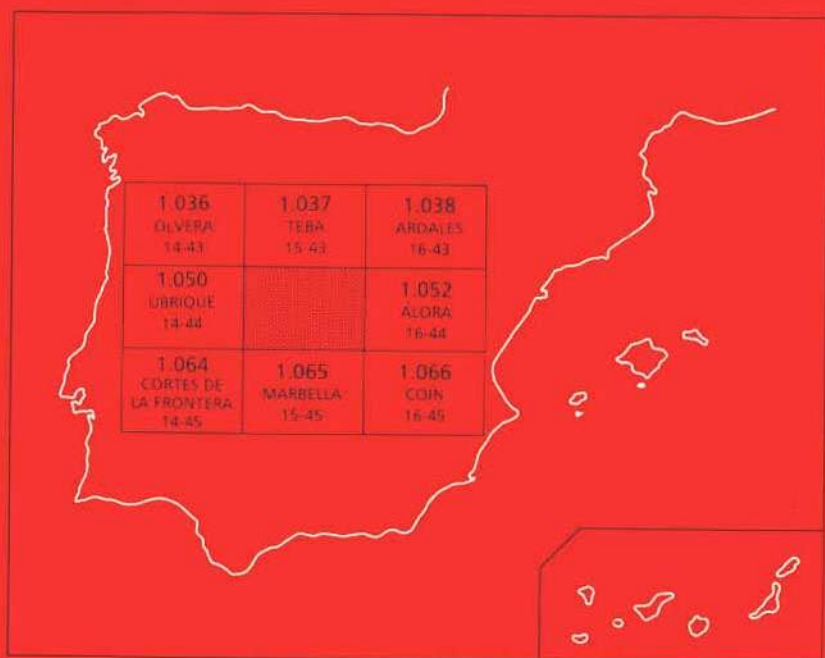




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



RONDA

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D, 1270/1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.

Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

RONDA

Segunda serie - Primera edición

MADRID, 1990

Fotocomposición: GEOTEM, S.A.
Imprime: Gráficas Loureiro, S.L.
Depósito legal: M-9216-1991
NIPO: 232-91-001-4

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por GEOPRIN, S.A. y T.C.R., S.A., bajo normas, dirección y supervisión del Instituto Geológico y Minero de España (IGME), habiendo intervenido en la misma los siguientes Doctores o Licenciados en Ciencias Geológicas:

Confección de Hoja Geológica y Memoria

Geoprin, S.A.

A. del Olmo Sanz (Complejo Predorsaliano. Formaciones Tecto-Sedimentarias, Formaciones Post-orogénicas, Subbético Interno).

T.C.R., S.A.

F. Moreno Serrano (Complejo Predorsaliano, formaciones Tecto-Sedimentarias, Formaciones Post-orogénicas, Subbético Interno).

Universidad Granada

J. Campos Fernández (Subbético Interno)
A. Estévez (Complejo Dorsaliano y Zona Bética)
J. García-Dueñas (Complejo Dorsaliano, Zona Bética y Subbético Interno)
L. García-Rossell (Subbético Interno)
A. Martín Algarra (Complejo Dorsaliano y Zona Bética)
M. Orozco (Subbético Interno)
C. Sanz de Galdeano (Subbético Interno)

Sedimentología

M. C. Comas
E. Remacha
A. Maymo

Micropaleontología

J. Martínez Gallego
E. Moreno

Petrografía ígnea y metamórfica

A. Martín Algarra

Asesores Especiales

J. Baena
L. Jerez

Dirección del proyecto y supervisión del I.G.M.E.

P. Ruiz Reig

0. INTRODUCCION

0.1. SITUACION

La Hoja de Ronda, nº15-44, se encuentra enclavada en la parte occidental de las Cordilleras Béticas y engloba la zona central de la Serranía de Ronda, extendiéndose por las provincias de Málaga y Cádiz.

El relieve es muy accidentado si bien en el ángulo noroccidental se abre una amplia depresión donde se sitúa la ciudad de Ronda.

Dentro de la zona montañosa podemos distinguir cuatro a modo de ejes, orientados de NE. a SO., formados por los relieves más abruptos entre los cuales se abren estrechos valles, y una región, al SE., donde las montañas y barrancos se ordenan de un modo anárquico (Sierra de Tolox).

En un recorrido del Oeste hacia el Este encontraríamos primero el eje de la Sierra de los Merinos, más hacia el Este la alineación Mesa de Juan, Sierra Blanquilla, Sierra Hidalga y Sierra del Oregonal, en tercer lugar Tajo de Pompeya, Tajo de la Golera, Riscos del Lirio, Las Torrecillas y Cerro del Almendro, quedando en la zona más oriental el eje de Sierra Prieta, Sierra de la Cabrilla, Sierra del Pinar y Sierra de las Nieves.

Otros relieves al margen de esta orientación son las sierras de Alcaparaín, en el ángulo NE. de la Hoja y las sierras de las Salinas y de las Cumbres situadas en la depresión de Ronda.

El sistema hidrográfico está formado por los ríos Guadalevín y Guadalcobacín que drenan la depresión de Ronda y los ríos Grande y Turón que, junto con sus afluentes, recogen las aguas de la Serranía de Ronda.

0.2. ANTECEDENTES

Los primeros autores que estudiaron la zona cartografiada fueron MAC PHERSON y DOMINGO DE ORUETA, a finales del siglo XIX y principios del XX, quienes hicieron descripciones geológicas de la provincia de Cádiz y de la Serranía de Ronda, respectivamente.

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

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

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

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

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

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

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

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

0.3. ENCUADRE GEOLOGICO

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

Tradicionalmente se distinguen las **Zonas Internas** y las **Zonas Externas**, en comparación con cordilleras de desarrollo geosinclinal; o sea, una parte externa con cobertera plegada y a veces con estructura de manto de corrimiento y una parte interna con deformaciones más profundas que afectan al zócalo y que están acompañadas de metamorfismo. Actualizando estos conceptos, podríamos decir que las **Zonas Externas** se sitúan en los bordes de los cratones o placas europea y africana y presentan características propias en cada borde, mientras que las **Zonas Internas** son comunes a ambos lados del mar de Alborán, situándose en la zona de separación entre ambas placas o zonas cratogénicas.

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

Las **Zonas Externas** están representadas aquí por:

- la Zona Prebética y
- la Zona Subbética.

Y las **Zonas Internas** por:

- la Zona Circumbética y
- la Zona Bética.

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

Veamos ahora resumidamente las características de ambas zonas.

La Zona Prebética:

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

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

La Zona Subbética:

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

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

- Subbético externo.
- Subbético medio.
- Subbético interno.

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

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

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

Es probable que la Zona Subbética se depositara sobre una corteza continental adelgazada relacionada con la placa europea. La primera alusión a esta zona corresponde a DOUVILLE.

La Zona Circumbética.

Dentro de las Zonas Internas, ha recibido este nombre porque sus materiales rodean con

mayor o menor extensión a la Zona Bética. Dentro de esta zona estarían incluidas unidades, formaciones y complejos que han recibido diversas denominaciones, según los autores, tales como Dorsal, Predorsales, Zona media, Unidades del Campo de Gibraltar, Substrato de los flysch cretácicos, Subbético ultrainterno, etc.

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

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

Complejo de la Alta Cadena.

Complejo Predorsaliano

Complejo Dorsaliano.

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

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

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

Es muy probable que la zona Circumbética se desarrollara sobre un fondo oceánico.

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

Complejo Maláguide

Complejo Alpujárride

Complejo Nevado-Filábride.

Se trata de tres unidades tectónicas, cuya posición de arriba a abajo es la descrita anteriormente, pero sin que ello indique como en las zonas anteriores una posición paleogeográfica.

Salvo en el Complejo Maláguide, están representados exclusivamente terrenos Paleozoicos y Triásicos.

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

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

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

Esta colisión pudo ser responsable también de que parte de la Zona Circumbética, situada al Sur de la Zona Bética (zona africana), fuera expulsada por encima de la Zona Bética hacia el lado ibérico (Flysch ultrabéticos) donde montó diversos dominios tanto en la Zona Circumbética septentrional o ibérica, como de la zona Subbética.

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

1. ESTRATIGRAFIA Y PETROLOGIA

Las formaciones alpujárrides y una parte de las maláguides han sufrido los efectos de más de una fase metamórfica. Para el conjunto de materiales metamorfizados se reúnen en la exposición los caracteres estratigráficos y petrográficos a fin de proporcionar una descripción integrada de unos y otros.

Exceptuando las sucesiones del Mioceno superior y Cuaternario, los materiales reconocidos en el área de Ronda han sido intensamente deformados por una complicada sucesión de etapas tectónicas, alguna de las cuales ocurridas en condiciones que han favorecido el desarrollo de esquistosidad. Es, sobre todo, en estos casos cuando se hace difícil la correcta valoración de los espesores originales de las series, de manera que las potencias consignadas en las **columnas estratigráficas** que acompañan al mapa y las citadas en este texto son generalmente estimativas, es decir, orientativas sobre el desarrollo de la acumulación de los materiales.

La descripción se ha ordenado por unidades o elementos tectónicos, no agrupándose los términos litológicos según sus edades. Las peridotitas se incluyen como parte de los Alpujárrides, dada su posición basal dentro de algunos mantos de dicho complejo.

1.1. ZONA BETICA

1.1.1. Sucesión Alpujárride

Son tres las unidades alpujárrides diferenciadas en el área; las sucesiones de cada una de ellas no parecen completas por razones estructurales, en la mayoría de los casos. La intensidad del metamorfismo y las condiciones de afloramiento hacen extremadamente difícil correlacionar los distintos términos de las respectivas unidades tectónicas.

Consecuentemente, se ha preferido tratar independientemente los términos componentes de cada unidad, sin establecer comparaciones o atribuciones cronológicas, demasiado especulativas.

1.1.1.1. *Rocas ultrabásicas* (1)

Afloran en pequeña extensión en la esquina SE de la Hoja y constituyen la prolongación del macizo ultramáfico de Sierra Bermeja. Debido a la escasa representación de las peridotitas en esta Hoja, su estudio detallado se ha considerado de interés secundario, ya que se dispone de una información suficientemente avanzada para el conjunto del macizo; se recomienda la consulta de los trabajos de ORUETA (1917), DICKEY (1970), DAROT (1974), LOOMIS (1975), OBATA y DICKEY (1976), SCMUBERT (1977) y OBATA (1977, 1980).

La composición fundamental corresponde a lertzholitas con diferentes facies ordenadas especialmente. Contienen, en bajo porcentaje, mafitas interpretadas como residuales en el proceso de fusión parcial de las peridotitas (cf. OBATA, 1980).

1.1.1.2. *Diferenciados granitoides* (2)

Son rocas compactas ácidas de composición granodiorítica y textura granoblástica, con

limitado desarrollo de una esquistosidad poco penetrativa y tonalidades pardas más o menos claras. Afloran en Tolox y más al S. en el límite de la Hoja, en el seno de las peridotitas con contactos al parecer mecanizados.

Al microscopio aparece clara la textura granoblástica, con desarrollo de los siguientes minerales: cuarzo, plagioclasa zonada (con núcleos bastante alterados de An_{73} - An_{50} rodeados por zonas de composición gradual entre An_{40} y An_{20} en la parte más externa), ortoclasa (parcialmente microclinizada y con desmezcla perítica), biotita marrón rojiza, moscovita, cordierita y turmalina. Esta paragénesis debe corresponder al máximo de temperatura, momento durante el cual parece haberse llegado a la fusión prácticamente total a juzgar por la presencia de crecimientos sinéuticos, maclas de Carlsbad, zonación normal (a veces recurrente) en las plagioclasas y desmezclas períticas de la ortoclasa. Los pocos restos de granate, que aparecen bastante transformados y corroídos, deben pertenecer a una paragénesis anterior de mayor presión.

1.1.1.3. **Micasquistos oscuros más o menos cuarzosos, con granate, estauroлита, andalucita, fibrolita, cordierita y grafito** (Unidad del Saucillo) (3)

Afloran bajo los materiales maláguides del cerro del Peral (carretera de Yunquera a El Burgo) y hacia la mitad del borde E. de la Hoja, sobre peridotitas y bajo el complejo Maláguide, con contactos claramente mecánicos que han sido interpretados como de corrimiento. No obstante su atribución alpujárride, su posición puede inducir a pensar que estos materiales podrían constituir la base metamórfica presilúrica del Complejo Maláguide ya que además a veces parece observarse un tránsito gradual hacia las grauwacas maláguides por medio de otro paquete menos metamórfico que se describirá en el siguiente apartado.

Se trata de una sucesión de micasquistos oscuros, a veces negros, con niveles centimétricos o decimétricos de cuarzoesquistos también oscuros, atravesados muy localmente por venas de cuarzo y plagioclasa; en la trinchera de la carretera de Yunquera a El Burgo y al S. del Cerro del Peral presentan un grano más fino hacia el techo. Los minerales más abundantes son: cuarzo, biotita, granate, estauroлита, andalucita, fibrolita y plagioclasa (An_5 y An_{26} en granos con zonación inversa e irregular). Todos ellos, salvo el granate, son postesquistosos respecto a la esquistosidad de flujo mejor desarrollada (S_2).

1.1.1.4. **Filitas negras y violáceas con niveles cuarcíticos** (Unidad del Saucillo) (4)

Descansan sobre el tramo anterior mediante tránsito gradual a través de micaesquistos negros de grano fino, razón por la cual resulta difícil precisar el límite. En el sector del cerro del Peral afloran en una estrecha banda bajo un Paleozoico maláguide típico; un contacto mecánico los separa.

La sucesión es de filitas negras o violáceas con niveles decimétricos de cuarzoesquistos oscuros y venas claras de cuarzo exudado.

La composición mineral es esencialmente de cuarzo, sericita, clorita, biotita, albita y grafito.

1.1.1.5. *Micasquistos y gneises migmatíticos* (Unidad de Yunquera) (5) y (6)

Constituyen esencialmente el tramo basal metapelítico de esta unidad, de edad presumiblemente paleozoica, que descansa mediante superficie de corrimiento sobre los materiales menos metamórficos asociados a la unidad de Las Nieves. Afloran especialmente en el sector próximo a Yunquera.

Se trata de micasquistos migmatíticos pardo-oscuros (6) con una paragénesis antigua de granate y distena a la que se superpone otra más reciente, posterior a la S_2 , con sillimanita, feldespato potásico, biotita y, finalmente, otra muy tardía con biotita y, sobre todo, moscovita en grandes láminas desorientadas, bien visibles a simple vista. A estos minerales hay que añadir, además, la plagioclasa de composición An_{35} a An_{48} con zonaciones irregulares.

Estos micaesquistos están invadidos en diversos grados por diferenciados cuarzofeldespáticos de textura gneísica (5) que han sido cartografiados cuando su volumen lo ha permitido. Los gneises son de tonos mucho más claros e incluso blancos y están constituidos por: distena y granate, pertenecientes a una paragénesis antigua, a la que se superpone otra con sillimanita, ortosa (microclinizada a veces y con alguna desmezcla perfitica), biotita y plagioclasa, en general más sólida que en los micaesquistos y, aunque en alguna muestra llega a ser An_{40} por lo general es An_{22} - An_{50} , siempre en zonación normal, siendo la composición albítica propia de bordes mirmequíticos de agregados intergranulares.

