremos. Se sitúa entre las transversales del Cerro de la Caldera y la Sierra del Rey, a la que se superpone al S. de la carretera Loja-Colmenar. Al O. del primero queda cubierto por las margas del Complejo de Colmenar y si aflora es en puntos muy localizados, que fácilmente pueden pasar desapercibidos.

1.3.7.1 Calizas arenosas y margas (C₂₆-T₃^A)

La serie que contiene es abigarrada y la componen margas, calizas arenosas y microbrechas.

Recibe su denominación en el cerro del mismo nombre.

1.3.7.2 Datación

Según datos de Y. PEYRE (1973), la microfauna contenida en esta serie ha proporcionado una datación, que comprende: Maastrichtiense, Paleoceno, Eoceno (Luteciense) y Oligoceno (tránsito Stampiense-Aquitaniense), indicando que los heredamientos son frecuentes.

1.3.8 UNIDAD DE GALLO-VILO

Está representada en la sierra del mismo nombre, en el área NE. de la Hoja, y corresponde estructuralmente a un anticlinal vergente al SO. Contiene dos series claramente diferenciables: una Triásico-Jurásica, que forma lo esencial del edificio, y otra Terciaria (Formación de Santana), que es transgresiva y discordante sobre la anterior. Plegada en la misma estructura, se sitúa en su periferia, faltando sólo el flanco SO.

Su serie estratigráfica, en conjunto, ha sido establecida por J. MAGNE, Y. PEYRE, M. DEL VALLE y J. A. VERA (1969) en el flanco NE., y la del Terciario, en particular, por V. MATHIS (1974).

En el mismo flanco, que es donde la serie presenta mayor variedad, hemos distinguido las siguientes formaciones de base a techo:

- Dolomías y niveles detríticos rojos.
- Calizas microcristalinas y calizas oolíticas.
- Calizas con sílex.

- Calizas oolíticas.
- Silexitas.
- Brechas calizas.
- Margas, brechas y silexitas.

1.3.8.1 Dolomías y niveles detríticos rojos (T_{C3}-J_{11S} y T_{C3}-T_{11C})

Afloran en el núcleo del anticlinal, que es zona complicada estructuralmente, no sólo por el plegamiento sino por una intensa fracturación. Por ello las relaciones entre algunos niveles aparecen poco claras. A esto se suman los frecuentes y rápidos cambios laterales de facies.

Las dolomías son generalmente microcristalinas, grises y pueden ser masivas o tableadas, en cuyo caso es frecuente el acintamiento. Son muy puras, con contenidos que oscilan entre el 95 por 100 y el 100 por 100 de (CO₃)₂ CaMg.

En esta serie son innumerables las intercalaciones detríticas rojas, produciéndose con gran rapidez los cambios laterales de facies. Estos generalmente se realizan por intermedio de carniolas amarillentas.

Los niveles detríticos los forman arcillas rojas, pudingas y areniscas. Los conglomerados, en niveles de 1 a 2 m. de potencia, son calizos y presentan cantos de hasta 20 cm. provistos de cierta orientación. Las areniscas, aunque no es frecuente, pueden tener laminación cruzada.

Solamente en un punto (al N. de Vilo, 1.412 m.), en el nivel rojo del techo de la serie, se han visto intercalados delgados nivelillos calizos provistos de grietas de retracción.

Los niveles rojos contienen, también, carbón en algunos puntos, que fue anteriormente objeto de explotación.

1.3.8.2 Calizas microcristalinas y calizas oolíticas (J₁₂₋₂)

Solamente en el flanco septentrional del pliegue el paso de las dolomías o arcillas rojas a las calizas oolíticas se hace por intermedio de una serie de calizas pardas o blancas, de unos 60 a 70 m. de potencia, que en su base pueden contener algún nivel conglomerático calizo con tintes rojizos.

Estas calizas son finamente cristalinas y en lámina delgada presentan sombras de intraclastos, oolitos, fósiles y de pellets. Tienen contenidos que oscilan entre el 87 y 98 por 100 de CO₃Ca, por lo que en algunos niveles son dolomíticas.

A continuación, en paso gradual rápido, las siguen algo más de 150 m. de calizas oolíticas beigeas (oomicritas y oosparitas) que suelen raramente contener nódulos de sílex. En lámina delgada se observan, sobre todo, foraminíferos y fragmentos de algas y equinodermos.

Esta formación presenta una intercalación de margas abigarradas.

1.3.8.3 Calizas con nódulos de sílex (J₁₃₋₁₄)

A las calizas oolíticas se superponen, en paso muy brusco, unos 100 m. de calizas grises y beige (biomicritas y pelmicritas), bien estratificadas, tableadas o en niveles que se aproximan al metro, con nódulos y niveles discontinuos de sílex. Contienen filamentos, foraminíferos y fragmentos de equinodermos.

Están bien representadas en la carretera de Alfarnate, entre el arroyo Morales y el pueblo, pero la continuidad de este tramo se pierde hacia el E.

1.3.8.4 Calizas oolíticas (J₁₂₋₂)

Presentan una potencia visible, en el corte de Alfarnate, del orden de los 300 m. Contienen nódulos y niveles de sílex hacia la base, que engloban oolitos, los que por disolución comunican a éste un aspecto esponjoso. Estas calizas (oomicritas y oosparitas) son grises o blancas y en lámina delgada se observan foraminíferos, fragmentos de algas y equinodermos, en pequeña proporción.

En el techo presentan un encostramiento silicificado que según J. MAGNE, Y. PEYRE, y otros (1969) e Y. PEYRE (1973) llega a los 50 cm. de espesor, alcanzando a través de las fisuras y diaclasas de las calizas una profundidad de 3 m. La silicificación afecta al cemento y respeta los oolitos.

El conjunto presenta para estos autores el aspecto de un karst, admitiendo que probablemente la superficie en la que se efectuó la silicificación cortaba oblicuamente la estratificación de las calizas.

Este encostramiento es claramente visible al SE. del Puerto del Sol, bajo la discordancia de las brechas de la Formación de Santana.

1.3.8.5 Silexitas (J₃)

Solamente se han encontrado en este mismo punto, bajo las brechas de la citada formación. Su afloramiento es lenticular, al estar, posiblemente, biseladas por la discordancia. Son amarillentas y están muy bien estratificadas en delgados niveles.

1.3.8.6 Brechas calizas (T₃₃^A)

Con ellas comienza la serie terciaria, a la que V. MATHIS (1974) ha denominado Formación de Santana (definida en el km. 53 de la carretera Loja a Torre del Mar).

Presentan una potencia de 70 a 80 m. con cantos y bloques de angulosos a subangulosos de hasta 1 m., siendo el promedio de 20 cm. Es poligénica, de caliza y dolomía, presentando sílex con forma original de nódulos sólo en los primeros metros basales. La pseudoestratificación que se observa

en ellas es debida, en algunos tramos, a granoselección, que al repetirse marca cierta ritmicidad en la sedimentación. La matriz es margosa amarillenta o rojiza.

Donde están mejor representadas es en el periclinal suroriental del Gallo-Vilo, donde son varias veces cortadas por la carretera que asciende al Puerto del Sol. En otros puntos del flanco del pliegue no llegan al metro y aparecen en la parte baja, en el contacto calizas oolíticas-margas terciarias.

1.3.8.7 Margas, brechas y silixitas (J₃₃₋₁^{A-Ba} m, cg)

Componen el resto de la formación de Santana, al SE. del Puerto del Sol, donde la serie es más variada. Las dos primeras forman la mitad inferior de la serie y las silixitas el resto.

Las brechas, en niveles de 0,50 a 4 m., presentan cicatriz de erosión en el contacto basal y películas ferruginosas en el techo; estas últimas, indicativas de interrupciones en la sedimentación. Son poligénicas (sin sílex), análogas a las basales y muy heterométricas con bloques de hasta 1,5 m.

Las margas con que alternan son rojizas y con microlaminación paralela, presentando también intercalados niveles de calizas de 15 a 20 cm. con análoga estructura.

Por último, las silixitas comienzan siendo margosas en la base y de aspecto pizarreño. Son grises (amarillentas por alteración), dolomíticas y la silicificación alcanza hasta el 35 por 100 aproximadamente. El contenido en fósiles es principalmente de radiolarios y foraminíferos.

Cuando pierden el carácter arcilloso son francas dolomías, en las que la silicificación (en las muestras tomadas) oscila entre el 3 por 100 y el 90 por 100. Se presentan entonces tableadas.

Cualquiera de los tramos citados en la Formación de Santana puede descansar discordantemente sobre las calizas jurásicas. Sus potencias varían enormemente y el afloramiento, de gran extensión, ocupa gran parte de la depresión de Alfarnate.

La descripción que hemos realizado para la serie jurásica corresponde a la transversal de Alfarnate. Allí el tramo tableado con sílex nos separa claramente dos formaciones oolíticas, pero al perder su continuidad hacia el SE. la delimitación entre ambas es problemática. Sólo se advierten niveles con sílex intercalados en las calizas oolíticas. Al mismo tiempo (al S. del Puerto del Sol) se suman a la serie de tramos tableados, no oolíticos, que se encuentran desde la base al techo.

En el flanco S. del pliegue la serie es totalmente oolítica y alterna en la base con niveles margosos y rojos.

1.3.8.8 Dataciones

Las dolomías y niveles detríticos rojos del núcleo del anticlinal, aunque

no existen elementos de datación, son por su facies atribuidas provisionalmente al Triás Superior-Lías Inferior (J. MAGNE, Y. PEYRE y otros, 1969). Este último autor, en su Tesis Doctoral, habla solamente de un Triás Superior por la presencia de arcillas abigarradas.

En la formación que sigue de calizas microcristalinas y calizas oolíticas, se ha podido atribuir por microfacies al Lías Medio-Inferior probable la base de las primeras, en las proximidades del contacto con las dolomías.

Estos datos, que se han obtenido en una serie detallada al S. de Alfarate, dan algo más de solidez a la atribución al tránsito Triás-Lías de la serie del núcleo del anticlinal.

El siguiente jalón cronoestratigráfico lo tenemos en las calizas tableadas con nódulos de sílex. Para ellas, y aunque también por microfacies, se ha obtenido hacia el centro del tramo una edad Lías Medio-Superior y Lías Superior en el techo.

En la bibliografía regional, las calizas con sílex figuran de edad Dogger por semejanza de facies con otras series subbéticas.

A la vista de nuestros datos esta edad tendríamos que suponerla para la segunda formación oolítica, que descansa encima.

Los autores anteriormente citados llegan a identificar el Malm (Kimmeridgiense), y términos del Cretácico Inferior en una serie arcillosa roja con radiolaritas, que aflora en la parte baja del flanco NE. del pliegue de Gallo-Vilo, ya en los campos de cultivo. No ha sido representada en nuestra cartografía por lo confuso de sus afloramientos. Es posible que pertenezcan a esta serie las capas de sílex, que aparecen bajo las brechas de la Formación de Santana en la subida al Puerto del Sol.

Para la Formación de Santana se ha obtenido una edad Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, al igual que la dada por Y. PEYRE (1973) y V. MATHIS (1974). La microfauna es abundante:

Globoquadrina (Globigerina) venezuelana

Globoquadrina (Globigerina) rohri

Globigerina (Catapsyax) dissimilis

Stilostomella verneuilli

Stilostomella nutalli

Cassidulina subglobosa horizontalis

Gyroidina girardana

Globoquadrina altispira

Stilostomella gr. adolphina

1.3.9 UNIDAD DE RONDA-TORCA

Fue definida por J. BOURGOIS, P. CHAUVE, J. DIDON e Y. PEYRE (1970) en la zona que le da el nombre. Queda representada en esta Hoja en la Sierra Pelada, que constituye la extremidad más oriental del macizo del Torcal; en

la Sierra Caracolea, situada al S. inmediato de la anterior; en la Sierra del Codo y en la zona de Los Tajos. Denominación esta última que empleó M. BLUMENTHAL (1931) para designar al conjunto de peñones escarpados que se levantan al O. del Gallo-Vilo.

Debido a la existencia de diferencias y analogía en las series estratigráficas de estas áreas, haremos su exposición agrupándolas de la siguiente forma:

- Torcal-Sierra Caracolea-Tajos.
- Sierra del Codo.
- Tajo Sabar.

En ellas están representados el Trías, Jurásico, Cretácico y el Terciario Inferior.

1.3.9.1 Torcal-Sierra Caracolea-Tajos

Se han distinguido en estas áreas las siguientes formaciones de base a techo:

- Dolomías.
- Calizas oolíticas.
- Calizas nodulosas.
- Calizas con pequeños ammonites.
- Calizas margosas y margas rojo salmón.

1.3.9.1.1 Dolomías (T₆₃-J₁₁)

La serie del Torcal, en el área abarcada por esta Hoja (Sierra Pelada), presenta en conjunto buzamiento al O. Por ello, en la zona de la Boca del Asno afloran los términos inferiores, lo que está bien favorecido por una tectónica de detalle en bloques.

La potencia visible de la formación es de 240 a 250 m. La componen dolomías grises en diferentes tonalidades, generalmente microcristalinas y bien estratificadas. En algunos tramos son tableadas en niveles de 5 a 20 cm., en cuyo caso es frecuente el acintamiento. Presentan contenidos entre el 99 y el 100 por 100 de (CO₃) Ca Mg.

En lámina delgada se observa que son estromatolitos que presentan grietas de retracción y contienen pellets grumosos y sombras de fósiles.

Esta formación sólo es visible en el Torcal.

1.3.9.1.2 Calizas oolíticas (J₁₂₋₃₁)

En Sierra Pelada sigue a las dolomías una potente formación de unos 300 m. de calizas oolítico-pisolíticas, que presentan dos tramos masivos, se-

parados por otro bien estratificado de unos 40 m. de potencia. Este se sitúa a unos 200 m. de la base.

Estas calizas son de blancas a beige claro y generalmente oolíticas (oosparitas). En el tramo bien estratificado se ha identificado algún nivel con grandes pisolitos que superan el centímetro, y fragmentos bien rodados de caliza oolítica de análogas dimensiones (intrasparrudita con fósiles).

La recristalización domina en los 100 m. basales de la formación, por lo que en algunos niveles y sólo en lámina delgada pueden ser identificadas sombras de los oolitos, acompañados de fósiles y pellets.

En los metros finales de la formación, bajo las calizas nodulosas, suelen abundar los fragmentos de crinoides.

En la zona de Los Tajos las calizas oolíticas son totalmente masivas y contienen algunas formas coloniales coralinas aisladas, que nos hablan de un ambiente pararrecifal.

En la Sierra Caracolea, la formación oolítica tiene pequeña representación al pie de la vertiente meridional.

1.3.9.1.3 *Calizas nodulosas* (J₃₁)

Se superponen concordantemente, mediante un contacto neto, a la formación anterior. En el Torcal es un tramo de unos 30 m. de potencia, bien estratificado o con pseudoestratificación, tableado en niveles de hasta 20 ó 30 cm. Son grises o rojas, produciéndose a veces el cambio de coloración lateralmente y con brusquedad. Los nódulos alcanzan los 4 cm.

Contienen ammonites de pequeño tamaño (1 cm.), presentando algunos ejemplares cierto rodaje. Los belemnites también son abundantes.

En Los Tajos la potencia es menor, de 15 a 20 m. (apenas 2 m. en el del Borbollón), el tableado más fino (hasta 10 cm.) y los nódulos mayores, alcanzando los 6 cm.

Dadas sus características y siempre que no haya repeticiones, es un excelente nivel guía, pero en algunos puntos llega a desaparecer (Sierra del Rey).

Las muestras tomadas de estas calizas dan contenidos entre el 96 por 100 y el 100 por 100 de CO₃Ca. En lámina delgada son micritas, que siguen siendo oolíticas (hasta el 45 por 100), conteniendo además pellets, foraminíferos y fragmentos de moluscos y equinodermos.

1.3.9.1.4 *Calizas con pequeños ammonites* (J₃₂₋₃₃)

Afloran ampliamente en la Sierra Caracolea y zona de Los Tajos, mientras en Sierra Pelada tienen muy escasa representación por haber desaparecido por erosión.

Se superponen, en tránsito rápido, al tramo noduloso y están bien estratificadas (lo que las distingue de las oolíticas) en niveles de 0,50 a 3 m.

Son beige, ligeramente asalmonadas, microcristalinas y oolíticas por puntos. Contienen pequeños ammonites y belemnites.

En lámina delgada, además de oolitos (oomicritas y oosparitas) se observan: intraclastos, pellets, filamentos, foraminíferos y fragmentos de moluscos y equinodermos.

1.3.9.1.5 *Calizas margosas y margas rojo salmón* (C₂-T₂^A)

Esta formación, que en la bibliografía figura como «capas rojas», sigue en contacto normal muy neto a la anterior. En la base, la serie es rítmica de calizas más o menos margosas en nivelillos de hasta 10 cm., presentando, las más calizas, tendencia nodulosa.

El resto de la serie es muy monótona, consistiendo en una alternancia de tramos rítmicos y tramos margosos. Estos últimos, más o menos arenosos, están finamente estratificados y su aspecto es pizarreño.

Aunque no lo hemos observado en ningún punto, son frecuentes las citas en la bibliografía sobre el aspecto carstificado del techo de las calizas, en contacto con esta formación. Este «Karst», que es interpretado como resultado de una erosión submarina, puede presentar un encostramiento silíceo.

1.3.9.2 **Sierra del Codo** (J₁₂₋₃₁ y J₃₁)

La forma un abrupto peñón calizo que se sitúa a la altura del km. 547 de la carretera Colmenar-Antequera y presenta la serie estratigráfica con ausencia de términos. Las calizas oolíticas, con una potencia muy superior a la «Zona Torcal-Caracolea-Tajos», posiblemente superando los 500 m., se presentan bien estratificadas. A techo, donde son oolítico-pisolíticas, se superponen unos metros de calizas brechoides con jaspeado rojizo, donde los elementos alcanzan los 20 cm. Algunos fragmentos de ammonites muy rodados.

A éste sigue un nivel noduloso grisáceo, también de pocos metros, con jaspeado rojizo en la base, en el que algunos nódulos son fragmentos de ammonites rodados. En su base abundan los *Aptychus* y belemnites. Presenta la misma facies que el nivel noduloso de Los Tajos y el Torcal.

A diferencia de estas zonas, sobre él se superponen directa y normalmente las calizas y margas salmón.

1.3.9.3 **Tajo Sabar**

Se sitúa al SE. de la zona de Los Tajos, al N. inmediato del Km. 40 de la carretera-Colmenar-Periana. Pertenece al mismo conjunto tectónico que los otros, pero su serie estratigráfica presenta ciertas diferencias que obli-

gan a considerarlo aparte. Se distinguen los siguientes tramos de la base a techo:

- Calizas oolíticas.
- Calizas y «falsas brechas».
- Calizas con sílex.