Este tramo metapelítico contiene intercalaciones de mármoles, que se describirán más adelante, y pasa de forma transicional al tramo carbonatado suprayacente, dentro del cual aparecen también intercalaciones de micaesquistos, de apariencia igual a los ya descritos, pero con metamorfismo decreciente y que han sido señalados en cartografía, cuando el tamaño del afloramiento lo ha permitido, con el mismo símbolo. En éstos continúa apareciendo la primera paragénesis de granate y distena pero los minerales de la segunda indican un metamorfismo más bajo, con formación de estauroлита, cordierita, flogopita, moscovita y plagioclasa de composición An_{36} a An_{45} y zonación irregular.

1.1.1.6. *Mármoles dolomíticos de la unidad de Yunquera* (7)

Constituyen un paquete relativamente potente de alrededor de 700 m que descansa sobre el tramo anterior: el tránsito es gradual ya que pueden aparecer intercalaciones de mármoles más o menos dicontínuas en el seno de los micasquistos migmatíticos.

La naturaleza esencialmente dolomítica y homogénea de estos mármoles hace que sean poco visibles las superficies de estratificación o esquistosidad. Son mármoles masivos sacaroideos muy fracturados y frecuentemente desagregados, lo que da lugar a una característica **arena** dolomítica. En algunos puntos exhiben un bandeado gris por acumulación diferencial de grafito y silicatos cálcicos y magnésicos.

La mineralogía, aparte de la dolomita y la caliza, depende de la posición en la columna. Así, en las intercalaciones carbonatadas situadas dentro de los micasquistos migmatíticos y en la base del paquete, aparece diópsido, tremolita y talco, mientras que hacia arriba el diópsido

desaparece rápidamente y sólo permanecen, extendiéndose hasta los niveles más altos, la tremolita y el talco.

1.1.1.7. *Tramo superior de mármoles calizos y calcoesquistos, alternantes con micasquistos de grano fino, filitas y cuarcitas* (Unidad de Yunquera) (8) (9) y (10)

Se trata de una alternancia con todos los términos transicionales entre rocas carbonatadas y rocas detríticas, que muestran un metamorfismo de grado bajo e, incluso, transición al grado medio en sus niveles basales (micasquistos de grano fino).

Las rocas carbonatadas son esencialmente mármoles calizos (10) si bien pueden aparecer también niveles dolomíticos (9) con una ligera recristalización. El talco es el único mineral silicatado que, con carácter general, aparece en ellas. Ocasionalmente pueden aparecer además, en la mitad inferior del tramo, flogopita y albita-oligoclasa. En la extrema base, en el tránsito al tramo anterior, se han observado restos pseudomorfizados atribuibles a tremolita.

Las filitas y cuarcitas (8) que afloran en alternancia, tienen tonalidades variables según el término que más abunde; las filitas suelen ser verdes y azuladas y las cuarcitas amarillas u ocres. La composición mineralógica viene dada por: cuarzo, sericita y clorita. La biotita sólo aparece en los micasquistos de grano fino de la mitad inferior del tramo.

En los niveles próximos al tránsito con el tramo precedente aparecen ocasionalmente pequeñas motas muy alteradas que podrían representar reliquias transformadas de cordierita.

1.1.1.8 *Brecha del Jarro* (11)

Un problema delicado es el de la delimitación de la unidad de Yunquera por su parte septentrional. Entre otras razones, las dificultades se deben a la existencia de una brecha muy semejante, por no decir igual, a la de la Nava, que aflora en continuidad con ésta en los alrededores del Pico del Jarro. Se encuentra sobre los materiales de la unidad de Yunquera y aflora extensamente.

Parece tapar los contactos entre la unidad de las Nieves y la de Yunquera, lo cual plantea algunos problemas sobre su edad. Al igual que la brecha de la Nava, está afectada por los contactos que delimitan la Zona Bética en esta Hoja. Por estas razones hemos optado por separarla provisionalmente de la brecha de la Nava; se consideran pertenecientes a la brecha del Jarro los afloramientos semejantes a la brecha de la Nava que se encuentran sobre la unidad de Yunquera. Sus características litológicas son semejantes a las de la brecha de la Nava por lo que se remite al lector al apartado donde ésta se describe.

1.1.2. **Sucesión del Complejo Maláguide**

Aflora al N, junto al límite septentrional de la Zona Bética, en el sector del Convento de las Nieves en el cerro del Peral y en la esquina SE. de la Hoja. Algunos afloramientos pequeños

existen hacia el suroeste, en los alrededores de la carretera Ronda-San Pedro de Alcántara.

Se sitúa sobre distintos términos de la sucesión alpujárride y de las unidades asociadas a los Complejos Dorsaliano y Predorsaliano.

La estructura interna es compleja, debido a la existencia de escamaciones que pueden delimitar, en algunos puntos, dos unidades tectónicas (extremo E. del afloramiento del Convento de las Nieves). La sucesión tipo completa se ha de establecer a partir de observaciones parciales en distintos sectores.

1.1.2.1. *Términos paleozoicos*

En lo que respecta al Paleozoico, conviene advertir que bajo las siglas (9) se han englobado los términos detríticos (pelíticos y areníticos en general) que pueden aparecer tanto debajo como encima del miembro de **calizas alabeadas** (10), aún cuando ya sobre el terreno se pueden establecer ligeras diferencias entre los miembros detríticos inferior y superior. Por esta razón se describirán de abajo arriba estos tres miembros del Complejo Maláguide.

1.1.2.1.1. *Miembro 1 (12)*

Está formado por filitas, cuarzofilitas, metagrauwacas filitosas, microconglomerados grauwáquicos, conglomerados de cantos estriados y esquistos de grano fino, con biotita en los niveles basales. Este miembro se atraviesa en la carretera entre Yunquera y El Burgo (cerro del Peral) y se extiende por todo el borde meridional del afloramiento del Convento de las Nieves. Asimismo se encuentra bien representado en la esquina SE. de la Hoja por debajo de las **calizas alabeadas**, atravesado por las carreteras y caminos vecinales que salen de Jorox y de Alozaina.

Hacia la base, los términos desarrollan localmente un ligero metamorfismo con paso gradual a filitas y metagrauwacas filitosas más o menos moteadas (cabecera del río Grande, al S. de Yunquera). En materiales de este miembro se observan, al microscopio, dos esquistosidades: una continua, S_1 , y otra más tardía, S_2 , (crenulación y trasposición de S_1) asociadas a la formación de mica blanca, biotita y clorita.

La moscovita puede aparecer además en placas de mayor tamaño, relativamente tardías, posteriores a la S_2 . Otros minerales abundantes, que pueden ser incluso detríticos, son el cuarzo y la albita (An_5 - An_{10}). En menor proporción y probablemente también detríticos, al menos en parte, se encuentran: turmalina, pistacita, circón, rutilo y apatito. El grafito aparece, sobre todo, en las rocas de tonalidades relativamente oscuras.

Los niveles de conglomerados de cantos estirados pueden aparecer a diferentes alturas del miembro. En ellos son frecuentes los cantos de cuarzo, cuarcitas y liditas, fuertemente deformados. En conjunto suelen ser de colores grises a pardos, más claros que los de las metagrauwacas y filitas en los que aparecen intercalados. Cuando ha sido posible han sido cartografiados (14).

El miembro descrito descansa sobre filitas, y/o micasquistos de grano fino, de tonos oscuros o negros, que han sido asignados a la unidad de Saucillo del Complejo Alpujárride, en el borde S. del cerro del Peral y entre los km 10 y 11 de la carretera de Ronda a San Pedro de Alcántara. Una situación semejante se repite en el tramo de la carretera entre Jorox y Alozaina, junto al contacto con las peridotitas. En este caso, no obstante, existen dudas más serias de asignación al Complejo Alpujárride debido a la notable dificultad a la hora de distinguir los materiales claramente maláguides de los alpujárrides, ya que en este lugar parece existir una transición totalmente gradual entre micasquistos basales negros de grano fino con granate, biotita y albita (An_0 - An_5), que también presentan dos esquistosidades, y las metagrauwacas y filitas suprayacentes. La exígua extensión del afloramiento de estos micaesquistos, ceñidos al contacto con las peridotitas, junto a las consideraciones arriba indicadas, nos ha inducido a no individualizarlos cartográficamente.

1.1.2.1.2. *Miembro 2* (13)

Corresponde a las calizas alabeadas y está compuesto esencialmente por niveles decimétricos replegados de calizas negras o grises azuladas, que alternan con grauwacas grises pardas. Están bien representadas en el borde N. del afloramiento del Convento de las Nieves y su continuación oriental en el cerro del Peral, así como en la esquina SE. de la Hoja, entre Yunquera y Tolox, donde alcanzan una potencia superior a los 250 m, que lateralmente decrece de forma notable. En el relieve suelen dar un ligero resalte que facilita su cartografía.

1.1.2.1.3. *Miembro 3* (12)

Está constituido por pizarras, grauwacas y microconglomerados con ocasionales intercalaciones de conglomerados que se han cartografiado (14) en el área de las Millanas, donde alcanzan un notable desarrollo. La matriz de estos conglomerados es bastante oscura y los cantos, apenas deformados, suelen ser de cuarzo, liditas, cuarcitas y grauwacas. El color de la matriz y la poca deformación de los cantos permite distinguirlos fácilmente de los niveles de litología semejante del miembro 1.

1.1.2.2. *Términos mesozoicos*

Dos conjuntos se pueden reconocer en estos términos: uno inferior constituido por pelitas, areniscas y microconglomerados rojos, y otro superior carbonatado, que sólo aflora en las proximidades del Convento de las Nieves.

1.1.2.2.1. *Tramo inferior* (15)

Las pelitas, areniscas y conglomerados rojos que lo constituyen pueden atribuirse al Permo-Trías, como clásicamente se hace en otras regiones de la Cordillera Bética. Afloran sobre distintos términos de la serie paleozoica, lo que sugiere que son discordantes sobre ella, aunque una discordancia neta no ha sido reconocida en ningún punto. Su presencia permite destacar las escamaciones y duplicaciones de la serie maláguide.

1.1.2.2. *Tramo superior* (16)

Sobre el tramo infrayacente, afloran en las inmediaciones del Convento de las Nieves y en algunos mantos del SE. de la Hoja unas dolomías oscuras, negras o grises azuladas, con algunos restos de lamelibranchios. Se diferencian netamente de las dolomías de la base del Jurásico maláguide de otros sectores, que suelen ser grises claras y muy cristalinas, razón por la que hemos preferido atribuir las al Trías.

No existen en esta Hoja afloramientos claramente atribuibles a la cobertera jurásica y cretácica maláguide. Los pequeños afloramientos de esta edad que jalonan el borde septentrional del afloramiento del Convento parecen estar ligados al flysch del Complejo Predorsaliano, aunque no puede excluirse definitivamente la posibilidad de que pertenezcan al Complejo Maláguide.

1.1.3. **Formaciones de Alozaina y de Las Millanas** (17)

Hemos reunido en nuestro mapa estas dos formaciones que fueron descubiertas y descritas por BOURGOIS et al. 1972 (in BOURGOIS, 1978).

La formación de Alozaina, la más baja, contiene margas grises, con microfauna y conglomerados con cantos de procedencia maláguide, paleozoicos, mesozoicos y rocas volcánicas; también, areniscas amarillas con ostreidos y pectínidos y niveles de calizas detríticas con macroforaminíferos. Es transgresiva y abarca desde la transición Oligo-Aquitaniense medio-superior.

La formación de Las Millanas está constituida por brechas angulosas con abundantes cantos metamórficos, procedentes de Alpujárrides y Maláguides. Hacia la parte superior abundan progresivamente las alternancias de margas claras. No está bien datada aunque las margas superiores han proporcionado foraminíferos del Burdigaliense basal probable (BOURGOIS, 1978). Es discordante sobre el conjunto de la Zona Bética, aunque ésto no se observa en el sector de Alozaina; sin embargo, más al Este, entre Vélez-Málaga y Zafarraya, se encuentra una formación equivalente (F. de La Viñuela) que descansa sobre los Alpujárrides.

El depósito de la formación de Las Millanas precede a la traslación del complejo de flysch sobre la Zona Bética.

1.2. ZONA CIRCUMBÉTICA

1.2.1. **Complejo Dorsaliano**

1.2.1.1. *Unidad de las Nieves y materiales epimetamórficos asimilables*

Cinco términos litológicos constituyen la serie de la unidad de Las Nieves. Cuatro de ellos son mesozoicos y premetamórficos, tanto en los sectores internos de la unidad como en la escama del Picacho; pueden verse afectados por una recrystalización epimetamórfica y un intenso repliegamiento sinquistoso, ambos más netos cuanto más hacia abajo nos situemos

en la secuencia estratigráfica. El término cenozoico, la brecha de la Nava, es postmetamórfico y discordante sobre los anteriores, a cuyas expensas se ha formado. Está afectada por las superficies de corrimiento que delimitan a la unidad de las Nieves (aunque algunos problemas subsisten en el sector del Arca) y está pellizcada en núcleos sinclinales complejos, estructurados previamente a la delimitación de las unidades.

1.2.1.1.1. *Dolomías (18) y mármoles dolomíticos (19)*

Son los materiales más extensamente representados de la unidad. Es frecuente encontrarlos intensamente triturados y brechificados. En general, son bastante cristalinos, lo que dificulta ostensiblemente el reconocimiento de la textura original. En otros casos, como por ejemplo en las Turquillas o al SO. de la Sierra Prieta, la estratificación está bien definida por alternancias de paquetes masivos que pueden superar la decena de metros de espesor y paquetes bien estratificados. El espesor de esta sucesión dolomítica es variable pero supera con seguridad los 1.100 m en las Turquillas.

MARTIN-ALCARRA (1980 b) reconoce a estas dolomías tipos de facies (sedimentos laminados por algas, calcarenitas, biostromas de algas dasycladáceas y lumaquelas de megalodóntidos) que caracterizan un ambiente de plataforma somera restringida y posiblemente, hipersalina.

Las algas dasycladáceas han sido identificadas como *Gyroporella sp. aff. verticillata* KAMPI-
NER (cf. DORR, 1967; MARTIN-ALCARRA 1980, b) que permite datar el Carniense terminal o, más probablemente el Noriense.

El símbolo (19) se utiliza cuando aparecen signos de recristalización metamórfica, aún cuando ésta sea incipiente e incluso respete algunas estructuras orgánicas. En general, los materiales epimetamórficos (19) pertenecen a la escama del Picacho, si bien aparecen ya en el flanco invertido del sinclinal de la Torrejilla, donde se puede observar el paso gradual a las dolomías con metamorfismo apreciable.

Los materiales epimetamórficos (19) son dolomías más o menos marmóreas y mármoles dolomíticos (a veces también calcíticos). Además de los carbonatos, otros minerales presentes son talco y grafito, que pueden definir dos esquistosidades, en general poco marcadas, dada su escasa abundancia y la recristalización tardía postesquistosa.

1.2.1.1.2. *Alternancias calizas, dolomíticas y margosas (20) y mármoles calizo-dolomíticos y calcoesquistosos (21)*

El contacto de las dolomías con las alternancias calizo-margosas suprayacentes es difícil de establecer. En unos puntos éstas pueden faltar por completo, mientras que en otros alcanzan un desarrollo notable.

En el sector septentrional de la Sierra de las Nieves las intercalaciones margosas son muy escasas, incluso inexistentes; en el cerro Alto y al NO. de éste, sobre las dolomías, reposa un paquete de calizas en bancos, grises o negros, que llega a alcanzar 200 m de espesor. En los

afloramientos del Tajo de Pompeya, Sierra del Oreganal y S. de la Almola, las calizas pueden desaparecer prácticamente del todo. Igual sucede a 1 km al NO. del Picacho, donde las calizas con sílex descansan directamente sobre las dolomías. Además, los restos no dolomitizados existentes en los alrededores del cruce de carreteras a Cartajima y Paruta suelen ser de colores bastante claros.

Por el contrario, en los alrededores de la Alcazaba y del Cerro del Chaparral, el desarrollo de este término es notable, especialmente el de las alternancias calizo-margosas; allí llegan a tener individualidad cartográfica.

Finalmente, en otros sectores, como por ejemplo en los alrededores de Sierra Prieta, en las inmediaciones del Cortijo de Los Quejigales, o al NO de la Alcazaba, lo que aparece son alternancias entre dolomías y margas o, más bien, entre dolomías, calizas y margas.

Todos estos cambios de facies hacen difícil situar con precisión el contacto entre las dolomías infrayacentes y estos niveles.

Diversos autores (BLUMENTHAL, 1930, 1933; DÜRR, 1967; FELDER, 1978), han determinado faunas de lamelibranquios, corales y braquiopodos que permiten la asignación del paquete al Rhetiense.

Las microfacies de los términos calizos son variadas: desde micríticas, solamente azoicas en las calizas negras en bancos, a oolíticas, solamente o bioclásticas en los niveles, generalmente dolomitizados, de la cañada del Hornillo. Predominan, no obstante, las micritas y pelmicritas con escasos fósiles. Esta variabilidad de las facies sugiere a MARTIN-ALGARRA (1980 b) que el depósito debió acontecer en un ambiente transicional, de borde de plataforma, más o menos abierto a las influencias pelágicas.

Al igual que ocurría con el tramo precedente, estos materiales han sido afectados por una recristalización metamórfica (21). En ciertos puntos, como en los alrededores de la Torrecilla, existen serias dificultades para delimitarlos con precisión, dada la gradación existente hasta niveles equivalentes sin recristalización aparente. Consecuentemente, las alternancias calizo-dolomítico-margosas se transforman en alternancias, generalmente de decimétricas a métricas, entre mármoles calizos y dolomíticos de color blanco a gris, calizas grises azuladas esquistosadas, dolomías recristalizadas y calcoesquistos sericíticos y cuarzosos. En los mármoles aparecen talco y grafito según dos esquistosidades y láminas desorientadas post-esquistosas de talco, tal como ocurre con los términos dolomíticos infrayacentes (19), con los que existen todos los pasos transicionales. Los calcoesquistos presentan las dos esquistosidades con formación de sericitas y cloritas y a veces, una tercera más espaciada, de crenulación. En éstos, los minerales principales son: calcita, cuarzo, sericita, clorita, grafito, turmalina y albita (An₇).

1.2.1.1.3. *Calizas con sílex (23) y calcoesquistos con nódulos de cuarzo replegados (24)*

Afloran ampliamente en las partes altas de la Sierra de las Nieves y también, ya epimetomórficos e intensamente replegados, al N. de la Torrecilla y en la zona del Picacho así como al S. y SE. de la Sierra Prieta, donde BOURGOIS (1978) los incluye en su unidad de Bonela-Capellán.

En la base de este término, cuya potencia varía entre 50 y 150 m. DÜRR (1967) encontró ammonites del Lías inferior.

En general, se trata de calizas grises tableadas, con abundante sílex en nódulos y a veces estratificados. En algunos puntos (p.e. en el Cerro del Chaparral), existen intercalaciones rosadas de calizas nodulosas. En otros, el sílex es menos abundante e incluso puede llegar a desaparecer. Igualmente el contenido margoso puede ser ligeramente variable de unos puntos a otros. Ocasionalmente (O. y NO. del Picacho) pueden contener incluso algunos estratos dolomíticos.

En general, estas calizas son algo terrígenas, pueden contener piritita y sus microfacies son francamente pelágicas: micritas peletoidales y biomicritas con espículas, radiolarios, placas de equinodermos, secciones de ammonites y belemnites. Lateralmente pueden relacionarse con bancos de calizas de crinoides (carretera a Parauta) y esporádicamente intercalan episodios calcareníticos ricos en cuarzo. Estas calizas con sílex liásicas son depósitos netamente pelágicos posiblemente depositados en un ambiente de talud o de surco.

Los términos epimetamórficos (24) son calizas recristalizadas con nódulos de sílex parcialmente transformados a cuarzo, replegados y estirados, en alternancia con niveles de margas esquistosas y calcoesquistos sericíticos que, ocasionalmente, pueden llegar a ser claramente filitas y cloritoesquistos, dependiendo de la abundancia relativa de los componentes metapelíticos. Al microscopio se aprecian una o dos esquistosidades más o menos continuas, materializadas por los filosilicatos, y otra tardía de crenulación. La composición mineralógica de los niveles margosos epimetamórficos está constituida principalmente por calcita, sericita, clorita, cuarzo y turmalina.

1.2.1.1.4. Calizas y margocalizas esquistosas y nodulosas. Radiolaritas (27)

En sólo dos puntos afloran bien estos materiales: en la carretera de Parauta y en la Cañada en la Encina (de la Mina). Otros afloramientos, esquistosados y parcialmente recristalizados, existen en la Peña de los Enamorados, la Alcazaba y al NO de la Terrecira. En el arroyo del Tamar y en la Cañada del Hornillo, bastante cubiertos, y en el km 11 de la carretera de Ronda a S. Pedro de Alcántara también afloran estos niveles.

FELDER (1978) y MARTIN-ALGARRA (1980 b) describen el corte de Parauta con bastante detalle; está constituido por unas calizas nodulosas rojas muy esquistosas (unos 10 m), un horizonte de radiolaritas rojas muy puras (1,5 m) que lateralmente desaparecen y unas margocalizas con *Aptychus* (*Lamelaptychus*), esquistosas y nodulosas, grises, amarillentas (unos 20 m) y rojizas en los 2 m superiores.

Una sucesión totalmente equivalente se corta en la Cañada de la Encina, aunque las margocalizas grises-amarillentas no afloran bien, y términos semejantes se encuentran en todos los afloramientos citados. En total estos niveles deben alcanzar una potencia máxima de unos 50 m aunque en ningún punto existe un corte continuo que permita registrar esa potencia.

FELDER (1978) dató con nanoplancton el Eoceno-Mioceno en los niveles rojos superiores

del corte de Parauta y MARTIN-ALGARRA (1980 a, b), con tintinidos, el tránsito Jurásico-Cretácico. Por tanto estos niveles pueden atribuirse al Jurásico medio-superior y a la base del Cretácico.

1.2.1.1.5. *Brecha de la Nava* (29)

Este término culmina la columna estratigráfica de la unidad de Las Nieves. Aflora extensamente en los llanos de La Nava, de donde toma el nombre, así como en el sector NE. de la Sierra Las Nieves. Afloramientos dispersos pueden encontrarse en todos los sectores de la unidad, lo que atestigua la considerable extensión que debió alcanzar, así como su potencia superior en no pocos puntos a los 100 m.

Es una brecha poligénica, heterométrica, predominantemente constituida por detritos carbonatados procedentes de la propia unidad de Las Nieves o de sus equivalentes metamórficos (Unidad del Picacho). Más esporádicamente también aparecen cantos metapelíticos de procedencia claramente alpujarride. Los cantos son bastante angulosos y prácticamente no presentan ningún ordenamiento interno. La matriz está constituida por fragmentos carbonatados más pequeños, frecuentemente monocristales de carbonato, especialmente de dolomita, posiblemente producto de la disgregación de antiguos mármoles. El cemento es calcítico. Es frecuente que los cantos hayan sido parcial o totalmente lixiviados, lo que confiere a la roca un aspecto oqueroso y uniforme característico. A veces, resulta notablemente difícil distinguirla (sobre todo cuando predominan los cantos y la matriz de detritos dolomíticos) de las dolomías triásicas meteorizadas como, por ejemplo, en el borde S. de la Hoja, en la carretera de San Pedro de Alcántara, donde, además, una brechificación tectónica dificulta aún más la distinción de la brecha y la dolomía.

Un análisis de la problemática que plantea la edad de esta brecha haría prolija esta Memoria. En cualquier caso (cf. MARTIN-ALGARRA, 1980 a) es, con seguridad, terciaria y su edad debe estar comprendida entre las de las últimas fases de metamorfismo y la de la estructuración definitiva de las Zonas Internas. Una edad Oligoceno superior o Mioceno inferior parece, pues, la más razonable.

1.2.1.2. *Términos de la unidad de Enamorados y afines* (Cabrilla, Almola)

Es difícil decidir si el conjunto de jirones tectónicos que jalonan el contacto septentrional de la unidad de Las Nieves forma parte de un único dominio paleogeográfico o bien si cada uno de ellos procede de dominios diferentes. Y ello por que tanto las semejanzas como las diferencias existentes entre la series estratigráficas de cada afloramiento son notables. Según KOCKEL (1963) los afloramientos por él estudiados (Cañada de Pereila, Tajo de Cabrilla y zona de Espidora de BLUMENTHAL, 1930, 1933) formarían parte de su zona de Prieta-Nieves, la cual constituiría un dominio paleogeográfico transicional entre la zona de Chorro-Viento (Penibético) y el Bético de Málaga sensu Blumenthal. DÜRR (1967), que estudia la Almola, Sierra del Oreganal, Tajo de Pompeya y Tajo de los Enamorados, separa estos afloramientos y los estudiados por KOCKEL (1963) de la zona de Nieves y los incorpora a su zona de Enamorados, para la cual admite una posición paleogeográfica intermedia y transicional entre sus zonas de Ronda y de Nieves.

Por otra parte, los autores franceses (BOURGOIS et. al., 1970) incorporan a la Dorsal Bética afloramientos incluidos por DÜRR (1967) en sus zonas de Benadalid, de Nieves y de Enamorados; DIDON et. al., (1973), por comparación con las series estratigráficas de la Dorsal Rifeña, asignan la zona de Enamorados a la Dorsal Interna.

Todas estas interpretaciones tienen en cuenta predominantemente las semejanzas existentes entre los distintos afloramientos mencionados y los consideran como un conjunto relativamente uniforme desde el punto de vista estratigráfico y paleogeográfico, si bien las discrepancias se centran en la posición relativa de los diferentes dominios entre sí. Es BUSER (1977-78) quien primero resalta las diferencias entre algunos de los afloramientos. En su estudio del área entre Yunquera y Puerto Martínez, separa la unidad de Cabrilla de la unidad de Pereila en base a criterios estratigráficos y tectónicos. Además, propone que estas unidades podrían formar parte del flysch que jalona el contacto entre las Zonas Internas y las Externas en esta Hoja. Este flysch, de acuerdo con BUSER (1977-78), sería asimilable a la Formación de Arcillas con Bloques definida previamente por BOURGOIS (1973) en la región de El Burgo y, consecuentemente, tanto la unidad de Cabrilla como la de Pereila no serían sino megaolistolitos embalados en el flysch. BOURGOIS (1978-79) recoge esta interpretación de tales unidades y las incluye en su Neonumídico, el cual no sería sino una variación lateral de facies de la Formación de Arcillas con Bloques. Este autor distingue además la unidad de Espíldora, en la cual incorpora los afloramientos dispersos de calizas y brechas, que se extiende desde el cortijo de Espíldora (Píldora) hasta Puerto Martínez, y que, según BUSER (1977-78), podrían ser equivalentes a la unidad de Pereila, interpretación ésta que, no obstante con ciertas reservas, parece más correcta.

Según FELDER (1978; 1981) la unidad de Pereila formaría parte de la **Predorsal** y la unidad de Cabrillas (subunidad de Almola), en la que incorpora también los afloramientos existentes entre la Almola y el Tajo de los Enamorados; constituiría un fragmento severamente tectonizado y deslizado hacia el exterior, sobre el flysch, de la cobertera post-permotriásica del Maláguide.

MARTIN-ALGARRA et al. (1979) reconocen diversos términos de la serie estratigráfica de la Almola y MARTIN-ALGARRA (1980 a) describe series detalladas tanto en la Almola como en el Tajo de los Enamorados, en el cual reconoce por primera vez el Dogger. Además, discute el problema de las diferencias estratigráficas entre afloramientos tan próximos y concluye que, al igual que sus equivalentes más orientales, deben formar parte del flysch que jalona el bordé septentrional de la unidad de las Nieves, si bien ha existido una tectonización posterior que dificulta notablemente el reconocimiento del carácter de olistolitos.

Habida cuenta de esta situación, se plantea un problema engorroso a la hora de presentar una serie estratigráfica sintética, tanto más cuanto que las diferencias son notables a distancia de pocos kilómetros.

1.2.1.2.1. *Dolomías claras* (22)

Están muy bien representadas en Sierra Cabrilla donde supera los 500 m de espesor. Son

bastante masivas y cristalinas. Localmente aparecen estratificadas en bancos, en cuyo caso se pueden reconocer facies laminadas de origen algal. En algunos puntos aparecen algas dasy-cladáceas parecidas a las de las dolomías de la unidad de Las Nieves, lo que permite atribuir este paquete al Triás superior.

En el Tajo de Pompeya aparecen una dolomías en posición equivalente, algo más oscuras y cristalinas y allí su espesor alcanza unos 110 m.

Es posible que parte de las dolomías de la Sierra del Oreganal pertenezcan a esta unidad, pero la intensa tectonización dificulta su atribución, por lo que ha parecido más coherente, desde el punto de vista cartográfico, incluirlas en la unidad de Las Nieves.

1.2.1.2.2. *Calizas blancas, localmente calizas con sílex y brechas* (25)

Forman la mayor parte de dos de los afloramientos estudiados, la Almola y el Tajo de los Enamorados, así como buena parte de las cimas de Sierra Cabrilla. En todos los casos dan un fuerte tajo en la parte septentrional y occidental. En la Almola y en el Tajo de los Enamorados superan los 200 m de espesor. En la Sierra Cabrilla, por el contrario, apenas sobrepasan los 150 m.

Las microfacies de las calizas son variadas en el detalle. Se trata de grainstones y packstones interclásticos y peletoidales, localmente oolíticos o con desarrollo de porosidad fenestral. Hacia la parte superior del paquete se hacen más frecuentes los niveles bioclásticos con foraminíferos bentónicos, lamelibranquios, gasterópodos, algas codiáceas y solenoparáceas y crinoides. MARTIN-ALGARRA (1980 a) cita en la Almola secciones de *Entolium*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINTERI) e *Involutina liásica* (JONES), lo que permite asignar al paquete una edad liásica infradomeriense.

En el Tajo de los Enamorados, los metros superiores están constituidos por calizas de crinoides y espículas, con nódulos de sílex, que pasan lateralmente a calizas blancas similares a las infrayacentes. Con estos niveles se relaciona la brecha de grandes cantos de caliza cuya matriz ha proporcionado a DÜRR (1967) braquiópodos del Pliensbachense.