1.3.9.3.1 *Calizas oolíticas* (J₁₂₋₃₂)

Presentan análogas características a las de Los Tajos. El carácter pisolítico está muy marcado y el cemento es esparítico.

1.3.9.3.2 *Calizas y «falsas brechas»* (J₃₃-C₁₂)

Siguen normalmente a las anteriores y forman una alternancia en la que los niveles nodulosos son intercalaciones de escasa continuidad lateral. Las primeras son gris-marrón, con abundantes restos de fauna (entruques, conchas, etc.) y las nodulosas se presentan tableadas con tonalidades grisáceas y rojizas. Uno de estos niveles, situado al pie meridional del Tajo y que ocupa la posición más basal, es rico en ammonites y braquiópodos (*Pygope*).

1.3.9.3.3 *Calizas con sílex* (C₁₃₋₁₄)

Este tramo es tableado, gris y con nódulos de sílex muy aplanados y limoníticos de unos centímetros de longitud.

1.3.9.4 **Dataciones**

Haremos la exposición de acuerdo con las tres agrupaciones anteriores.

1.3.9.4.1 *Torcal-Sierra Caracolea-Tajos*

Dado el carácter azoico de las dolomías de la base del Torcal, nos remitimos a los datos de la bibliografía regional. Figuran de edad Trías-Lías Inferior (Y. PEYRE, 1973).

La potente formación oolítica ha resultado azoica o por lo menos con microfauna banal. Solamente una muestra del tramo bien estratificado (1943-IBAB-1141) ha permitido por microfacies datar el Bathoniense.

Por microfacies, una muestra (1743-IBAB-1150) de la formación nodulosa ha permitido datar el Oxfordiense.

Estos escasos datos nos permiten provisionalmente hacer las siguientes consideraciones: el Lías comprendería la mitad superior de la formación dolomítica y la mitad inferior de la oolítica. El Dogger abarcaría aproxima-

damente los límites del tramo oolítico estratificado y el Malm todo el resto de la serie (tramo oolítico masivo superior, calizas nodulosas y calizas con pequeños ammonites).

Al O. de la venta de Los Domajos (km. 517 de la carretera Loja-Colmenar) en un pequeño afloramiento calizo en forma de ojal, bajo las margo-calizas rojo salmón, aflora el techo de la serie jurásica. En él Y. PEYRE (1973) data el Tithónico Superior.

Las capas rojo-salmón en el mismo corte, siguiendo los datos de este autor, pertenecen ya al Cretácico Superior (tránsito Albense-Cenomanense). Una muestra (1743-IBAB-1266) cogida a pocos metros del contacto nos ha permitido datar Santoniense, lo que nos indica una condensación en la base de la serie.

Con la misma facies de «capas rojas», esta serie abarca hasta el Eoceno Superior, según datos del autor anteriormente citado.

1.3.9.4.2 *Sierra del Codo*

En el nivel noduloso, Y. PEYRE (1973) ha datado el Kimmeridgiense, por lo que el Jurásico Inferior y Medio debe quedar representado en la potente formación oolítica.

1.3.9.4.3 *Tajo Sabar*

Su cronoestratigrafía ha sido establecida por P. CHAUVE, J. DIDON e Y. PEYRE (1968); lo hacen a partir de los niveles nodulosos, que comprenden el Berriasiense-Valanginiense, y las calizas con sílex el Hauteriviense-Barremiense. Por tanto, el Jurásico debe estar representado por la facies oolítica y alguno de los niveles nodulosos más inferiores.

1.3.10 SERIES DE COLORIN Y MALACEITE (C-T₃^A)

Estas denominaciones han sido dadas por Y. PEYRE (1973) a dos series abigarradas, esencialmente margosas, que afloran entre el Torcal y Sierra Caracolea. Se extiende posteriormente al pie meridional de la Sierra de las Cabras hasta el Tajo Prieto. También su afloramiento penetra hacia el N. por la Boca del Asno.

Dadas sus semejanzas, la delimitación en campo es muy problemática si no va acompañada de un buen control micropaleontológico. En nuestra cartografía se han representado conjuntamente.

La serie de Colorín está cabalgada por las calizas del Torcal y aflora al N. del cortijo Cobos. Progresá muy poco hacia el E., por estar biselada por el cabalgamiento y cubierta por los coluviones que descienden de los cortados de Sierra Pelada.

La serie es margosa, de color rojo oscuro, con delgadas intercalaciones centimétricas de calizas.

La serie de Malaceite aflora con amplitud entre los límites citados anteriormente. Se hunde bajo el Torcal, plegada en sinclinal vergente al S. y bajo la Sierra de las Cabras en anticlinal de igual vergencia. En cambio presenta continuidad estratigráfica, al menos aparente, con las «capas rojas» de Sierra Caracolea. No obstante, dada la repetición cronológica existente entre ambas, que obtiene Y. PEYRE (1973), hemos considerado, al menos como mecánico, el contacto entre ellas.

La serie abigarrada, eminentemente margosa, con niveles de calizas microbréichicas, niveles arenosos y culminándola un flysch arenoso.

Presenta semejanzas con la serie de la Unidad de Ballesteros.

1.3.10.1 Datación

La edad atribuida a la serie de Colorín por el autor anteriormente citado es oligocena dudosa, mientras las muestras tomadas por nosotros han proporcionado una edad eocena.

La serie de Malaceite comprende, para Y. PEYRE, las siguientes edades: Cretácico Inferior, Vraconiense-Cenomanense, Maestrichtiense, Eoceno Inferior (solamente) y Oligoceno.

1.3.11 UNIDAD DE ALHAJUELA-AGUILA

Están representadas únicamente al pie N. de Sierra Pelada y de la extremidad occidental de la Sierra de las Cabras, habiendo sido introducidas estas denominaciones por Y. PEYRE (1973).

La primera entra en contacto al N., mediante cabalgamiento, con el Trias de Antequera y en ellas hemos podido distinguir de arriba a abajo:

- Margas rojas y areniscas.
- Calizas tableadas.

Las relaciones entre ambas son muy problemáticas, pero por sus edades y estructura todo induce a pensar en un cabalgamiento de las primeras sobre las segundas.

1.3.11.1 Margas rojas y areniscas (C₂₆-T₁^B)

Esta serie presenta grandes semejanzas con la de Saucedo, que a continuación expondremos, pero en los escasos afloramientos donde se la observa con cierta claridad es más margosa.

Se trata también de una serie rítmica de margas y areniscas rojas con intercalaciones de microconglomerados.

1.3.11.2 Calizas tableadas (T₆₂)

Bajo la serie anterior se encuentra un paquete de calizas grises tableadas de edad Triásica (Y. PEYRE, 1973), plegado en anticlinal, cuyo afloramiento ovalado entre las margas rojas y areniscas nos hace pensar en una ventana tectónica.

La serie de Aguila, por estar escasamente representada, se ha englobado conjuntamente en la cartografía con las margas y areniscas de Alhajueta. Se trata simplemente de un paquete de silixitas y margas rojizas apoyado sobre el flanco meridional del anticlinal triásico. Tiene, en cambio, gran representación en la vertiente meridional del Torcal, ya fuera de los límites de esta Hoja.

1.3.11.3 Dataciones

Nos remitimos, para la datación de estas dos series, a la bibliografía regional (Y. PEYRE, 1973). Así, en la de Alhajueta, este autor, por microfauna, obtiene las siguientes edades: Maastrichtiense, Paleoceno, Eoceno Superior y Oligo-Mioceno.

En las calizas tableadas encuentra niveles lumaquíticos que le han permitido datar el Ladiniense Inferior a Medio.

El tramo representado de la del Aguila contiene una microfauna poco característica, según este autor, que sólo le permite atribuirlo a un Eoceno Superior dudoso.

1.3.12 UNIDAD DE ROSARIO-SAUCEDO (J-T₃^A)

La constituyen dos formaciones que se extienden al N. del conjunto de Las Cabras, entre el Puerto de Las Pedrizas y el Llano del Hondonero. Las denominaciones han sido dadas por Y. PEYRE (1973), que al mismo tiempo ha establecido la delimitación entre ambas, con todas las dificultades que entraña en semejante área de cultivo.

Las estudiamos conjuntamente, puesto que no las hemos delimitado en la cartografía.

La primera se extiende en una banda al pie de la Sierra, entre el Puerto de las Pedrizas y Villanueva del Rosario. Su serie es esencialmente margosa roja, aunque también presenta intercalaciones grises o blanquecinas. Contienen, intercalados, tramos con sílex, e importantes paquetes de brechas calizas y dolomíticas.

La formación de Saucedo es transgresiva discordante sobre la anterior (Y. PEYRE, 1973). Es una serie flysch muy monótona de margas rojas y areniscas. Estas últimas, en nivelillos de 5 a 6 cm. presentan algunos «solemarks», son cuarzosas (69 por 100 de cuarzo) y tienen cemento dolomítico.

En la serie aparecen dos tipos de intercalaciones. Unas son de areniscas grises, pardo-amarillentas por alteración y otras las forman paquetes lenticulares, constituidos por una serie rítmica de calizas y margas rojas en niveles de unos centímetros (crestón al S. del Cerro del Turco). Algunos de estos últimos son conglomeráticos y en otros se insinúan estructuras confusas semejantes a «convolute lamination».

Al SE. de Villanueva del Rosario la formación se adentra en la Sierra hasta las inmediaciones del Llano del Hondonero. Allí la serie es totalmente margosa, formada por una alternancia de niveles grises y rojos.

Las relaciones de ambas formaciones con el Conjunto de Las Cabras es problemática. Parecen superpuestas a él y uno de los ejemplos más claros lo tenemos en el Llano del Hondonero.

Dadas las edades que abarcan, las suponemos corridas sobre la citada Unidad. Esto es válido hasta el «decrochement» del Puerto de la Fresneda. Desde ahí hasta el cortijo Alhajueta el problema parece invertirse.

1.3.12.1 Dataciones

En la serie de Rosario solamente se han conseguido datar el Cenomane y el Paleoceno, ambos al pie de la Sierra. El primero, al N. del Tajo Prieto, y el segundo, al N. de la depresión del Enebral, próxima a los farallones de dolomía. Y. PEYRE (1973) obtiene una datación mucho más completa, comprendida entre el Lías y el Eoceno Medio.

En la formación de Saucedo todas las muestras han dado edad Eoceno Superior-Oligoceno, hasta para las margas grises y rojas que se adentran en la Sierra hasta las proximidades del Llano del Hondonero. Y. PEYRE (1973) ha conseguido datar hasta el Aquitaniense.

1.3.13 UNIDAD DE BUITRERAS

Está representada en un pequeño macizo aislado al N. del Puerto de las Pedrizas, superpuesto a la unidad de Rosario-Saucedo y al Trías de Antequera. En su serie hemos podido distinguir los siguientes tramos de abajo a arriba.

- Dolomías.
- Calizae oolíticas y calizas brechoides.
- Calizas grises y brechas calizas, margas.
- Margas.

1.3.13.1 Dolomías, calizas oolíticas y calizas brechoides (J₁₁ y J₁₃₋₂₁)

No consideramos necesario hacer su exposición, pues las características que presentan son análogas a las del Conjunto de las Cabras.

1.13.13.2 Calizas grises y brechas calizas, margas ($C_{26}-T_{22}^{Aa1}$, m)

Se trata de una serie compuesta principalmente por calizas grises de *Microcodium*, bien estratificadas, que presentan brechas en su base.

1.3.13.3 Margas (T_{22-2}^{Aa3-Ab})

Sobre todos los tramos anteriores reposa discordantemente una formación de margas blanquecinas, rosáceas y violáceas, que ocupa la zona deprimida entre Buitreras y el Cerro del Turco, repartiéndose además por entre los pequeños relieves de las áreas aledañas.

1.3.13.4 Dataciones

Dado lo banal de la microfauna contenida en la serie de dolomías, calizas oolíticas y calizas brechoides, recurrimos a la semejanza de facies con la del Conjunto de Las Cabras. La atribuimos por tanto al Lías, considerando los mismos límites cronoestratigráficos.

Se ha datado el Ypresiense en un nivel conglomerático hacia la base de la serie de la caliza de *Microcodium*, aunque Y. PEYRE (1973) admite que en ella podría estar también representado el Maestrichtiense.

Este mismo autor reconoce una edad Ypresiense-Luteciense Inferior para las margas blanco-violáceas, discordantes por entre los relieves de este macizo.

1.3.14 TRIAS DE ANTEQUERA

Aflora al N. de las Sierras Pelada y Cabras, en el ángulo NO. de la Hoja, dando una morfología de pequeños cerros, generalmente culminados por carniolas. Toda su masa está muy removilizada, presentando los materiales distribución caótica; de entre ellos, y aunque no son frecuentes, merecen destacarse los fragmentos de rocas verdes, muy alteradas, que recuerdan a las ofitas.

A pesar de ello hemos separado en la cartografía dos grupos de litologías. De abajo arriba son:

- Margas, areniscas y yesos.
- Carniolas.

1.3.14.1 Margas, areniscas y yesos (T_{G1-2})

La masa principal está constituida por margas amarillentas y blanquecinas con intercalaciones de areniscas rojas y yesos.

Las muestras tomadas de las segundas corresponden a cuarzoarenitas (95 por 100 de cuarzo) con algo de mica, cemento ferruginoso y matriz sericitica. Presentan algo de cemento silíceo, feldspatos y trazas de turmalina y circón. El redondeamiento es 0,3 y por tamaño de grano se trata de arenas finas y muy finas.

Los yesos son sacaroides, están bien estratificados, acintados y se presentan en paquetes potentes. Contienen algunas delgadas intercalaciones de calizas negras y ocres finamente tableadas, así como dolomías verdosas. En algunos puntos engloban fragmentos de roca (calizas, ofitas, etc.).

1.3.14.2 Carniolas (T_{cs})

Generalmente muy oquerosas, pueden quedar englobadas en la masa caótica, pero lo más frecuente es encontrarlas con intercalaciones calcáreas flotando sobre toda la masa.

En este área, los materiales del Trías están cabalgados por las unidades de Alhujuela y Buitreras, siendo en la primera vertical el plano de corrimiento. Incluso puede llegar a invertirse (tramo del arroyo de Las Adelfas).

1.3.14.3 Datación

Dado el estado caótico de estos materiales, les ha sido atribuida, por todos los autores, una edad triásica sin más precisión. A lo sumo (Y. PEYRE, 1973) se les ha correlacionado con otras series de igual edad; concretamente, con la de la Unidad de Ronda-Torcal (corte de El Chorro).

1.4 UNIDAD DE ROBLEDO

Ha sido definida por Y. PEYRE (1973) en el ámbito de esta Hoja. Llevando la denominación de la cumbre del mismo nombre (al SE. de Villanueva de Cauche), donde la serie está mejor representada.

Se caracteriza por aparecer en estructura anticlinal, en afloramientos esporádicos (generalmente cubiertos por otras unidades), pero que permiten establecer una continuidad a lo largo de muchos kilómetros, al menos en esta región, entre El Chorro, al O., y la Mesa de Zalia, al E.

En la zona de Colmenar está representado en dos colinas, Robledo y Caballo Blanco. La serie del primero, más completa, y en anticlinal vergente al S.; es, de abajo a arriba:

- Dolomías brechoides.
- Calizas blancas masivas.
- Calizas con sílex.
- Calizas margosas.

- Calizas margosas salmón, margas negras y calizas.
- Brechas.
- Areniscas.

Sobre los términos de esta serie se apoyan discordantemente las brechas calizas, equivalentes probablemente a la Viñuela.

1.4.1 DOLOMIAS BRECHOIDES (J₁d)

Dado el tamaño de los elementos, que no sobrepasa los 4 mm., debería hablarse de microbrechoides. Son grises, microcristalinas y masivas.

1.4.2 CALIZAS BLANCAS MASIVAS (J₁)

De aspecto marmóreo son de afloramiento muy restringido, presentándose en algunos puntos como masas lenticulares o retazos, al estar posiblemente mecanizados sus contactos. Son muy puras (100 por 100 CO₃Ca), recrystalizadas, de textura muy fina y presentan sombras de pellets y fauna.

1.4.3 CALIZAS CON SILEX (J₂₋₃)

Se superponen en contacto muy neto a las anteriores, estando bien estratificadas. El sílex se presenta en nódulos alargados.

Son calizas muy puras, recrystalizadas con pellets y filamentos.

1.4.4 CALIZAS MARGOSAS (J₃-C₁)

Siguen en tránsito rápido a las anteriores y contienen delgadas intercalaciones de margas gris verdosas. Estas calizas son margosas, gris azuladas en fractura y blancas por alteración. Esta facies, perteneciente al Cretácico Inferior, se la conoce en la bibliografía por «Neocomiense blanco astilloso». Su afloramiento se extiende más al S., en el Cerro de la Viña y las Rozas de Valdivia.

Son dolomíticas (93 a 100 por 100 de CO₃Ca), micríticas, algo recrystalizadas y con pequeños contenidos en Radiolarios.

1.4.5 CALIZAS MARGOSAS SALMON, MARGAS NEGRAS Y CALIZAS (C₂^c)

Las primeras se superponen concordantemente al anterior, siendo muy reducidos sus afloramientos (Molino de Cauche y Villanueva de Cauche).

Las margas negras suprayacentes, contienen calizas intercaladas y delgados niveles de areniscas oscuras con elementos paleozoicos.

1.4.6 BRECHAS (T₁₁^{Ba})

Se superponen discordantemente sobre los materiales del flanco meridional y del núcleo del anticlinal de Robledo Caballo Blanco. Están plegadas, pudiendo llegar a invertirse en algunos puntos. En su composición se encuentran elementos de toda la serie del anticlinal citado, caliza y sílex, con elementos que pueden alcanzar los 20 cm. Presentan grano-selección en algunos niveles.

1.4.7 ARENISCAS (T₁₁^{Ba})

Con los anteriores se indentan areniscas, generalmente de grano grueso, pudiendo llegar a microconglomerados que contienen cantos aislados o en niveles.

Presentan mezcla en su composición de elementos paleozoicos (con claro predominio) y de calizas de la misma facies que las de las brechas.

Estas areniscas (calclititas y calclitarenitas) tienen un redondeamiento de 0,3 a 0,5 y gran contenido en fragmentos de rocas (hasta 51 por 100). Hay en éstas predominio calizo, mientras en otras muestras el predominio es el cuarzo (52 por 100), siendo el resto de los componentes micaesquistos, chert y fósiles. La matriz es sericítica y el cemento dolomítico y ferruginoso.

Hacia el S. las brechas desaparecen, superponiéndose las areniscas directamente al «Neocomiense blanco astilloso» de la serie de Robledo. Esto, a pesar de las malas condiciones de observación y dado que se indentan con las primeras nos hace pensar en una discordancia.

Todas estas consideraciones nos llevan a pensar en unos aportes detríticos con áreas fuente distintas. Estas, situadas a N. y S., provocarían una zona de mezcla intermedia y de cambio lateral de facies, que se traduce en importantes indentaciones en esta dirección.

En el núcleo del pliegue de Caballo Blanco está presente el Paleozoico Maláguide, que aflora con una delgada montera permotriásica en el Puerto del Barco. Allí el contacto con el «Neocomiense blanco astilloso» no se observa con claridad, pero hace pensar en una intensa mecanización, ya que el permotriás está biselado.

1.4.8 DATACIONES

Dado que la única datación obtenida ha sido en el «Neocomiense blanco astilloso», tenemos que remitirnos a los datos de la bibliografía regional. Y. PEYRE (1973) atribuye al Dogger la base de las calizas con sílex, perteneciendo su techo al Malm. Por tanto, piensa en una edad liásica para las calizas blancas masivas.

Puesto que hay tránsito de las calizas con sílex a las margosas supra-yacentes, la base de estas últimas comprendería un Malm alto, como nos han proporcionado algunas muestras. La datación más alta conseguida para toda esta formación es Barremiense.

Para las calizas salmón se ha obtenido una edad Maestrichtiense, mientras no se ha conseguido resultado alguno (azoicos) de los niveles superiores de margas negras y calizas.

A la serie de brechas y areniscas al S. de Robledo-Caballo Blanco, el autor anteriormente citado le atribuye una edad Aquitaniense Inferior a Medio por analogía con otras datadas de igual facies.

1.5 «ZONA LIMITE» (s.l.) (J-T₁^B)

Esta denominación fue introducida por J. PAQUET (1969) para designar la zona de tránsito del Bético al Subbético. Cruza de O. a E. la región de Colmenar, al pie meridional de las sierras calizas, y las formaciones que comporta afloran en áreas muy restringidas por quedar en la mayor parte de su recorrido cubiertas por unidades superiores. Así, en esta Hoja, está principalmente enmascarada por los Klippes (N. de Jaralón) y margas de la de Colmenar, o es rebasada hacia el S. por la de Ballesteros, Sierra Prieta, el Conjunto de las Cabras y Ronda-Torcal (Sierra del Codo).

Aflora, únicamente, al N. del Complejo de Majiáza, entre el río Guadalmedina y el Tajo Sabar.

Se resuelve en una estructura anticlinal (continuidad de la de Robledo-Caballo Blanco) en cuyo núcleo aflora esporádicamente el Paleozoico con contactos que suponemos deben tener más importancia que una simple mecanización (Molino de Anta). La serie de Robledo o no está presente o al menos no llega a aflorar, aunque existen datos en la bibliografía (Y. PEYRE, 1973) de hallazgos de bloques de «Neocomiense blanco astilloso», de Paleozoico y de Permotrías en la zona del núcleo del pliegue (cortijo Retamar).

Hablamos de ella en sentido amplio, pues hay sectores en los que la Unidad de Robledo queda excluida; es el caso del área Robledo-Caballo Blanco, donde esta Unidad presenta continuidad de afloramiento hacia el S. y por tanto la zona límite pasaría por el corredor inmediatamente al N. y posiblemente bajo la Sierra del Codo.

Están presentes en ella y de abajo a arriba:

- Serie de La Parda-Retamar.
- Flyschs de la «Zona Límite».

1.5.1 SERIE DE LA PARDA-RETAMAR

Es eminentemente margosa, de tonalidades oscuras, verdosas, azuladas,

grises y violáceas con algunos niveles intercalados de areniscas cuarzosas de potencias variables.

1.5.2 FLYSCHS DE «LA ZONA LIMITE»

Forman una serie arcillo-margosa oscura que presenta una de las mejores exposiciones en el camino de Riogordo al cortijo Retamar, en las proximidades del contacto con el complejo de Majiza. Se trata de una serie flysch eminentemente margosa, rojiza, en cuya composición intervienen niveles de areniscas cuarzosas con «flutes», conglomerados portando cantos de caliza de hasta 30 cm. y calizas rojizas arenosas.

Otras series, no tan bien representadas, se localizan en el área del Cerro Caldera. Es también una serie flysch de tonalidades verdosas, violáceas y grisáceas, en la que aparecen incluidos unos paquetes aislados de dolomías (uno de los cuales forma el Cerro Caldera) pero que al estar alineados hacen suponer unas relaciones más directas en profundidad.

Aunque las dos series están presentes en los dos flancos de la estructura, en la septentrional domina el flysch, estando ausente o escasamente representada La Parda-Retamar.

Es importante destacar el que sobre el paleozoico del Molino de Anta existe la brecha de La Viñuela, lo que nos lleva a admitir la aloctonía de las series superpuestas.

1.5.3 DATACIONES

Ateniéndonos a los datos de Y. PEYRE (1973), que son más completos que los nuestros, están representados en la Serie de La Parda-Retamar: el Cretácico Inferior, Eoceno, Oligoceno y el Mioceno.

En los flyschs de la zona límite ha obtenido dataciones que comprenden: Lías Inferior, Tithónico, Senonense, Paleoceno, Eoceno, Oligoceno y Mioceno.

1.6 UNIDAD DE COLMENAR

Queda comprendida bajo esta denominación todo el conjunto de materiales margosos con klippe sedimentarios, que ocupando toda la zona deprimida entre los Montes de Málaga y las sierras calizas al N. se extienden desde el S. del Torcal hasta los alrededores de Periana.

En la bibliografía ha recibido diferentes denominaciones. Así, M. BLUMENTHAL en 1931 define el «flysch de Colmenar», e Y. PEYRE, con posterioridad (1973), recoge esta terminología. Es el complejo Colmenar-Periana de J. A. VERA (1969) y los flyschs de Periana de V. MATHIS (1974).

En esta unidad se pueden distinguir:

- Los materiales margosos.

- Klippes sedimentarios.
- Bloques.

1.6.1 LOS MATERIALES MARGOSOS

Dominan ampliamente en todo el corredor anteriormente citado, pudiendo distinguirse en ellos dos conjuntos superpuestos:

- Inferior. Margas rojas y verdes.
- Superior. Margas negras con areniscas.

En la bibliografía también figuran como «matriz» de los klippes sedimentarios.

1.6.1.1 Margas rojas y verdes (T_{33-1}^{A-Ba} m)

Están relegadas únicamente al área de Periana, no progresando hacia el O. a partir de la transversal del arroyo de La Golilla. Presentan alternancia de coloración, que puede ser más o menos viva según el grado de alteración, y contienen delgadas intercalaciones de calizas y areniscas. Una muestra de las primeras, cogida al NO. inmediato del Cerro Alcolea, tiene estructuras de base de banco, es muy rica en foraminíferos y presenta matriz micrítica con silicificación.

Su potencia, aunque están plegadas, es estimada por V. MATHIS (1974) en unos 700 m. y pone además de manifiesto la presencia de yeso fibroso.

1.6.1.2 Margas negras con areniscas (T_1^{Ba} m)

Afloran ampliamente en la depresión anteriormente aludida, invadiendo los valles de la región marginal de las sierras calizas, al N. Dan la morfología alomada de la depresión de Colmenar y destacan por las coloraciones amarillentas y ocreas de alteración. En cortes recientes (nuevo acceso a Málaga, en Casabermeja) son negras, posiblemente bituminosas, con tonalidades rojizas, y presentan pseudoestratificación. Por alteración, pasan a grises y posteriormente amarillentas.

Contienen intercalados bancos de areniscas bien estratificadas, también amarillentas por alteración, y de escasa extensión. Por lo general, son bloques de distribución y posición caótica en el seno de las margas. Presentan microlaminación paralela, laminación convoluta y estructuras de base de banco, de las que son más frecuentes los «flute cast», a veces de grandes dimensiones, y los «prod-cast». A menudo las superficies de estratificación que limitan estos paquetes aparecen cuarteadas, según un reticulado rectangular, y cubiertas por una pátina limonítica.

Estas areniscas son cuarzosas, generalmente de grano grueso y con alto

grado de redondeamiento. Por esto, en la bibliografía figuran como de tipo Aljibe.

1.6.2 LOS KLIPPES SEDIMENTARIOS

Aparecen incluidos en estas margas o «matriz», habiéndolos de todas las dimensiones, hasta llegar a formar, actualmente, relieves importantes, como Jaralón.

El que algunos entran en contacto con el infrayacente es un hecho, como en el caso de Jaralón, que se apoya sobre el Mesozoico en Sierra Caracolea y Caballo Blanco. Con el Paleozoico no hay ejemplares tan claros ni datos que nos permitan asegurar su extensión en profundidad. Solamente los conglomerados y calizas del cerro Alcolea es posible que estén en contacto con el Paleozoico, pues la distancia que los separa, en algunos puntos, es mínima.

Los describiremos de O. a E., según las denominaciones de Y. PEYRE (1974), y por orden de superposición de abajo a arriba.

1.6.2.1 Loma de Cadenas (T_1^{Ba})

Se encuentra entre el río Campanillas y el arroyo de Cisneros, al S. de Jaralón.

Lo compone una serie de flysch de areniscas-margas, de tonalidades marrones y amarillentas, con delgados niveles en la base y más gruesos en el techo. Estas areniscas (calcilitarenitas) tienen en su composición: caliza, micaesquistos, areniscas, chert y cementos ferruginoso y dolomítico. El tamaño de grano es grueso, llegando a grava, y el redondeamiento alto (0,5).

Contiene abundante microfauna.

1.6.2.2 Jaralón

Es el klippe de mayores dimensiones de la Hoja. Se sitúa al O. del tramo de carretera Casabermeja-Puerto de las Pedrizas y se superpone al anterior. Su serie es muy monótona, con dos formaciones. De abajo a arriba son:

1.6.2.2.1 Margas rosáceas y blancas (T_{2-3}^{Ac-A})

Afloran en las vertientes meridionales de Jaralón hasta el contacto con las areniscas de la Loma de Cadenas.

1.6.2.2.2 Areniscas cuarzosas y margas (T_1^{Ba})

Constituyen una serie flysch, en la que las primeras se presentan en tramos de 30 a 50 m., dentro de ellos, bien estratificadas en niveles de 0,5

a 3 m. Generalmente son masas lenticulares, entre las que aparecen las intercalaciones margosas con potencias entre 10 y 15 m.

Las areniscas son blancas o grisáceas, amarillentas u ocres por alteración. Son cuarzosas, con cementos silíceo y ferruginoso, generalmente de grano grueso y con alto redondeamiento (0,5 a 0,7). En su tránsito a las margas son más arcillosas, tableadas y con microlaminación paralela.

Presentan «sole-marks» mal conservados, entre los que se reconocen «flutes», «prods», «grooves», etc.

La facies que presentan estas areniscas es aquella de las del Aljibe.

1.6.2.3 Valdivia

Está situado al E. de la carretera de Casabermeja al Puerto de las Pedrizas, al S. de Robledo, y lleva la denominación del cortijo del mismo nombre. En él se pueden distinguir, de arriba a arriba:

- Margas abigarradas.
- Margas y areniscas.

1.6.2.3.1 Margas abigarradas (T₆)

El klippe descansa sobre una lámina de margas abigarradas con yeso negro, aflorantes solamente en dos puntos, y que probablemente pertenezcan al mismo klippe, pero cuyas relaciones con el resto de la serie sean mediante algo más que un contacto mecánico.

1.6.2.3.2 Margas y areniscas (C₂-T₁^{Ba})

El resto de su serie, muy plegada, presenta en la zona de El Juncal una alternancia de margas rosáceas y calizas organógenas en los primeros metros basales. El resto es una serie flysch marga-arenisca, donde las primeras son rojas y verdes, finamente estratificadas. Las segundas, en niveles que pueden llegar al metro, presentan microlaminación paralela, frecuentes flutes y costras limoníticas en los planos de estratificación.

Estas areniscas (calcitarenitas) tienen fragmentos de caliza, cemento dolomítico, matriz arcillosa y grano fino.

Consideramos como perteneciente a este klippe una pequeña colina abrupta, formada por un conglomerado calizo de matriz rojiza, situado a 1 km. aproximadamente al SO. del cortijo Valdivia.

1.6.2.4 Cerro del Moral (C₁)

Situado al N. inmediato de Casabermeja, forma una alineación E.-O. que da lugar a los cerros del mismo nombre. Son afloramientos de calizas gris

azuladas, blanquecinas por alteración, que corresponden por su facies al «Neocomiense blanco astilloso».

1.6.2.5 Fuensanta

Situado al SE. de Valdivia, recibe la denominación del relieve que forma. En él se pueden distinguir dos elementos superpuestos, cuyas relaciones no son perceptibles con claridad en campo, pero que hacen presumir un contacto mecánico o cabalgamiento.

De abajo a arriba son:

- Margas rojas con areniscas.
- Calizas margosas.

1.6.2.5.1 *Margas rojas con areniscas* (T₃₋₁)

Afloran en la margen derecha del Guadalmedina, a la altura del cortijo del Arroyo.

Contienen escasos niveles de areniscas, ricas en elementos de Paleozoico, pero en las proximidades del cerro se hacen rosadas alternando con calizas.

1.6.2.5.2 *Calizas margosas* (J₁₄-C₁)

Son gris verdosas con nódulos de sílex aislados en la base. En la parte superior alternan con margas violáceas y verdosas.

1.6.2.6 Los Peñones de Colmenar

Aflora este klippe al NO. de Colmenar, entre la carretera a Antequera y el río Guadalmedina. Su serie está plegada en sinclinal normal, seguida al SO. posiblemente por dos flexiones, anticlinal y sinclinal, respectivamente. De este conjunto asoman actualmente, de entre las margas, sólo las partes más prominentes.

La serie que comporta es, de base a techo:

- Calizas margosas.
- Calizas grises.
- Brechas y calizas.
- Silexitas.

1.6.2.6.1 *Calizas margosas* (C_{1c})

Son blancas, grises en fractura y de facies análoga a la del Cretácico Inferior de Sierra Prieta. Son micríticas con radiolarios y posibles foraminíferos.

1.6.2.6.2 *Calizas grises* (C₂-T₂^{Aa})

Son detríticas y presentan prismas de *Microcodium*.

1.6.2.6.3 *Brechas y calizas* (T₂₋₁₁^{Ab-Ba})

Forman un tramo en cuya base se sitúan brechas y microbrechas, existiendo entre ellas pasos graduales. Los clastos son de caliza, dolomía y sílex, pudiendo estos últimos conservar su forma original. Presentan orientación según la estratificación, y generalmente son angulosos, pero también los hay rodeados, que suelen ser los de mayor tamaño (20-30 cm.).

Contienen algunos niveles intercalados de calizas grises.

1.6.2.6.4 *Silexitas* (T₁₂^{Ba})

Son niveles dolomíticos silicificados con pequeños contenidos en (CO₃)₂ CaMa, margosos, gris-amarillentos y con bandeado marcado. Contienen radiolarios y globigerinas.

1.6.2.7 *Rengles* (C₂-T₃₁^A)

Se manifiesta en un conjunto de afloramientos situados en las inmediaciones de Colmenar. Su serie, muy monótona, es una alternancia de margas rojo-violáceas y calizas detríticas, grises y blancas. El dominio es claramente de las primeras, existiendo gran desproporción en la ritmicidad.

La microlaminación paralela y la oblicua son las estructuras más frecuentes en estas calizas.

1.6.2.8 *Sacristía* (T₁₋₂^A)

El afloramiento de este klippe se extiende paralelamente al contacto con el Paleozoico, desde el cerro que le da el nombre hasta el S. de la Morra de los Pedernales.

Su serie, de gran parecido con Rengles, es también una alternancia de margas rojo-violáceas y blancas con calizas detríticas.

1.6.2.9 *Alcolea* (T₃₃₋₁^{A-Ba})

Forma el relieve del mismo nombre, situado al O. de Periana, y su serie es la de la Formación de Santana. Comienza en la base con una alternancia de pudingas y calizas detríticas, para terminar en el techo dominando estas últimas.

Las pudingas, en niveles de 4 a 5 m., son poligénicas, de caliza y sílex

principalmente, en un porcentaje aproximado del 70 por 100 y 30 por 100, respectivamente. El tamaño máximo oscila entre 40 y 50 cm., siendo el promedio de 10 a 15 cm. Debido a la pobreza de matriz y cemento, los cantos están en contacto, presentando en estos puntos marcas de disolución. También se observa en ellos cierta orientación, según la estratificación.

El sílex, amarillento o gris, presenta la forma original en nódulos, pudiendo englobar caliza.

La serie tiene algunos lentejones margosos intercalados en la base y está plegada en sinclinal.

El relieve está franjeado al S. y O. por apuntamientos de Paleozoico y Permotrias que emergen de las margas rojas y verdes. La distancia que los separa de la base del cerro es tan pequeña que hace suponer se apoya la serie sobre el Paleozoico, o al menos entre en contacto con algunos puntos de su base.

1.6.3 BLOQUES (J_{1c} y T_2^A)

Solamente queda citar dos afloramientos, en las inmediaciones del cerro Alcolea, que por sus dimensiones se han representado en la cartografía, pero de los que sería más correcto hablar de bloques que de klipfes.

Uno aflora en el extremo O. del cerro, al pie de su ladera N. Se trata de un bloque de calizas rojas nodulosas (J_{1c}) muy ricas en ammonites (Harporcerátidos). Es por tanto un fragmento del «ammonítico rosso» liásico, desconocido *in situ* en los límites de la Hoja.

Otro, de mayores dimensiones, aparece en su extremo oriental, en la confluencia de los ríos Guaro y Sabar. Sobre él se asienta el cortijo de La Viña y son calizas microcristalinas, finamente tableadas (T_2^A).

1.6.3.1 Dataciones

a) Los materiales margosos o «matriz».

— *Margas rojas y verdes*. Nos remitimos a los datos de V. MATHIS (1974) para la datación de estos materiales, ya que el intervalo de edades dado por él es más amplio que el conseguido por nosotros. Obtiene una edad comprendida entre el Oligoceno Superior y el Aquitaniense, admitiendo que pueda abarcar hasta el Burdigaliense Inferior.

Por nuestra parte se ha conseguido una datación Eoceno-Oligoceno, pero los heredamientos son frecuentes.

— *Margas negras con areniscas*. Las muestras recogidas han resultado azoicas, por lo que nos remitimos a los datos del mismo autor, que obtiene una edad Burdigaliense Inferior.

b) Los klippes sedimentarios.

— *Loma de Cadenas*. Nos remitimos a los datos de la bibliografía regional para la datación de esta serie detrítica. Así, Y. PEYRE (1973) la atribuye al Aquitaniense Inferior a Medio, al igual que otras series análogas con elementos de Paleozoico no metamórfico.