1.2.1.2.3. *Calizas nodulosas rojas, amarillentas y rosadas. Calizas pardas. Calizas blancas en bancos. Calizas con sílex. Brechas* (26)

Bajo este epígrafe se reúne un conjunto muy variado de rocas de edad jurásica, muy diversas en el detalle, e incluso berriasiense. Sus afloramientos son muy pequeños y difíciles de destacar. Al objeto de no complicar la cartografía de la Hoja, se han cartografiado como un mismo conjunto, si bien las diferencias existentes entre cada afloramiento son notables y se comenta a continuación

En la Almola, por encima de las calizas masivas liásicas y mediante un contacto irregular y mineralizado aparecen unas calizas en bancos que no superan los 3 m de espesor, de color pardo, de microfacies biomicríticas con abundantes filamentos. *Saccocoma* y embriones de ammonites que contienen ammonites del Kimmeridgiense (MARTIN-ALGARRA et al. 1979;

MARTIN-ALGARRA, 1980 a) entre los cuales hemos podido determinar: *Aspidoceras sp. cf. A. acanthium* (OPPEL), *Aspidoceras sp. cf. A. uhlandi* (OPPEL). Sobre ellas se encuentran unas calizas blancas bien estratificadas de hasta 7 m de espesor y con microfacies micríticas o biomicríticas con *Globochaete*, *Stomiosphera*, *Codosina* y *tintínidos*. MARTIN-ALGARRA (1980 a) encuentra ammonites y tintínidos que le permiten caracterizar el Berriasiense inferior (zona de Jacobi-Grandis) con: *Pseudosubplanites lorioli* (ZITTEL), *Pseudosubplanites grandis* (MAZENOT), y con: *Calpionella alpina* LORENZ, *Crassicollaria parvula* REMANE, *Caintermedia* (DURAND-DELGA), *Celliptica CADISCH*, *Remaniella cadischiana* (COLOM) y *Tintinopsella carpathica* (MURG. y FILIP.) (zona B), y el Berriasiense superior (zona de Biosieri) con: *Lytoceras sp.*, *Kilianiceras sp.* *Malbosiceras sp. gr. M. paramimoumun* (MAZENOT) y con: *C. alpina* LORENZ, *T. carpathica* (MURG. y FILIP.), *T. longa* (COLOM) *Calpionellopsis simplex* (COLOM) Y *C. oblonga* (CADISCH) (Zona D).

En el Tajo de los Enamorados, sobre las calizas, aparece un paquete de calizas nodulosas amarillentas que en la parte meridional del afloramiento alcanza 10 m de espesor y que hacia el N. puede desaparecer. Las microfacies son biomicríticas con abundantes filamentos, algunos radiolarios, protoglobigerinas y embriones de ammonites. MARTIN-ALGARRA (1980 a) ha reconocido el Bajociense inferior con: *Emileia sp.*, *Emileia aff. catamoroha* BUCKMAN, *Skirroceras bayleanus* (OPPEL), *Skirroceas sp. gr. dolichoecus* (BUSCKMAN), *Stephanoceras sp.*, *Holcophylloceras sp.*, *Cadomites daubennyisebsu* (BUSCKMAN) non (GEMMELLARO)., *Galliphylloceras sp.*, y el Bathoniense con: *Lytoceras sp. Bullatimorphytes? sp.*

Por encima de estas calizas nodulosas vienen unos 15 m de margocalizas esquistosas y nodulosas rojizas, con microfacies biomicríticas ricas en *Saccodoma*, que en la parte superior contienen nódulos de sílex y niveles de radiolaritas. Tanto DÜRR (1967) como MARTIN-ALGARRA (1980 a) han recogido ammonites del Tithónico. Este último cita: *Perisphinctidae*, *Dorsoplanitoides* o *Virgatosimoceras*, *Ptychophylloceras sp. Haploceras elimatum* (OPPEL).

En la parte SO. de la Sierra Cabrilla, en las inmediaciones del arroyo de las Siete Fuentes, las calizas blancas liásicas desaparecen completamente, quizás debido a una dolomitización epigenética, y directamente sobre las dolomías se encuentran unas brechas de cantos calizos y dolomíticos, de espesor reducido. Sobre ellas vienen unas calizas rojizas masivas de hasta 5 m de espesor y aspecto localmente noduloso y, finalmente, unas calizas grises con nódulos de sílex. En las partes altas de la Sierra Cabrilla, sobre las calizas blancas aparecen unas calizas pseudonodulosas y brechas con matriz rojiza que recuerdan bastante a las citadas más arriba. Igualmente, sobre ellas, viene un paquete de calizas blancas y grisáceas estratificadas en bancos o incluso algo tableadas, que contienen nódulos de sílex. Por su posición y litología, estos términos podrían atribuirse al Lías inferior y medio, sin que se puedan hacer más precisiones por el momento. Localmente el resto del Jurásico puede que esté representado en estos términos.

1.2.1.2.4. Margocalizas y margas (28)

En el Peñón y en la Almola aparecen unas margocalizas y margas blancas que, por su facies, pueden ser asignadas al Neocomiense. MARTIN-ALGARRA (1980 a) encuentra, además, en

la base de la escama superior del Tajo de los Enamorados, un banco de margocaliza rojiza con microfauna planctónica atribuible al Paleoceno o Eoceno inferior. Niveles similares aparecen, en algunos puntos, en la Sierra Cabrilla.

A lo largo del borde septentrional del afloramiento de Maláguide del Convento de las Nieves y embaladas en el flysch aparecen unas margocalizas blancas que contienen *aptychus* (*Angulaptychs? sp.*) y ammonites del Cretácico inferior muy mal conservados.

En la Almola, localmente, aparecen pequeños afloramientos de margas rosadas con algunos niveles delgados de brechas en los que MARTIN-ALGARRA (1980 a) ha datado el Senoniense y el Eoceno.

En el Tajo de Cabrilla, BOURGOIS (1978) menciona la existencia de una megabrecha con bloques de tamaño superior al m³ y matriz amarillenta en la que reconoce la presencia de fantasmas de nummulites lo que le permite correlacionarla con la brecha **neonummulítica** existente en unidades parecidas en Argelia septentrional. No hemos detectado la presencia de tal brecha, y estamos en condiciones de asegurar que su extensión no es, en cualquier caso, la que le atribuye este autor. Un examen más detallado puede que permita en un futuro su detección y cartografía precisas.

Unos escasísimos niveles rojos, no cartografiados, culminan la serie de Cabrilla. Se trata de margocalizas muy esquistosas. En la escama inferior de la unidad de Cabrilla, en el Tajo de los Artilleros, estos niveles rojos contienen crinoides en láminas delgadas muy estirados y recristalizados.

Finalmente, sobre distintos términos se depositan unas arcillas y arenas pardas, idénticas a las del flysch neunumidico, en el cual este conjunto de afloramientos parecen estar embalados.

1.2.2. Unidades Predorsalianas

1.2.2.1. *Sucesión de la Unidad de Pereila*

Ha sido descrita con bastante detalle por BUSER (1977-78) y BOURGOIS (1978-79). Su base está formada por unas dolomías grisáceas (30) que alcanzan unos 50 m de potencia, atribuibles al Trías superior. Por encima vienen unas alternancias de calizas dolomíticas y margosas (31) con algunos nódulos de sílex. Este término contiene lamelibranchios pequeños mal conservados y pliegues sinsedimentarios de tipo **slump**. Hacia el techo aparecen unas margas verdes o rojizas. Por su facies este término se atribuye al Rethiense y su potencia supera los 130 m.

Una potente brecha (32) de espesor variable (máximo 130 m), muy heterométrica, constituida por cantos y bloques procedentes de los materiales infrayacentes constituye el siguiente término. Hacia la parte superior presenta unas calizas blancas que, a su vez, actúan como matriz de nuevos niveles brechoides. Por su posición estratigráfica puede asignarse una edad Hettangiense. Según BOURGOIS (1979) esta brecha sería una espectacular prueba de la distensión a la que están sometidas las zonas más internas de las cordilleras alpinas del

Mediterráneo occidental durante el límite Trías-Lías.

Sobre las brechas se sitúa un paquete (33) de espesor variable, hasta 50 m, constituido por calizas nodulosas rojas, calizas grises con sílex, calizas rojas y brechas en una intrincada asociación de facies cuando se observan con detalle. Las microfacies son micríticas o biomicríticas, con espículas, radiolarios y filamentos. Los niveles nodulosos rojos han suministrado a KOCKEL (1963) y BUSER (1977-78) una fauna de Arnioceras que les ha permitido datar el Sinemuriense.

Un potente paquete de calizas con sílex y manchas ferruginosas (34), que ha suministrado a BUSER (1977-78) ammonites del Domeriense y el Toarciense, aflora extensamente en el sector occidental y meridional de la unidad. Su potencia es difícil de estimar pero debe superar los 200 m y sus microfacies son micríticas o biomicríticas con radiolarios, espículas y escasos filamentos. La parte superior (36) de este paquete contiene menos sílex y ha sido separada cartográficamente de la parte inferior; su característica más destacada, aparte de la frecuencia menor de nódulos de sílex, es que contiene abundantes filamentos, lo que permite su asignación al Dogger.

Muy localmente aparecen en las inmediaciones de la Cañada de Pereila materiales atribuibles al Cretácico inferior (39). Se trata de unas brechas de matriz margocaliza, donde ésta existe, que contienen *Aptychus* y *belemnites* del Cretácico inferior y fragmentos indeterminables de ammonites, así como cantos de calizas blancas de apariencia liásica, calizas nodulosas, brechas, calizas con sílex, margocalizas amarillentas y verdosas y radiolaritas. Sin embargo, son especialmente estos términos los mejor representados en los afloramientos discontinuos situados desde el cortijo de Espíldora hacia el E. donde las brechas adquieren un notable desarrollo y variabilidad de facies y se encuentran, además, intercaladas entre margocalizas blancas y grises con intercalaciones radiolaríticas **delgadas**. En estos afloramientos descansan sobre calizas con sílex, las cuales se sitúan sobre unas margocalizas esquistosas rojas (¿Sinemuriense?) que, a su vez, se encuentran sobre unas dolomías cristalinas. De la parte basal de estos niveles con sílex proceden los ammonites del Domeriense encontrados por KOCKEL (1963) en el más oriental de los afloramientos considerados, al N. de Puerto Martínez.

Puntualmente aparecen unos pequeños afloramientos de margas rojizas que no han suministrado microfauna alguna. BUSER (1977-78) ha encontrado en ellos nanoplancton del Eoceno. BOURGOIS (1978) en las cercanías de Puerto Martínez ha datado el Senoniense superior y además señala la existencia de unas areniscas azoicas que le recuerdan al flysch del Aptiense-Cenomaniense del Corredor de Bayar, areniscas que no ha sido posible diferenciar del flysch neonumídico en este sector.

Finalmente, sobre toda la sucesión aparecen discordantemente las areniscas y arcillas pardas del flysch neonumídico, de edad supuestamente burdigaliense, en cuyo seno se encuentran embalados los disitnos fragmentos de la unidad.

1.2.2.2. **Unidad de Ardite**

Se trata de uno de los klippen asociados al Complejo Predorsaliano, en el que se diferencian

varios tramos estratigráficos que podrían formar parte de una sucesión, posteriormente dislocada. El klippe no aflora en toda su extensión en la Hoja de Ronda, por lo que se remite a BOURGOIS (1978) que lo ha estudiado en su totalidad, reinterpretando alguna de las conclusiones de los autores precedentes.

Describiremos brevemente aquí los términos que afloran dentro del área estudiada:

1.2.2.2.1. *Margas y margocalizas amarillentas* (35)

Es difícil verlas en un corte porque el afloramiento está cultivado. Son grises en fractura reciente y ligeramente detríticas, notándose la existencia de niveles turbidíticos. Como recoge BOURGOIS (1978), otros autores han datado en estos niveles con ammonites del Toarciense completo. La potencia puede superar los 100 m. Se ha señalado la presencia del Pliensbachiense.

1.2.2.2.2. *Calizas y margocalizas rojas* (37)

Son ricas en radiolarios y filamentos y pueden atribuirse ya al Dogger. Localmente tienen sílex y tonalidades blancas. Se han observado con un espesor del orden de 5 m.

1.2.2.2.3. *Margas blancas con "microbrechas"* (32)

Están separadas de la sucesión anterior pero podrían pertenecer a la misma sucesión original. Las **microbrechas** ricas en restos de *Aptychus* corresponden a turbiditas calcáreas. Las faunas, en especial las de tintinidos, son compatibles con una edad Neocomiense (BOURGOIS, 1978).

1.2.2.2.4. *Margas, margocalizas y calizas detríticas, rojas y verdes* (40)

Corresponde al **flysch arcilloso-microbréchnico** de BOURGOIS (1978 p. 120) y términos precedentes margosos rojos, del Senoniense superior (Campaniense terminal-Maastrichtiense). Su potencia es de, al menos, 50 m. Están separadas de la sucesión jurásica por un contacto tectónico.

1.2.2.2.5. *Calizas detríticas con *Microcodium** (41)

Los bancos son de espesor medio y bien estratificados. Su espesor es notable, superior a los 50 m. (Paleoceno).

1.2.2.3. *Unidad de Algeciras*

La unidad de Algeciras fue definida por J. DIDON (1960), caracterizándola, desde un punto de vista litológico, por la presencia de un potente flysch areniscoso micáceo que se situaba a techo. Esta Unidad fue asimilada por J. DIDON (1973), PENDON y J.A. VERA (1975) al Mauritaniense del Norte de África, con lo cual, J. BOURGOIS (1980) no está de acuerdo, pues considera que el Mauritaniense tiene como materiales más modernos los de edad Ypresiense-

Luteciense, contrastando, por lo tanto, con los términos de edad Oligoceno de la Unidad de Algeciras.

J. DIDON (1960) distingue en la Unidad de Algeciras, definida por él en el campo de Gibraltar, una serie con siete tramos, que abarcan una edad desde el Cenomaniense al Oligoceno, de los cuales hemos podido distinguir en la Hoja de Ronda los cuatro tramos superiores.

Los afloramientos de esta Unidad están situados al Oeste, Sur y Este de la ciudad de Ronda, donde reposan sobre el Subbético interno, encontrándose, a su vez, por debajo de los depósitos miocénicos de la Cuenca de Ronda. Otra zona de la Hoja donde aparece la Unidad es en el Valle de El Burgo, entre los arroyos de Prado del Aguila y Fuentecherina, manifestándose sólo en sus tres últimos tramos; descansan también sobre el Subbético interno y sirven de base a formaciones tecto-sedimentarias.

A continuación vamos a hacer una descripción de muro a techo de los tramos de la Unidad:

- Arcillas y margas de color rojizo, en las que se encuentran algunos niveles conglomeráticos. Tiene una edad que se extiende desde el Ypresiense probable al Luteciense. Dan afloramientos reducidos y no ha sido representado cartográficamente.

- Calizas biodetríticas con sílex, de color gris (42), dispuestas en bancos, y conglomerados algunos de cuyos cantos son ciertamente de edad jurásica. Todos estos yacimientos aparecen formando lentejones en medio de arcillas de colores rojo y verde; en ellos se observan laminaciones, **convoluted bedding** y granoclasificaciones formadas tanto por clastos como por microfauna.

En los bancos de calizas es notable la abundancia de grandes foraminíferos como *Nummulites* y *Orthofragminas* que señalan una edad que varía desde el Luteciense al Priabonense. El espesor total del tramo puede ser de 150 metros.

- A continuación viene un tramo de margas rojas (43) que en algunos casos pueden estar finamente estratificadas, capas de 3 y 4 cm de espesor con areniscas calcáreas formando un bandeado característico. La fauna recogida en ellas apunta hacia una edad oligocena. Su espesor supera los 100 m.