— *Jaralón*. Los niveles de margas rojizas, próximos al contacto con las areniscas cuarcíticas y suprayacentes, han aportado una edad Eocena, mientras que el autor antes citado consigue una datación más precisa, Eoceno Superior-Oligoceno.

Para la serie de areniscas cuarcíticas y margas obtiene una edad Mioceno Inferior.

— *Valdivia*. Por facies, se ha atribuido una edad Triásica a las margas abigarradas con yeso sobre las que descansa el klippe.

Los primeros niveles datados de la serie suprayacente pertenecen al Paleoceno-Eoceno (Ypresiense) y corresponden a la alternancia de margas rosáceas y calizas organógenas de la base. Su techo es de edad Cretácico Superior, según datos de Y. PEYRE (1973). Por tanto, las relaciones entre base y techo son normales.

En la serie flysch de margas rojas y areniscas, que se superpone a los niveles anteriores, reconoce este autor el tránsito Oligoceno-Mioceno (Stampiense-Aquitaniense).

La masa conglomerática caliza que forma la abrupta colina al SO. del cortijo Valdivia es, según este mismo autor, al menos de edad Oligocena, pues los heredamientos de microfauna son frecuentes.

— *Cerro del Moral*. Dado que su facies corresponde a la del «Neocomiense blanco astilloso» y ante la falta de datos más precisos, le hemos atribuido una edad Cretácico Inferior.

— *Fuensanta*. En la serie de margas rojas con areniscas que ocupa posición inferior, se ha obtenido una edad Oligocena probable, mientras Y. PEYRE (1973) la data de Aquitaniense Inferior a Medio. Caben, a la vista de estas dos posibilidades, que la fauna oligocena sea heredada o que el intervalo de tiempo abarcado por esta serie sea más amplio que el Mioceno Inferior. Por otra parte, la presencia de elementos de Paleozoico en las areniscas de esta serie, recuerda la de la Loma de Cadenas cuya edad también es Mioceno Inferior.

Una muestra de la cumbre de Fuensanta (740 m.), de las calizas margosas con sílex, ha dado una edad Dogger probable.

El autor antes citado pone de manifiesto en esta serie el Lías Superior, Dogger, Malm y el Neocomiense.

— *Los Peñones*. Comenzando por los niveles basales, se ha obtenido una edad Barremiense para las calizas margosas.

Las calizas grises son, según datos de Y. PEYRE (1973), calizas de *Microcodium* de edad Cretácico Superior-Eoceno Inferior.

Encima siguen unas margas rojas y verdes, no representadas en la cartografía, del Eoceno Medio a Superior (datos del mismo autor).

Las brechas y calizas que las siguen nos han proporcionado una edad Oligocena, pero el autor antes citado precisa más situando en ellas el Stampiense-Aquitaniense. El paquete de silexitas lo atribuye al Aquitaniense-Burdigaliense.

— *Rengles*. En esta serie se han conseguido datar el Daniense y el Eoceno Superior-Oligoceno. Sin embargo, hay datos bibliográficos (Y. PEYRE, 1973) de la presencia del Cretácico Superior (Maestrichtiense).

— *Sacristía*. Las calizas de la cumbre del cerro nos han aportado, como probable, una edad Eocena. La datación de esta serie parece entrañar dificultades por lo banal de su microfauna. V. MATHIS (1974) sólo consigue poner de manifiesto la existencia de calizas de *Microcodium* del Paleoceno.

— *Alcolea*. La edad de su serie es aquella de la Formación de Santana, es decir, Oligoceno Superior-Mioceno Inferior.

c) Bloques.

El bloque calizo con facies «ammonítico rosso», es de edad liásica dada la abundante fauna de Harpoceráticos que contiene.

El del cortijo de la Viña presenta, según V. MATHIS (1974), restos de *Microcodium* y le atribuye una edad Eocena por comparación con otros bloques de igual facies, pero más ricos en microfauna.

1.7 FORMACION DE LA VIÑUELA Y EQUIVALENTES

Fue descubierta por DURAND DELGA (1965) y es tratada muy someramente por J. A. VERA (1969). Posteriormente, BOULIN (1970) la cita en varios puntos, entre ellos La Viñuela y Los Romanes, atribuyéndole una edad Mioceno Inferior.

Y. PEYRE (1973) trata de ella en lo que denomina Complejo de Majiaza. Pero es V. MATHIS (1974) el que define esta formación, dando el corte tipo en La Viñuela (kms. 65 a 67 de la carretera de Loja a Torre del Mar).

En los límites de esta Hoja está representada en tres zonas, con características similares a las dadas en el corte tipo, aunque menos completa:

- Al N. de Riogordo (Complejo de Majiaza).
- Los Marines.
- Los Romanes.

Existen otras series que, aunque no corresponden al corte tipo, son equi-

valentes en cuanto a edad y génesis, difiriendo solamente en la composición a causa del área fuente de que proceden. Son:

- Formación de Santana.
- Brechas y areniscas de Caballo Blanco.

Se estudian en apartados diferentes de acuerdo con las Unidades a que pertenecen.

En las localidades citadas se pueden distinguir las siguientes litologías en la Formación de La Viñuela:

1.7.1 BRECHA DE BASE (T₃₂^A)

Puede alcanzar gran desarrollo, aunque su potencia es variable por fosilizar un relieve. Es masiva, marcándose algo hacia el techo y en los últimos metros la estratificación o pseudoestratificación. Es poligénica, a expensas principalmente de Paleozoico y de matriz areniscosa abundante, de tonalidades gris oscuro, verdosa o rojiza. En este último caso sí está formada a expensas del Permotriás.

Los cantos son de grauwacas, areniscas, cuarcitas, macro y microconglomerados (mono o poligénicos), filitas, pizarras, liditas, calizas, etc. Todos ellos elementos del Paleozoico y Permotriás. Los de caliza son más escasos y aparte de los de las alabeadas maláguides, Y. PEYRE (1973) reconoce Jurásico, Cretácico Eoceno y Oligo-mioceno.

Son generalmente subangulosos y de distribución caótica, aunque el buen rodaje que presentan algunos es heredado. Hay gran heterometría, con escasos bloques que oscilan alrededor del metro, siendo el promedio de 10 a 20 cm.

La matriz, muy compacta, es también muy heterométrica y de la misma composición de los clastos.

En la zona de Los Romanes, asociadas a las brechas de Paleozoico, aparecen otras de caliza, cuyas relaciones son problemáticas, y a las que V. MATHIS (1974) considera como pertenecientes a la Formación de La Viñuela.

Aparecen en las tres localidades citadas anteriormente, especialmente en el Complejo de Majiza, donde cubren toda la superficie del Paleozoico y Permotriás maláguide.

En los Marines, al S. del Cerro Alcolea, las brechas que cubren los apuntemientos paleozoicos son consideradas por V. MATHIS (1974) más antiguas que La Viñuela propiamente dicha y es por él denominada brecha verde («Breche verte»).

1.7.2 ARENISCAS Y MARGAS (T₃₃₋₁^{A-Ba} S)

Se encuentran representadas únicamente en el Complejo de Majiza de

Y. PEYRE (1973), situado 2 km. al N. de Riogordo. Siguen normalmente a la brecha de base.

Forman una serie turbidítica constituida por una alternancia de microconglomerados, areniscas y margas oscuras, grises, debido a estar formadas principalmente a expensas del Paleozoico. La serie, bien estratificada presenta algunos potentes episodios (hasta 30 m.) intercalados de brechas análogas a las basales, pero menos compactadas. Estas pueden contener bloques de hasta varias toneladas.

También en algunos tramos la serie presenta slumping de grandes dimensiones y colapso-brechas.

En las areniscas son frecuentes los ritmos con granoselección y microlaminación paralela, es decir, formados por los dos términos basales de la secuencia de BOUMA.

Son secuencias de tipo T_{a-b} según la terminología de este autor.

Todas estas características nos indican que se trata de una serie turbidítica de carácter proximal.

Las areniscas (generalmente litarenitas) contienen en su composición: cuarzo, feldespatos, micas y fragmentos de rocas (micaesquistos y calizas). Su matriz es sericitica y el cemento ferruginoso y ferrodolomítico. El redondeamiento es 0,3.

Todos estos caracteres están claramente representados en el corte del río Guadalmedina, a la altura de la bifurcación de las carreteras Colmenar-Antequera y Colmenar-Loja. Y en el km. 550,600 de la primera.

Otros afloramientos, aunque menos característicos, aparecen en el centro del complejo de Majiza y en el Puerto de Zaba, en su extremo oriental.

1.7.3 SILEXITAS ($T_{33-1}^{A-Ba} q$)

Aparecen ampliamente representadas en la zona de Los Romanes, directamente sobre la brecha de base. Hacia el O. lo hacen en pequeños afloramientos aislados, generalmente entre el Paleozoico maláguide y las margas de la Unidad de Colmenar, superpuestas directamente al primero. Aparecen así entre la Peña de Hierro y el Cerro Sacristía.

Se presentan bien estratificadas, generalmente tableadas con bandeado bien marcado y son grises en fractura, aunque amarillentas por alteración. Generalmente son dolomíticas, más o menos margosas, con altos contenidos en sílice. Una muestra de la zona de Los Romanes ha dado un contenido del 37 por 100 en carbonatos.

1.7.4 TUFES (T_{33-1}^{A-Ba})

Aunque pueden aparecer intercalaciones en la serie de La Viñuela, uno de los mejores afloramientos se encuentra al NE. de Riogordo, entre los kilómetros 37 y 38 de la carretera Colmenar-Periana.

Allí se superponen directamente a la brecha de base, son de color verde claro y masivas. Están recorridas por venas de calcita y se disgregan en finas agujas de unos cuantos centímetros de longitud.

Otros afloramientos, más reducidos, se encuentran también repartidos por el Complejo de Majiáza.

En la zona de Los Tajos, en la extremidad SE. de la Sierra del Rey, afloran aisladamente unas rocas verdes, bien estratificadas, con buzamiento al S. que según Y. PEYRE (1973) corresponden a tufs. El las atribuye una edad Miocena, por semejanza con las que aparecen en la formación de La Viñuela, pero realmente, por su posición, parecen más relacionadas con la serie de Los Tajos que con cualquier otra.

Provisionalmente las incluimos en esta formación.

1.7.4.1 Dataciones

Dado que las muestras recogidas en esta serie han resultado azoicas o con fragmentos de fauna no clasificables, hemos de atenernos a los datos de la bibliografía regional.

Así V. MATHIS (1974), a la brecha de Los Marines (brecha verde) la atribuye una edad posterior al Eoceno Medio, por los cantos contenidos, mientras queda cubierta por La Viñuela. Para esta última obtiene una edad Aquitaniense Superior-Burdigaliense Inferior, pero la microfauna de los niveles más inferiores datados (siempre encima de la brecha de base) presenta afinidades del Oligoceno Superior.

En otros puntos encuentra, este mismo autor, que la base de la serie presenta mezclas de microfaunas oligocenas y miocenas, considerando que en estos casos las primeras son heredadas.

1.8 ARENISCAS DEL VALLE DE ALFARNATE (T₁₂^{Bc})

Su afloramiento, a modo de retazo aislado, se localiza en la parte oriental del valle; es de forma ovalada y se reparte entre esta Hoja y la vecina de Archidona.

Es un resto de una formación que debió cubrir áreas más extensas, pero que en la actualidad resulta difícil establecerle correspondencia. Y. PEYRE (1973) lo relaciona con la cuenca de Granada por la presencia de otro retazo análogo, entre las Ventas de Zafarraya y Alhama de Granada. La continuidad de afloramiento se rompería por erosión posterior debido a movimientos verticales de la Sierra Gorda de Loja.

V. MATHIS (1974) cita otro afloramiento, cubierto por cuaternario en la parte O. del polje de Zafarraya, con la misma facies.

Estas areniscas, en serie plegada, se apoyan discordantes sobre la Formación de Santanç y las calizas masivas blancas de la Unidad de Zafarraya, fosilizando el cabalgamiento entre ambas.

Son areniscas calcáreas de grano medio a grueso, gris amarillentas, con seudoestratificación e hiladas de cantos. Estos últimos, de 15 a 20 cm. máximo, son de caliza jurásica principalmente, aunque hay algunos más escasos de Trías (areniscas y conglomerados rojos). Hacia el techo las areniscas se hacen lumaquélicas.

1.8.1 DATACION

El mal estado de conservación de la fauna contenida en estos materiales no ha permitido una datación precisa a cuantos autores han estudiado la región. Y. PEYRE (1973) los atribuye al Mioceno Superior, mientras J. A. VERA (1969) le da una posible edad Vindoboniense, por correlación con facies análogas de otras localidades.

1.9 PLIO-CUATERNARIO (T_2^B - Q_{11})

Unicamente está representado en las brechas del área de Periana. Son brechas de travertinos, que dan en el paisaje un aspecto ruiniforme.

Su génesis, aunque muy dudosa, debe estar relacionada con importantes manantiales debidos a una hidrografía pasada y ligados a la proximidad de las sierras septentrionales.

1.10 CUATERNARIO

1.10.1 COLUVIONES

Debido a la accidentada topografía de toda la zona, son muy frecuentes este tipo de formaciones. Las pendientes de la mayoría de los relieves están tapizadas de derrubios con disposiciones, litología y tamaños acordes con las áreas de emplazamiento.

Es un hecho generalizado en las sierras calizas del N. la existencia de un coluvión más antiguo cementado, cubierto por las actuales.

El coluvión cementado (QC_1). Se caracteriza en general por el mayor tamaño de sus clastos, y la pobreza en matriz. Presentan la lógica ordenación según la pendiente y alternancias por tamaños.

Su génesis debe estar probablemente relacionada con un clima más seco que el actual.

En algunos puntos se han deslizado los materiales (margosos) sobre los que se han asentado, desenganchándolos del afloramiento rocoso, basculándolos y haciéndolos buzar en sentido opuesto a la primitiva pendiente.

Todos estos caracteres están presentes con especial claridad en El Torcal y en las pendientes meridionales de Chamizo (zona de Ortigal).

En esta última área son de destacar las masas bréchicas de Ortico y Lircas, que son realmente problemáticas, pues parecen deslizadas. Contie-

nen bloques de grandes dimensiones y no se asemejan a los coluviones motivo de este apartado. Provisionalmente los hemos hecho constar como tales en la cartografía y mediante contacto mecánico.

Los coluviones actuales (QC) en las sierras calizas del N. cubren a los anteriores. Son los coluviones actuales. Contienen abundante matriz arcillosa que engloba los cantos con la ordenación característica de este tipo de depósitos.

Las faldas meridionales de Sierra Pelada es uno de los lugares donde tienen los dos (antiguo y moderno) mejor representación.

Al pie de los grandes cortados están desprovistos de matriz, por lo que es más correcto hablar de canchales.

En el macizo montañoso formado por el conjunto maláguide hay dos tipos de coluviones. Unos están formados por materiales arcillosos, que engloban toda una serie caótica, y de clastos de tamaño centimétrico en su mayoría y siendo sus constituyentes principales las filitas, esquistos, cuarcitas, grauwacas, conglomerados y calizas. Estos coluviones, aunque generales en toda la zona, rara vez alcanzan el desarrollo suficiente que los haga representables en la Hoja.

Más importancia tienen aquellos que se desarrollan al pie de las elevaciones calcáreas que coronan la serie maláguide. Su elevada competencia origina pronunciados escarpes a cuyos pies se desarrollan extensos abanicos de derrubios. Por su gran coherencia se desprenden grandes bloques que quedan englobados en una escasa matriz de naturaleza arcillo-margosa, dándose frecuentes cementaciones de tipo carbonatado.

Los depósitos descritos en primer lugar corresponden a formas y mecanismos actuales, mientras que gran parte de los segundos constituyen episodios pasados, la mayoría de estos derrubios se encuentran seccionados, «colgados» y desconectados en alguna forma de los actuales valles. Al mismo tiempo se observa una ruptura de pendiente con una progresiva acentuación de la misma hacia el fondo del valle. Existe, pues, un encajamiento reciente que podemos relacionar con la aparición de playas ervantadas señaladas en la Hoja de Málaga (CHAMON, C. y ESTEVEZ, C., 1975).

1.10.2 ARCILLAS DE DECALCIFICACION (QE_a)

En las cercanías de la localidad y sobre la cobertera caliza maláguide de Comares están localizados algunos recubrimientos cuaternarios. Se han constituido por fenómenos de disolución que han concentrado arcillas en dichos sectores formando pequeños enclaves de morfología llana que contrastan con los rebordes rocosos del macizo calcáreo de Comares.

En las sierras calizas del N. están cubriendo el fondo de dolinas, generalmente de reducidas dimensiones. Las encontramos en El Torcal, Sierra de las Cabras, Sierra del Madroñal, Sierra de Comaroles y el macizo de La Torca. Es en este último donde alcanzan más desarrollo, incluso sobre las

dolomías. Su fondo es de coloraciones rojizas y ocráceas propias de la «terra rosa».

1.10.3 CONOS DE DEYECCION (QCd)

Son muy esporádicos y se forman en la salida de algunos valles a ramblas colectoras de mayores dimensiones. Estas formas, generadas en el pasado, en la actualidad pueden funcionar como mecanismos morfogenéticos activos, es decir, como áreas de esparcimiento de agua que en ocasiones pueden generar nuevas acumulaciones de depósitos.

La naturaleza de estos materiales depende de las áreas donde se nutren. Así, dentro de la unidad maláguide (rambla de Benamocarra) son de naturaleza arcillosa englobando una zona de clastos de gran variedad de tamaños y formados por filitas, esquistos, cuarcitas, etc.

1.10.4 ALUVIALES (QAI)

Los depósitos aluviales de las ramblas del conjunto montañoso maláguide están formados por cantos de naturaleza diversa (cuarcitas, esquistos, calizas) cuyas dimensiones oscilan entre formaciones arenosas y tamaños métricos. Son materiales sueltos sin apenas matriz, constituyendo auténticas formas vivas susceptibles de modificación. Existen también (ríos Guadalmedina y Benamargosa) algunos aterrazamientos en depósitos de características similares, que no se han representado debido a su escasa extensión.

Al N. tienen escaso desarrollo, pues debido a lo accidentado del relieve los cursos fluviales son rápidos y la sedimentación escasa. Solamente hay pequeñas llanuras aluviales en la zona de Los Tajos, entre la Sierra del Rey y el Tajo del Borbollón, relacionados con los importantes manantiales del río de La Cueva. Algo mayores son las de la depresión de Alfarnate y la naturaleza de sus materiales arcillosa.

1.10.5 TOBAS (Qtr)

Están representadas solamente en dos puntos. En la zona de Los Tajos, entre la Sierra del Rey y el Tajo del Borbollón, aflorando con disposición tabular de entre el aluvial de esta depresión.

Un poco más al S. alcanzan mayor desarrollo, en el molino de Anta. Corresponden en ambos casos a depósitos anteriores, hoy con menor desarrollo.

1.10.6 COLADAS DE SOLIFLUXION (Q)

Tienen extraordinario desarrollo especialmente en relación con los materiales margosos de la Unidad de Colmenar. La mayoría de ellos están de-

tenidos en la actualidad y en general tienen su origen al pie de las grandes sierras calizas. Pero lo más frecuente es encontrarlas por erosión posterior desconectadas de sus áreas de origen.

2 TECTONICA

2.1 INTRODUCCION

En el marco de la Hoja de Colmenar quedan encuadradas dos de las grandes divisiones de las Cordilleras Béticas. Son las zonas bética y sub-bética, respectivamente, con su zona de contacto. Es, por tanto, una región conflictiva, no ya por las estructuras inherentes a cada dominio, sino por la zona de tránsito de una a otra. Es esta última un área confusa y problemática, a cuyas particularidades estructurales internas se suman las dificultades de observación, al quedar cubiertas por unidades superpuestas.

Tenemos, por tanto, representados tres dominios con sus unidades y complejos estructurales correspondientes; son:

- Bético.
- Subbético.
- «Zona Límite».

Todos ellos quedan, total o parcialmente, cubiertos por una nueva unidad muy compleja, en la que la génesis de sus materiales y modo de emplazamiento ha sido motivo de las más diversas hipótesis, sin que hasta el presente se haya conseguido dar una explicación satisfactoria. Nos estamos refiriendo a la Unidad de Colmenar.

Haremos en primer lugar una exposición de la estructura interna de las diferentes unidades y complejos de cada dominio, con una atribución posterior a las fases de plegamiento y un simple ensayo de la sucesión de acontecimientos o al menos de parte de ellos, ya que se requerirían estudios más amplios y profundos para explicar hechos tales como el apilamiento estructural de materiales pertenecientes a áreas paleogeográficas muy distintas.

2.2 BETICO

2.2.1 ALPUJARRIDE

Constituye el complejo bético más bajo aflorante en la Hoja. Se caracteriza por la presencia de materiales polimetamórficos divididos en dos tramos mediante una superficie cuyo origen se ha tratado anteriormente. Estos

dos tramos presentan, a nivel afloramiento, una tectónica interna similar, coincidente con la observada en otras zonas. Las deformaciones y fases visibles son:

- Una esquistosidad S_1 determinada por minerales micáceos, la cual es paralela o subparalela a la estratificación.
- Una fase F_2 que pliega a la S_1 según pliegues isoclinales.
- Por último, se ha observado en otras zonas una fase que pliega a la F_2 .

2.2.2 UNIDAD DE BENAMOCARRA

Esta Unidad yace indistintamente sobre la serie de esquistos y cuarcitas del tramo superior Alpujárride o sobre los esquistos del tramo inferior, lo que demuestra su carácter de unidad corrida sobre el complejo inferior. A esto hemos de unir la diferencia en el tipo de metamorfismo presente en esta unidad y el tramo superior Alpujárride.

A nivel de afloramiento se reconocen las siguientes deformaciones:

- Una F_1 responsable de una esquistosidad S_1 , definida por minerales planares y subparalela a la estratificación.
- Una F_2 que pliega a la S_1 según pliegues isoclinales.
- Por último, una F_3 , dudosa, que plegaría suavemente a la S_2 .

En cuanto a las relaciones espaciales de esta unidad con las materias suprayacentes maláguides, su interpretación presenta dudas en algunos puntos, pues si bien es cierto que ésta se realiza mediante una superficie mecánica, puesta de manifiesto en el salto de metamorfismo y en el choque de estructuras, en algunas zonas se pasa de las filitas inferiores maláguides a los esquistos de esta unidad paulatinamente, conservándose la dirección entre ambos conjuntos. Esta circunstancia es lo que ha motivado la presencia en cartografía de algunos contactos mecánicos supuestos en algunas zonas.

La inclusión de esta unidad en uno de los dos complejos que la limitan presenta, por tanto, dudas, aunque pensamos que hay que incluirla en el complejo Maláguide por las razones apuntadas anteriormente. Hemos de unir a este criterio de observación de campo el hecho de que esta unidad presenta gran cantidad de diques cortantes de diabasas, iguales a las existentes en las filitas maláguides, sin que se haya podido observar, en el área estudiada, ningún dique básico en los tramos que constituyen el Alpujárride.

No obstante, otros autores piensan en que pueda corresponder a niveles superiores Alpujárrides. Esta dualidad aconseja la creación de esta nueva unidad en espera de nuevos y más detallados estudios.

2.2.3 MALAGUIDE

Las deformaciones internas, observadas a nivel de afloramiento, son las siguientes:

— Una fase F_1 que origina la esquistosidad o pizarrosidad observada en campo paralela a la S_0 . Una fase F_2 que pliega a la S_1 , y por último una F_3 que da lugar a micropliegues «Kinks» en los tramos inferiores y que originaría el alabeamiento de las calizas Silúrico-Devónico.

— Estas deformaciones son observables en los niveles inferiores, es decir, infrapérmicos, lo que dataría como hercínica la edad de las deformaciones.

— Posterior al emplazamiento de este complejo, se origina el deslizamiento de algunos de sus tramos a favor de niveles favorables, niveles de filitas, superficies discordantes, etc., que origina la superposición y corrimiento de algunos conjuntos litológicos.

2.3 SUBBETICO

Hacemos la exposición tratando las diferentes unidades en el mismo orden que en el capítulo de estratigrafía.

2.3.1 UNIDAD DE ZAFARRAYA

Su estructura corresponde, al menos en nuestro sector, a un anticlinorio con vergencia al SO. El núcleo, en el que aflora la deformación dolomítica, aparece gracias al pronunciado relieve en la cara anticlinal o anticlinorio normal.

Todo el conjunto, seccionado en su base, cabalga ampliamente al SO. a la Formación de Santana, perteneciente a la unidad de Gallo-Vilo.

Las relaciones de esta unidad con la de Colmenar, en la zona de Guaro, no son muy claras, pero todo parece indicar que las margas de la primera sean cabalgadas por las calizas con nódulos de sílex del Dogger.

El cabalgamiento queda fosilizado en el Valle de Alfarnate por las areniscas del Mioceno Superior, lo que ya nos permite una atribución de edades para estos accidentes, que son los causantes del apilamiento de unidades v , por tanto, uno de los hechos más relevantes de la tectónica regional.

Presenta esta unidad en conjunto orientación NO.-SE. y disposición arqueada, amoldándose por el SO. a la Unidad de la Sierra Gorda de Loja. De todo esto ya se trató en el capítulo de estratigrafía.

2.3.2 UNIDAD DEL ENEBRAL

Se apoya únicamente en el conjunto de Las Cabras, sobre los materiales

Triásico-Jurásicos, descansando sobre una superficie de erosión anterior, lo que unido a la naturaleza margosa de sus materiales nos haría pensar en una discordancia. No obstante, dada su edad Albense-Cenomanense y el encontrarse cubriendo las estructuras de la Unidad inferior, en las que están involucrados materiales de edad Cretácico Superior (presencia de Hippuríticos en las margas del corredor, al S. de Cruz) e Ilerdiense, nos lleva a admitir su aloctonía.

Provisionalmente así lo consideramos, aunque cabría la posibilidad de que la microfauna contenida fuese heredada.

2.3.3 CONJUNTO DE LAS CABRAS

Esta unidad tiene disposición arqueada, convexa al S., y se caracteriza por presentar plegamiento simétrico, más o menos apretado, en sus extremos (Sierra de Las Cabras-Sierra del Jobo) y muy apretado de pliegues-fallas con vergencia meridional en su sector central (Sierra de Camarolos).

En la parte occidental, la Sierra de Las Cabras corresponde a un pequeño anticlinorio con plegamiento simétrico y apretado, por lo que los buzamientos superiores a los 45° y verticales o próximos a ella son frecuentes. Los pliegues que lo forman se fusionan hacia el NO. en una estructura anticlinal única. En el núcleo del más septentrional, sumamente apretado, llegan a aflorar margas abigarradas que recuerdan el Trías, lo que nos hace presumir una intensa mecanización con las dolomías de los flancos.

Por el Tajo Prieto hasta la transversal de la Sierra del Codo continúa el mismo estilo. Pero es a partir de este sector hasta la transversal de El Pelado (1.387 m.) donde domina la estructura de pliegue-falla con clara vergencia meridional. Las zonas de charnela anticlinal son de difícil observación por el carácter masivo de la caliza oolítica y sólo la presencia de ciertos niveles en ambos flancos («falsas brechas rojas» y brechas con organismos recifales) nos indica su existencia. El tránsito del plegamiento normal al vergente se realiza al N. de la Sierra del Codo. La estructura en las dolomías es de difícil observación y es por tanto una zona sometida a interpretación. El accidente del Enebral, que corta transversalmente la estructura y que parece no afectar a las margas de la unidad del mismo nombre, parece haber levantado el bloque occidental con respecto al oriental y de ahí que sean dolomías lo que nos encontramos principalmente en el primero con algunos paquetes de calizas oolíticas y brechas aparentemente pinzados en ellas. Otros accidentes transversales análogos producen efectos semejantes, pero de menor importancia.

Por tanto, en este área nos encontraríamos un dispositivo estructural análogo al del bloque oriental, pero a un nivel inferior.

Y. PEYRE (1973) interpreta todo este área como dividida longitudinalmente por un accidente único, prolongación del cabalgamiento de la Sierra

del Madroñal y que separaría dos unidades: La septentrional, ligada a la Sierra de Las Cabras, y por él denominada como unidad del mismo nombre, y la meridional, entre este accidente y la Sierra Prieta. Nuestra diferente interpretación nos ha llevado a englobarlo todo en una sola unidad bajo el nombre de Conjunto de Las Cabras.

En el área al E. del accidente del Enebral (Cruz, Rodadero, Realengo) es donde se presenta con claridad la estructura de pliegue-falla hasta la transversal de El Pelado, siendo el accidente más importante el que limita por el S. la Sierra del Madroñal.

Más al E., en la Sierra del Jobo, la estructura vuelve a ser de pliegues normales, progresando únicamente el cabalgamiento de la Sierra del Madroñal, que cubierto por las margas de la Unidad de Rosario-Saucede debe prolongarse hasta el collado al N. inmediato de Chamizo (1.631 m.). En el mismo punto debe concurrir otro que hace cabalgar las calizas oolíticas que limitan por el N. el Llano del Hondonero sobre las calizas grises del Paleoceno existentes en dicha depresión. Este accidente no progresa hacia el O., sino que se interrumpe en su intersección con otro transversal normal, al que Y. PEYRE (1973) ha denominado del Arroyo de los Portillos. Esto parece indicarnos que ambos serían simultáneos en su formación. En cambio sí corta al de la Sierra del Madroñal.

La estructura de plegamiento es generalmente apretada, poco visible por el carácter masivo de las calizas oolíticas, poniéndose sólo de manifiesto en los alargados afloramientos de dolomías del núcleo de los anticlinales. El de Chamizo está fallado en toda su longitud, mientras en el que existe al N. del cortijo de Los Palomos afloran las facies detríticas rojas con vulcanitas, que hacia el E. van acompañadas de margas abigarradas con yeso negro que recuerdan el Keuper. Los contactos están sumamente mecanizados.

Toda la estructura está cortada transversalmente por fracturas verticales que dibujan la cizalla, siendo una de las más importantes la del Puerto de la Fresneda, que ha determinado su desplazamiento a ambos lados.

Un gran cabalgamiento secciona por la base todo el edificio estructural, siendo la extremidad O. de la Sierra de Las Cabras una de las áreas donde se observa con mayor claridad. Se apoya sobre las siguientes unidades: Sierra Prieta, Domajos, Alhajueta, Aguila, Colorín-Malaceite, Ronda-Torcal, Rosario-Saucedo y posiblemente Buitreras y la «Zona Límite». Es posible-mente cabalgada por Enebral y Rosario-Saucedo.

2.3.4 UNIDAD DE SIERRA PRIETA

En el sector donde está mejor representada (en la Sierra del mismo nombre) se resuelve en dos estructuras anticlinales con un sinclinal intermedio ocupado por las calizas paleocenas. Toda la estructura verge claramente

al S. y pasa hacia el NE. a un simple paquete calizo con buzamiento al N., pillado entre el Conjunto de Las Cabras y la Unidad de Sierra Prieta.

Toda ella presenta orientación SO.-NE., con cierta disposición arqueada, como amoldándose a la del conjunto de Las Cabras, que es la Unidad Suprayacente. Puede superponerse a los materiales de la «Zona Límite», en la transversal del río Guadalmedina y lo hace también a las Unidades de Los Domajos y Gallo-Vilo. Su cabalgamiento es al SE.

2.3.5 UNIDAD DE LA VENTA DE LOS DOMAJOS

Su estructura es difícil de observar debido a que por la naturaleza calcárea de sus materiales es asentamiento de tierras de labor. Sólo en las trincheras de la carretera Málaga-Loja, en los tramos en que discurre transversalmente a la estructura, se observa ésta con claridad (Kms. 521-522). La serie rítmica caliza-margosa presenta plegamiento en acordeón vergente al S., provisto de esquistosidad de fractura de plano axial.

Toda la estructura presenta orientación SO.-NE.; se hunde bajo la anterior y cabalga al S. a los de Ballesteros, Ronda Torca y Gallo-Vilo, sucesivamente.

2.3.6 UNIDAD DE BALLESTEROS

Por la misma razón anterior resulta totalmente imposible la observación de su estructura interna. Su delimitación de la de Los Domajos resulta imposible por simple observación en campo, habiéndose seguido al criterio de Y. PEYRE (1973) por las razones que ya se expusieron en el capítulo de estratigrafía.

Está también orientada SO.-NE., hundiéndose bajo la de Los Domajos y cubriendo al S., en parte, la «Zona Límite» y Ronda-Torcal.

2.3.7 UNIDAD DE GALLO-VILO

Corresponde a un anticlinal orientado NO.-SE., con cierres periclinales en sus extremos y vergente al SO. Se opone, por tanto, a la orientación estructural generalizada.

La estructura del núcleo es compleja, pues a los múltiples cambios laterales entre facies rojas y dolomías se suma una tectónica de fracturación transversal y longitudinal, que hace perder la continuidad de los pliegues, dificultando todo ello la comprensión. Todo parece indicar que sería más correcto hablar de un anticlinorio. El plegamiento en los flancos es, en cambio, un hecho claramente observable, al menos en la ladera que domina el Puerto del Sol.

La red de fracturación es especialmente densa en el sector central, con claro predominio de la transversal sobre la longitudinal, que se ve desplazada por la primera, aunque siempre con movimientos mínimos.

La vergencia de la estructura nunca llega a dar inversiones, a lo sumo buzamientos verticales.

La formación de Santana, ausente únicamente en el flanco SO. y plegada en la misma estructura, es discordante sobre el Jurásico, alcanzando hasta a los materiales del núcleo del anticlinal. Esto nos indica que la estructura ya estaba formada cuando Santana se depositó. En fases de plegamiento posteriores, se acentuó aún más.

Todo el conjunto cabalga al SO. a la Unidad de Ronda-Torcal (Tajos), pero los materiales de esta unidad forman parte del relieve de Gallo-Vilo, debido a que el cabalgamiento que hace desaparecer Santana en el punto kilométrico 516 de la carretera Málaga-Loja asciende luego oblicuamente por la ladera meridional de Gallo-Vilo, por encima del cortijo de Pai, perdiéndose su continuidad hacia el SE. Lo hemos prolongado luego supuestamente, en dirección al cortijo El Batón, ya que Santana desaparece con brusquedad en estas inmediaciones. Es ésta un área problemática y de gran interés, ya que si el cabalgamiento no existiese representaría el tránsito entre las dos unidades.

2.3.8 UNIDAD DE RONDA-TORCAL

Es la que ocupa una posición más meridional en el contexto estructural de la zona subbética representada en esta Hoja y de las más bajas del edificio estructural. Generalmente es cabalgada desde el N. por otras unidades y desde el S. por los materiales de la «Zona Límite». Es, por esta razón, la unidad más tectonizada.

Su estructura de plegamiento es extrusiva (Y. PEYRE, 1973), acentuándose cada vez más hacia el borde meridional. Esto lo encontramos claramente representado en la zona de Los Tajos. En cambio, hacia el N. el plegamiento se amortigua rápidamente, hundiéndose ya bajo las unidades superpuestas.

A esta tectónica de plegamiento va asociada otra muy importante de fractura, también más acentuada hacia las proximidades del contacto con la «Zona Límite». Esta fracturación se traduce en escamas cabalgantes al N., según la estratificación que han pellizcado en algunos casos al cretácico salmón. Dos de ellas las tenemos, por ejemplo, en la Sierra del Rey. En otros casos el movimiento ha sido más importante, dando lugar a fallas inversas, verticales o próximas a ella que ponen aún más de manifiesto el carácter intrusivo. Están orientadas según la estructura de plegamiento, a la que han cortado por los flancos o charnelas, dando lugar a bloques monoclinales verticales o con fuerte buzamiento al S. Ejemplos son Los Tajos de Gomer, Doña Ana, Sabar y Sierra del Codo.

Otro sistema de cizalla lo forman fallas verticales en dirección, que cortan transversalmente las estructuras anteriores.

Un caso particular lo constituye la Sierra del Codo, que por su posición

estructural se encontraría interrumpiendo la «Zona Límite». Esto nos hace suponer que esté seccionada en su base apoyada sobre ella. Este hecho podría deberse al empuje ejercido por el Conjunto de Las Cabras en su avance hacia el S. No es el único caso, pues el Tajo de Gomer parece apoyarse con su estructura vertical sobre las «capas rojas» en análoga posición.

Y. PEYRE (1973), en el Torcal, pone de manifiesto la existencia de dos redes de fracturas. La primera, más densa, es coetánea de una primera fase, que originaría el plegamiento. La segunda, más abierta y con importantes desplazamientos, sería la responsable de la extrusión de la Unidad.

2.3.9 SERIES DE COLORIN Y MALACEITE

Esta unidad se hunde bajo el Conjunto de las Cabras, en su extremidad occidental y bajo el Torcal. Su estructura es difícil de averiguar por simple observación de campo, debido a lo monótono de su serie. Sería necesario un buen control micropaleontológico que nos detectase las posibles repeticiones de la serie. Por esta razón nos atenemos a los datos de Y. PEYRE (1973). Este autor encuentra ambas series plegadas en sinclinal, vergente al SE., en el corredor entre el Torcal y la Sierra Caracolea. El primero cabalga al flanco N. que se encuentra invertido, y en cambio la serie presenta continuidad estratigráfica, al menos aparente, con las «capas rojas» de la segunda, pero un salto cronológico importante de Mioceno Inferior-Oligoceno en la serie de la Sierra Caracolea a Cretácico Superior en la base de la serie de Malaceite lleva a este autor a admitir un contacto anormal entre ambas.