- El último tramo es el llamado flysch arenoso-micáceo (44) que caracteriza, según J. DIDON (1960), a la Unidad. Está formado por una alternancia de margas, color gris o verde, con capas de areniscas en las que un elemento fundamental es la presencia de moscovita; se piensa que esta moscovita, junto con otros elementos que constituyen la arenisca, podría proceder de las unidades béticas s.s., estableciendo así una relación directa entre este flysch y el Béticos s.s.

El espesor de este último se ha estimado en el Campo de Gibraltar como igual o superior a 1.000 m aunque en la presente Hoja no rebasa los 200 m.

Los análisis petrográficos han revelado que la arenisca es una litarenita en la que abundan el

cuarzo, la mica blanca y el feldespató potásico y como accesorios: clorita, glauconita, turmalina y óxidos de hierro...

El espesor de cada capa es de unos 20 cm aunque puede sufrir variaciones habiendo algunos de hasta más de 1 m. En estas capas se observan todo tipo de estructuras comunes en los flysch: laminaciones cruzadas, paralelas **convoluted bedding**, huellas de escape de agua, cantos blandos, granoclasificaciones positivas y negativas; en la base se observan **flutes**, moldes de huellas causadas por actividad biológica y restos de plantas. En general dominan las facies D.

1.3. SUBBÉTICO INTERNO

El Subbético interno ocupa una gran extensión de afloramientos en la Hoja de Ronda, extendiéndose por su mitad noroccidental. Corresponde a la denominada zona de Ronda por los autores alemanes y zona de Ronda-Torcal o Penibético de los franceses.

Las variaciones de facies entre las distintas unidades no son muy importantes, por lo que puede proponerse una sucesión estratigráfica general para todo el dominio.

1.3.1. Tramo de calizas oscuras y margas (45)

Afloran bien a lo largo de la carretera de Ronda a San Pedro de Alcántara, cerca del río Grande y al noroeste de Sierra Hidalga. Está constituido en general por calizas estratificadas en capas de grosor variable con tonos oscuros; existen impresiones de **burrows** y se suelen hallar restos de lamelibranquios mal conservados. Contienen intercalaciones margosas amarillentas (46) y también niveles de dolomías, junto con algunos otros arcillosos rojos, verdes y ocre y también niveles carniolares.

Hacia el techo, próximo al tramo superior, son más potentes las intercalaciones margosas y arcillosas, que admiten, a su vez, intercalaciones de limos, areniscas y carniolas; en su mayoría, los niveles carbonatados son dolomías de tonalidades claras.

Estos materiales han sido datados por DÜRR (1967) mediante la recogida de faunas del Anisiense-Ladiniense (Muschelkak) y algunas otras de un posible Carniense-Noriense.

DÜRR et al. (1962) citan la posible existencia de niveles haloclásticos bajo los materiales de este tramo, idea discutida por BOURGOIS (1968), que nosotros tampoco compartimos.

El espesor del tramo puede superar los 250 m.

1.3.2. Tramo de arcillas, margas, limos y areniscas, con yesos (47)

Se sitúan sobre el tramo anterior o bien afloran independientemente ya que se despegan con facilidad.

Las arcillas, margas y limos son de colores abigarrados (rojos, verdes, morados, amarillos),

localmente con niveles areniscosos y yesos. Pueden tener intercalados lechos carniolares delgados poco frecuentes salvo hacia el techo, en el tránsito al paquete superior que se describe más adelante. Localmente se encuentran nivelitos con oolitos ferruginosos. En conjunto, las facies del tramo se corresponden con las más extendidas del Triás subbético.

Según BLUMENTHAL (1933) pueden corresponder al Rethiense y quizás a parte del Noriense y el tránsito al Lías. La potencia es del orden de 50-70 m.

1.3.3. Tramo de dolomías (48)

Sobre los materiales de edad triásica aparecen unas dolomías de colores grises y ocres en bancos que pueden alcanzar 1 m de espesor. Hacia la parte basal del tramo pueden encontrarse intercalaciones de niveles de brechas dolomíticas y de carniolas.

En la parte alta son relativamente frecuentes los restos de calizas de colores claros, oolíticas o pseudoolíticas.

Este tramo pertenece posiblemente al Rethiense y a parte del Lías inferior aunque, dado el carácter secundario de, al menos, una gran parte de las dolomías, hay sectores en los que la dolomitización alcanza hasta el techo del Jurásico. En efecto, en diversas áreas de la Sierra Blanquilla y de la Mesa de Juan Pérez e, incluso, en los afloramientos del Jurásico terminal que extiende al S. de la Sierra de los Merinos, puede observarse cómo la transformación diagenética ha afectado a términos de edades muy diversas, llegando en algún caso al Malm (por ejemplo, en los afloramientos jurásicos situados al Este del Puerto de Viento). A veces, la dolomitización está controlada por determinados niveles estratigráficos y así no es raro encontrar bancos de dolomías intercalados dentro de las calizas jurásicas.

1.3.4. Tramo de calizas en bancos (49)

Cuando la dolomitización secundaria queda reducida a los niveles inferiores del Jurásico, sobre el tramo anterior existe un paquete de calizas grises y crema bien estratificadas y frecuentemente laminadas, en bancos que oscilan entre 20 y 70 cm de espesor. En general son calizas micríticas, entre las que son muy abundantes niveles aislados de microbrechas calizas y algunos bancos dolomíticos así como lechos de calizas de crinoides.

El espesor del tramo es variable de un sector a otro; las máximas potencias se presentan en la vertiente norte de la Sierra de Merinos, donde se alcanzan los 160 m, mientras que en la Sierra Blanquilla y en el de Jarastépar presenta espesores que se pueden estimar entre los 50-100 m.

No se ha encontrado macrofauna que permita datar este paquete calcáreo. Las observaciones efectuadas por DÜRR (1967) hacen pensar a este autor en la posibilidad de que estos materiales no corresponden sólo al Lías, sino que en ellos pueda estar también representado el Jurásico medio.

1.3.5. Calizas con estratificación gruesa o masiva (50)

Este tramo se caracteriza por su aparente carácter monótono, sin que pueda reconocerse ningún nivel guía ni estructuras sedimentarias. En la mayoría de los casos los bancos son gruesos (espesores comprendidos entre 0,6 m y 3 m), siendo frecuentes las amalgamaciones entre ellos, las cuales contribuyen al característico aspecto masivo de estas calizas. La potencia total del tramo puede llegar a ser de 200 m.

En numerosas secciones se ha podido observar el desarrollo generalizado de una brechificación en los bancos (estructura de falsas brechas) acentuada por estilolitización tardía. En todo el tramo dominan los bancos con texturas oolíticas, alternando con otros de calizas micríticas.

En algunos sectores, como se apuntó al principio, la dolomitización tardidiagenética alcanza a parte o a la totalidad del tramo. En estos casos los límites suelen ser irregulares y a veces se encuentran restos de caliza que han resistido a la dolomitización en el seno de la misma de dolomía secundaria.

Respecto a la edad del tramo, aunque no hemos encontrado por nuestra parte restos de macrofauna, podemos citar los datos de DÜRR (1963) quien, a partir de sus determinaciones de corales y de hydrozoarios, concluye que el límite Oxfordiense-Kimmeridgiense se encuentra en la parte superior del mismo.

1.3.6. Tramo de calizas nodulosas (51)

Termina la sucesión jurásica con un paquete en el que alternan calizas compactas y calizas noduloso-brechoides. Estas últimas son de colores rosados y grises, frecuentemente con matriz amarillo-verdosa, algo arcillosa; los nódulos son generalmente de pequeño tamaño (por término medio inferior a 5 cm); su empaquetamiento está acentuado por estilolitización diagenética.

Las calizas compactas son blancas, crema o grises, gruesamente estratificadas. Con frecuencia son calizas con texturas oncolíticas u oolíticas y a veces se presentan fuertemente brechificadas. El espesor de los bancos es variable, entre 60 cm y 1,5 m; no es raro que se presenten amalgamados y con una estilolitización intensa.

El techo de este paquete está constituido por una superficie karstificada (rock-ground) sobre la que se depositan directamente, en la mayoría de los casos, materiales del Cretácico superior. El rock-ground se presenta con una estructura columnar, con relieves de hasta 60 cm de altura; está revestido por una costra mamelonada de naturaleza orgánico-mineral (algal en parte); los huecos se encuentran rellenos de materiales de litología diversa y en la superficie endurecida se observan secciones frecuentes de ammonites de varios centímetros de diámetro y otros microfósiles, tales como lamelibranquios, belemnites, etc.

El espesor del tramo de calizas nodulosas es ligeramente variable de unos sectores a otros; en general supera los 120 m.

La edad de estos materiales no se puede precisar con exactitud ya que, a pesar de que no es raro encontrar en ellos restos de ammonites, el estado de conservación de las faunas es muy malo y resulta imposible su clasificación. DÜRR (1967) cita faunas recogidas en niveles similares a éstos; estos fósiles tampoco le permiten hacer dataciones seguras, pero piensa que deben representar posiblemente el Kimmeridgiense-Tithónico.

1.3.7. Margas y margocalizas blancas con sílex (52)

Por encima del rock-ground formado al final del Jurásico se depositan, no en todos los puntos de la Hoja, margas y margocalizas con sílex de colores grises y blancuzcos, cuya edad, por la fauna recogida, varía del Albiense superior al Turoniense inferior; su potencia oscila desde algunos decímetros hasta 80 m.

Estas margas y calizas margosas pueden ser ricas en nódulos de marcasitas y tener niveles de capas bituminosas negras, características del Cenomaniense superior - Turoniense inferior, situándose a veces cerca del límite superior de la zona rica en horizontes con sílex. Dentro de la secuencia de calizas margosas los sílex suelen presentarse aislados cuando nos encontramos en las partes basales, pero a medida que se asciende, éstos se van uniendo dando lugar a horizontes de sílex. Toda la serie encierra radiolarios y abundantes foraminíferos.

1.3.8. Margocalizas rojas y blancas, "capas rojas" (53)

Las margocalizas de tonos rojos (salmón) y blancos son conocidas por ORUETA (1926) que las denomina **creta ferruginosa**, aunque el término común por el que se las conoce actualmente es el de **capas rojas**.

En la Hoja ocupan amplias zonas extendiéndose entre Sierra Blanquilla, Sierra de los Merinos, Sierra Prieta y Sierra Hidalga, dando una estructura de pliegues, generalmente apretados, pudiendo existir cabalgamientos, como ocurre en la zona de El Burgo, originados a partir de fallas inversas.

Se depositan sobre el rock-ground, formado a techo del Jurásico, o sobre las margocalizas blancas con sílex del cenomaniense. Las **capas rojas** se extienden desde el Turoniense inferior hasta el Eoceno medio, calculándose su potencia en 200 m.

Se han clasificado las muestras recogidas como biomicritas ya que en su composición destacan los fósiles, en un porcentaje entre el 19 y el 65% y la micrita entre el 35 y el 78%. En un lugar más secundario se encuentra el cuarzo, entre el 0 y 1%. Se producen en ellas recristalizaciones que puede llegar al 1%, variando el tamaño del grano recristalizado entre 0,25 y 0,125 mm. También se encuentra silicificación cuya presencia oscila entre el cero y el uno por ciento del total. Un análisis químico de las muestras indica que el 99% de las rocas es CO_3Ca , mientras que el 1% es limo.

1.3.9. Margas y margocalizas (54)

A las **capas rojas** en algunos puntos (cercanías de El Burgo), siguen margas blancas y rojas de

aspecto similar a las **capas rojas**. Estas margas serían una facies de tránsito (DÜRR, 1967) entre el flysch del Subbético interno y las **capas rojas**, que se van haciendo más arenosas hacia el techo, hasta convertirse en una arenisca de color pardo rojizo (en los niveles superiores de las margas es posible encontrar lechos de calizas con foraminíferos, (DIDON, 1969).

La fauna encontrada en las margas (Globigerinas y Globorotalias) y en las calizas (Nummulites) nos da para estos materiales una edad que varía del Eoceno inferior al Oligoceno medio (Ruppeliense).

1.3.10. **Flysch areniscoso (55)**

A techo de las margas se encuentran areniscas de color pardo rojizo, de aspecto grosero, acompañadas de arcillas multicolores.

Sus componentes mineralógicos, expresados en porcentajes son:

terrígenos; cuarzo (74-80%), feldespato potásico (1%), cemento silíceo (3-9%). matriz sericitica (14-16%). accesorios; mica blanca (14-16%), glauconita, turmalina...

Reciben, según la clasificación de Folk, el nombre de cuarzoarenita.

Un estudio de tamaños nos ofrece los siguientes porcentajes: fracción grava (1-14%); fracción arena entre el 72 y el 82%; fracción limo entre el 0 y el 2%; fracción arcilla entre el 12 y el 17%.

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

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

1.4. FORMACIONES TECTO-SEDIMENTARIAS

1.4.1. **Formaciones Postburdigalienses**

1.4.1.1. **Neonumídico**

El Neonumídico fue definido por J. BOURGOIS (1978) como una formación arcillo-arenosa de klippen sedimentarios y consiste esencialmente en una **melange tectonique**, donde se encuentran dispersos, dentro de una matriz arcillosa, materiales de la Zona Circumbética, cuyas edades varían desde el Jurásico al Aquitaniense.

Entre estos materiales destaca por su abundancia una arenisca muy semejante a la arenisca de Aljibe (Numídico), de cuyo nombre se ha derivado el de esta formación. La edad de la formación se ha calculado como post-Burdigaliense en base a criterios tectónicos y en base a la edad de los elementos más modernos dispersos en su matriz arcillosa ya que ésta no ha suministrado fauna.

El Neomudico se presenta en la Hoja formando una estrecha banda dispuesta entre el Complejo Dorsaliano y el Subbético interno. Su anchura generalmente es reducida, (varias decenas de metros), pudiendo en algunos puntos desaparecer bajo el Complejo Dorsaliano. No obstante, en las proximidades de El Burgo su extensión experimenta un aumento considerable. Tectónicamente, aparece cabalgando al Subbético interno y es cabalgado por el Complejo Dorsaliano.

Esta posición varía al Sur de Alosaina; allí, el Neomudico cabalga a las Unidades internas (Formación de las Millanas), siendo el afloramiento de una gran extensión.

La arenisca, tipo numidico, que forma el elemento característico de esta Formación, se presenta en bloques cuyas dimensiones varían de algunos decímetros a varios metros. Presenta tonalidades rojo-oscuras, a veces brillantes, y estructuras propias de materiales turbidíticos: **flute marks**, granoselección y otras estructuras propias de materiales flyschoides. Su composición revela que más del 70% de los granos son de cuarzo, estando empastados en una matriz sericitica que puede alcanzar hasta un 15% del total de la roca; como accesorios se encuentran glauconita y clorita. La roca es clasificada como una sublitarenita.

El siguiente grupo de rocas, en abundancia, dentro de esta **melange tectonique**, es la llamada caliza con restos de *Microcodium* (57). Se encuentra en forma de bloques desorganizados, generalmente de grandes dimensiones. Las localidades de El Burgo y Alosaina se asientan sobre sendos bloques de varios hectómetros cúbicos de volumen. Su coloración externa es gris oscura, tiene un grano grueso bien cementado y se presenta formando estratos de 1 a 2 decímetros de espesor, en los que a veces, en la parte correspondiente al techo, se observan huellas de actividad biológica. Estas rocas corresponden a una biomicrocrita, en la cual los fósiles más abundantes son los restos de *Microcodium* y *Globigerinidos*.