La estructura debe doblar en el extremo N. de la Sierra Caracolea, amortiguándose hacia el E. la estructura sinclinal. A todo lo largo del pie meridional de la Sierra de Las Cabras la estructura es en cambio anticlinal vergente al SO., prolongándose por el corredor de la Boca del Asno, seguida al S. por el sinclinal, ya muy leño, anteriormente citado.

La continuidad se pierde hacia el E., ya que las condiciones de afloramientos al S. del Puerto de las Pedrizas son muy precarias.

2.3.10 SERIES DE ALHAJUELA Y AGUILA

Quedan cabalgadas al N. por el Torcal y la Sierra de Las Cabras. A su vez cabalga al Trías de Antequera mediante un plano, que dada su intersección con la topografía debe levantarse hasta la vertical e incluso invertirse.

Los escasos afloramientos en los que es posible medir dirección y buzamientos nos dan idea de que debe tratarse de un conjunto con buzamientos generalizado al S., que se amolda a la superficie del cabalgamiento. También esboza estructura anticlinal alrededor del afloramiento de calizas triásicas.

2.3.11 UNIDAD DE ROSARIO-SAUCEDO

Uno de los hechos más destacables de esta unidad, aunque en este área

no se observa, es la discordancia existente entre ambas formaciones. Y. PEYRE (1973) la cita en el curso del río Guadalhorce, poniéndonos de manifiesto una fase de plegamiento entre los Eocenos Superiores y Medio.

Por ser los materiales de estas formaciones asentamientos de tierras de labor, resulta difícil observar la estructura de plegamiento. El autor anteriormente citado la encuentra ligeramente vergente al S. con pliegues muy agudos. Su orientación en general es SO.-NE.

Esta unidad está ampliamente cabalgada por la de Buitreras y sus relaciones con el Conjunto de Las Cabras son muy problemáticas. Para nosotros el Puerto de la Fresneda marca un límite a partir del cual al O. es cabalgada al N. por la Sierra de Las Cabras. Hacia el E. todo parece indicar que el problema se invierte (la formación de Saucedo se adentra hacia el llano del Hondonero).

2.3.12 UNIDAD DE BUITRERAS

El plegamiento que presenta es vergente al N., al menos en la porción que de ella queda representada en esta Hoja. La estructura orientada E.-O. puede presentar inversiones, como en los afloramientos más meridionales. Así ocurre en las dolomías y calizas brechoides jurásicas y en las calizas de *Microcodium*.

La estructura de esta unidad se resuelve en un sinclinal seguido de anticlinal al N. El Jurásico se sumerge al E. bajo las calizas de *Microcodium* discordantes, en las que periclínean las estructuras.

Además de a la unidad anterior, cabalga al Trías de Antequera.

2.3.13 TRIAS DE ANTEQUERA

Su estructura interna es totalmente caótica, sin que se pueda establecer ninguna continuidad entre los paquetes de las diferentes litologías que lo forman.

Es considerada la aloctonía de esta unidad por J. A. VERA (1966), sin que por nuestra parte, dada su escasa representación, podamos decir nada a este respecto.

2.4 UNIDAD DE ROBLEDO

Está representada en dos afloramientos. En el de más al N. la estructura corresponde a un gran anticlinal con ligera vergencia meridional y en el más al S. (Cerros de La Viña y de las Rozas de Valdivia), según Y. PEYRE (1973), una estructura de pliegues normales.

Ambos afloramientos quedan desconectados en superficie por la Unidad de Colmenar, pero presentan la misma orientación estructural E.-O.

Las dos series que comporta son discordantes y están plegadas, lo que

nos implica la existencia de una estructura anterior al Mioceno Inferior (probable edad de la totalidad de la serie superior).

El «Neocomiense blanco astilloso» descansa sobre el Paleozoico y Permotrias maláguides, que afloran en el núcleo del pliegue de Caballo Blanco. Las relaciones, como ya se dijo en el capítulo de estratigrafía, no deben ser normales, pues el Permotrias se bisela bajo las calizas margosas cretácicas, aparte de que faltan todos los términos de la serie jurásica. Suponemos, por tanto, que el movimiento ha debido ser importante, encontrándonos en presencia de una estructura «anticlinal de mantos» análoga a la que Y. PEYRE (1973) cita en la zona de El Chorro.

Esta estructura representa el frente del cabalgamiento de la Zona Bética sobre el Subbético. Se la sigue en esta región entre El Chorro y la Mesa de Zalia, a pesar de quedar muy cubierta por unidades superpuestas a lo largo de su recorrido.

Según los puntos puede o no formar parte de la «Zona Límite» (s.l.).

2.5 «ZONA LIMITE»

Dada la parcialidad con que están representadas algunas unidades en la Hoja de Colmenar, sólo la documentación bibliográfica podría esclarecernos lo que representan en su contexto estructural. Así ocurre con la «Zona Límite», definida por J. PAQUET (1969) en la provincia de Murcia.

Representa, como ya se dijo en el capítulo de estratigrafía, el tránsito entre los dominios Bético y Subbético, y se traduce en un cabalgamiento generalizado del primero sobre el segundo. Sus dimensiones escapan de nuestra comprensión con un simple reconocimiento de superficie, pero lo intuimos de gran importancia.

Normalmente en esta región la «Zona Límite» está representada por una estructura anticlinal, en cuyo núcleo afloran Alpujarride y Maláguide (Y. PEYRE, 1973), seguidos de las unidades de Robledo, La Parda y los Flyschs de la «Zona Límite» (Área de El Chorro). Los contactos entre ellas son por cabalgamiento, por lo que también se habla del «anticlinal de mantos».

Se cita en la bibliografía la «Zona Límite» en sentido amplio y en sentido estricto. En sentido amplio sería toda la estructura; en sentido estricto sólo su flanco N. y dentro de él la zona más próxima al contacto con el Subbético.

En la zona de Colmenar está presente en el área que media entre Los Tajos y el Complejo de Majiza, encontrándose representadas en ella la Unidad de La Parda y los Flyschs. En el núcleo de la estructura aflora el Maláguide, cubierto por la brecha de La Viñuela y representado por las «calizas alabeadas» y filitas del Molino de Anta.

No sólo en el núcleo, sino que en el flanco meridional, también entra en contacto las brechas (Complejo de Majiza) con los materiales de la «Zona

Límite». Esto no hace sino ponernos de manifiesto la aloctonía de sus unidades, su emplazamiento, al menos posterior, al Burdigaliense Inferior, y corroborarnos la idea del «anticlinal de mantos».

La «Zona Límite», en sentido estricto, queda aquí representada por los flyschs del flanco N., ya que ocupan el área más próxima a la Unidad de Ronda Torcal (Tajos), con su fuerte buzamiento meridional.

Su continuidad al O. se pierde, por quedar cubierta por unidades superpuestas. Son las de Ballesteros, Sierra Prieta, Ronda-Torcal (Sierra del Codo) y Colmenar, pero pararía más allá por el corredor al N. de Robledo y Caballo Blanco.

A la vista de lo expuesto hay que recordar forzosamente la teoría de la «succión» propuesta por DURAND DELGA (1966), que encierra grandes semejanzas con el comportamiento tectónico de la «Zona Límite».

2.6 UNIDAD DE COLMENAR

Se superpone a los tres dominios representados en esta Hoja (Zona Bética, Zona Subbética y «Zona Límite») no habiéndose encontrado sus materiales más allá de la alineación montañosa calcárea del N. de la Hoja. Tampoco aparecen en la depresión de Alfarnate.

Los materiales margosos o «matriz» están plegados, pero por su grado de alteración o por ser asentamiento de extensas áreas de cultivo su estructura resulta imposible de ver. Tampoco, dada su naturaleza, se prestan a dar buenas exposiciones en taludes. Solamente se hace algo visible en las margas rojas y verdes del área de Periana, especialmente en los nichos dejados por las numerosas coladas de soliflucción.

Las intercalaciones esporádicas de areniscas de tipo Aljibe de las margas negras, son el único indicador de la estructura. El plegamiento que presentan, vergente o no, es laxo con buzamientos que exceden en poco los 30°, pero en otros puntos aparecen como bloques desenganchados, de distribución caótica, verticales, y frecuentemente invertidos, lo que es indicio de la intensa tectonización interna.

Las relaciones entre las dos series margosas son poco claras por los frecuentes deslizamientos. Las margas negras son superiores a las rojas y verdes, pareciendo mecánico el contacto entre ambas.

La distribución de estos materiales, cubriendo las zonas deprimidas entre los relieves, nos lleva a admitir que se han emplazado sobre una superficie de erosión posterior al Burdigaliense Inferior, pues también afecta a la formación de La Viñuela. Sus contactos son mecánicos, hecho probado en varios puntos por la diferente estructuración con respecto a las unidades sobre las que se apoyan. Pero la prueba más sólida de mecanización la tenemos en su edad Oligoceno Superior-Burdigaliense Inferior, según datos de V. MATHIS (1974). Es decir, aproximadamente la misma que la de la forma-

ción de La Viñuela y sin embargo se apoya en ella por intermedio de una superficie de erosión. Por ello pensamos en una intensa mecanización del contacto y en un importante desplazamiento de estos materiales.

Sobre si existe alguna relación paleogeográfica entre los materiales de la Unidad de Colmenar y la Formación de La Viñuela es algo que por el momento no vislumbramos, pues hay que tener en cuenta que no parecen existir relaciones genéticas. Así, las areniscas de la primera (en las margas negras) son de tipo Aljibe (cuarzosas y de alto grado de redondeamiento), es decir, de gran madurez, lo que implica un área fuerte muy alejada. Estos caracteres son bien distintos a los de La Viñuela. También cabría la posibilidad de admitir un mismo área paleogeográfica muy amplia con dominios muy alejados.

Para V. MATHIS (1974) los «Flyschs de Periana» son una formación de tipo olistostrómico, conteniendo klippen sedimentarios de edad variada, que no hereda jamás elementos de La Viñuela ni del dominio Bético. Propone dos hipótesis sobre su procedencia y emplazamiento:

— Del S., del Dominio Bético.

— Del N., de un área detrás de la posición ocupada por las sierras jurásicas y Santana en el Burdigaliense Inferior. Esta hipótesis la considera como probable.

El medio en que se produjo el emplazamiento de esta unidad es otro de los múltiples problemas que la rodean. Lo hizo sobre una superficie de erosión, pero sin que se pueda precisar si se trata de un manto epiglyptico o por el contrario lo hizo en medio acuático.

Respecto a los klippen sedimentarios, es generalmente aceptado que su emplazamiento es por gravedad bajo la forma de láminas de deslizamiento que se desprenden del frente de los mantos de corrimiento, precediéndolos en su progresión. Y. PEYRE (1973) en algunos de ellos encuentra semejanzas con ciertas series de las unidades subbéticas. Por otro lado, hay otros, como Jaralón, cuyas areniscas presentan las facies del Aljibe.

2.7 FORMACION DE LA VIÑUELA Y ARENISCAS DEL VALLE DE ALFARNATE

Debido al carácter masivo de las brechas de base y a que constituyen los afloramientos más extensos de la primera formación, resulta difícil sacar una idea del tipo de plegamiento que la afecta. No obstante, la frecuencia con que aparecen invertidas las series de areniscas de encima (Puerto de Zaba, terminación occidental del Complejo de Majiaza, etc.) nos hace pensar en un fuerte plegamiento.

Las areniscas del Valle de Alfarnate, como ya se dijo en el capítulo de estratigrafía, se presentan en serie plegada fosilizando el cabalgamiento de

la Unidad de Zafarraya. Sus buzamientos no son grandes, excediendo raramente los 35°.

Constituye esta serie un importante jalón para la datación de los movimientos que provocaron los grandes cabalgamientos que afectan a este sector del Subbético.

2.8 FASES DE PLEGAMIENTO

En apartados anteriores ya se ha tratado de las edades de las distintas fases de deformación del conjunto Bético, con los riesgos e inexactitudes inherentes a la falta de datos fundamentalmente cronoestratigráficos; por tanto, nos referiremos ahora a las fases del Conjunto Subbético y al resto de las unidades.

El primer control de la existencia de movimientos lo encontramos en el Jurásico Superior, y es un hecho al parecer generalizado sin nuestros datos y observaciones, aun en las zonas más dudosas son ciertas.

En el Conjunto de Las Cabras lo tenemos en la posible discordancia bajo las margas verdosas (J₃-C) del corredor al S. de la Cruz (ausencia de las «falsas brechas rojas»). Si las relaciones que intuimos con el Jurásico infra-yacente son ciertas tendríamos que atribuirlos a movimientos neokimméricos.

Las reducidas dimensiones del afloramiento de esta formación, las precarias condiciones de afloramiento, así como la intensa tectonización sufrida por la posición que ocupan dentro de la unidad, hace que expongamos estos datos con las naturales reservas. De todas formas los hacemos constar por creerlos de interés y como tema a tratar en posibles estudios posteriores.

Algo similar encontramos en las unidades de Gallo-Vilo y Ronda-Torcal.

En la primera lo tenemos en el encostramiento silíceo del techo de la formación oolítica (J₁₂₋₂). Por nuestra parte lo encontramos bajo un paquete de silixitas (J₃) biselado por la discordancia de la brecha basal de Santana, pero J. MAGNE, Y. PEYRE, M. DEL VALLE y J. A. VERA (1969) lo encuentran bajo un paquete de arcillas rojas con radiolaritas kimmeridgienses. Sobre su significado y si llega a cortar la estratigraficación de las calizas subyacentes no llegan a definirse, pero lo que sí representa es una importante interrupción en la sedimentación con posible erosión submarina. No hay elementos como para pensar en emersión.

En la Unidad de Ronda-Torcal, al menos en el ámbito de esta Hoja, lo único que existe es una importante laguna y condensación en el paso del Tithónico al Cretácico, siendo el Albense el único piso datado del Inferior. No obstante, en el Torcal y según datos de Y. PEYRE (1973) el techo de la serie jurásica ha sido afectado también por una erosión submarina («Karst»), presenta encostramiento silíceo y el Albense es el primer piso datado.

Estos hechos podrían interpretarse como debidos a un movimiento generalizado de elevación, algo más anticipado en el tiempo en Las Cabras y

Gallo-Vilo que en Ronda-Torcal. Probablemente sólo pudo traducirse en emersión en algunos puntos (área de Cruz, en la primera de las tres unidades citadas).

En el macizo de Buitreras están representadas dos discordancias, pero desgraciadamente por tratarse de un klippe poco puede aportarse a la evolución tectónica de la zona. Una se sitúa entre el Lías oolítico y las calizas grises de *Microcodium* de edad Maestrichtiense-Ypresiense. La otra es intra-Ypresiense, entre estas últimas calizas y las margas blanco-violáceas.

Aún debe quedar representada en este sector otra discordancia intra-eocena, en la unidad de Rosario-Saucedo. Y lo es entre los Eocenos Medio y Superior.

Realmente, por lo localizadas que aparecen no llegamos a comprender la trascendencia que pueden haber tenido estas fases de plegamiento en la evolución tectónica del Subbético de nuestro área.

Hasta el Oligoceno Superior no volvemos a tener pruebas de la existencia de movimientos, que nos las proporciona la formación de Santana. Esta es discordante sobre la serie jurásica del Gallo-Vilo y en especial con gran claridad, a escala cartográfica, en el periclinal noroccidental de su estructura. Esto nos indica la existencia de una importante fase de plegamiento que ya había formado el anticlinal con anterioridad. Los mismos efectos se detectan en las Unidades de Robledo y en el dominio Bético (Formación de La Viñuela). Quizá en este último sólo en etapa de levantamiento que debió manifestarse aún durante la sedimentación (Turbiditas).

A su vez Santana está plegada y es ampliamente cabalgada por los grandes corrimientos de las unidades subbéticas. Queda por desentrañar si ambos procesos son simultáneos o por el contrario correspondientes a dos etapas consecutivas de un mismo impulso orogénico, siendo la segunda la culminación de la primera. En este último caso serían muy próximas en el tiempo, pues las areniscas del Valle de Alfarnate fosilizan los grandes cabalgamientos (Unidad de Zafarraya). Ocurrirían así entre el Burdigaliense Inferior y el Mioceno Superior. Es ésta la fase principal, aunque probablemente aquí se continúa desde la sedimentación.

El mismo proceso lo tenemos representado en el cabalgamiento de Buitreras sobre Saucedo, cuyo techo se sitúa en el Aquitaniense.

El hecho de que La Viñuela está relacionada con la estructura de la «Zona Límite» nos hace ver que esta última tuvo su influencia al menos durante el Mioceno Inferior, es decir, durante la fase principal de movimiento.

Este provocó una emersión y la consiguiente erosión. Con posterioridad acaeció el emplazamiento de la Unidad de Colmenar sin que se pueda precisar el momento (Burdigaliense Medio, Superior, o más tarde).

Hay otra fase con posterioridad al Mioceno Superior que pliega sus sedimentos (areniscas del Valle de Alfarnate).

Los últimos movimientos que se pueden constatar son generalizados de levantamiento que han llegado a situar estos últimos materiales a los 940 m. de altitud del valle de Alfarnate. Estos continúan en la actualidad y quedan bien patentes en la elevación de las costas.

2.9 RELACIONES ENTRE LOS DOMINIOS Y EVOLUCION TECTONICA

Las relaciones entre los dominios Bético y Subbético, así como la evolución tectónica de ambos y de las demás unidades y formaciones presentes, puede resumirse como sigue:

1.º Los primeros movimientos de los que existe control corresponden al Jurásico Superior y se traducen en un proceso de levantamiento que en el dominio Bético llega a la emersión. En el Subbético, posiblemente, en algún punto localizado.

2.º Movimientos al final del Cretácico y Eoceno Inferior (macizo de Buitreras). Su influencia e importancia en el contexto tectónico general nos es desconocida, por lo localizadas que aparecen las discordancias a que dio lugar.

3.º Fase de plegamiento intraeoceno (Eocenos Medio y Superior de la Unidad de Rosario-Saucedo).

4.º Emplazamiento del Maláguide, único posible de datar en el dominio Bético. Post-Eoceno medio-Pre-Mioceno, muy posible pre-Oligoceno Superior, dadas las afinidades oligocenas de la microfauna de los tramos más inferiores datadas de la Formación de La Viñuela.

5.º Fase de plegamiento pre-Oligoceno Superior puesta de manifiesto en la discordancia basal de Santana. También queda patente en la Unidad de Robledo y en el dominio Bético (discordancia basal de La Viñuela). Quizá en este último sólo se tradujo en levantamiento.

6.º Hundimiento y transgresión marina al final del Oligoceno según una cuenca alargada, entre las áreas emergidas de los dominios Subbético y Bético.

Sedimentación de La Viñuela y Santana en ese área, condicionada al menos en el margen meridional por impulsos de un levantamiento.

7.º Fase principal de movimientos que al principio se traduce en plegamiento y después al acentuarse en cabalgamientos. Ocurriría entre el Burdigaliense Inferior y el Mioceno Superior. Pliega a La Viñuela y Santana, provocando sobre ellas los cabalgamientos.

Durante ella debió desempeñar un importante papel la «Zona Límite», expulsando las diferentes unidades del Subbético, que se fueron apilando en su frente (teoría de la «succión»).

8.º Emersión como consecuencia de estos movimientos y consiguiente erosión con formación de un importante relieve.

9.º Emplazamiento de la Unidad de Colmenar, sin que se pueda precisar el momento (Burdigaliense Medio, Superior, o más tarde aún), amoldándose a la superficie de este relieve.

10.º Hundimiento y transgresión marina durante el Mioceno Superior en el dominio Subbético sin que se pueda saber su alcance por la escasa representación de sus sedimentos.

11.º Fase de plegamiento posterior al Mioceno Superior y emersión.

12.º Movimientos generalizados de elevación hasta la actualidad.

3 GEOLOGIA HISTORICA

Como consecuencia de la tectónica de mantos existente en la zona, dividimos este capítulo en dos apartados, estudiando primero la evolución de cada dominio, el emplazamiento de los mantos y sedimentación y evolución tectónica post-manto.

En el dominio Bético, sólo se puede esbozar un estudio de geología histórica en el complejo Maláguide, dado el metamorfismo presente y el carácter azoico de los tramos inferiores.

En el Alpujárride y en la Unidad de Benamocarra sólo podemos indicar el carácter fundamentalmente pelítico de la serie, con intercalaciones calcáreas reducidas, que alcanzan su mayor desarrollo en el Trías Inferior. Esta serie sufre un metamorfismo polimetamórfico alpino. Su edad de emplazamiento de el Alpujárride y la Unidad de Benamocarra es indeterminada.

El Complejo Maláguide, independientemente de considerarlo su continuación con la Unidad de Benamocarra o no, comienza con un extenso episodio de sedimentación pelítica con esporádicas intercalaciones detríticas finas o algún nivel calcáreo, pero todos ellos de carácter ocasional y sin ninguna extensión lateral. Hacia techo esta potente formación se caracteriza por la presencia de un nivel conglomerático, que aunque con disposición lentejonar presenta una gran continuidad en cuanto a posición estratigráfica en toda la Hoja. Por su carácter intermitente y su elevado grado de madurez podría indicar un episodio orogénico localizado a gran distancia del lugar de deposición.

Dado el carácter azoico de la serie ha sido imposible su datación cronológica.

A continuación existe una deposición alternante de materiales carbonatados, pelíticos y grauwáquicos resultantes de un ambiente más inestable, quizá indicativos de una tectónica embrionaria y más cercanos a la costa. Este episodio estaría localizado en el Silúrico-Devónico.

A partir del Devónico aumenta el carácter detrítico (grauwacas y conglomerados), aunque persiste localmente la sedimentación calcárea. Estas características, más la frecuente aparición de estructuras sedimentarias, nos

llevan a considerar que continúan los procesos orogénicos indicados con anterioridad. Incluso la presencia de silixitas podrían relacionarse con procesos efusivos correlativos a dichos movimientos. Todo parece indicar que la profundidad y la lejanía a la costa disminuye.

Ya entrado el Carbonífero se produce la total emersión con la deposición inmediata del conglomerado poligénico (conglomerado de Marbella) del Carbonífero Superior.

La emersión continúa durante el Pérmico, siendo en el Trías Inferior cuando se depositan los materiales continentales (fluviales?) de facies semejante en la del Buntsandstein germánico. El carácter subarcóxico de los tramos inferiores los podríamos relacionar con la existencia de un pasado paroxismo orogénico.

A partir de este momento se inicia un proceso de carácter transgresivo que dura hasta finales del Jurásico. El Trías es fundamentalmente fluvial, aunque pueden aparecer medios de transición localizados sobre todo en el Trías Superior, siendo ya el Lías Inferior marino costero y pudiendo presentar estromatolitos intertidales.

Hasta el Jurásico Medio continúa la evolución hacia ambientes marinos de plataforma interna, pudiendo aparecer en el Dogger microfacies de tránsito entre plataforma interna y externa.

El Jurásico Superior no está representado, pudiendo ser los procesos erosivos, que se producirían con toda probabilidad a finales del Jurásico, los causantes de la desmantelación del techo de la formación. De todas formas cabe la posibilidad de una interrupción en la sedimentación.

Durante esta emersión, en el Cretácico Inferior (BOULIN, 1970) se desarrolla un intenso proceso cárstico que afecta a la serie calcárea Jurásica.

Sucede una misma transgresión con la deposición durante el DANES en un ambiente marino de alta energía, que según los estudios sedimentológicos realizados «hacen pensar en» que se trata de un nivel de condensación o bien que sobremonta una interrupción sedimentaria.

Aunque en la Hoja no existen apenas afloramientos posteriores, ya que han sido casi totalmente desmantelados por la erosión, parece que continúan las mismas características de deposición hasta finales del Eoceno Inferior (Ipresiense).

Las características de la sedimentación durante el Jurásico y Cretácico-Eoceno son muy similares. Son series muy condensadas, estarían sometidas a un área de sedimentación más o menos estable, de poca profundidad, que podría dar lugar a procesos de emersión momentáneos con ligeros retoques erosivos o interrupciones en la sedimentación.

Los materiales más antiguos representados en el dominio Subbético pertenecen al Trías, en facies distintas, algunas tan afectadas por la tectónica que poco puede decirse en relación con este apartado.

Comenzamos, por tanto, la evolución en las facies dolomíticas del Trías

Superior, que se prolongan sin solución de continuidad en el Lías Inferior. Dado el que están representados en unidades diferentes y desconocemos las relaciones paleogeográficas de sus series, como para hacer una evolución global, creemos necesario exponer los resultados obtenidos del estudio por microfacies de dos series completas y detalladas obtenidas en el Torcal y el Gallo-Vilo.

La serie del Torcal (Triás Superior-Jurásico) presenta polaridad vertical positiva, es decir, una tendencia claramente transgresiva con regresión en el techo del Malm.

El tránsito Triás Superior-Lías Inferior representado en el tramo dolomítico parece corresponder a la zona intertidal de una línea de costa (estructuras de tipo estromatolítico con bandeado paralelo, pellets, pellets grumosos y grietas de retracción). En el resto del Lías, en el Dogger y en parte posiblemente del Malm el medio marino puede variar de costero a plataforma interna (tramo oolítico y pisolítico) con episodios puntuales de características arrecifales.

En el Malm las calizas nodulosas presentan por un lado características de medio marino de plataforma interna con aguas agitadas (oolitos, pisolitos, cementos esparíticos y fragmentos de fauna) y de plataforma externa (matrices micríticas, arcillas, foraminíferos planetónicos, radiolarios y filamentos). Deben representar por tanto el límite exterior de la plataforma interna.

Cabría la posibilidad de que en el Malm se instaurase una etapa de articulación de la plataforma debido a la brusquedad del contacto entre las calizas oolítica y nodulosa.

Termina la evolución al hacerse progresivamente más somero el medio, llegando a detenerse la sedimentación al final del Tithónico acompañado o no de erosión submarina. La laguna abarca hasta el Albense.

La serie del Gallo-Vilo presenta también polaridad positiva de base a Lías Superior y negativa hasta el contacto con el Malm.

El tránsito Triás Superior-Lías Inferior, por la presencia de posibles formaciones estromatolíticas en las dolomías representaría la zona intertidal de una línea de costa. Esto queda además constatado en la presencia de grietas de retracción en intercalaciones calcáreas existentes en las facies rojas. Estas últimas nos indican, en este área, una marcada influencia del aporte continental con la existencia hasta de restos vegetales (carbón).

En el Lías Medio (oolita inferior, corte de Alfarnate) el ambiente marino pasa a ser de costero a plataforma interna con aguas agitadas.

En el tránsito al superior y en este último (calizas con sílex), el medio se hace de aguas tranquilas equivalente a condiciones de plataforma externa (radiolarios y filamentos).

El cambio relativamente brusco, en la vertical, de las condiciones de plataforma externa e interna hace pensar en la existencia de un límite muy

neto entre los dos ambientes (talud?) y posiblemente también en una etapa de articulación tectónica.

En el Dogger (oolita superior) se repiten las características del Lías Medio con sedimentación de plataforma interna o costera, con lo que aquí termina una primera etapa de la evolución con marcada polaridad negativa. El proceso se acentúa aun llegando a detenerse la sedimentación con erosión submarina.

Se reanuda en el Malm (Kimmeridgiense) con el depósito de arcillas rojas y silexitas.

Con la pobre precisión de que se dispone en el reconocimiento de la mayoría de las edades, no es posible hacer una correlación cronoestratigráfica precisa, pero a riesgo de cometer errores vemos que las primeras diferencias aparecen en el Lías Medio-Superior, por lo que ambas series debieron ocupar diferentes posiciones dentro de la misma cuenca de sedimentación. Todo apunta además en el sentido de que los acontecimientos en el Gallo-Vilo siempre precedieron en el tiempo a los del Torcal.

En otros puntos de la cuenca (Conjunto de Las Cabras) en el tránsito Trías-Lías y en un ambiente análogo al descrito se produjeron emisiones básicas correspondientes a un vulcanismo submarino de carácter fisural. En el paso del Dogger al Malm se desarrolló algún importante episodio recifal, que en el movimiento de levantamiento del final del Jurásico puede que culminara en estos puntos con emersión.

En el ensayo paleogeográfico que Y. PEYRE (1969) propone para el Cretácico Inferior señala la existencia de tres zonas: externa, media e interna. El límite entre externa y media correspondería al borde meridional del umbral Ronda-Torcal, situación de la serie del Tajo Sabar. La serie de Sierra Prieta de facies pelágica se situaría en la zona media y la de Retamar en el tránsito a la interna. A esta última pertenecería la serie de Robledo, también en facies pelágicas, para más al S. pasarse ya a las series de Málaga.

El Cretácico Superior presenta también facies diversas. La pelágica de «capas rojas» de Ronda-Torcal, se deposita directamente sobre el Jurásico debido al carácter de umbral durante el Cretácico Inferior. En otros puntos es calizo, arenoso, conglomerático (Maestrichtiense), etc., pudiendo estar ausente la sedimentación durante gran parte de él. Esto nos habla de una paleogeografía variada.

En el Terciario las facies se diversifican enormemente, siendo frecuentes las facies flysch.

En el Eoceno Inferior se manifiestan los primeros movimientos importantes, existiendo otros entre los Eocenos Medio y Superior. Provoca emer-siones y discordancias.

En el Oligoceno Superior se instaura una cuenca muy característica entre las posiciones que ocupan el Gallo-Vilo al N. y el Maláguide al S., corresponde a una transgresión marina. Es la de las formaciones de La

Viñuela y Santana. La primera es de tipo turbidítico con características proximales a la que paleogeográficamente cabe relacionar con la desembocadura en el mar de emisarios continentales. Relieve continental enérgico, costas abruptas y plataformas muy reducidas o inexistentes.

En cambio, en el margen N., en Santana, se detecta a una rápida y brusca disminución de la energía del medio, pasando a ser de aguas tranquilas.

Durante la evolución, la cuenca tiene importantes enriquecimientos en sílice como consecuencia de una actividad volcánica.

Posteriormente tienen lugar los principales movimientos entre el Burdigaliense Inferior y el Mioceno Superior, en los que la «Zona Límite» (s.l.) jugó un papel importante. Va seguido de la consiguiente emersión y erosión.

Posiblemente a continuación tuvo lugar el emplazamiento de la Unidad de Colmenar (Burdigaliense Medio, Superior o más tarde aún).

Una nueva transgresión marina, cuya importancia y paleogeografía se escapan de este estudio por la escasa representación de sus materiales, se produce en el Mioceno Superior, seguida de otro impulso orogénico que pliega sus sedimentos.

Los últimos movimientos que se pueden constatar son generalizados de levantamientos que continúan en la actualidad (elevación de las costas).

4 PETROLOGIA

4.1 BETICO DE MALAGA

El metamorfismo que afecta a esta Unidad tectónica es variable, de incipiente a nulo, en todos los materiales pertenecientes al Silúrico y Sistemas superiores. Únicamente las formaciones comprendidas por debajo de él presentan un metamorfismo digno de mención, si bien se puede calificar como de grado muy bajo, según la nomenclatura utilizada por WINKLER (1974).

4.1.1 GRAUWACAS (W)

Están constituidas por clastos (generalmente subangulosos) de cuarzo y plagioclasas macladas, fragmentos de micas detríticas o de rocas diversas (filitas grafitosas, pizarras, cuarcitas micáceas o pizarras silíceas) y matriz abundante cuarzo-sericítica-clorítica de grano fino, que suele estar algo recristalizada y orientada, lo mismo que los fragmentos de rocas plásticas.

Además del cuarzo y las plagioclasas, estas grauwasas contienen mica blanca, biotita más o menos cloritizada, cantidades variables de grafito, minerales opacos u óxidos de hierro y turmalina, circón y apatito como acce-

sorios menores. La presencia de carbonatos, tanto en la matriz como en filones secundarios, suele ser también frecuente.

En ocasiones se han encontrado facies totalmente idénticas composicionalmente, pero con clastos de tamaño sefítico.

4.1.2 CONGLOMERADOS (Cg)

Estos tramos del infrasilúrico están formados por cantos, a veces gruesos y alargados, de cuarzo, y más rara vez de plagioclasa. La matriz suele ser dominante, muy rica en cuarzo de grano fino y provisto de numerosos lechos de micas orientadas neoformadas. Acompañando a los minerales mencionados se encuentran algunas turmalinas, algo de grafito, pequeños circones y apatitos.

4.1.3 FILITAS (PC-S^f)

Mineralógicamente no difieren de los conglomerados anteriores, que suelen encontrarse intercalados dentro de ellas. La mica negra que contiene es ya biotita y el grafito puede llegar a ser un componente importante.

La mayor parte de las rocas de composición filítica presenta esquistosidad de tipo «Strain-Slip», llegando a estar en algunas plegada la S₂, con desarrollo incipiente de crenulación o de micropliegues tipo «Kinks».

En otras queda bien claro su carácter de filonitas, puesto de manifiesto en la abundancia de estructuras lenticulares y en la desigual granulación de la roca.

Intercaladas entre las filitas se encuentran, además de los metaconglomerados (Cg), numerosos bancos de metareniscas, que no difieren de éstos más que en el tamaño de los clastos de cuarzo y en que los de plagioclasa suelen ser muy numerosos.

4.2 UNIDAD DE BENAMOCARRA

Está constituida por micaesquistos, entre los que se intercalan algunos bancos de cuarcitas y otros de anfibolitas y rocas de silicatos cálcicos.

Todos los micaesquistos presentan una S₂ más aparente, puesta de manifiesto en la alternancia de lechos ricos en cuarzo o micas y que pliega una S₁ visible tanto en micropliegues micáceos aplastados como en la presencia de microlitos sigmoides dentro de las bandas cuarcíticas.

El desarrollo principal de los minerales metamórficos ha tenido lugar a lo largo de esta etapa de plegamiento.

Los tipos de asociaciones minerales encontradas en las muestras y recolectadas son los siguientes para los micaesquistos y cuarcitas:

cuarzo-moscovita-biotita-cloritoide
cuarzo-moscovita-biotita-granate ± plagioclasa

cuarzo-moscovita-biotita-cloritoides-estauroлита
cuarzo-moscovita-biotita-granate-estauroлита ± plagioclase
cuarzo-moscovita-biotita-estauroлита-andalucita
cuarzo-moscovita-biotita ± grante-andalucita ± plagioclase.

Además de estos minerales se encuentran cantidades accesorias de apatito, circón, titanita y turmalina pardo-verdosa.

Las bandas micáceas están siempre más o menos impregnadas de polvo de grafito. La biotita a veces muestra una ligera cloritización. Se han observado tres etapas de crecimiento de este mineral. Una visible en los micro-litos sigmoides de S_1 ; otra en las micas orientadas dispuestas según la esquistosidad principal de la roca (S_2) y una tercera en la que se desarrollan grandes láminas en una fase estática y que se orientan bien transversalmente a la anterior o bien al azar. Las dos primeras etapas de crecimiento afectan también a las micas blancas. Tanto la biotita como la moscovita crecen también en un proceso retromórfico que tiene lugar a partir de cristales de estauroлита.

El granate puede formar cristales residuales, estirados o rodeados por sombras de presión. En algunas muestras forma cristales helicíticos, con inclusiones de grafito o de cuarzo giradas respecto a la esquistosidad. En todos los casos su formación tiene lugar en una fase pre o sincinemática. No se observa crecimiento tardío de estos cristales, como en la zona de la Hoja de Alora (CHAMON, C., y QUINQUER, R., 1974).

La estauroлита crece en una etapa sincinemática, a veces tardía o en una etapa totalmente estática, posterior incluso a la del crecimiento de la andalucita. En este último caso los cristales presentan carácter totalmente idiomorfo e incluso contiene hacia el núcleo un cristal xenomorfo de estauroлита, con inclusiones grafitosas dispuestas helicíticamente.

La andalucita forma cristales prismáticos, casi siempre idiomorfos. Las inclusiones grafitosas pueden ser S_2 ligeramente girada o estar totalmente desordenadas en los cristales de crecimiento más tardío. No suelen encontrarse dentro de los blastos de andalucita restos de estauroлита previamente formada, como ocurre en las Hojas situadas al Oeste (Coin y Alora, IGME, 1974).

En las anfibolitas y rocas asociadas se han encontrado:

cuarzo-epidota-hornblenda
cuarzo-biotita-granate-epidota ± hornblenda-oligoclase.

Se puede decir que se trata de cuarzo anfibolitas dada la riqueza en cuarzo en todas las rocas estudiadas. Todas ellas presentan una estructura algo bandeada mineralógicamente, siendo variable la forma de los granos componentes, que generalmente son de pequeño tamaño.

Del estudio petrológico de todas las Hojas meridionales de la provincia

de Málaga (I. G. M. E., 1974), se deduce que el desarrollo de estaurólita tardía aumenta hacia el Este.

4.3 ALPUJARRIDE

Esta Unidad tectónica se diferencia de su equivalente en todo el sector occidental de Málaga, en que presenta una cobertera triásica conocida sólo en los alrededores del pueblo de Pujerra. Por lo demás, se encuentran los mismos micaesquistos en los que existe una zonación mineral que culmina aquí en migmatitas y que en Alora, Coin, Marbella y Estepona (I. G. M. E., 1973 y 1974) llegan a pasar gradualmente en rocas de facies granulítica que están en contacto con masas de peridotitas.

4.3.1 MARMOLES (Δ)

Las muestras estudiadas son de composición caliza y los granos de carbonato cálcico tienen formas variables, desde muy alargadas y orientadas a casi equidimensionales. En general suelen ser de grano fino y contienen algo de cuarzo, albita o mica blanca.

4.3.2 ESQUISTOS Y CUARCITAS ($\xi\gamma\kappa$)

Se diferencian de los esquistos de Benamocarra en los siguientes caracteres, de una manera general:

- 1.º Los micropliegues de S_2 son mucho más laxos y simétricos.
- 2.º El grafito está ausente o es verdaderamente escaso, lo que da un color más claro, casi plateado, a las muestras de mano.
- 3.º A este carácter de coloración contribuye también la mayor abundancia de mica blanca, que forma láminas algo más grandes.
- 4.º La biotita es escasisima, si bien los numerosos lechos de clorita contienen algún resto de ella.
- 5.º La total ausencia de granate.
- 6.º La presencia de diminutos rutilos y de turmalinas, que en vez de ser pardo-verdosas son generalmente verde-azuladas.

Estos mismos caracteres distintivos se pueden también aplicar respecto a la serie de micaesquistos negros infrayacentes.

Las asociaciones minerales más frecuentes son:

cuarzo-moscovita-biotita-epidota-andalucita-albita
cuarzo-moscovita-biotita-andalucita \pm albita
cuarzo-moscovita-biotita-estaurólita-albita
cuarzo-moscovita-biotita-estaurólita-distena-albita
cuarzo-moscovita-biotita-distena-albita
cuarzo-moscovita-biotita-epidota-distena-albita.

La epidota se encuentra en pequeños prismas amarillentos, dispuestos según la esquistosidad de la roca. Nunca llega a ser un mineral abundante.

La albita adopta forma redondeada o glandular. Es un mineral sobreamplificado y sus inclusiones de cuarzo pueden estar ligeramente giradas.

La estaurólita sólo se ha encontrado en tres muestras, en forma de cristales muy reducidos y escasos que no aclaran sus relaciones respecto a la esquistosidad. Igualmente poco abundantes han sido los cristales de distena, que se hallan algo deformados e incluso ligeramente desflecados.

La andalucita se presenta en una forma muy característica, diferente de la que se conoce en la Unidad de Benamocarra. Sólo en una muestra se ha encontrado un cristal de tendencia prismática. Lo más común es que forme cristales anubarrados o agregados de ellos, de tamaño reducido y que engloban la esquistosidad.

Algunos niveles de cuarcitas corresponden en realidad a cuarzoanfíbolitas que contienen epidota, diópsido y plagioclasa, además de un anfíbol de tonalidad algo más azulada que el que se encuentra en la Unidad de Benamocarra.

4.3.3 ESQUISTOS (ξ_{BK}) Y NEISES MIGMATITICOS (ψ)

En este conjunto se esboza ya la zonación mineral conocida en Alora (I. G. M. E., 1974) y Marbella (I. G. M. E., 1973). La expresión cartográfica de la existencia de diferentes isógradas no es posible, dado el pequeño tamaño del afloramiento, y que requería un número de muestras muy superior al objetivo del presente estudio. Por otra parte, el fenómeno resulta ya harto conocido en las regiones vecinas.

Las similitudes son notables entre esta serie y la Unidad de Benamocarra, dando la sensación de que en aquélla no llegan a encontrarse rocas que contengan distena y/o sillimanita, además de la estaurólita y la andalucita. Aparte de las asociaciones minerales citadas para la Unidad de Benamocarra, que también están aquí representadas, se han encontrado las siguientes:

cuarzo-moscovita-biotita-granate-distena-plagioclasa
cuarzo-moscovita-biotita-granate-estaurólita-andalucita-sillimanita-plagioclasa
cuarzo-moscovita-biotita-granate-estaurólita-andalucita-distena-sillimanita-plagioclasa.
cuarzo-biotita-granate-estaurólita-andalucita-distena-sillimanita-plagioclasa-feldespato potásico.
cuarzo-biotita-granate-sillimanita-plagioclasa-feldespato potásico.

Otra diferencia, aparte de la existencia de asociaciones minerales de alto grado, es la ausencia, al menos aparente, de anfíbolitas.

Respecto al desarrollo de estaurólita y andalucita en las asociaciones similares en las de la Unidad de Benamocarra, no se aprecian diferencias

notables. Ambas son tardías, si bien la blastesis de la estauroлита tiene lugar en un espacio más prolongado de tiempo.

Lo mismo puede decirse respecto al granate, salvo que al llegar a la isograda del feldespató potásico aumenta considerablemente su tamaño, al tiempo que disminuye el número de cristales.

La distena forma prismas que han crecido en una etapa sin a postcinemática. Este mineral no suele abundar ni en número de individuos por muestra ni tampoco en el número de muestras que lo contienen.

La sillimanita se presenta en agregados fibrolíticos formados a expensas de la biotita.

El feldespató potásico es muy escaso en las rocas bandeadas del comienzo de su isograda, que por otro lado contienen numerosas glándulas de plagioclasa. En las rocas ya migmatíticas presenta estructura glandular y exoluciones micropertíticas, que son más numerosas cuando la estructura es ya francamente granitoide. En este último caso puede observarse en algunas muestras una cierta riqueza en turmalina y sobre todo en moscovita de origen secundario.

De la coexistencia tan frecuente de numerosos minerales en una misma muestra se pone de manifiesto que numerosas reacciones han quedado incompletas, debido en parte al carácter plurifacial del metamorfismo.

4.4 DIABASAS

De los numerosos diques conocidos muy rara vez puede identificarse la composición mineral debido al fuerte grado de alteración que las afecta. En aquellas en que ésta se ha podido reconocer se han identificado plagioclasas básicas, clinopiroxeno y algo de hornblenda verde formada a partir de él. Lo más común es que estas rocas se presenten como un agregado sericítico-clorítico, implantado sobre una textura subofítica de grano fino.

5 METALOGENIA

Son casi nulos los indicios metalogénicos en la zona, limitándose éstos a la presencia de carbonatos de cobre (azurita y malaquita), diseminados en filones de cuarzo. No hemos podido ver ningún indicio indicador de su explotación o estudio, y es en la Hoja de Málaga donde existe algún indicio, aunque escaso. De los diversos puntos en que se ha detectado esta mineralización, destacamos la que presenta un filón de cuarzo de 1 a 1,5 m. de potencia y unos 100 m. visibles de corrida dentro de las filitas verdes carboníferas. Se ha situado al pie del camino vecinal a la altura del lagar de los Huescos, próximo al río de Cauche.

También de forma esporádica, aunque más frecuente, existen yacimientos de barita, de origen sedimentario en forma de lentejones, asociado al nivel conglomerático poligénico del Carbonífero.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 ROCAS INDUSTRIALES

Es escasa la utilización con fines industriales de la litología de la región, limitándose éstos a las rocas carbonatadas subbéticas, y algunas canteras de yeso.

En la zona de la Unidad de Ronda-Torcal, Sierra Pelada, existen numerosos indicios y canteras abandonadas, situadas en el nivel de calizas nodulosas rojas del Malm. Esta variedad de facies roja, al no seguir ningún control, localizándose de manera anárquica en el conjunto, justifica el número y volumen de explotaciones. En la actualidad existe una cantera de cierta envergadura que explota dichas calizas con fines ornamentales, realizándose la elaboración de las mismas en la localidad de Antequera.

En el N. de la Torca, en la carretera de Zafarraya, existe una cantera situada en un coluvión de dolomías del Triás-Lías que utilizan para la fabricación de gravas.

Al N. de Sierra Pelada, en los materiales triásicos, se explota un nivel de yesos sacaroideos. Por último, e igualmente de yeso, existe una explotación en los materiales permo-triásicos del Maláguide, en cercanías al Cerro de las Trébedes.

6.2 MINERIA

Ya se indicó en el apartado de metalogenia la escasez de mineralizaciones existentes en la zona, y en consecuencia la minería se encuentra mal y escasamente desarrollada.

Las escasas denuncias existentes están situadas en el borde sur-occidental, entre el río Cauche y el río Campanillas y en el cerro de Trébedes. Se trata, todas ellas, de pequeñas concesiones en las pizarras carboníferas, donde se han explotado, ya que se encuentran todas abandonadas, lentejones de baritina dentro de la formación conglomerática.

Por último, en la Sierra de Gallo-Vilo se ha solicitado un permiso de investigación para la posible explotación de carbón.

Al parecer, a principios de siglo se explotó un pequeño yacimiento de carbón para cubrir parte de las necesidades de la fragua de Alfarnatejo, acabándose sus reservas a los pocos años, lo que nos indica la escasa importancia del mismo.

6.3 HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista hidrogeológico, la zona se encuentra dividida en dos dominios bien definidos: el primero constituido por los materiales béticos y la depresión de Colmenar, que abarca los 2/3 de la Hoja, y el segundo en el tercio superior por los materiales subbéticos.

El conjunto Bético-Depresión de Colmenar, se puede considerar impermeable, localizándose los escasos acuíferos en zonas de fracturas en los materiales metamórficos, y en las areniscas del Flysch, en la formación de Colmenar, pero en ambos casos sólo de importancia local.

En el Tercio Superior, constituido por macizos calizo-dolomíticos pertenecientes al Subbético, donde se localiza el único acuífero de importancia, cuya alimentación se realiza por infiltración directa, siendo su circulación cárstica y diaclasas.

El drenaje de este acuífero se efectúa a través de una serie de manantiales. Entre los más importantes cabe mencionar:

Robledo, con un caudal aproximado de 60 l/s., que da lugar al nacimiento del río Cauche.

Borbollón, que origina el río de la Cueva, con un caudal de unos 200 l/s.

Los manantiales de Sabar, de 100 l/s.; de El Batán, con 60 l/s., y Guaro, con un máximo de 200 l/s.

Por último, los manantiales del puerto de La Fresneda, que arrojan en conjunto un caudal de 200 l/s.

Igualmente aparecen otros de menor importancia colgados, no existiendo explotación de éstos, por sondeos, exceptuando el que abastece al pueblo de Alfarnate.

Por último, cabe destacar el manantial de aguas sulfurosas de los Baños de Vilo, cuyo origen muy posiblemente esté relacionado con los materiales Triásicos que forman el núcleo del anticlinal de Gallo-Vilo.

En la actualidad se está llevando a cabo por medio del IGME un estudio hidrogeológico de la provincia de Málaga.

7 BIBLIOGRAFIA

AZEMA, J. (1960).—«Sur la structure du Secondaire et Nummulitique des environs de Málaga». *Boll. de la Societe geologique de france. Serie 7*, tomo II, pp. 304-344.

AZEMA, M. J. (1960).—«Sur la stratigraphie du Jurassique des environs de Málaga (Espagne)». *Extrat des C. R. D. S. de l'Academie des Sciences. Seance du 21 mars 1960*.

- (1961).—«Etude geologique des abords de Málaga (Espagne)». *Estudios geológicos*, Vol. XVII, pp. 131-160.
- BERTRAND, M. et KILIAN, W. (1889).—«Etudes sur les terrains-secondaires dans les provinces de Granade et Malaga». *Mission d'Andalousie. Mem. Ac. Sc. de Paris*, tomo XXX, pp. 378-582. (Versión española. *Bol. Com. Map. Geol. de Esp.*, tomo XVIII, pp. 257-447, 52 figs., 2 láms. Madrid, 1892.)
- BLUMENTHAL, M. (1960).—«Sur les rapports des zones subbetique et penibétique a la hauteur d'Archidona-Alfarnate (Prov. de Málaga et Granade)». *C. R. Ac. Sc.*, tomo CXCI, p. 1018.
- (1931).—«Geologie des chaines penibétiques et subbétiques entre Antequera et Loja et des zones limitropheres (Andalousie)». *B. S. G. F.* (5), tomo I, pp. 23-94, 4 figs., 3 láms., Paris.
- (1949).—«Estudio geológico de las cadenas costeras al O. de Málaga, entre el río Guadalhorce y el río Verde». *Bol. Inst. Geol. y Min. de España*, tomo LXII, pp. 11-203.
- BOULIN, J. (1961).—«Sur le Betique de Málaga aux environs de Vélez-Málaga (province de Málaga, Espagne)». *C. R. Somm. S. G. F.*, núm. 10, pp. 291-293.
- (1962).—«Sur les Alpujarrides Occidentales et leurs rapports avec la mappe de Málaga (Andalousie méridionale)». *Boll. S. G. F.* (7), 4, núm. 3, pp. 384-389.
- (1962).—«Sur la série metamorphique de Vélez-Málaga, province de Málaga (Espagne)». *B. S. G. F.* (7), tomo IV, núm. 2, pp. 165-169.
- (1970).—«Les zones internes des cordilleres bétiques de Málaga a Motril (Espagne meridionale)». *Annales Herbert et Hang. Travaux du laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de l'Université de Paris*, tomo X, pp. 1-237.
- BOULIN, J.; BOURGOIS, J.; CHAUVE, P.; DURAN-DELGA, M.; MATHIS, V.; PEYRE, Y.; RIVIERE, M. and VERA, J. A. (1973).—«Age miocene inférieur de la formación de la Viñuela, discordante sur les nappes internes bétiques (Prov. de Málaga, Espagne)». *C. R. Ac. Sciences*, tomo 176, séne D, pp. 1245-1248, 1 fig., 2 tabl.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P.; MAGNE, J.; MONNOT, J.; PEYRE, Y.; RIGO, E., et RIVIERE, M. (1972).—«La formation de las Millanas, serie burdigalienne transgresiva, sur les zones internes des cordilleres bétiques occidentales (región d'Alozaina-Tolox, province de Málaga, Espagne)». *C. R. Ac. Sc. Paris*, Série D, tomo 275, pp. 169-172.
- BOURGOIS, J.; BOURROUILH, R.; CHAUVE, P.; DIDON, J.; DURAND DELGA, M.; FOURCADE, E.; FOUCAULT, A.; PAQUET, J.; PEYRE, Y. et RAN-CHEARD, Y. (1970).—«Données nouvelles sur la geologie des Cordillere bétiques». *Ann. Soc. Geol. Nord.*, tomo XC, 25 figs., pp. 347-393.
- CHAMON, C.; ESTEVEZ, C., y PILES, E. (1973, en prensa).—«Hoja geológica 1:50.000, núm. 15-45 (Marbella)». *IGME*.

- (1973, en prensa).—«Hoja geológica 1:50.000, núm. 15-46 (Estepona)». *IGME*.
- CHAMON, C., y ESTEVEZ, C. (1975) (en prensa).—«Hoja geológica 1:50.000, núm. 17-44 (Málaga)». *IGME*.
- CHAUVE, P.; DIDON, J., y PEYRE, Y. (1968).—«Le Crétacé inférieur du Péninsulaire bétique (Zone de Ronda-Torcal), Cordillères bétiques, Espagne». *Bull. Soc. Geol. France* (7), X, pp. 56-64, 5 figs., 1 pl.
- CHAUVE, P.; MATHIS, V.; PEYRE, Y., et RIVIERE, M. (1973).—«Sur la présence de tufs dans les sédiments l'âge burdigalien de la région de la Viñuela-Alcarium. Zafarraya-Riogordo (Province de Málaga, Espagne)». *Ann. Soc. Univ. Besancon, Zone, Serie, Fasc. 20*, 3 figs., 1 pl., photos, pp. 153-166.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M., et KORNPROBST, J. (1973).—«Homologies géologiques entre les deux rives du D'étroit de Gibraltar». *Bull. de la Société Geol. de France*, 7.^e Serie, tomo XV, pp. 77 a 190.
- DURAND-DELGA, M. (1966).—«Titres et travaux scientifiques». *Imp. Priester*. Paris.
- EGELER y SIMON, O. J. (1969).—«Sur la tectonique de la zone Bétique». *North-Holland Publis hing Comp.* Amsterdam, pp. 1-90.
- GONZALEZ DONOSO, J. L.; LINARES, A.; LOPEZ GARRIDO, A. C. y VERA, J. A. (1971).—«Bosquejo estratigráfico del Jurásico de las Cordilleras Béticas». *Cuadernos de Geología Ibérica*, vol. 2, pp. 55-90, Madrid.
- KOCKEL, F. (1959).—«Conodontos del Paleozoico de Málaga». *N. y C. del IGME*, núm. 53, pp. 149-163.
- KOCKEL, F., y STOPPEL, D. (1962).—«Hallazgos de conodontos y algunos cortes en el paleozoico de Málaga». *N. y C. del IGME*, tomo 68, pp. 133-169.
- MAGNE, J.; PEYRE, Y.; VALLE, M. del y VERA, J. A. (1969).—«La serie estratigráfica del Gallo-Vilo (Prov. de Málaga, España)». *Acta Geol. Hisp.*, tomo IV, núm. 3, pp. 67-71.
- MATHIS, V. (1974).—«Etude géologique de l'extrémité orientale de la zone de Colmenar (Province de Málaga, Espagne)». *Thèse de l'université de Besancon*, pp. 1-201.
- ORUETA, D. (1917).—«Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda». *Mem. IGME*, núm. 28, pp. 1-577.
- PAQUET, J. (1969).—«Etude géologique de l'Ouest de la province de Murcie (Espagne)». (These, Lille, 1967.) *Mem. Soc. Geol. France*, N. S. XLVIII, núm. 111, 270 p. 107 figs., 8 pl., 1 carte.
- PEYRE, Y. (1969).—«Essai sur la paléogéographie des Cordillères bétiques au Crétacé inférieur». La transversale de Málaga. *C. R. Somm. S. G. Fr.*, núm. 2, pp. 45-49.
- (1969).—«Présentation de deux coupes tectoniques d'ensemble dans les Cordillères Bétiques au Nord de Málaga (Andalousie)». *C. R. Somm. S. G. Fr.*, núm. 2, pp. 38-39.

- (1974).—«Geologie d'Antequere et de sa région (Cordilleres bétiques, Espagne)». *Trav. de geol. Mediterranem. Associe au C. N. R. S. Institut National Agronomique*. París, Grignon.
- PILES, E.; ESTEVEZ, C., y BARBA, A. (1974) (en prensa).—«Hoja geológica 1:50.000, núm. 15-45 (Coin)». *IGME*.
- ROBAUX, A. (1939).—«Sur la présence du Crétacé supérieur sur le Paléozoïque du Bétique de Málaga». *C. R. Ac. des Sc.*, tomo 202, pp. 1291-1293.
- VERA, J. A. (1969).—«Estudio Geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes». *Mem. Inst. Geol. y Min. de España*, tomo LXII.
- WINKLER, H. (1974).—«Petrogenesis of metamorphic rocks». *Springer Verlag*. Berlín, 320 pp.