A su vez las arcillas, que forman el aglutinante de toda esta serie de bloques, presentan colores rojos y verdes muy vivos que recuerdan por su coloración a las arcillas de Keuper.

1.4.1.2. **Arcillas con bloques** (58)

La formación **Arcillas con bloques** también fue definida por J. BOURGOIS (1967), e igualmente considerada por este autor como una formación de **klippes sedimentarios**, resultante de un cambio lateral del Neomudico. En este caso se da una igualdad entre la proporción de los bloques de arenisca de tipo numidico y la de otros bloques de composición y procedencia diversa. La edad de esta formación se ha calculado en relación a su emplazamiento tectónico y la de los materiales más modernos dispersos en su interior, resultando ser así post-Burdigaliense.

En la Hoja de Ronda aflora esta formación en las cercanías de El Burgo, presentándose en un afloramiento que cabalga sobre la Unidad de Algeciras y sobre el Subbético interno.

La formación **Arcillas con bloques** está esencialmente constituida por arcillas de color verde y rojo y bloques de diferentes dominios, cuya edad varía desde el Triás al Mioceno inferior, hallándose englobados anárquicamente dentro de las arcillas. El tamaño de los bloques es variable, desde algunos decímetros hasta varios metros, siendo la media general de 1 a 2 metros.

1.5. FORMACIONES POSTMANTOS O POSTOROGENICAS

1.5.1. Mioceno de la Cuenca de Ronda

La Cuenca de Ronda constituye una unidad fisiográfica y geológica. Dentro de la Hoja de Ronda queda comprendida, aproximadamente, una cuarta parte de su superficie actual.

Diversos autores han puesto de manifiesto el carácter molásico de dichos sedimentos. Los primeros estudios fueron realizados por ORUETA (1917) y BLUMENTHAL (1929). Recientemente, SERRANO (1979) ha realizado un estudio micropaleontológico detallado, cubriendo toda la cuenca y definiendo las siguientes formaciones: Tajo, Setenil, Gastor, Mina y Mesas. Queda por realizar el estudio sedimentológico y el análisis de facies de dicha cuenca, para lo cual existen numerosos afloramientos de calidad extraordinaria.

De las cinco formaciones mencionadas más arriba, dentro de la Hoja de Ronda aparecen las formaciones: Tajo, Senil y la Mina, habiéndose definido una cuarta unidad para delimitar un episodio conglomerático situado en el borde oriental de la cuenca. Dichas formaciones son en parte o en su totalidad isocronas entre sí, ya que corresponden a distintos lugares y facies sedimentarias dentro de la cuenca en un mismo momento. Seguidamente realizaremos una descripción de los distintos materiales y formaciones:

- Las facies conglomeráticas (59) se extienden por la margen meridional. En Ronda alcanzan un gran desarrollo (150 m de espesor), siendo recubiertas por algunos niveles de areniscas de la Formación Setenil. Hacia el Norte dichos conglomerados se acuñan y pasan lateralmente a esta misma formación. Dichos conglomerados corresponden a la Formación Tajo, (Serrano, opus cit.) y son fundamentalmente calizos, con cantos de hasta 10 cm de diámetro. Forman bancos masivos de varias decenas de metros de espesor. Dichos cuerpos sedimentarios, que se acuñan y se sumergen hacia el Norte, representan diversos periodos de acreción de un abanico torrencial o pequeño delta sumergido, ya que en el techo de algunos de ellos se observan laminaciones cruzadas que indican la acción del oleaje.

Al Oeste de Ronda, en las inmediaciones de la Ermita de la Virgen de la Cabeza, se ha constatado el paso lateral de dichos bancos masivos a tramos de areniscas microconglomeráticas, de las cuales se han levantado algunas columnas de detalle. Estos niveles presentan numerosas estructuras sedimentarias: estratificaciones cruzadas con superficies de reactivación, **herring bones**, etc., que han permitido definir paleocorrientes y un sentido de acreción de las que fueron barras costeras, hacia el NNE.

Los conglomerados de Ronda se prolongan al Sur, a lo largo de la carretera de Algeciras que asciende por el valle del río Culebras. Dichos conglomerados aparecen en diversos afloramientos situados a unos 60 m sobre el fondo del valle actual y en la margen izquierda del mismo. El afloramiento más meridional ha permitido el levantamiento de una columna detallada, correspondiente a 25 m de serie, en la que se repiten varios niveles, de 0,5 a 2 m de espesor, de brechas calizo-dolomíticas, muy cementadas, con bloques de hasta 0,5 m de diámetro. La base de dichos niveles es claramente erosiva en

todos ellos y en algunos casos aparecen separados pero delgados intervalos limo-arcillosos que los respectivos niveles conglomeráticos suprayacentes no llegaron a erosionar.

Todos estos materiales corresponden sin duda al relleno de un paleocanal, cuyo trazado coincide aproximadamente con el valle actual y que debió ser la vía de transporte y alimentación, de Sur a Norte, de los cuerpos sedimentarios de la zona de Ronda, cuya acreción y desarrollo se realizó hacia el Norte, es decir, hacia el interior de la cuenca.

Se ha diferenciado un segundo conjunto conglomerático (62) menos importante que el anterior. Sus mejores afloramientos se encuentran en la carretera de Ronda a Málaga.

Dicha unidad aparece constituida por un tramo basal de unos 15 a 20 m en el que se encuentran bloques de calizas y dolomías de hasta 3 m de diámetro. A techo, en el lugar mencionado, aparece otro tramo de unos 10 m de areniscas microconglomeráticas.

Estos materiales aparecen rellenando paleocanales encajados en las areniscas de la Formación Setenil, (60), extendiéndose, además, sobre dicha formación y constituyendo así un auténtico pie de monte que cae desde el borde hacia el interior de la cuenca.

La edad de estos materiales, dada su posición estratigráfica y sus connotaciones geomorfológicas, puede ser Mioceno terminal o Plioceno.

- Las areniscas calcáreas son los materiales más abundantes y característicos de la Cuenca de Ronda. Se componen, en la mayor parte de los casos de biocalcarenitas, con escasos fragmentos de cuarzo. En todos sus afloramientos se observa una profusión de estructuras sedimentarias: estratificaciones cruzadas de gran tamaño, estratificaciones cruzadas con superficies de reactivación, **herring bones**, **slumpings**, cicatrices de playa tapizadas de conchas, etc., las cuales permiten diferenciar, dentro de estos materiales, episodios submareales con grandes barras y canales de marea, episodios intermareales con numerosas estratificaciones cruzadas reactivadas y episodios supramareales, con cicatrices de playa.

Dentro de un mismo afloramiento, situado a 6 km de Ronda, junto a la carretera de Campillos, se ha podido constatar la evolución en el tiempo de un medio supramareal a un medio inframareal.

- Las arcillas margosas y limos con gasterópodos ocupan también parte importante dentro de la cuenca. Interdentan con diversos miembros y episodios de las biocalcarenitas, e incluso se ha podido comprobar el paso lateral de algunos de sus niveles de limos blancos a los episodios de biocalcarenitas de la Formación Setenil. Estas margas fueron consideradas por SERRANO (opus cit.) como Formación la Mina (61); son de color gris azulado oscuro y presentan numerosas conchas de gasterópodos. Dada la poca consistencia de dichos materiales no suelen dar lugar a escarpes o afloramientos susceptibles de estudio, ocupando las zonas más bajas de la Cuenca de Ronda. Su medio de depósito debió de corresponder a aguas tranquilas y con cierta profundidad, alejadas por tanto de las zonas de marea.

El espesor de dicha formación es difícil de evaluar, pudiendo alcanzar en el interior de la cuenca los 400 m.

Estas formaciones fueron datadas por SERRANO (1979) como pertenecientes al Tortoniense y Messiniense. Los conglomerados del Tajo de Ronda quedan comprendidos dentro del Tortoniense, las biocalcareñas en el Tortoniense superior-Messiniense y las arcillas margosas abarcan la totalidad de los dos pisos.

1.5.2. Plioceno (63)

El Plioceno en la Hoja de Ronda se encuentra situado en las cercanías del pueblo de Alozaina. Allí se muestra en dos afloramientos, uno situado al Norte del Arroyo del Lugar y otro en las proximidades del cementerio de dicha localidad. En ambos casos se trata de conglomerados groseramente canalizados que forman parte de un complejo arcilloso-detritico.

El Plioceno reposa discordantemente sobre la formación tecto-sedimentaria del Neonumídico, estando depositados a su vez, sobre él, depósitos cuaternarios travertínicos.

Para M. BLUMENTHAL (1949), se trataría de niveles bastante altos de Plioceno (Astiense). J. BOURGOIS (1978) basándose en el estudio de los perfiles sísmicos marinos de las zonas de Málaga y en el ocultamiento progresivo del Plioceno bajo el Cuaternario de la región de Málaga, asimila este Plioceno con el conjunto Pliocuaternalio que corona las series Neógenas del mar de Alborán, cualesquiera que sean las relaciones entre el Mioceno terminal y el Plioceno.

J. BOURGOIS (1978), también establece una diferencia entre los depósitos pliocenos que se sitúan en el mar de Alborán y los que se depositan en las zonas internas. La diferencia estriba en que en los primeros existe una serie continua desde el Messiniense al Cuaternario, mientras que los segundos descansan directamente sobre materiales ante-neógenos.

1.5.3. Cuaternario

Debido al importante relieve que caracteriza la Hoja de Ronda, los materiales cuaternarios alcanzan un escaso desarrollo, habiéndose distinguido las siguientes formaciones: aluviones y terrazas, travertinos, conos de deyección y deslizamientos de ladera.

1.5.3.1. Aluviones y terrazas (64)

Alcanzan cierta importancia en los ríos Grande, Turón, Guadalcobacín y Guadalebín, siendo este último el que cruza el célebre Tajo de Ronda. En estos materiales predominan las granulometrías gruesas (gravas y arenas) como corresponde al curso alto de cualquier río.

En las proximidades de Ronda se ha constatado la existencia de un nivel de terrazas situado a unos 30 m sobre el cauce actual del río Guadalebín. Se trata de pequeños afloramientos que representan los vestigios de una antigua llanura aluvial más extensa que la actual. La madurez de dichos sedimentos es escasa, tanto por su composición (gravas poligénicas) como por la redondez de sus cantos.

1.5.3.2. *Travertinos* (65)

Se encuentran masas importantes de calizas travertínicas en diversos puntos de la Hoja, apareciendo siempre en relación con formaciones calizas tal como ocurre al pie del Tajo de Ronda y en las localidades de Jorox y Alozaina. En Jorox el travertino alcanza una superficie de 1 km². En Alozaina los afloramientos de este material se prolongan hacia el Este y continúan en la Hoja de Alora, apareciendo relacionados con abanicos torrenciales procedentes de las elevaciones de Cuerda del Pino Alto.

Otros afloramientos travertínicos de menor entidad aparecen distribuidos a lo largo del límite del Subbético interno.

1.5.3.3. *Conos de deyección y deslizamientos de ladera* (66)

Los coluviones y recubrimientos de ladera en general alcanzan cierta importancia al pie de diversas elevaciones; en algunos casos se forman extensos pies de monte por coalescencia de diversos abanicos torrenciales. Tal es el caso de la Sierra de Alcaparaín, Sierras de la Cabrilla y Sierra Prieta.

2. METAMORFISMO

Las recristalizaciones metamórficas alcanzan especialmente a los materiales alpujárrides (Unidad de Saucillo y de Yunquera), si bien, aunque con menor intensidad, también afectan a los materiales más antiguos de la secuencia maláguide y a ciertas unidades del Complejo Dorsaliano (Unidad del Picacho y Unidad de Las Nieves; a ésta última en el flanco S del sinclinal de la Torrecilla).

2.1. TIPO Y EVOLUCION DEL METAMORFISMO

Los datos utilizados han sido obtenidos esencialmente del análisis de la distribución espacial y temporal de diversas paragénesis minerales en la sucesión alpujárride. A este respecto, la Unidad de Yunquera ofrece las mejores posibilidades, ya que en ella es posible la obtención y estudio de muestras seriadas, tanto en términos pelíticos como carbonatados. Otra unidad alpujárride representada en el área, la Unidad del Saucillo, aún cuando es poco extensa y con afloramientos de observación dificultosa, ha proporcionado datos complementarios sobre el metamorfismo en el Complejo Alpujárride.

Por su parte, la secuencia basal de filitas y metagrauwacas maláguides y las sucesiones de la Unidad del Picacho y del flanco sur de la Torrecilla, que están poco recristalizadas, no aportan nada nuevo en el sentido de definir el tipo y el gradiente del metamorfismo. En cambio, el hecho de que éste haya afectado ligeramente a una parte de los materiales jurásicos del Complejo Dorsaliano y a la base del Complejo Maláguide puede constituir un argumento a favor de una cierta proximidad entre ambos complejos, los cuales, en el momento del metamorfismo, se situarían en el borde más externo de un dispositivo general en domo térmico.

El intervalo de temperaturas, deducido en la serie de facies que es posible establecer a partir del estudio de todos los materiales metamorfizados, abarca desde el régimen superficial propio diagenético (200°C como máximo) hasta unos 650°-700°C, en la parte más profunda de las más meridionales.

No deja de ser significativa la compleja historia metamórfica de estas rocas, que muestran un neto carácter plurifacial. Los principales hitos de la evolución metamórfica puede sintetizarse como sigue:

1^{er} *evento metamórfico*, bajo un gradiente P-T de tipo intermedio (aproximadamente 30°C/km) con formación de minerales como granate y distena, cinemáticos o intercinemáticos respecto a etapas de deformación que originaron la aparición de dos esquistosidades continuas de flujo.

2^o *evento metamórfico*, en general post-S₂, durante el cual el gradiente evolucionaría con cierta rapidez hacia una caída de la presión, de modo que durante su clímax pueden superarse los 60°C/km.

Diversas razones conducen a admitir que la intrusión de un cuerpo ultramáfico (del que formaban parte las peridotitas de S^a Bermeja y otras más) puede ser la causa inmediata condicionante de la configuración de un domo térmico, responsable del incremento del gradiente.

Se puede concluir, a partir de consideraciones petrogenéticas, que el régimen térmico de cada porción rocosa, constitutiva de la sucesión de materiales metamórficos estudiada, se ha mantenido casi invariable mientras tenía lugar la variación progresiva de uno a otro de los gradientes antes mencionados. Es decir, la situación actual es la de que se ven series de facies correspondientes a dos valores extremos de gradientes geotérmicos superpuestos al mismo espesor y sucesión de materiales, pero con la particularidad de que el intervalo de temperaturas de techo a muro de la sucesión se ha mantenido aproximadamente constante durante la evolución metamórfica; únicamente el intervalo de presiones ha variado de manera notable.

El comportamiento aludido supone severas restricciones si se intenta proponer un modelo geodinámico que explique la evolución de los gradientes y, en definitiva, de las series de facies.

Las posibilidad más plausible es invocar un aplastamiento general de la columna de materiales ya metamorfizados y con paragénesis en equilibrio con el primer gradiente de P-T. Tal proceso de aplastamiento es congruente con el carácter de S_2 y el aplastamiento de la formación de dicha esquistosidad, observable a la escala de la lámina delgada, debió ser suficientemente rápido como para impedir que la adaptación al nuevo régimen térmico fuera simultánea en toda la secuencia.

Una constatación de interés es el reducido espesor que ostentan las zonas de minerales índice correspondientes a la primera serie de facies, deducidas de la presencia de fases minerales reliquias, estables o no respecto a las nuevas condiciones de P-T. Probablemente otros factores tectónicos, además del aplastamiento puro, han contribuido a configurar la apariencia actual.

De la evidencia del proceso de aplastamiento se infiere el adelgazamiento de las secuencias primitivas, cuyas potencias debieron ser considerablemente mayores, tanto si nos referimos a la sucesión estratigráfica original como a la resultante del primer evento metamórfico.

En efecto, las presiones máximas deducidas de las paragénesis presentes alcanzarían valores superiores a lo 6 kb y por tanto indican una carga superior al equivalente de 20 km de materiales. Sin embargo, dentro de la casuística más optimista, la columna real no supera los 10.000 m de espesor y esto incluso contando con la existencia de repeticiones tectónicas o empilamientos sinmetamórficos.

2.2. EDAD DEL METAMORFISMO

Es ésta una cuestión debatida; en general, ha sido definida con argumentos indirectos y se hallan grandes diferencias entre las propuestas de diferentes autores. Ya BLUMENTHAL (1930, 1949) supuso que el metamorfismo era terciario, pero se ha discrepado posteriormente de esta atribución, siendo el caso extremo el de KORNPORBST (1974, 1976), que lo considera precámbrico, al menos una parte de las paragénesis observables. Ambos autores se basaron en estudios sobre la región que nos ocupa.

Actualmente se considera que algunas facies metamórficas, definidas por paragénesis existentes en materiales pérmicos y mesozoicos (hay Trías y Jurásico metamórfico datados), forman parte sin solución de continuidad de las series de facies presentes en la secuencia completa de materiales. Algunas dataciones radiométricas (LOOMIS, 1975; PRIEM et al., 1979) apoyan la edad alpina, pre-miocena, de la evolución metamórfica y otras precisiones, en especial las concernientes al inicio del metamorfismo, son conjeturales.

3. TECTONICA

3.1. ESTRUCTURA INTERNA DE ALPUJARRIDES Y MALAGUIDES

Referiremos aquí las unidades constitutivas de la pila de mantos béticos, mencionando también las deformaciones propias de cada uno de los elementos tectónicos corridos. En general, trataremos de las estructuras generadas con anterioridad a la aproximación de la pila de mantos a otros dominios o, en su caso, a la superposición de tal pila a dichos dominios.

3.1.1. Estructura de los Alpujárrides

En el área de Ronda se confirma, tanto por nuestras observaciones como por las de algunos de los autores precedentes, la traslación de las unidades alpujárrides con posterioridad al metamorfismo. Dicha traslación se puede descomponer en varias etapas, la primera de ellas responsable de la formación de un **apilamiento intra-alpujárride** y las posteriores, modificadoras de esa geometría original e insertas en el proceso de corrimiento generalizado hacia el Norte de todo el conjunto bético.

Se han diferenciado tres unidades alpujárrides y, en lo concerniente al área de la Hoja de Ronda la subdivisión propuesta difiere en diverso grado de las conclusiones de KOCKEL (1963), DÜRR (1967) y BOURGOIS (1978). Se han distinguido, según su posición geométrica de abajo a arriba: Unidad de Yunquera, Unidad de Los Reales (Tolox) y Unidad del Saucillo.

La más compleja en cuanto a sucesión es la Unidad de Yunquera, pues de la Unidad de Los Reales, en su gran afloramiento, al Oeste de Tolox, únicamente existen las peridotitas basales, junto con diferenciados ácidos (véase epígrafe 1.1.1.2.), ausentes más al Nordeste, en las inmediaciones de Jorox.

La Unidad del Saucillo está poco extendida por el área; al Norte de Yunquera, en donde se localiza su mayor afloramiento, está formada por micasquistos y filitas. Tres kilómetros al Norte de Alozaina existe un afloramiento reducido de micasquistos oscuros, superpuestos a las peridotitas de la Unidad de los Reales, que se creen pertenecientes a la Unidad del Saucillo, en cuyo caso la unidad contendría aquí únicamente los términos más bajos de la sucesión que la caracteriza en el área de Ronda.

Las tres unidades alpujárrides diferenciadas no son continuas dentro del área estudiada. La Unidad del Saucillo descansa sobre la de Yunquera y el Complejo Maláguide se apoya extensamente sobre las peridotitas de la Unidad de los Reales. Una parte de estos truncamientos de unidades puede estar originado durante el propio **apilamiento intra-alpujárride**, postmetamórfico, aunque es inexcusable admitir la influencia de cizallamientos posteriores, para comprender la geometría actual.

Varias razones concurren para que se valore la traslación relativa de cada una de las unidades alpujárrides, sobre su inmediata inferior, como de varias decenas de kilómetros.

Con anterioridad a las cizallas que controlan el **apilamiento intra-alpujárride**, se han desarrollado varias etapas de deformación, la mayoría de ellas generadoras de esquistosidad en

los materiales alpujárrides. Las más importantes son coincidentes con el intervalo de tiempo en el que tiene lugar la evolución metamórfica.

Prescindiendo de la existencia de etapas de deformación ante alpinas, cuyos efectos no han sido detectados hasta ahora, ni sobre el terreno ni a partir del estudio de láminas delgadas, consideraremos como primera la esquistosidad S_1 generada durante una etapa de plegamiento de la que apenas se conservan reliquias de pliegues. S_1 es una esquistosidad penetrativa de flujo que parece paralela a los posibles vestigios de S_0 . Durante esta etapa tiene lugar el desarrollo de la primera fase de metamorfismo alpino, con la aparición de las primeras asociaciones minerales características de los esquistos alpujárrides (epígrafe 2).

Durante la fase 2 se genera la esquistosidad más visible en las sucesiones alpujárrides. S_2 es más penetrativa hacia los términos bajos de la sucesión. Los pliegues, a lo sumo métricos, de la fase 2 poseen una geometría variable según los niveles afectados; en los niveles metapelíticos los pliegues son apretados, las charnelas apenas son perceptibles por efecto de la esquistosidad S_2 y el paralelismo S_1 y S_2 es general, salvo el caso de esquistosidades internas conservadas en cristales o pequeñas amígdalas, limitadas por bandas de S_2 bien desarrolladas, en las que se conservan reliquias de S_1 no concordante.

En la zona menos profunda puede llegar a verse la S_1 crenulada por S_2 a escala de la muestra.

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

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

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

Los sistemas de pliegues post- S_2 no son muy manifiestos en este área. Algunos de ellos llegan a estar asociados a esquistosidad de crenulación poco penetrativa en niveles de grado metamórfico medio y bajo. En conjunto las condiciones de observación no son las más adecuadas y han sido poco estudiados.

3.1.2. Estructura de los Maláguides

Son dos los afloramientos maláguides en el área de Ronda. Uno está en el sector del Convento de Las Nieves, prolongándose hacia el Este hasta el cerro del Peral y el km 29 de la Cra.-344 (Ronda-Málaga); otro, cerca de Alozaina, que atraviesa la misma carretera a la altura del km 42. Este último afloramiento está fosilizado por la formación de las Millanas, a la que se superpone el complejo alóctono de flysch.

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

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

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

En los afloramientos del Convento de las Nieves se observan dos unidades maláguides superpuestas, la más baja de las cuales presenta una sucesión completa hasta términos superiores al Permo-Trías. Ambas unidades están en posición normal, salvo modificaciones tectónicas locales.

El cizallamiento basal de estas dos unidades y sus relaciones estructurales con las unidades dorsalianas y alpujárrides inmediatas son esencialmente consecuencia de etapas relativamente tardías. La geometría actual es la resultante de la superposición adicional de fallas de componente direccional.

En el afloramiento próximo a Aozaina, el Maláguide se encuentra al menos duplicado a favor de un contacto tectónico, muy evidente por los jirones de Permo-Trías que lo jalonan. Por la posición del Permo-Trías y términos carbonados asociados, se puede pensar que ambas unidades están normales. Es posible que existan también repeticiones dentro de la sucesión paleozoica.

El Maláguide, en el sector de Aozaina-Tolox, se superpone a la peridotitas de la Unidad de Los Reales. Este contacto de cabalgamiento debe pertenecer a una generación de cizallas tangenciales anteriores a la que determina el contacto basal del afloramiento del Convento de las Nieves.

3.2. ZONA CIRCUMBETICA

3.2.1. Estructuración del Complejo Dorsaliano

Se distinguen en él dos grupos de unidades. En el grupo I se incluyen las unidades de

Enamorados, Cabrilla y Almola, y en el grupo II las unidades de las Nieves y del Picacho. Los cortes que acompañan al mapa geológico son bastante expresivos de la estructura de todas estas unidades.

La Unidad de las Nieves y la Unidad del Picacho poseen sus sucesiones repetidas por la existencia de sendos sinclinales tumbados. La Unidad del Picacho ha sufrido los efectos de un metamorfismo de grado bajo a muy bajo.

Los grandes pliegues de ambas unidades (grupo II) son posteriores a la Brecha de la Nava, ya que ésta se localiza frecuentemente en sus núcleos. Después del plegamiento y tal vez a continuación del mismo, los flancos de los pliegues se han cizallado, dando lugar a cabalgamientos que afectan también a la Brecha; durante este proceso han ocurrido importantes despegues y adelgazamientos en los flancos de los pliegues.

Las duplicaciones de las unidades del grupo I son posteriores a la fase de grandes pliegues de las unidades del grupo II y a los cizallamientos subsiguientes. Esto se deduce de la existencia, entre las duplicaciones, de delgadas láminas tectonizadas con materiales atribuibles al flysch del Complejo Predorsaliano, mientras que los cabalgamientos del grupo II no afectan más que a la Brecha de la Nava, según se ha dicho.

De esta manera, la escamación de las unidades de Enamorados y Cabrilla resulta de la modificación de una estructura previa, por efecto de las cizallas al contacto final de las Zonas Internas.

Como se aprecia en los cortes, pliegues tardíos, asimétricos y de vergencia Sur, han curvado las superficies de cabalgamiento que forman a la Unidad de las Nieves de la Unidad del Picacho y a ésta, de otras unidades geoméricamente más altas.

Dentro de las Unidades del Picacho se distinguen dos esquistosidades, la primera más penetrativa (de flujo) con blastesis de filosilicatos; la segunda, más espaciada, es la más aparente en afloramiento. A estas esquistosidades se superponen crenulaciones y pliegues angulares más tardíos, que son congruentes con pliegues mesoscópicos y, posiblemente, con los pliegues mayores de flanco inverso.

3.2.2. Estructura del Complejo Predorsaliano

El Complejo Predorsaliano se presenta como un conjunto de klippe que, articulados adecuadamente, podrían recomponer las sucesiones de una o varias unidades afines. Todos estos elementos, actualmente individualizados, se hallan rodeados por materiales dislocados pertenecientes a una sucesión flysch del Mioceno inferior (**Neonumídico** de BOURGOIS, 1978). El conjunto, que es alóctono, se sitúa por encima de la Zona Bética y del Subbético interno; asimismo, se encuentra cobijado por el cabalgamiento frontal de las Zonas Internas.

Prescindiendo de los efectos de una tectonización posterior, cabe atribuir al Complejo un origen olistostrómico, cuyos olistolitos (los klippe aludidos) están embalados en una matriz resultante de la desorganización gravitacional de una sucesión **flysch** del Mioceno inferior.

Entre los olistotitos de mayor volumen en este área se incluirían la Unidad de Pereila (en sí misma un anticlinal desenraizado), la Unidad de Ardite y la Unidad de Espíhora, con términos jurásicos calizos y cretácicos de carácter flysch (complejo con *Aptichus*, flysch arenoso albo-cenomaniense, etc.). Coexisten con ellos enclaves de calizas detríticas con *Microcodium* y flysch, junto con elementos dislacerados de un flysch parecido al numídico.

En nuestra opinión, la repetición de la Unidad de Enamorados y la escama de la Unidad de Cabrilla, ambas pertenecientes al Complejo Dorsaliano, sólo guardan relaciones tectónicas con el Predorsaliano, como más adelante se verá.

En las proximidades del contacto frontal de las Zonas Internas el Complejo Predorsaliano se encuentra intensamente afectado por los importantes cizallamientos existentes. Sus materiales aparecen en ventana bajo los Alpujárrides a menos de 1 km de Yunquera.

3.2.2.1. *Unidad de Algeciras*

La Unidad de Algeciras forma parte del Complejo Predorsaliano y constituye un manto que ha calbagado sobre las Zonas Externas. Aflora en las inmediaciones de Ronda y en el valle de El Burgo, ángulo Nordeste de la Hoja. Aquí se encuentra descansando sobre las **capas rojas** del Subbético interno, de edad Cretácico superior-Eoceno, sirviendo a su vez de base a las Formaciones Tecto-sedimentarias del Neonumídico y Arcillas con Bloques que reposan sobre esta unidad. En el valle de El Burgo los conglomerados y calizas biodetríticas que componen el Eoceno medio descansan, mediante un contacto mecánico, sobre el tramo arenoso-micáceo de edad Oligoceno, buzando 25° hacia el Este, de la misma Unidad. Al Este de Ronda se han cartografiado los tres tramos característicos de la Unidad de Algeciras, en contacto con las calizas del Muschelkalk y el Trías del Subbético interno sobre el cual cabalgaron.

3.3. RASGOS ESTRUCTURALES DEL SUBBETICO INTERNO

La estructura del Subbético interno es particularmente relevante en el área sur y al Este de Ronda. Aunque se dispone de una primera información a partir de varios autores precedentes, ha sido BOURGOIS (1978) quien ha subrayado la existencia de cabalgamientos importantes y definido hasta cinco unidades, que se recubren unas a otras, de Sudeste a Noroeste; los frentes de estas Unidades se disponen con un trazado aproximado NE-SO oblicuo al contacto mayor de las Zonas Internas.

Las fallas inversas, causantes de la individualización de cada Unidad, ponen en contacto términos diversos de la sucesión estratigráfica, pero en ningún caso aparece pellizcado el flysch subbético interno del Mioceno inferior. Se comprueba que, al mencionado acortamiento por fallas inversas tendidas, se asocian despegues de importancia, localizados a nivel de las arcillas triásicas (por encima y por debajo del paquete carbonatado de Muschelkalk), o bien próximas a la base de las **capas rojas** del Cretácico superior o a favor de horizontes más arcillosos dentro de ellas.

Las Unidades diferenciadas por BOURGOIS (op. cit.) son, según su posición de más externas a

más internas y de más bajas a más altas: Unidad del Arroyo de las Culebras, Unidad Líbar-Goterón, Unidad Viento-Mesa Juan, Unidad del Río de El Burgo, Unidad del Arroyo Carbones.

Aunque los contactos genuinos entre estas unidades están muchas veces profundamente modificados por fallas posteriores, los límites de cada una de ellas pueden ser establecidos con relativa precisión; a este respecto hay que matizar las conclusiones de BOURGOIS, que nos parecen correctas globalmente consideradas. Así, como principal discrepancia en nuestra interpretación, pensamos que la ventana del Jarastépar no es tal y que el Jurásico de dicha ventana, atribuido por BOURGOIS a la Unidad del Arroyo de las Culebras, forma parte de la Unidad Líbar-Goterón; de esta manera la supuesta Unidad de las Culebras representaría a lo sumo una escama subordinada dentro de la Unidad Líbar-Goterón y ésta resultaría ser el Subbético interno paleogeográficamente más septentrional de los reconocidos en el área de Ronda.

Otro problema es el relativo a la Mesa de Juan, plancha caliza limitada en toda su periferia por contactos mecánicos, con lo que tiene apariencia de klippe; sin embargo parece posible que no esté enteramente desenraizada, aunque sus relaciones estructurales con las alineaciones calizas próximas no se hallan completamente desentrañadas.

Finalmente diremos que las Unidades del Río de El Burgo y del Arroyo Carbones están relacionadas con cabalgamientos de menor importancia, en particular la última, que corresponde por entero a una repetición de las series cretácicas y paleógenas. En este caso la imbricación se asocia a un despegue próximo a la base de las **capas rojas** o, si afecta en profundidad a la sucesión jurásica, la cuantía de la traslación es moderada y no llegan a aparecer los materiales más bajos.

Como puntualiza BOURGOIS (1978) es posible distinguir entre el calbagamiento frontal del Subbético interno, posterior al Mioceno inferior (data del Helvenciense o Tortonense), y el mecanismo de escamación de las unidades referidas. Sobre el hecho de que no se ven implicados términos postoligocenos, las grandes escamas del Subbético interno tendrán que haberse estructurado antes de la sedimentación del flysch Mioceno inferior, el cual resultaría discordante. La única objeción se basa en la posición del klippe del Cortijo del Chopo, que BOURGOIS (1978, p. 343) asocia al **retrocabalgamiento del Goterón** de edad post-burdigaliense, lo cual es, por lo menos, cuestionable, dada su proximidad al klippe del Cortijo de los Ballesteros (unos 2 km al SSO del anterior).

El cabalgamiento del Goterón, cuyo frente se localiza junto al escarpe meridional del Cancho de la Pepa (inmediato al Puerto del Viento), debe ser posterior a la escamación del Subbético interno, pero la colocación definitiva de las unidades del Subbético interno, aparte su contacto frontal, pudo no ser estrictamente fini-oligocena. Finalmente, advertir que lo dicho no niega la existencia de una fase de deformación próxima en el tiempo a la transición Oligoceno-Mioceno.

Sucesivos anticlinales y sinclinales, de dirección NE-SO, determinan la distribución general de afloramientos jurásicos y cretácico-terciarios del Subbético interno. Sin duda una parte de

este plegamiento fué inmediatamente anterior a las grandes fallas inversas de vergencia Norte; es notable la coincidencia en las direcciones entre los ejes de pliegues de todas las escalas y el frente de las unidades del Subbético interno. Pero existe un plegamiento posterior, cuyo trazado es considerado por el de los pliegues precedentes, ya que, por ejemplo, los mismos sinclinales albergan klippen de **flysch** alóctonos, cuya colocación es comparativamente tardía.

3.4. UNIDADES TECTO-SEDIMENTARIAS

Las unidades tecto-sedimentarias, Neonumídico y **Arcillas con bloques**, a pesar del caos interno en que se hallan sus materiales, propio de una **melange tectónica**, adoptan, esencialmente la primera formación, dos disposiciones tectónicas diferentes.

Una de ellas es la adoptada por el afloramiento en forma de banda estrecha de Neonumídico que recorre la Hoja de Suroeste a Nordeste, por delante del Complejo Dorsaliano y las Unidades Béticas s.s; en este caso estas unidades internas lo cabalgan. Es interesante resaltar el hecho de que autores como DÜRR (1967) interpretaron este cabalgamiento, sobre todo el sector de la Sierra de Alcaparaín, como una falla inversa.

La otra disposición tectónica que adopta el Neonumídico es la tomada en el sector de Alozaina, donde esta formación tecto-sedimentaria cabalga a la formación de las Millanas, de edad aquitano-burdigaliense, perteneciente a la sucesión del Complejo Maláguide; es decir, en este último caso el Bético s.s. se ve cabalgado por el Neonumídico.

3.5. FORMACIONES POSTMANTOS O POSTOROGENICAS

3.5.1. El Mioceno de la Cuenca de Ronda

En el sector de dicha cuenca comprendido dentro de la Hoja de Ronda aparecen hasta cuatro pliegues de amplitud kilométrica y varias fallas normales con una orientación, en ambos casos, NNE-SSO. No cabe duda que dichos accidentes tectónicos han resultado de la reactivación de fracturas del zócalo con la misma dirección.

Las fallas normales cortan en diversos lugares los sedimentos miocenos más recientes y en el borde oriental de la Cuenca una de ellas pone en contacto dichos sedimentos con el zócalo, correspondiente en este lugar al Subbético interno. Esta fractura y otra paralela a ella, más occidental, delimitan un escalón topográfico cubierto por los conglomerados o formación de bloques descrita anteriormente, la cual viene a ser pie de monte situada en una posición topográfica más alta que el resto de la cuenca situada hacia occidente de la última fractura mencionada.

Al Sur de Ronda la molasa miocena aparece ocupando una zona elevada y alargada de NNE a SSO que coincide con un pliegue anticlinal cuyo flanco oriental llega a buzarse hasta 50°.

Por otro lado, al Norte de Ronda y en las inmediaciones de Arriate, el río Guadiario y su valle coinciden también con el eje de un gran pliegue sinclinal orientado de la misma manera.

En resumen, la Cuenca de Ronda aparece afectada por una tectónica distensiva con un juego de bloques que la han configurado como una zona subsidente rodeada de umbrales montañosos, aún con posterioridad a su historia sedimentaria. Fallas normales y pliegues amplios de adaptación al zócalo mantienen en la actualidad una clara expresión geomorfológica, dando lugar a un relevo de tipo conforme.

4. HISTORIA GEOLOGICA

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

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

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

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

En la parte del Dominio Subbético Interno representado en esta Hoja, facies marinas someras constituyen el registro sedimentario del Jurásico y del Cretácico más bajo.

Esas facies denotan la existencia de un alto paleogeográfico, umbral o plataforma carbonatada, que persistió durante el Jurásico y hasta el Berriasiense-Valanginiense basal. Este alto paleogeográfico, probablemente el más meridional dentro de la Cuenca Subbética, llegó a emerger y las partes emergidas sufrieron posteriormente procesos de karstificación.

El progreso del karst modeló, en las áreas afectadas, una morfología irregular, por el desarrollo de depresiones y red de cavidades y grietas de variada magnitud de penetración.

La interrupción sedimentaria, reflejada por estos procesos, pudo comprender el resto del Cretácico inferior y parte del Aptiense y ha sido puesto de manifiesto en extensas áreas de este Dominio paleogeográfico (BOURGOIS et al., 1970; BOURGOIS, 1978; entre otros).

La sedimentación se reanuda posteriormente sobre esa superficie de morfología kárstica, tras ser colonizada (estromatolitos y organismos béticos) y mineralizada en los primeros estadios de la transgresión, produciéndose sobre ella el asiento diferencial de sedimentos marinos, pelágicos, margas y margocalizas, de distintas etapas del Cretácico medio y superior.

Diversas lagunas estratigráficas, registradas en los materiales del Cretácico medio y superior de este Dominio, indican la existencia de áreas sin sedimentación.

Ya en el Senoniense las condiciones de sedimentación pelágica se extienden sobre todo este Dominio paleogeográfico y el desarrollo generalizado de las facies capas rojas, hasta el Eoceno inferior-medio, indica la persistencia de tales condiciones.

La sedimentación pelágica pudo proseguir localmente hasta el Oligoceno medio.

La primera irrupción de material terrígeno a la cuenca (Flysch del Subbético Interno) pudo acaecer en una época comprendida entre el Oligoceno y Mioceno inferior, si bien concretar edad y área de procedencia de estos materiales plantea serios problemas.

Posteriormente, elementos pertenecientes al complejo de Flyschs del Campo de Gibraltar llegaron a superponerse tectónicamente a los materiales del dominio Subbético Interno; la procedencia africana de algunos de estos elementos es incuestionable.

Las sucesivas etapas de compresión, desarrolladas durante el Mioceno inferior y medio, configuran la ordenación definitiva de los distintos elementos. El desarrollo de algunas estructuras de marcada **retrovergencia** condiciona, además, la existencia de pliegues de flanco inverso.

Durante el Mioceno medio y hasta épocas actuales, se suceden diversos episodios de sedimentación, que consiguen el relleno de depresiones de relativa extensión. El desarrollo, en esta misma época, de etapas tensionales y fracturas de salto en dirección modificó ulteriormente la disposición relativa, ya compleja, entre las grandes unidades.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

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

Respecto a los materiales de construcción es importante señalar que las formaciones de tipo flysch son malos suministradores de este tipo de materiales, salvo las formaciones arcillosas que son empleadas para cerámica. Sólo son explotadas algunas canteras en los afloramientos jurásicos del Subbético interno o del Complejo Dorsaliano y las areniscas de la Formación Setenil, del Mioceno superior.

6. BIBLIOGRAFIA

- BLUMENTHAL, M. (1930). *Beiträge sur Geologie der betischen Cordilleren beiderseits des Rio Guadalhorce*. Ecl. geol. Helv. XXIII, 41-293.
- BLUMENTHAL, M. (1933). *Geologie der Bergen um Ronda*. Ecl. geol. Helv. XXVI, 43-92.
- BLUMENTHAL, M. (1949). *Estudio geológico de las cadenas costeras al Oeste de Málaga, entre el Río Guadalhorce y el Río Verde*. Bol. I.G.M.E. LXII. 11-203.
- BOURGOIS, J. (1973). *Pèsence et définition dans la région de Cañete la Real et Grazalema d'une deformation d'argiles à blocs* (province de Seville, Cadix et Malaga, Espagne). C.R. AC. Sc., 276, 1, 2939-2942.
- BOURGOIS, J. (1978). *La transversale de Ronda, Cordillères Bétiques, Espagne. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar*. Tesis Univ. Besaçon. Ann. Soc. Univ. Besaçon, 30-445.
- BOURGOIS, J. (1979). *L'unité de la Cañada Perella* (Cordillères Bétiques, Espagne); *preuve d'une distension présinémurienne en Méditerranée occidentale*. C.R. Ac. Sc., 288.1, 43-46.
- BOURGOIS, J.; BOURROUILH, R.; DIDON, J.; DURAND-DELGA, M.; FOURCADE, E.; FOUCAULT, A.; PAQUET, J. y RANGHEARD, Y. (1970). *Données nouvelles sur la géologie des Cordillères bétiques*. Ann. Soc. Geol. Nord. XC., 4. 348-393.
- BUSER, M. (1977-78). *La unidad de Pereila; Estratigrafía y Tectónica* (Cordilleras Béticas, provincia de Málaga). Cuad. Geol. 8 y 9, 146-156.
- CHAUVE, P. (1968). *Etude géologique du Nord de la province de Cadix*. Mem. Inst. Geol. y Min. España. t. LXIX. 377 p.
- DIDON, J. (1969). *Etude géologique du Campo de Gibraltar*. Thèse. Paris. (a paraitre in Mem. Inst. Geol. y Min. España).
- DIDON, J., DURAND-DELGA, M. y KORNPROBST, J. (1973). *Homologies géologiques entre les deux rives du detroit de Gibraltar*. B.S.G.F. (7). XV. 77-105.
- DURR, S. (1967). *Geologie der Serrania de Ronda und ihrer subwestlichen Ausläufer* (Andalusien). Tesis Univ. Bonn (1963). Geol. Romana, VI. 1-73.
- DURR, S., HOEPPENER, R., HOPPE, P. y KOCKEL, F. (1960-62). *Gèologie des montagnes entre le Rio Guadalhorce et el Campo de Gibraltar* (Espagne mèridonale). Liv. Mèm. Prof. Fallot. Mèm., H.s. S.G.F. I, 209-277).
- FELDER, T. (1978). *Zur geologischen Entwicklung der Betischen Interzonen der Westlichen en Serranía de Ronda*. Tesis Univ. Zurich, 168.
- FELDER, T. (1981). *Les Malguides de la Serranía de Ronda et leurs relations aux entre unitès des zones internes des Cordillères bétiques* (Espgane mèridonale). Ecl. geol. Helv. 74/1, 161-173.
- KOCKEL, F. (1963). *Die Geologie des Gabietes zwischen dem Río Guadalhorce und dem Plateau von Ronda* (Spanien). Tesis Univ. Bonn (1960) Geol. Jb. 81, 413-480.
- KORNPROBST, J. (1974). *Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif* (Maroc Septentrionale). Mem. Géol. Maroc. 251.
- KORNPROBST, J. (1976). *Signification structurale des pèridotites dans l'orogène bético-rifain: arguments tirès de l'étude des detritus observès dans les sédiments paleozoiques*. B.S.G.F. (7). XVIII, 3, 607-618.

- LOOMIS, T.P. (1975). *Tertiary Mantle Diapirism, Orogeny and Plate Tectonics East of the Strait of Gibraltar*, Am. J. Sc. 275, 1-30.
- MAUTHE, F. (1971). *La Geología de la Serranía de Ronda* (Cordillera Bética Occidental). Bol. Geol. Mim., t. LXXXII, p. 1-36, 2 fig. 1 tabl. 4 lam. (Traducción de D. Gómez de Larena).
- MARTIN-ALGARRA, A. (1980 a). *Las unidades del contacto entre las Zonas Internas y las Externas al SE de Ronda*. Tesis de Licenciatura. Univ. Granada. 139.
- MARTIN-ALGARRA, A. (1980 a). *Rasgos de la sedimentación y su evolución a lo largo del Mesozoico en el dominio de la Unidad de las Nieves* (Cordillera Bética, Andalucía). IX. Congreso Nac. de Sedimentología, Resúmenes y Comunicaciones. Salamanca, 88.
- MARTIN-ALGARRA, A., OLORIZ, F. y ESTEVEZ, A. (1979). *La serie de la Almola. Precisiones estratigráficas y consideraciones sobre el contacto entre Zonas Internas y Externas en la transversal de Ronda*. Com. pres. II. Geol. Estr. Pal. Jur. España (en prensa).
- MUTTI, E. COLLISON, J., FRIEND, P., GALL, J.C., GOLDRING, R., HARMS, J., LUTERRACHER, H.P. *Sedimentacion detritique* (fluviatile, littorale et marine). Inst. de Geologie de l'Université de Fribourg/ Suisse.
- ORUETA D. de et RUBIOE (1926). *La Serranía de Ronda. Guide excursión A-2* Cong. Geol. Inst. Madrid, 1926).
- PENDON, J.G. (1978). *Sedimentación turbidítica en las Unidades del Campo de Gibraltar*. Tesis Univ. de granatita. 260 p.
- PRIEM, H.N.A., BOELRIJK, N.A.I.M., HEBEDA, E.H. OEN, I.S., VERDUMEN E.A. th. & VERSOCHORE, R.H. (1979). *Isotopic dating of the emplacement of the ultramafic masses in the Serranía de Ronda. Southern Spain*. Contrib. Mineral Petrol, 70, 103-109.
- SERRANO F. (1979). *Los foraminíferos planctónicos del Mioceno Superior de la Cuenca de Ronda en comparación con las otras áreas de las Cordilleras Béticas*. Tesis Universidad de Málaga.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID