



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



TEBA



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

TEBA

Segunda serie - Primera edición

MADRID, 1990

Fotocomposición: GEOTEM, S.A.
Imprime: Gráficas Loureiro, S.L.
Depósito legal: M-9215-1991
NIPO: 232-91-001-4

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas bajo normas, dirección y supervisión del I.G.M.E., habiendo intervenido los siguientes titulados superiores:

En Memoria y Mapa Geológico: Javier Cruz-Sanjulián (Universidad del País Vasco).

En Micropaleontología: Jose M. González Donoso (Univ. de Málaga), Dolores Linares (Univ. de Málaga), Jorge Martínez Gallego (Univ. de Granada), Eustoquio Molina (Univ. de Zaragoza), F. Olóriz (Univ. de Granada), Pascual Rivas (Univ. de Granada), José M. Tavera (Univ. de Granada).

En Macropaleontología: Federico Olóriz (Univ. de Granada), Pascual Rivas (Univ. de Granada), José M. Tavera (Univ. de Granada).

En Sedimentología: María del Carmen Comas (Univ. de Granada).

En estudio de láminas alpujárrides y maláguides: Francisco Navarro (Univ. de Salamanca).

En Análisis Químicos: Ignacio Gracia (E.T.S.I.I. de Sevilla)

En Dataciones con ^{14}C : Philippe Olive (Centre de Recherches Géodynamiques de Thonon-les-Bains, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, Francia).

0. INTRODUCCION

La Hoja 15-43 (Teba) se extiende entre las coordenadas 36°50'04,9"-37°00'04,9" LN y 4°51'10,9"-5°11'10,9" LE. Aproximadamente la cuarta parte de esta superficie, la más occidental, pertenece a la provincia de Cádiz, a excepción de un área reducida en el extremo NW que corresponde a la provincia de Sevilla. El resto del sector forma parte de la provincia de Málaga.

La Sierra de Cañete, en el centro de la Hoja, constituye la divisoria Atlántico-Mediterráneo. La mitad oriental de la Hoja es drenada por los ríos Guadateba y Turón, afluentes del Guadalhorce. La mayor parte de la mitad occidental vierte sus aguas al río Corbones, tributario del Guadalquivir, mientras las laderas meridionales de la Sierra del Tablón, en el ángulo NW de la Hoja, y el borde occidental de la misma forman parte de la cuenca del río Guadalete, cuyo afluente más importante en este área es el río Trejo.

La cota máxima del área de la Hoja (1190 m) se encuentra en el extremo SE de la misma, en la Sierra de Alcaparaín, constituida por materiales pertenecientes a las Zonas Internas de la Cordillera, aunque no corresponde al vértice de la misma. Las restantes elevaciones dignas de mención corresponden a los afloramientos calizos y dolomíticos de los elementos subbéticos: el vértice Terril (1129 m), en el extremo NW de la Hoja (Sierra de Tablón), Colorado (1055 m) y Mesa Juan (1084 m), en el borde meridional, Mojón Gordo (1022 m), en la Sierra de Cañete. Otras elevaciones importantes, aunque con cotas inferiores a los 1000 metros, se encuentran en la Sierra de Teba, Lentejuela, Ortegícar, etc., todas ellas modeladas en calizas jurásicas. Las zonas deprimidas que se extienden entre estos relieves de reducidas dimensiones están ocupadas mayoritariamente por las **capas rojas** del Cretácico y Paleógeno y por los materiales con Flysch del tipo Campo de Gibraltar.

Esta breve descripción y la simple observación del Mapa Geológico y de su Leyenda explicativa evidencian la notable complejidad del sector, en el que afloran materiales pertenecientes a unidades de muy diversa filiación. En efecto, aparte de los materiales del Mioceno superior de la Cuenca de Ronda y las formaciones cuaternarias, están representadas en este área unidades de las Zonas Internas y Externas de la Cordillera Bética, unidades asimilables al Complejo de Flysch del Campo de Gibraltar y otros elementos de significado más controvertido, como la Formación olistostrómica burdigaliense y los materiales triásicos en facies germano-andaluza del borde septentrional de la Hoja.

Los antecedentes bibliográficos más antiguos se refieren a estudios globales de la provincia de Cádiz (MAC PHERSON, 1872; VILANOVA, 1874; GENTIL, 1918a, b y c; GAVALA y LABORDE, 1924, etc.) y de la región septentrional de la provincia de Málaga, con particular énfasis en los estudios de la Serranía de Ronda (ORUETA, 1877 y 1917; MICHEL-LEVY y BERGERON, 1890).

Uno de los problemas que despertó el interés de los primeros investigadores de la región fue el relativo a la importante extensión ocupada en la parte occidental de la Cordillera por los materiales del Trías germano-andaluz. STAUB (1926, 1934) consideró que constituían una unidad alóctona, de procedencia ultrabética, a la que denominó **Trías de Antequera**, localidad donde se habían centrado las primeras descripciones de ORUETA (1877) al respecto.

BLUMENTHAL (1927 a 1949) es el autor de una serie de trabajos sumamente valiosos que constituyen, sin duda, los pilares del conocimiento geológico de esta región: definió el Bético de Málaga como la unidad tectónica más alta de las Zonas Internas (1927a) y los **Rondaides** como unidades homólogas y equivalentes a los Alpujárrides (1928); definió también el Penibético como la parte meridional del dominio externo cobijado por las Unidades Béticas s. str., corridas hacia el Norte. BLUMENTHAL (1927b) señaló la presencia; entre las Unidades Béticas s. str. y los elementos Penibéticos más meridionales, de una banda de materiales terciarios, **transgresiva sobre ambos elementos**, a la que denominó **Zona de Colmenar**. El Penibético es, a su vez, subdividido de Sur a Norte en Interno, Medio y Externo (BLUMENTHAL, 1927b). El primero de ellos constituye, para este autor, escamas dispuestas sobre el Bético s. str. Después de considerar estos elementos directamente relacionados con las Unidades Béticas (BLUMENTHAL, 1928 y 1931), termina por aceptar (BLUMENTHAL, 1933a y b), sobre todo para el Penibético Externo, una cierta autoctonía o paraautoctonía, de tal manera que la cuenca de sedimentación correspondiente estaría muy relacionada con la del **antepaís septentrional** (= el Subbético). En cuanto al Trías de Antequera, propuso, en principio (1927b), su aloctonía, aunque situó su raíz al Norte de los elementos béticos s. str. (= Citrabético); sin embargo, más tarde (1930) acepta la autoctonía de esta masa triásica **que desaparece bajo la zona caliza del Torcal**; de este modo, el **Trías de Antequera** establece una separación tectónica esencial entre el Penibético, al Sur, y el Subbético, al Norte. BLUMENTHAL (1934) estudió la Sierra del Tablón y subrayó la diferencia entre los materiales margosos liásicos de este sector, típicos del Subbético, y el Lías, pobre en margas, de la zona Penibética; en este trabajo, BLUMENTHAL atribuyó al Cretácico inferior los materiales margosos del Lías superior que afloran en las proximidades del Puerto del Zamorano, en el borde Sur de la Hoja de Campillos; esta atribución es mantenida posteriormente en varios trabajos de otros autores (ALASTRUE, 1945; ALASTRUE y HERNANDEZ DE GARNICA, 1947; KOCKEL, 1963 in MAUTHE, 1971). BLUMENTHAL (1934), en el último trabajo citado, concede gran importancia al papel **especial y trastornador** del Trías germano-andaluz, con su **muy acusada movilidad**, lo que justificaría, en su opinión, el aspecto de **klippes** jurásico-cretácicos que presentan extensas regiones, como la de Algámitas-Pruna-Olvera, en el extremo NW de la Hoja y sectores adyacentes. La misma interpretación ofrece BLUMENTHAL (1949) en un corte transversal de la Cordillera, desde el Genil hasta el Mediterráneo, en el que considera que el límite entre la Sierra de Teba (que representa en estructura invertida) y el Trías germano-andaluz que aflora extensamente al Norte de la misma corresponde a formas diapíricas precoces de gran estilo, con extravasación de sedimentos móviles; en el mismo corte, la Sierra de Alcaparaín resultaría de la superposición del Bético de Málaga sobre los **Rondaides**, de modo que el conjunto está ampliamente corrido hacia el Norte sobre el Penibético y el Flysch transgresivo.

Otras nuevas aportaciones al conocimiento geológico de la región son debidas al equipo dirigido por el Prof. Hoepfener. Interesan en particular los trabajos de KOCKEL (1963), que estudió el área de la Hoja, y de DURR (1967) que se ocupó del sector situado al Sur de la misma. Con anterioridad habían aparecido algunos resultados preliminares (DURR *et al.*, 1960-1962; HOEPPENER *et al.*, 1964a y b) y, finalmente, las conclusiones globales del equipo fueron resumidas en un trabajo de MAUTHE (1971). Entre dichos resultados debe mencionarse que sitúan los primeros corrimientos del Bético de Málaga sobre la Zona de Casares y la Zona de las Nieves en el Jurásico medio, de modo que la **brecha de la Nava** sería un

sedimento sinorogénico de dicha edad acumulado en el frente de este manto. Respecto a las Zonas Externas, en las que incluyen los materiales terciarios **en parte con facies flysch**, son partidarios de una amplia autoctonía, según la cual la situación actual de las distintas unidades responde a la posición de las mismas en la cuenca de depósito. Así, KOCKEL (1963) considera que la **zona de Cañete** representa el tránsito entre la **Zona del Tablón**, más externa, y la **Zona de Chorro-Viento** (Subbético Interno o Penibético de otros autores), interpretación debida, en parte, a que el citado autor integra en la **zona de Cañete** el Jurásico superior en **facies andaluza** de las unidades **penibéticas** que constituyen el autóctono relativo respecto a aquélla. HOPPE (1968), por el contrario, sugiere que el Subbético s. str., equivalente al Subbético Medio de GARCIA-DUEÑAS (1967), sería alóctono sobre el Penibético y de procedencia más meridional que éste. En este trabajo, HOPPE (op. cit.) incluye explícitamente la Unidad de Mojón Gordo (Sierra de Cañete) en el Subbético s. str. Posteriormente, HOPPE (1972) asocia los materiales alóctonos de Cañete a los de la **Zona Prieta-Nieves** de KOCKEL (1963) o **Unidad de Nieves** de DURR (1967), que corresponderían a los **Rondades** de BLUMENTHAL (1928), y denomina a este conjunto **Unidad Mojón Gordo-Prieta-Nieves**.

Entre los primeros trabajos del equipo francés que abordan problemas específicos del área de la Hoja se encuentra el de CHAUVE y PEYRE (1966) que atribuyen la secuencia de la Sierra del Tablón al **Subbético con Jurásico margoso** o **Subbético Sur**, equivalente al Dominio Subbético Medio, en el sentido de GARCIA-DUEÑAS (1967); en dicho trabajo, CHAUVE y PEYRE (op. cit.) consideran que los materiales triásicos del sector representan la base estratigráfica de la Sierra del Tablón de modo que, bajo este conjunto subbético, aparecerían en ventana, al Norte de la Hoja, los materiales del Flysch de la **Unidad de Paterna**.

Aparte del trabajo más reciente de BOURGOIS (1978), que luego será comentado, son tres los estudios regionales del equipo francés que deben ser citados por tratar de problemas de interés en el área de la Hoja: CHAUVE (1968) estudió la parte septentrional de la provincia de Cádiz, DIDON (1969) que trabajó en el Campo de Gibraltar, donde estableció el carácter alóctono de los flyschs gaditanos, y PEYRE (1974), que se ocupó de la región situada inmediatamente al Este de la descrita en esta Memoria. Este último autor (PEYRE, op. cit.) relacionó el Trías de Antequera con la Unidad de Ronda-Torcal (Subbético Interno o Penibético de otros autores) y lo consideró ampliamente cabalgante sobre el Subbético; distinguió, por otra parte, el **Trías Subbético**, si bien señaló que existen entre ambos tales analogías que el límite entre uno y otro es incierto.

En cuanto a los resultados globales de este equipo (BOURGOIS et al., 1970) permiten comprobar la existencia de series flysch cuyas edades oscilan entre el Neocomiense y el Mioceno basal. Estas series flysch pueden agruparse en unidades diferentes que, en algunos casos, presentan en su base materiales carbonatados de edad jurásica. De este modo pueden distinguirse los **flyschs antiguos**, de edad Cretácico inferior, de los **flyschs recientes**, de edad Cretácico superior a Oligo-Mioceno. Los **flyschs antiguos** caracterizan una zona que se sitúa en la margen externa de la **Dorsal**, entre ésta y la **Zona de Boyar-Alazores** (en la que incluyen explícitamente la **serie de Mojón Gordo-región de Cañete la Real**, que, a su vez, es el tránsito hacia el Penibético (= **zona de Ronda-Torcal**). La realidad inherente a los **flyschs recientes** es más compleja; en efecto, (a) algunos de ellos se disponen sobre los materiales de

la **Zona de Boyar-Alazores**; (b) otros, de edad Oligo-Mioceno, son transgresivos sobre las Zonas Internas ya estructuradas; (c) otros están ligados, con una relación no claramente establecida, a la zona de los **flyschs antiguos** y, finalmente, (d) las dos formaciones de edad Oligo-Mioceno del Campo de Gibraltar: la arenisca del Aljibe y el flysch de Algeciras - margoarenoso micáceo- se disponen sobre series datadas entre Cretácico superior y Oligoceno, y forman parte de unidades **colocadas** durante el Mioceno (después de una tectogénesis, mal datada, de la Zona de Boyar-Alazores, y de la tangencial de las Zonas Internas, del Eoceno-Oligoceno). Estas conclusiones fueron más tarde modificadas sustancialmente por BOURGOIS (1978).

El área de la Hoja estaba incluida en la Tesis Doctoral de CRUZ-SANJULIAN (1974). En este trabajo y otros posteriores (CRUZ-SANJULIAN, 1976a y b) se establecía la continuidad de los dominios subbéticos definidos por GARCIA-DUEÑAS (1967) en el sector central de la Cordillera, de modo que se proponía la utilización del término Subbético Interno en lugar de Penibético u otras denominaciones. La unidad de la Sierra de Cañete, alóctona sobre el Subbético Interno, se atribuía a un nuevo dominio: el Subbético Ultrainterno. En cuanto a los materiales triásicos en facies germano-andaluza que afloran ampliamente en esta parte occidental de la Cordillera, fueron considerados el constituyente mayoritario de una unidad alóctona, el Manto de Antequera-Osuna, cuya primera traslación, sobre el Subbético Medio, habría tenido lugar en el Aptiense-Albiense; posteriormente, en el Mioceno inferior, esta unidad habría proseguido su avance hacia el Norte, llegando a solapar al Dominio Subbético Externo, mientras su borde meridional llega a superponerse a las Unidades con flysch del tipo **Campo de Gibraltar**, alóctonas a su vez sobre el Subbético Interno. Estos resultados, que han sido revisados y, en parte, modificados por el propio autor, han servido de base para la elaboración de esta Memoria y la Cartografía correspondiente.

LINARES (1977) incluyó en su Tesis Doctoral el estudio de los materiales del Cretácico superior de la Sierra de Teba-Peñarrubia y SERRANO (1979) los del Mioceno superior de la Cuenca de Ronda.

La Hoja de Teba fue incluida también en la Tesis Doctoral de BOURGOIS (1978). De este trabajo cabe resaltar, en primer lugar, que para BOURGOIS (op. cit.) los materiales atribuidos habitualmente al Triás germano-andaluz en la parte occidental de la Cordillera representan una formación en la que la facies predominante es una **Brecha poligénica de cemento yesífero** de edad post-Neocomiense. Del mismo modo, en opinión del citado autor, todos los materiales pertenecientes a unidades atribuidas usualmente al Complejo del Flysch del Campo de Gibraltar, así como lo que BOURGOIS (op. cit.) denomina **sustrato de los Flyschs cretácicos** (entre ellos las Sierras de Tablón, Cañete, Blanquilla y Mollina), constituyen sendos klippen sedimentarios incluidos en una **Formación de arcillas con bloques** de edad burdigaliense; la matriz arcillosa de esta Formación corresponde a lo que se denominaba con anterioridad (CHAUVE, 1968) **arcillas de la Unidad de Paterna** o incluso **arcillas de la serie de base de las areniscas numídicas del Aljibe**. Finalmente, BOURGOIS (1978) considera que todos los materiales que se encuentran al Norte del Penibético se hunden bajo éste y representan el **Complejo tectono-sedimentario del Guadalquivir**, que estaría constituido por el apilamiento, en una **mezcla perfecta**, de láminas decamétricas a decakilométricas

procedentes de tres dominios: el Subbético, las **Brechas poligénicas de cemento yesífero** y **la Formación de arcillas con bloques**.

En una publicación posterior, CRUZ-SANJULIAN (1980) atribuyó a depósitos recientes, discordantes sobre los materiales triásicos que afloran al NW de Lentejuela, en el área de la Hoja, los niveles brechoides que, al ser calificados por BOURGOIS (1978) de típicamente triásicos, sirvieron de base a su interpretación. El reciente hallazgo de lamelibranchios en materiales absolutamente comparables en el borde sur de la hoja de Campillos sugiere la atribución de tales brechas al Tortoniense superior-Messiniense discordante.

1. ESTRATIGRAFIA

Conviene advertir, al iniciar este capítulo, que en el extremo SW de la Hoja, en la Sierra de Alcaparaín, aflora la Unidad alpujárride de Casares en la que existen materiales metamórficos. Del mismo modo, algunos términos de la Unidad de Capellán son, cuando menos, epimetamórficos. Sin embargo, el hecho de que se trate de un número muy reducido de formaciones con estas características, cuya representación superficial es, por otra parte, muy limitada, no justifica el separar en distintos capítulos los caracteres específicamente estratigráficos y petrológicos de la secuencia de las referidas unidades, sino que ambos aspectos serán tratados conjuntamente en el presente capítulo.

De igual modo, es necesario adelantar que, para su descripción, los materiales serán agrupados en unidades, lo que facilitará el establecimiento de correlaciones, en lugar de ordenarlos cronológicamente.

1.1. UNIDADES BETICAS S. STR.

Se estudian en este apartado los materiales de las Unidades que afloran en el relieve de la Sierra de Alcaparaín, en el extremo SW de la Hoja. Están incluidos, por tanto, en este grupo, los materiales atribuidos al Bético de Málaga, los materiales alpujárrides de la Unidad de Casares y los de las Unidades de Nieves y Capellán. La pertenencia de estas dos unidades es controvertida; la Unidad de Nieves fue definida por DURR (1967) y correspondería en parte a la zona de Prieta-Nieves de KOCKEL (1963); ambos la interpretan como el Dominio Subbético más meridional; formaría parte, también, de la Dorsal Bética en el sentido de DURAND-DELGA y FOUCAULT (1967). Por su parte, la Unidad de Capellán fue definida por KOCKEL (1963) e incluida en los Alpujárrides, mientras que DURR (1967) consideró a materiales semejantes como la parte meridional, metamorfizada, de la Unidad de Nieves. En cualquier caso, la escasa extensión superficial de estas unidades en el área de la Hoja obliga a que buena parte de los datos deban ser completados con los obtenidos en otros sectores.

1.1.1. La Unidad de Nieves

Presenta en la base una potente secuencia (más de 500 metros) de dolomías negras y grises (T_{A31-32}), generalmente bien estratificadas (los grosores de los bancos oscilan desde algunos decímetros a varios metros). DURR (1967) atribuye esta formación al Triás superior, gracias a la presencia de Dasycladáceas comparables a *Gyroporella sp. aff. verticillata* KAMPTNER.

Sobre ellas aflora una formación (T_{A33-J_1}) en cuya base alternan niveles dolomíticos con otros de calizas margosas, a veces con sílex, y margocalizas rojizas finamente laminadas; hacia techo se hacen más abundantes los finos niveles (15-30 cm) de calizas y margocalizas con sílex. La potencia visible de la formación, en la ladera suroccidental de la Sierra de Alcaparaín, es de 100 metros; no obstante, el techo es, en este caso, tectónico, por lo que dicha cifra debe ser retenida como un valor mínimo. La falta de fósiles en el área de esta Hoja hace necesario recurrir a los datos de DURR (1967) que consideró muy verosímil la edad Rethiense de la parte inferior de esta formación, en virtud del hallazgo, en diversos yacimientos, en su mayoría en la Sierra de las Nieves, de *Bactryllium sp.*, *Thecosmilia sp.*, *Thecosmilia clathrata* (FRECH), *Thamnasteria cf. minor* (FRECH) y otros Braquiópodos y Lamelibranquios. Sin embargo, los niveles calizos de la parte alta de la formación pueden

representar, al menos en parte, el Lías. En efecto, el propio DURR (op. cit.) puso de manifiesto, también en la Sierra de las Nieves, en los primeros niveles calizos, el Hettangiense y, en los niveles más altos con nódulos de sílex, el Sinemuriense, ambos con Ammonites.

La secuencia de esta Unidad termina con una brecha calizo-dolomítica, masiva, de varias decenas de metros de potencia (T_3^A). Los cantos son generalmente angulosos y entre ellos abundan, sobre todo, los de naturaleza dolomítica; como también señala DURR (1967), se advierte la presencia de materiales epimetamórficos, verosimilmente procedentes de la secuencia de la Unidad de Casares y/o de Capellán. En cuanto al tamaño de los cantos, predominan los decimétricos, pero no son raros los que sobrepasan el metro cúbico de volumen. El cemento es dolomítico, aunque también hay cristales de cuarzo y de mica blanca. En la Sierra de Alcaparaín esta formación es claramente discordante sobre su sustrato, a diferencia de lo que ocurre, al parecer, en la Sierra de las Nieves (DURR, op. cit.), donde dicho autor le asignó la denominación de **Brecha de la Nava**. Por lo que se refiere al origen de esta brecha, BLUMENTHAL (1933c) sugirió que se trataba de brechas diluviales cuaternarias, aunque en parte admitió que debía tratarse de brechas tectónicas en el borde de lentejones calizos incluidos en la secuencia postríasica de esta unidad; esta misma interpretación fue mantenida por KOCKEL (1963). DURR (1967), por su parte, opina que se trata de un sedimento sinorogénico del Jurásico medio que representaría el frente de avance del Manto de Málaga sobre las Unidades de Casares y de Nieves. Sin embargo, DURAND-DELGA y DIDON (1970, *in* BOURGOIS, 1978) proponen una edad más reciente, posterior al Eoceno y anterior al Burdigaliense, edad que ha sido aceptada por este último autor (que también defiende el origen aéreo y fluvial) y en la presente Memoria.

1.1.2. La Unidad de Capellán

Está representada en un reducido afloramiento en la Sierra de Alcaparaín, en el borde occidental de la Hoja.

En la base de la secuencia afloran dolomías, en ocasiones esquistas, amarillentas, a las que siguen niveles de esquistos calcáreos, eventualmente filitosos (T_A). La potencia máxima observable en esta Hoja es del orden de 150 metros. Este término podría ser equivalente a los de edad triásica de la Unidad de Nieves. En efecto, DURR (1967) ha citado la existencia de *Bactryllium* en estos materiales en la serie de la Breñuela.

Encima aparece un paquete, cuya potencia observable en el área de la Hoja es de 250 metros, en el que alternan calizas finamente laminadas, microplegadas, recristalizadas, epimetamórficas, en ocasiones con sílex, con otros niveles de calizas dolomíticas (J_1). A falta de otros argumentos paleontológicos, es aceptable que estos niveles podrían corresponder, de igual modo, a los términos liásicos de la secuencia de la Unidad de Nieves.

Finalmente, la secuencia termina con niveles de brechas (T_3^A) absolutamente comparables a las descritas como **Brecha de la Nava** en el apartado anterior.

1.1.3. Alpujárrides: La Unidad de Casares

De los materiales atribuidos a la Unidad de Casares (DURR, 1967), en el área de la Hoja están

representadas dos formaciones:

Una formación basal (H-T_{A1}) en cuya parte inferior afloran filitas negras, azul violáceo y grises (**color de humo**), con intercalaciones de cuarcitas y cuarzoesquistos; hacia arriba se encuentra, en primer lugar, un paquete en el que predominan netamente las filitas y a continuación alternan niveles cuarcíticos y calco-esquistosos (con transiciones a mármoles) con niveles métricos de filitas; de nuevo se encuentran 5-10 metros de filitas, para, finalmente, predominar las cuarcitas de color blanco-amarillento a gris azulado con pátina rojiza, en bancos de potencia variable, del orden del decímetro, con intercalaciones de niveles de filitas de color azul a gris ceniza de algunos centímetros a algunos decímetros de grosor. Esta formación fue atribuida al Permotrias por DURR (op. cit.), si bien, según los datos del mismo autor, no puede descartarse la presencia del Paleozoico, al menos superior, en los términos basales de las filitas oscuras con niveles cuarzoesquistosos, alguno de los cuales puede representar verdaderas grauwackas.

Sobre la formación anterior descansa un paquete de dolomías gris-amarillento, parcialmente recrystalizadas (T_{A2-3}). DURR (1967) evidenció la pertenencia al Triás medio-superior de materiales equiparables, en la región de Casares, con el hallazgo de *Cassianella sp. aff. C. grypheata* MUNSTER, "*Worthenia*" *solitaria* (BENECKE) y restos de *Neritopsis* y *Naticopsis*. Sin embargo, el mismo autor interpretaba estos paquetes dolomíticos como intercalaciones en las filitas y sobre todo las cuarcitas, citando incluso la existencia de niveles de transición. Si bien en el único afloramiento que se encuentra en el área de la Hoja parece que las dolomías coronan la serie, el hecho de que descansen precisamente sobre términos cuarcíticos, su pequeña potencia (25 metros aproximadamente), su escasa continuidad lateral y las deficientes condiciones de observación en el muro y muy en particular en el techo, en las proximidades del contacto con los materiales maláguides, no permiten en absoluto descartar definitivamente la hipótesis del citado autor.

1.1.4. Maláguides

Aunque la reducida superficie que ocupan los afloramientos de estos materiales en el área de la Hoja es a todas luces insuficiente para intentar establecer conclusiones definitivas al respecto, sí parecen confirmarse las opiniones de GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA (in litt.) y NAVARRO-VILA (1976) quienes, en la Hoja de Lapeza, ponen de manifiesto que el Complejo Maláguide se trata en realidad de un conjunto de unidades empiladas con una serie estratigráfica común, aunque incompleta.

Tal empilamiento es manifiesto en la Hoja de Teba y también se puede asegurar que las unidades correspondientes están incompletas; no obstante, no coincide el contenido estratigráfico de cada una de ellas con el que presentan en el sector de Lapeza.

1.1.4.1. El Paleozoico maláguide

La sucesión paleozónica maláguide (S-H) consta de varios términos que pueden ordenarse como sigue:

Esquistos grisáceos-azulados, en ocasiones cuarzosos, esquistos arcillosos negros (filitas),

conglomerados de matriz esquistosa y cuarcitas que podrían representar el Silúrico y, quizá, el Devónico inferior (cf. DURR, 1967; NAVARRO-VILA, 1976; GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA, in litt.). A continuación aparecen calizas grises o azuladas, oscuras, bien estratificadas en bancos centimétricos a decimétricos (**calizas alabeadas**) que alternan con niveles de grauwackas y de esquistos, generalmente grises-negruzcos; en esta formación aparecen muy esporádicamente liditas, a veces cataclastizadas; esta formación debe ser asignada al Devónico superior-Carbonífero inferior (cf. NAVARRO-VILA, 1976). Sobre ella afloran grauwackas de distinta granulometría, con intercalaciones de esquistos cuarzosos y pizarras, cuya edad más probable es el Carbonífero inferior (cf. DURR, 1967 y NAVARRO-VILA, 1976). La secuencia termina con unos conglomerados, cuya potencia es variable y puede alcanzar varias decenas de metros; estos conglomerados muestran una marcada heterometría y entre sus cantos se identifican granitos, cuarcitas, grauwackas y calizas, con un predominio de estas últimas, al menos en este sector. Cuando esto ocurre, los cantos suelen estar poco redondeados, de modo que constituyen verdaderas brechas; entre los niveles conglomeráticos existen otros de granulometría más fina (areniscas e incluso lutitas) y también niveles carbonatados cuya continuidad lateral es dudosa. Esta formación corresponde al **Conglomerado de Marbella** (BLUMENTHAL, 1949), cuya edad más probable es Carbonífero inferior-medio: Viseiense ó inmediatamente post-Viseiense (cf. NAVARRO-VILA, 1976). Este último autor sugiere que su origen puede estar en relación con fenómenos olistostrómicos, lo que concuerda perfectamente con las observaciones que pueden realizarse en la Hoja de Teba. BOURGOIS (1978) sugiere, sin embargo, que el **Conglomerado de Marbella** reposa discordante sobre materiales pegados isoclinalmente en el ciclo hercínico.

1.1.4.2. *El Permotrías maláguide*

Está representado por materiales detríticos (P-T) discordantes sobre el sustrato paleozoico, de manera que descansan sobre distintos términos de éste.

En la base predominan los niveles de areniscas rojas y conglomerados, con cantos redondeados, entre los que abundan los de cuarzo. Sobre ellos aparece una potente formación de areniscas, de color rojo intenso, que alternan con algunos niveles conglomeráticos, limolitas y arcillas en las que también predominan las tonalidades rojizas. La potencia total de esta formación es muy variable, pero puede superar en algunos puntos los 100 metros.

Habitualmente estos niveles se atribuyen al Permotrías en virtud de su posición en la secuencia y por correlaciones basadas en las litofacies. En efecto, los datos paleontológicos al respecto son muy escasos: MICHELAU (1941, in DURR, 1967) puso de manifiesto la presencia del Röt, en arcillas arenosas cerca de Almogia, con *Voltzia heterophylla* BRONGHIART. De igual modo, en el Rif, MILLIARD (1959, in NAVARRO-VILA, 1976) descubrió dos yacimientos de plantas de edad pérmica.

Por otra parte, en el extremo suroccidental de la Sierra de Alcaparaín, en las proximidades de la presa de Andrade, afloran términos, ya señalados por KOCKEL (1963), verosíblemente triásicos, en relación, difícil de precisar, con los materiales que acaban de ser descritos. Se trata de dolomías y calizo dolomías negras (Td), que parecen reposar directamente sobre los términos detríticos ya citados, y así han sido interpretadas en el mapa que acompaña a esta Memoria. Materiales comparables en la secuencia del Exconvento de las Nieves, al SW de El

Burgo, fueron atribuidos al Trías por DURR (1967) y, en efecto, las láminas delgadas talladas en estos materiales han permitido identificar el Muschelkalk con *Frondicularia woodwardi* y *Triasina hantkeni* MAJZON *.

En contacto tectónico con estas dolomías aparece, en un afloramiento de muy pequeñas dimensiones, una masa de yeso en relación con niveles arcillosos (T_y). El mismo corte del Exconvento de las Nieves (DURR, op. cit.) presenta arcillas verdosas sobre las dolomías precitadas. Es admisible que representen el Trías superior, como también apunta BOURGOIS (1978).

1.1.4.3. *El Jurásico maláguide*

Está representado por dolomías (Jd) y calizas (Jc) que afloran en las proximidades de la presa de Andrade, al SE del río Turón, y a lo largo de la cresta que desde allí se dirige hacia el NE, más o menos paralela al cauce del río, coronando la vertiente nordoccidental de éste.

Estos términos descansan directamente sobre los niveles detríticos permotriásicos en el extremo nordoccidental de la Sierra de Alcaparaín, al E del río Turón. En otros casos constituyen klippes sedimentarios incluidos en la cobertera terciaria del Bético de Málaga, opinión que también mantiene BOURGOIS (1978).

Las dolomías son grises y amarillentas, generalmente poco potentes (5-20 metros). Entre los términos calizos predominan las calizas masivas, frecuentemente oolíticas; un bloque notable de estos materiales puede observarse en la carretera entre Ardales y El Burgo, justamente por encima de la presa abandonada de Andrade; en otros casos las calizas están estratificadas y presentan ocasionalmente nódulos de sílex, como en la alineación de Castillo Turón: la potencia observable del paquete calizo puede estimarse en 25 metros; en la base la estratificación es masiva y hacia arriba pasa a ser muy fina (5 a 40 cm).

Materiales comparables han sido citados en ocasiones anteriores y atribuidos al Jurásico (DURR, 1967; DIDON, 1969).

1.1.4.4. *El Terciario maláguide*

Si bien en otros puntos se han citado varios términos del Paleógeno (y otros materiales más antiguos) en la secuencia maláguide, su existencia no ha sido puesta de manifiesto en la Hoja de Teba.

Los únicos materiales terciarios que forman parte del Complejo Maláguide en este sector pueden equipararse a la **Formación de Alozaina** (BOURGOIS et al., 1972), cuya edad ha sido establecida como tránsito Oligoceno-Aquitaniense a Aquitaniense medio-superior.

BOURGOIS (1978) ha utilizado la denominación de **Formación del Pantano Andrade** para designar tales materiales en este sector. Aflora en el frente de las Unidades Béticas, desde la

(*) Determinaciones de J.L. Saavedra, a quien se agradece su aportación.

presa de Andrade hacia el N y NE, a lo largo de toda la alineación del Castillo Turón, al NW del río del mismo nombre.

Se trata de una formación (T^{A-Ba}₃₃₋₁₁) que presenta en la base, en el sector del Castillo Turón, brechas con cantos predominantemente calizos y dolomíticos, conglomerados y areniscas calcáreas. En un punto, al Sur del Castillo Turón, se observa que reposan, mediante una discordancia angular manifiesta, sobre el Permotrias maláguide, lo que está en franca contradicción con los datos anteriores que suponían una pseudo-concordancia o débil discordancia (cf. BOURGOIS, 1978). Hacia arriba predominan los niveles de margas, margo-calizas, calizas margosas y calizas detríticas. En una muestra de estas últimas se ha datado el Oligoceno con : *Nephrolepidina*, *Eulepidina*, *Sphaerogypsina* y *Heterostegina*. Los numerosos levigados recogidos en esta formación han resultado azoicos o con fauna banal. BOURGOIS (1978) pone de manifiesto el Oligoceno terminal a Aquitaniense con: *Globigerinita dissimilis* (CUSH. y BERM)., *Globigerinoides primordius* BLOW y BANER, *Globigerina cf. venezuelana* HEDBERG, *Globigerina aff. auberiana* (D' ORB), *Almaena escornebovensis* (SIGAL) y *Spiroplectammina carinata* (D' ORB). Es innegable, como también señala BOURGOIS (op. cit.), la presencia de klipfes sedimentarios en esta formación; entre estos bloques son particularmente notables los de tamaño hectométrico, correspondientes a las calizas y dolomías verosimilmente pertenecientes a los términos triásicos y jurásicos maláguides.

1.2. ZONA SUBBETICA

La mayor parte de los elementos subbéticos del área presentan una secuencia constituida por un Jurásico enteramente calizo, un Cretácico inferior ausente o escasamente representado y un Cretácico superior-Paleógeno con la típica facies de **capas rojas**; estas características definen el Dominio Subbético Interno, equivalente al Penibético de otros autores. Tanto en la Sierra del Tablón como en el conjunto Sierra de Cañete-Sierra Blanquilla-Sierra de Molina existen materiales margosos en el Jurásico; CRUZ-SANJULIAN (1974) atribuyó la Sierra del Tablón al Dominio Subbético Medio Meridional y la Sierra de Cañete al Dominio Subbético Ultrainterno.

1.2.1. La secuencia de la Unidad de la Sierra del Tablón

En la Hoja de Teba afloran solamente los términos más bajos del Jurásico de esta secuencia. En ningún punto afloran materiales triásicos en la base de la Unidad. El análisis del conjunto de la Unidad (CRUZ-SANJULIAN, 1974) sugirió encuadrarla en el Dominio Subbético Medio Meridional, en atención a su situación, su posición tectónica y la presencia de materiales margosos de considerable potencia en el Lías, en los que el término más antiguo datado con Ammonites es el Domeriense superior.

1.2.1.1. El Lías inferior

Los materiales de este tramo (J¹⁻²₁₁₋₁₃) constituyen el núcleo de la estructura anticlinal de la Sierra del Tablón. Afloran, así, en la parte más elevada de la Sierra, aproximadamente por encima de la cota 800 m. En ellos se sitúa el vértice Terril que domina una amplísima región. No aflora en ningún punto el muro de este tramo. La parte más baja del mismo se encuentra

en la ladera meridional, donde se localiza el eje anticlinal de la estructura.

Este tramo está constituido por calizas margosas negras o muy oscuras en corte fresco; el color de la superficie alterada es amarillento o gris amarillento. Son extremadamente duras. En la base abundan las calizas con sílex en nódulos o bancos. Hacia el techo los bancos se hacen más margocalizos al mismo tiempo que empiezan a aparecer algunas intercalaciones margosas. El color se hace en conjunto más claro, de tal modo que el contacto con el tramo siguiente está poco definido y responde, como se acaba de describir, a un tránsito gradual. No contienen macrofauna.

El espesor de los bancos se mantiene constantemente entre 20 y 40 cm. En la base pueden alcanzar grosores próximos al metro. Sólo en los niveles terminales que indican el paso al tramo siguiente existen bancos de espesor ligeramente inferior (15-20 cm).

La potencia total del paquete no puede precisarse porque no aflora el muro. En el corte realizado esta potencia es como mínimo de 250 m.

La posición de estos materiales en la secuencia estratigráfica permite asegurar una edad por debajo del Domeriense superior; la determinación de *Lingulina pupa* en una lámina delgada de la cumbre de la Sierra permite asegurar la Presencia del Pliensbachiense en este tramo*.

1.2.1.2. *El Lias medio y superior y el Aalenense basal*

Los materiales de este tramo (J_{33-21}^{2-1}) delimitan un cinturón deprimido alrededor del relieve principal de la Sierra del Tablón. Por otra parte, están representados en reducidos afloramientos, al S de Algámitas (Hoja 1022) y en las proximidades del Peñón de Montentier.

Alternan en este tramo los niveles de margocalizas, de color gris y gris amarillento, de 15 a 30 cm de grosor, con otros niveles margosos del mismo color. En el sector suroriental de la Sierra afloran algunos niveles de margocalizas arcillosas con muy escasa potencia en lajas, de color fuertemente rojo a morado, que es difícil situar con precisión en la secuencia pues no han podido ser datadas.

La potencia total del tramo es de 150 metros aproximadamente.

El Domeriense superior (zona de *spinatum*) está representado en margocalizas grises con *Emacieticeras* sp., *Emacieticeras* gr. *densiradiatum* (GEMMELLARO), *Emacieticeras reversiplicatum* FUCINI, *Fontanelliceras* sp., *Naxensiceras* sp., *Naxensiceras naxense* (GEMMELLARO), *Lioceratoides* cf. *expulsum* (FUCINI), *Lioceratoides* gr. *ptychense* (FUCINI), *Phylloceras* sp y *Pleuroceras* sp.

El Toarciense basal (zona de *tenuicostatium*) corresponde a los niveles que suministraron *Murleyiceras messanense* (GEMMELLARO) y *Murleyiceras* sp.

(*) Determinación de J.L. Saavedra, a quien se agradece su aportación.

El Toarciense inferior (zona de *serpentinus*) ha sido puesto de manifiesto con *Harpoceras* gr. *mediterraneum* (BONAR), *Harpoceras* sp., *Procliviceras proclivi* (ROS) y *Chlamys zygoplocus*.

El Toarciense medio (zona de *bifrons*) ha suministrado *Hildoceras* gr. *bifrons* (BRUG.), *Zugodactylites braunianus* (D'ORB) y *Phylloceras* sp.

En idéntica litología se han clasificado *Pseudogrammoceras* gr. *fallaciosum* (BAYLE), *Erycites* gr. *elaphus* MERLA y *Phylloceras* sp. que, según los autores, se atribuyen a la zona de *insigne* o a la de *fallaciosum* (parte terminal del Toarciense medio a parte basal de Toarciense superior).

Una fauna abundante de ammonites, en más de un afloramiento, sin cambios litológicos apreciables, asegura la presencia de las zonas de *levesquei* y *morrei* (o *pseudoradiosa*) del Toarciense superior. Se han clasificado en esta asociación *Catulloceras levesquei latiumbilitatum* (GECZY), *Catulloceras meneghini* (ZITTEL), *Catulloceras dumortieri* (THIOLERE), *Catulloceras* sp., *Pseudolioceras* sp., *Pseudolioceras (Pseudopolyplectus)* sp., *Dumortieria* sp., *Planammatoceras* sp., *Osperleioceras reynesi* (MON.), *Osperleioceras* gr. *wunstorfi* (MON.), *Osperleioceras* sp., *Polyplectus* sp., *Calliphylloceras* sp., *Phylloceras* sp. y *Lytoceras* sp.

Otra asociación de ammonites caracteriza la zona de *aalensis*, del Toarciense terminal: *Dumortieria* gr. *costula* (REINECKE), *Pleydellia* sp. y *Walkericeras* gr. *lotharingicum* (BRANCO).

BOURGOIS (1978), por su parte, puso de manifiesto en estos materiales la base del Aale-niense con una forma de paso de *Dumortieria* a *Pleydellia*.

1.2.2. El Subbético Interno

Se incluyen en este Dominio un conjunto de elementos caracterizados por presentar: a) una potente secuencia jurásica, enteramente caliza, que da lugar a la casi totalidad de los fuertes relieves de la Hoja (Sierras de Teba-Peñarrubia, Lentejuela, Ortegícar, Colorado-Llanos de Carrasco, etc.) y b) un Cretácico-Paleógeno margocalizo muy característico (**capas rojas**) que ocupa grandes extensiones en las zonas más deprimidas. Es muy característica la falta de términos del Cretácico inferior en casi todos los elementos, si bien en algunos de ellos existe una secuencia poco potente de materiales de dicha edad. Sin embargo, las normas de elaboración de la Leyenda que acompaña al Mapa Geológico no permiten subrayar este hecho, hasta el punto de que dicha leyenda puede dar una falsa impresión absolutamente opuesta, es decir, que de su lectura podría interpretarse erróneamente que lo normal es que existan materiales del Cretácico inferior y lo excepcional es que el Cretácico superior descansa directamente sobre los últimos niveles calizos jurásicos (o Berriasienses) cuando precisamente lo más frecuente es lo contrario.

Este Dominio ha recibido muy distintas denominaciones desde que BLUMENTHAL (1927 a y b) creó para él (y otras unidades no equivalentes) el término Penibético. Así, KOCKEL (1963) lo incluyó en la **Zona de Chorro-Viento** y DURR (1967) en la **Zona de Ronda**, mientras que autores franceses han mantenido, en general, el término Penibético, si bien añadiendo en

ocasiones matizaciones complementarias: **Zona de Ronda** (DIDON, 1969), **Unidad de Ronda-Torcal** (BOURGOIS et al 1970), etc.

Aunque esta confusión terminológica no afecta al dominio definido, que en todos los trabajos citados está bien delimitado y es coincidente, CRUZ-SANJULIAN (1974) propuso abandonar el término Penibético, por no responder ya al objeto para el que fue creado por BLUMENTHAL (op. cit.) y por coincidir con denominaciones geográficas con otro significado; en consecuencia, sugirió su sustitución por el término **Subbético Interno**, con lo que se homogeneizan las denominaciones en las Zonas Externas Béticas en correlación con las utilizadas en transversales más orientales de la Cordillera.

1.2.2.1. *El Triás*

En la Hoja de Teba los materiales triásicos de esta Unidad están muy parcamente representados. Sin embargo, en sectores más meridionales han sido estudiados por DURR (1967), en unidades equiparables, en las que ha puesto de manifiesto un Muschelkalk calizo-dolomítico y un Triás superior representado por calizo-dolomías, carniolas, margas y niveles detríticos ligeramente salinos.

A este segundo conjunto deben ser atribuidas las carniolas, areniscas, arcillas y yesos (T_{G3}) que afloran en el borde meridional de la Hoja de Teba, en la vaguada que recorre la carretera Campillos-Ronda, entre los relieves jurásicos de Colorado y Llanos de Carrasco y al Sur de estos últimos. Las condiciones de observación impiden reconstruir una secuencia detallada, de la que sólo son observables algunos metros (no más de 10).

1.2.2.2. *El Lías inferior*

Las dolomías (J_{11}) de la base de la secuencia jurásica afloran solamente en el sector de Colorado-Llanos de Carrasco. La carretera entre Cuevas del Becerro y Ronda, en el km. 41,5, atraviesa niveles de dolomías brechoides de color gris, junto a otros bancos de dolomías micríticas amarillentas. Este paquete dolomítico, cuya potencia supera los 50 m, se hunde bajo las calizas que afloran en el vértice Colorado.

No hay argumentos paleontológicos que permitan la datación de estos materiales. Su posición en la secuencia estratigráfica sugiere una atribución al Lías inferior.

1.2.2.3. *El Lías medio y superior y el Dogger (J_{12-2})*

Este tramo constituye el núcleo de la estructura de la Sierra de Teba y aflora también en Lentejuela y la ventana de Cañete la Real. Predominan las calizas oolíticas y pisolíticas. El tamaño de los pisolitos alcanza con frecuencia 5 mm. Son muy escasos los niveles micríticos. El color es variable entre blanco (el más frecuente), gris y crema. La estratificación es casi siempre masiva y a conferir este aspecto coadyuva la carstificación que afecta a estos niveles. En algunos casos se advierten bancos de grosor entre 0,5 y 1 m. No se ha localizado macrofauna con rendimiento estratigráfico, pero sí Braquiópodos indeterminables. Entre la microfauna determinada (cf. CRUZ-SANJULIAN, OLORIZ y SEQUEIROS, 1973) se encuentran

algas (Solenoporáceas), foraminíferos (Textulariidae, Nodosariidae, Involutinidae, Spirocy-clinidae, Globigerinacea: **Protoglobigerinas**), gasterópodos, equinodermos (Crinoides), ostráco-dos y fragmentos de Aptychus.

El mejor corte que puede realizarse en este tramo, en los elementos meridionales, es el que atraviesa el relieve de Colorado, en dirección WSW, desde los citados afloramientos de dolomías de la carretera Cuevas del Becerro-Ronda, hasta los alrededores del Cerro del Humo.

Aunque en conjunto siguen predominando los niveles de calizas oolíticas grises, los bancos micríticos de color crema aparecen con mucha mayor frecuencia que en los elementos septentrionales. El carácter de la estratificación es variable. Mientras en la parte media del tramo se localiza un paquete muy bien estratificado en bancos de 25 a 30 cm de grosor, a distintas alturas de la secuencia, especialmente en la base, la disposición en bancos es poco clara y el conjunto está afectado por una intensa carstificación. La potencia total del tramo es del orden de 400 m en este corte.

No se ha localizado macrofauna alguna de valor cronoestratigráfico. Sólo se puede reseñar algún escaso fragmento de lamelibranquio. Las láminas delgadas, sin embargo, ponen de manifiesto una microfauna relativamente abundante. En casi todas las muestras se han identificado Lituolidae, Textulariidae, Nodosariidae (especialmente en las más bajas), Cayeu-xia (a excepción de las últimas) y restos de equinodermos, braquiópodos, lamelibranquios y gasterópodos. Más esporádicamente se han identificado Girvanella, Glomospira, Fisherini-dae, Valvulinidae, Taumathoporella, ostrácodos, espículas y, en la parte terminal del tramo, coralaris. En una de las muestras de la parte media inferior del tramo se ha identificado *Palaeodasycladus mediterraneus* (PIA) que, en el ámbito de la Cordillera Bética, aparece en el Lías inferior.

En resumen, puede asegurarse que, al menos, el Lías inferior está representado en este tramo. Es probable que estén representados también el resto del Lías y del Dogger. Efectivamente, DURR (1967) cita determinaciones de gasterópodos (Nerineas), que excluyen el Lías para la parte alta de la serie de Jarastepar y que parecen pertenecer al Jurásico medio. PEYRE (1974) propone una atribución similar en el Torcal y Sierra del Valle de Abdalajís. Dichas suposiciones están confirmadas por el hallazgo de *Protopenneroplis striata* del Dogger en el afloramiento de Padrastro, en el interior de la Ventana de Cañete La Real (BOURGOIS, 1978).

1.2.2.4. *El Jurásico superior-Berriasiense* (J₃-C₁₁)

Este tramo puede subdividirse en dos subtramos que no han sido diferenciados en el mapa geológico. El primero de ellos consta de calizas noduloso-brechoides cuya edad está comprendida entre el Oxfordiense medio y el Kimmeridgiense inferior. Sobre estos materiales descansa el segundo subtramo constituido por calizas y calizas noduloso-brechoides de edades comprendidas entre el Kimmeridgiense superior y el Tithónico superior-Berriasiense o Berriasiense.

1.2.2.4.1. *Primer subtramo: calizas noduloso-brechoides*

Aparecen, sobre las calizas del tramo anterior, en todas las Unidades de este Dominio. El contacto es, generalmente, gradual. Sólo en algunos puntos de Lentejuela las calizas oolíticas están coronadas por un **hard ground** que, a su vez, soporta un nivel masivo de dos metros de potencia. Este banco, de escasa continuidad lateral, está constituido por una caliza rosada en la que hay abundantes celentéreos, briozoos y gasterópodos.

La composición litológica se mantiene constante en todo el sector estudiado. Se trata de calizas noduloso-brechoides, con matriz escasa o inexistente, que en Teba fueron interpretadas por COMAS et al. (1980) como el resultado de una rápida sedimentación pelágica con cementación sinsedimentaria diferencial, en las que posteriormente es removilizada la fracción fina. El color de estos materiales es casi siempre rojo o amarillento, pero hay fuertes variaciones incluso en un mismo afloramiento. Las intercalaciones más deleznables presentan una gama de colores irisados más amplia.

La potencia es variable y alcanza un valor máximo de 50 metros.

La microfauna identificada en lámina delgada consta de: algas (Codiáceas y Solenoporáceas), foraminíferos (Nodosariidae, Textulariidae, Involutinidae, Spirocyclinidae, Globigerinacea: Protoglobigerinas), gasterópodos, equinodermos (Crinoides), ostrácodos, radiolarios, espongiarios, lamelibranquios e Incertae saedis (**filamentosos** y **Globochaetes**). En el corte de Colorado* se ha identificado el Oxfordiense en lámina delgada con: *Eothrix alpina*, *Globochaete alpina*, *Astacolus tricarinnella*, *Epistomina stelligera*, *Lenticulina quenstedti*, *Marginulina subalata*, *M. sculptilis*, *Trochammina inflata*, *Protoglobigerina oxfordiana*, *Stomiosphaera moluccana* y *Nodosaria regularis*. Por su parte, el Kimmeridgiense corresponde a las muestras que en lámina delgada presentan abundante Saccocoma con *Eothrix alpina*, *Globochaete alpina*, *Stomiosphaera colomi* y *Lenticulina quenstedti*.

Son, sin embargo, los ammonites -desigualmente abundantes- los que permiten el establecimiento de jalones cronoestratigráficos precisos.

En la parte más baja de este tramo aparece una asociación que contiene *Gregoryceras* como índice. Se han clasificado: *Phylloceras* sp., *Holcophylloceras mediterraneum* (NEUM), *Sowerbyceras tortisulcatum* (D'ORB), *Proscaphytes* sp., *P. (Arisphinctes) sp.*, *P. (A.) cotovui* (SIMION), *P. (A.) sp. gr. P. plicatilis* (SOW), *P. (A.) helenae* (DE RIAZ), *Dichotomosphinctes wartae* (BUKOWS), *Dichotomoceras* sp., *Euaspidoceras (Neaspidoceras) sp.*, *Euaspidoceras sp. gr. E. perarmatum* (DE RIAZ non SOW), *Paraspidoceras* sp., *Gregoryceras fouquei* (KILIAN), *G. riasi* (DE GROSS), *G. romani* (DE GROSS), a los que acompañan equínidos, lamelibranquios, Belemnites y Aptychus. Puede, por tanto, establecerse la edad Oxfordiense medio, zona de *transversarium* para este conjunto.

Sobre estos niveles ha sido identificada otra asociación característica, tan sólo en el sector de Peñarrubia. La especie índice es, en este caso, *Epipeltocheras bimammatum* (QUENST). Se han

(*) Determinaciones de J.L. Saavedra, a quien se agradece su aportación.

clasificado: *Phylloceras* sp., *Holcophylloceras mediterraneum* (NEUM), *Calliphylloceras* sp., *Sowerbyceras tortisulcatum* (D' ORB), *Lytoceras* sp., *Proscaphytes* sp., *Trimarginites* sp., *Ochetoceras* sp., *Orthosphinctes colubrinus* (REIN), *Discosphinctes* sp., *Epipeltoceras bimammatum* (QUENST), a los que acompañan *Aptychus* y *Belemnites*. Esta asociación representa, por tanto, al Oxfordiense superior, zona de *bimammatum*

En la parte más alta de este tramo aparecen, localmente, acumulaciones fosilíferas en las que la fauna está muy removida. La asociación, presente en todos los cortes, consta de: *Phylloceras* sp., *Holcophylloceras mediterraneum* (NEUM), *Sowerbyceras loryi* (MUN-CH), *Lytoceras* sp., *Taramelliceras* sp. gr. *T. compsum* (OPPEL), *T. sp.* cfr. *T. trachynotum* (OPPEL), *T. sp. juv.* gr. *T. trachynotum* (OPPEL), *Nebroditis (Nebroditis) sp.*, *N. (Nebroditis) sp. 1.*, *N. (N.) sp. gr. N. agrigentinum* (GEMM), *N. (Mesosimoceras) planulacinctus* (QUENST), *Aspidoceras (Pseudowaagenia) sp. gr. A. binodus* (OPPEL), *A. binodus* (OPPEL), a los que acompañan Haploce-
ratidae de pequeño tamaño, un Perisphinctidae indeterminable, *Aptychus* y *Belemnites*.

En Lentejuela han sido identificados, además, en esta asociación: *Metahaploceras semibarbarum*, *Metahaploceras* sp. y, en el muro: *Glochiceras (Lingulaticeras) sp. gr. nudatum* (OPPEL), *G. (L.) sp.* y *G. sp.*, fauna que permite atestiguar la presencia del Kimmeridgiense inferior, zona de *divisum* y, tal vez, en parte, la de *strombecki* (cf. OLORIZ et al., 1979).

1.2.2.4.2. Segundo subtramo: calizas y calizas noduloso-brechoides

Estos materiales descansan sobre los del tramo anterior, de modo que resaltan netamente sobre los mismos en el relieve. Ello se debe a la mayor competencia, función, a su vez, del carácter más carbonatado.

La litología corresponde a calizas de color gris, con algunos niveles de calizas noduloso-brechoides. Esporádicamente aparecen bancos muy finos de calizas nodulosas más arcillosas que son, casi exclusivamente, las que suministran fauna de ammonites, mucho más escasa, desde luego, que en el tramo anterior. En estos últimos niveles es el rojo el color predominante. A distintas alturas de la secuencia existen niveles de **hard ground**, de los que el mejor desarrollado es el que culmina el paquete, en contacto ya con los materiales cretácicos. En él se acumulan *Aptychus*, *Belemnites* y *Ammonites* de pequeño tamaño.

La estratificación es gruesa, salvo en los niveles blandos antes citados cuyo grosor oscila entre 5 y 10 cm. La potencia total del tramo varía considerablemente de unos cortes a otros. Supera los 100 m en el Tajo del Molino, mientras es del orden de la veintena de metros en Lentejuela.

La microfauna identificada en lámina delgada consta de: foraminíferos (*Nododariidae*), espongiarios (espículas), radiolarios, ostrácodos, equinodermos (*Saccocoma*), gasterópodos, lamelibranquios e *Incertae sedis* (*Globochaete*). Las láminas del techo de este tramo muestran Tintínidos abundantes -que luego se detallan- acompañados de foraminíferos (*Textulariidae*, *Nodosariidae*, *Spirillinidae*), equinodermos, ostrácodos, ammonites e *Incertae sedis* (*Globochaetes*).

La fauna de ammonites localizada en la parte inferior y media de este tramo es -además de escasa- poco significativa: *Phylloceras* sp., *Haploceras* sp., *Glochiceras* sp., *Protetragonites* sp. Esta asociación puede representar el Kimmeridgiense superior-Tithónico inferior (las láminas delgadas no muestran Tintínidos), sin que sea posible precisar en mayor grado. Sin embargo, se ha podido poner de manifiesto el Tithónico inferior (zona de *Burckharticeras*) en el relieve de Padrastro (ventana de Cañete la Real) y en Lentejuela con *Simoceras volanense volanense* (OPPEL), *Semiformiceras semiforme* (OPPEL), *Protetragonites* sp., *Ptychophylloceras* gr. *ptychoicum* (QUENST.), *Aspidoceras* gr. *rogoniscense* (ZEUSCHNER), *Parapallasiceras* o *Virgatosimoceras* sp., *Haploceras elimatum* (OPPEL), *Haploceras* sp. y *Haploceras* o *Semiformiceras* (gr. *fallowii* OPPEL-*semiforme rotundum* OLORIZ).

En la parte alta de este tramo han podido clasificarse: *Phylloceras* sp., *Lytoceras* sp., *Ptychophylloceras* sp., *Haploceras* sp., *Neolissoceras grassi* (D'ORB), *Berriasiella* sp., *Aulacosphinctes* sp., *Himalayites* sp., con *Belemnites*, *Pygope* y *Aptychus*.

En Lentejuela se ha reconocido la base del Tithónico superior con un ejemplar de *Simplisphinctes* sp., género que define la subzona inferior de la zona de *Microcanthum* en la Cordillera Bética, lo que se confirma en lámina delgada con la presencia de *Chittinoidella boneti* DOBEN. El resto del Tithónico superior (parte superior de la zona de *Microcanthum* y zona de *Durangites*) está representado en los niveles que han facilitado fauna de *Proniceras* sp. gr. *toucasi* (RETOWSKI), con abundante microfauna de *Crassicollaria* (zona A). En los niveles suprayacentes se ha constatado la existencia del Berriasiense inferior (zona de *Jacobi*) con fauna de *Delphinella* sp. aff. *bertei* (TOUCAS), *D. sp. gr. delphinensis* (KILIAN) y *Fauriela* sp., acompañadas de una microfauna de *Calpionella alpina* LORENZ Y *Tintinnopsella carpathica* (MURG. y FILIP.) predominantes.

Las láminas delgadas del nivel terminal de este tramo ponen de manifiesto una abundante fauna de Tintínidos que permiten aportar notables precisiones respecto a la edad de este último episodio calizo. En la Sierra de Teba, como en Lentejuela, corresponde al Berriasiense (zona B de *Calpionellas*) con: *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISCH, *Globochaete alpina* LOMBARD, *Crassicollaria parvula* REMANE y *Tintinnopsella carpathica* (MUR. -FIL.). En Ortégicar está incluida también la parte superior de la zona C de *Calpionellas* del Berriasiense con: *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISCH, *Tintinnopsella carpathica* (MUR -FIL.) y *Calpionellopsis simplex* (COLOM). En el relieve de Fuencaliente (ventana de Cañete la Real) llega a estar incluido en este tramo hasta la zona D de *Calpionellas* (tránsito Berriasiense-Valanginiense) con *Calpionellopsis oblonga* (CADISCH), *Lorenziella hungarica* KNAUER y NAGY, *Calpionellites dadayi* KNAUER, *Tintinnopsella carpathica* (MUR. y FIL.), *T. longa* (COLOM), *Calpionella alpina* LORENZ, *C. elliptica* CADISCH y *Globochaete alpina* LOMBARD.

1.2.2.5. El Neocomiense (C₁₁₋₁₃³⁻³)

Como ya se ha señalado, uno de los rasgos más característicos del Dominio Subbético Interno estriba en el hecho de que, con frecuencia, los materiales del Cretácico superior descansan directamente sobre los términos jurásicos, en cuyo techo existe un **hard-ground**, a veces muy desarrollado.

Sin embargo, en algunos puntos existen materiales del Albiense y Cenomaniense y, sólo excepcionalmente, del Neocomiense, como ya se conoce hace tiempo (cf. CRUZ-SANJULIAN, 1974); uno de estos puntos son los afloramientos de Padrastro-Padrastrillo y el relieve situado al W de Fuencaliente, todos ellos en el interior de la ventana de Cañete la Real. En las secuencias de Padrastro y Padrastrillo, BOURGOIS (1978) puso de manifiesto, en margocalizas rojas, el Tithónico-Berriasiense inferior con *Lamellaptychus* gr. *beyrichi* OPPEL, el Berriasiense-Valanginiense con *Lamellaptychus* gr. *beyrichi* OPPEL, el Berriasiense-Valanginiense con *Lamellaptychus* sp. y *L. gr. mortilleti* (PICTET y LORIOL) y el Hauteriviense inferior con *L. gr. seranonis* (COQU.). El mismo autor, en la secuencia al W de Fuencaliente, en margas y margocalizas rojas con pequeños bancos radiolaríticos, dató el Berriasiense con *Calpionella alpina* (LORENZ), *C. elliptica* CAD., *Tintinnopsella carpathica* (MURG. y FIL.) y *T. longa* (COL.) y el Valanginiense-Hauteriviense inferior con *Lamellaptychus angulodidayi* (GUMB.) y *L. gr. subdidayi* (TRAUTH).

1.2.2.6. El Albiense-Cenomaniense (C_{16-21}^{3-3}) y las "capas rojas" ($C_{16}^3-T_3^A$)

La denominación de **capas rojas** se aplica a los materiales margosos y margocalizos que representan el Cretácico superior y el Paleoceno en dilatados sectores de la Zona Subbética.

En el Dominio Subbético Interno este apelativo se ha ampliado con frecuencia a los materiales del Eoceno que se presentan con idéntica litofacies lo que hace imposible separarlos en un mapa a escala 1:50.000. Es de resaltar, sin embargo, que, a pesar de la denominación, no es el rojo el color netamente predominante: junto al blanco abundan las tonalidades rosadas o rojo-rosadas.

El corte más idóneo, en la Hoja de Teba, para levantar la secuencia de estos materiales es, sin duda, el situado en la vertiente meridional de la Sierra de Teba-Peñarrubia, en las inmediaciones del río de la Venta, estudiado en detalle, en lo que se refiere a los materiales del Cretácico superior, por LINARES (1977). El talud de la nueva carretera de Campillos a Ronda, al W del puente sobre este río, permite el reconocimiento del contacto entre las calizas del Jurásico superior y los niveles margosos del Cretácico inferior. Al E del citado puente es también el talud de la carretera el que ofrece una buena representación de los materiales del Cretácico inferior y su contacto con el Cretácico superior. Finalmente, el encajamiento del río de la Venta, entre las carreteras nueva y antigua de Campillos a Ronda, revela, bajo materiales aluviales (terrazas) y travertínicos, un excelente corte de los niveles más altos de las **capas rojas**. La parte terminal de la secuencia está oculta bajo una terraza aluvial.

Desgraciadamente existen lagunas de observación entre los tres cortes que impiden el análisis de una pequeña parte de la secuencia. La potencia total (aparte de las citadas interrupciones) es superior a 170 m.

En el primero de los cortes citados se encuentra la siguiente sucesión:

1.- 0,4 m de margas blancas verdosas con Belemnites muy abundantes (sobre todo en la parte más baja, en contacto con las calizas del Jurásico superior) y con nódulos de sílex. No existe aquí una superficie endurecida (**hard-ground**) tan patente como en otros casos en los que

sobre las calizas jurásicas se encuentran directamente las **capas rojas** (p. ej. en la vertiente N de Ortegícar, o en el sector de Cuevas del Becerro, al E de los Llanos de Carrasco, en la misma carretera de Ronda).

II.- 0,4 m de margas y margocalizas blanquecinas. No son observables los materiales suprayacentes.

En estos términos se ha datado el Albiense superior con *Rotalipora ticinensis* (GANDOLFI) y *Biticinella breggiensis* (GANDOLFI).

Al E del puente sobre el río de la Venta afloran:

III.- 21,2 m de margocalizas y margas muy arcillosas de color gris, blanquecino y amarillento. La estratificación, muy fina, tiene aspecto pizarroso.

IV.- 2,3 m de margas pizarrosas grises y verdosas.

Estos materiales corresponden al Cenomaniense con *Planomalina buxtorfi* (GANDOLFI), *Rotalipora appenninica* (RENZ), *Rotalipora cushmani* (MORROW) y *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI).

En otros puntos (al Sur de Colorado, en el borde sur de la Hoja, en los alrededores de Mesa Juan, etc.), estos niveles presentan sílex abundante, en nódulos y en bandas interestratificadas. Hay que hacer constar que estos términos albo-cenomanienses no siempre pueden ser separados en cartografía de los materiales más recientes que se describen a continuación.

V.- 0,05 m de marga verdosa con cantos margosos rojos.

VI.- 0,1 m de margas rojas oscuras. Se observan cantos margosos amarillos.

VII.- 0,1 m de margas blanquecinas amarillentas.

VIII.- 0,3 m de margocalizas rosadas.

IX.- 0,5 m de calizas blancas.

X.- 4,7 m de calizas blancas y margas rojas alternantes, estas últimas más escasas hacia el techo.

Los términos V a X corresponden a la zona de *Dicarinella schneegansi* (SIGAL) del Turoniense superior-Coniaciense inferior. Los términos V y VI muestran mezcla de fauna del Cenomaniense pero se puede asegurar que falta al menos el Turoniense inferior y medio sin que exista discordancia ni superficie erosiva aparente (cf. LINARES, 1977).

XI.- 2,3 m de margocalizas rosadas y blancas con estructuras de **slumping**.

XII.- 2,5 m de calizas blancas.

XIII.- 1,8 m de calizas y margas rojas.

XIV.- 2,9 m de calizas y margas con predominio de las primeras y de los colores blanquecinos.

XV.- 2,8 m de calizas y margas alternantes de colores predominantemente rojos.

Los términos XI a XV pueden atribuirse al Coniaciense superior-Santoniense inferior, zona de *Praeglobotruncana (Dicarinella) concavata* (BROTZEN).

Las condiciones de observación no permiten continuar un muestreo seriado en el talud de la carretera, pero unos metros más arriba reaparecen margocalizas blancas y margas rosadas del Santoniense superior (zona de *Dicarinella concavata carinata*) y del Campaniense basal (base de la zona de *Globotruncana elevata*).

Finalmente, el corte del río de la Venta permite reconocer los siguientes términos:

XVI.- 9 m de margas rojas en bancos de 1 m de espesor que alternan con calizas blancas en bancos de 10-20 cm. No se observan materiales infrayacentes y, en consecuencia, no se puede precisar la relación con los materiales del corte anterior.

XVII.- 5,5 m de calizas blancas con finísimos niveles margosos rojos intercalados.

XVIII.- 4,2 m de margas rojas.

XIX.- 1,3 m de caliza blanca (seis estratos).

XX.- 7,3 m de margocalizas rojas con escasos niveles de margas también rojas.

XXI.- 1,9 m de calizas blancas con intercalaciones margosas grises.

Los términos XVI a XXI pertenecen al Campaniense inferior, zona de *Globotruncana elevata* (BROTZEN). No se puede asegurar, sin embargo, que esta zona esté completa pues existe una laguna de observación entre este corte y el descrito anteriormente.

XXII.- 4,4 m de calizas y margas rojas y blancas alternantes.

XXIII.- 5,6 m de calizas margosas y margas alternantes, con predominio de los niveles margosos rojos.

Los términos XXII y XXIII pueden datarse como Campaniense medio, zona de *Globotruncana ventricosa* (WHITE), a la que pertenecen también los seis primeros metros del término siguiente.

XXIV.- 14,5 m de calizas y margas alternantes.

XXV.- 10,8 m de margas grises.

XXVI.- 9,4 m de margas grises y rojas, nodulosas, con algunas intercalaciones calizas.

Los términos XXIV a XXVI (exceptuados los dos últimos metros) corresponden al Campaniense superior, zona de *Globotruncana calcarata* (CUSHMAN).

XXVII.- 13,4 m de margas predominantemente grises, pero también rojas, de fractura concoide.

XXVIII.- 3,2 m con tres bancos calizos de 20 cm de espesor y entre ellos margas grises con disyunción esférica.

XXIX.- 9,8 m de margas, más grises hacia el muro y más rojas hacia el techo.

Los términos XXVII al XXIX (salvo los últimos 4 metros) pueden atribuirse al Maestrichtiense inferior, zona de *Rugotruncana subcircumnodifer* (GANDOLFI).

XXX.- 3 m de calizas blancas alternantes con margas rojas y grises.

XXXI.- 5 m de calizas blancas.

XXXII.- 16,7 m de margas y margocalizas alternantes con predominio del color rojo. La potencia indicada es la máxima observable, pues los términos suprayacentes no son accesibles a la observación por estar ocultos por recubrimientos recientes.

Los términos XXX al XXXII pertenecen al Maestrichtiense medio, zona de *Globotruncana gansseri* BOLLI.

XXXIII.- Unos metros más arriba reaparece un reducido afloramiento de margocalizas rojas con facies similar a las anteriores. El desarrollo de la terraza aluvial ya citada impide el reconocimiento de términos más altos y del contacto con las areniscas numídicas que afloran más al Sur, bajo la misma terraza, en las inmediaciones del río Guadateba. En estos materiales se ha datado el Eoceno inferior (zona de *Globorotalia subbotinae*) con *Globorotalia subbotinae*, *Globorotalia marginodentata*, *Globorotalia wilcoxensis*, *Chilogüembelina parallela*, *Chilogüembelina midwayensis* y *Globigerina linaperta*.

No son accesibles al muestreo en este corte los últimos niveles del Cretácico superior ni los del Paleoceno. Su presencia es muy probable y así lo asegura PEYRE (1974), en el sector del Valle de Abdalajís. El mismo autor afirma que en esta secuencia se encuentra comprendido hasta el Oligoceno (zona de *opima-opima*). BOURGOIS (1978) también pone de manifiesto el Eoceno medio y superior en materiales equiparables.

1.2.2.6.1. *Algunas reconsideraciones*

Es digno de subrayar el hecho de que es frecuente encontrar los materiales del Cretácico superior en contacto con distintos términos: en el Tajo del Molino el último nivel calizo es del Tithónico superior-Berriasiense, en Teba incluye el Berriasiense; en Colorado, las últimas capas jurásicas, en contacto con el Cretácico, no llegan a incluir el Tithónico superior y en los Llanos de Carrasco pueden estar implicados en este contacto niveles todavía más bajos. Y si se hiciese abstracción de posibles retoques tectónicos se llegaría a la conclusión de que en algunos puntos podría faltar todo el Jurásico superior entre las capas cretácicas y su sustrato calizo. Las explicaciones basadas exclusivamente en procesos puramente sedimentarios, que en parte podrían justificar la falta casi generalizada de sedimentos del Cretácico inferior, parecen a todas luces insuficientes por sí solas para explicar fenómenos de tal trascendencia. En el capítulo de Tectónica se abordará con más detalle este problema.

1.2.2.7. *El Aquitaniense* (T₁₁^{Ba})

La secuencia del Subbético Interno termina con margocalizas y margas rojas, pizarrosas, arcillas rojas y areniscas de colores oscuros. Estos materiales afloran en contados puntos; en el interior de la ventana de Cañete la Real, en el curso del río de la Venta antes de su confluencia con el río Guadateba, afloramiento que hoy ha hecho inaccesible la cola del

embalse del Guadateba, etc. Hay que advertir que, en ausencia de cortes idóneos, materiales de este tipo han podido ser incluidos en afloramientos correspondientes a las Unidades infranumídicas, superpuestas tectónicamente al Dominio Subbético Interno.

La datación de tales materiales no ha sido posible en el área de la Hoja. Su posición en la secuencia sugiere que el Aquitaniense, y quizá la parte terminal del Oligoceno, pueden estar representados en esta formación, lo que ha sido verificado por DUBOIS y MAGNE (1972) en la Unidad de Peñón Grande-Sierra del Caillo, afín al Subbético Interno; dichos autores llegan a admitir la presencia, incluso, del Burdigaliense inferior.

1.2.3. Unidades de Sierra de Cañete y Sierra Blanquilla

Si bien en trabajos anteriores estas Unidades fueron incluidas en distintos Dominios (cf. CRUZ-SANJULIAN, 1974), existen entre ellas ciertas semejanzas estratigráficas y, sobre todo, tectónicas que justifican que sean analizadas aquí conjuntamente. Las aludidas semejanzas estratigráficas estriban fundamentalmente en presentar una secuencia incompleta (en Sierra Blanquilla no se reconocen términos más recientes que el Cretácico inferior, mientras que en Cañete los términos más altos son del Dogger) con niveles margosos y radiolaríticos en el Jurásico. Por otra parte, ambas Unidades se encuentran en una posición tectónica comparable como se comentará con más detalle en próximos capítulos.

1.2.3.1. *Secuencia de la Sierra Blanquilla*

El relieve principal de Sierra Blanquilla corresponde al afloramiento de los materiales dolomíticos y calizos de la base de la secuencia. Sin embargo, en lo que se refiere a los términos más modernos, la secuencia presenta fuertes variaciones laterales que llegan a la desaparición de varios de ellos en algunos sectores. El corte más completo es el que se establece en el borde occidental del relieve calizo, si bien debe completarse con las observaciones que pueden realizarse en el extremo suroriental de la estructura.

1.2.3.1.1. *El Lías inferior (J₁₁)*

Está representado por dolomías que constituyen el término más bajo de los observables en esta secuencia. En la base aparecen dolomías brechoides, con un relieve ruiforme no muy patente, y hacia arriba predominan los niveles de dolomías de grano grueso. En ambos casos el color es gris. Cerca del techo presentan tonos amarillentos.

La estratificación es relativamente aparente, con bancos próximos al metro. La potencia total de este tramo es superior a 50 metros.

Estos niveles no han suministrado fauna. Se atribuyen al Lías inferior en atención a su posición en la secuencia.

1.2.3.1.2. *El Lías medio (J₁₂₋₁₃)*

Los materiales de este tramo constituyen la mayor parte del relieve principal de Sierra

Blanquilla. Predominan los niveles de calizas grises, rosadas y blancas, oolíticas en ocasiones. En la parte alta del tramo son frecuentes los niveles de algas y otros con numerosos cortes de lamelibranquios.

Los bancos son gruesos (1,5 a 2 m) con intercalaciones de un grosor muy inferior (30-40 cm) de calizas grises de grano fino. La potencia total del tramo es de 200 m aproximadamente.

En lámina delgada se ha reconocido la presencia de *Involutina liásica* (JONES) y *Thaumato-porella parvovesiculifera*, lo que permite asegurar la pertenencia de estos niveles al Lías (inferior y medio).

En el borde W y SW del relieve calizo de Sierra Blanquilla este tramo está coronado por calizas micríticas grises con nódulos de sílex, bien estratificadas en bancos de 30-40 cm de grosor. La potencia total es de 3 m en el extremo NW pero aumenta hasta 12 m en el extremo SW.

1.2.3.1.3. El Lías superior, el Dogger y el Malm (J₁₄₋₃)

Sobre el tramo anterior, en el corte citado, descansa una sucesión, poco potente en conjunto, pero en la que pueden distinguirse una serie de términos, cuyo reducido grosor hace imposible separarlos en un mapa a escala 1:50.000. Estos términos se describen a continuación de abajo a arriba. Las potencias indicadas para cada uno de ellos son las máximas observadas en cada caso; en general disminuyen hacia el SW.

- a) 10-12 m de margocalizas grises o crema, con algunos niveles de calizas margosas y otros, muy finos, silíceos. Predominan los bancos de estratificación fina (25 cm). Entre la fauna recogida se han clasificado: *Pseudolioceras (Pseudopolyplectus) reynesi* (MONESTIER), *Pseudolioceras (Pseudopolyplectus) sp.* y *Catullocceras meneghini* (ZITTEL), que permiten atestiguar que al menos el Toarciense superior (zona de *levesquei*) está presente en este tramo.
- b) 10 m de calizas con sílex en nódulos de grandes dimensiones (15x50 cm), que llegan a constituir verdaderas capas intercaladas; las calizas son amarillentas, en ocasiones muy oolíticas, y presentan en algunos puntos un aspecto detrítico. El grosor de los bancos es de 30 a 40 cm. La microfauna es banal. Probablemente estos niveles representan el Lías terminal-Dogger inferior?
- c) 6 m de margocalizas verdes y rojas, silíceas, tableadas (bancos de 3 a 10 cm), con intercalaciones de algunos bancos calizos de pequeño espesor (5 cm), con sílex interestratificado (2 cm). En la base se advierte un nivel de limolitas micáceas rojas. En lámina delgada son relativamente abundantes los Filamentos, Radiolarios y Ostrácodos. La edad más probable es, por tanto, Dogger?
- d) 3 m de calizas grises y amarillentas (bancos de 40 cm), localmente muy oolíticas, con nódulos y bandas de sílex. Estos términos dan lugar a un resalte topográfico neto sobre los niveles anteriores. Entre la microfauna son muy abundantes los Filamentos (algunos barbados), lo que permite atribuir estos niveles, con reservas, al Dogger.

e) 15 m de margocalizas silíceas, verdes y rojizas, y radiolaritas, predominantemente verdes (grosor de los bancos del orden de 10 cm). En lámina delgada se observan Radiolarios y algunos Filamentos. Estos datos no permiten datar estos niveles, aunque puede sugerirse que representan el Dogger superior y, quizá, el Malm, al menos en parte.

1.2.3.1.4. *El Cretácico inferior*

Sobre los términos anteriores descansa un paquete de brechas (Ccg₁₁₋₁₃), cuya potencia en este corte es del orden de 10 m pero que en otros puntos puede llegar a superar incluso los 50 m. El tamaño de los cantos, apenas redondeados, es variable y supera con frecuencia los 20 cm. También es variable la naturaleza de los mismos: entre ellos se reconocen la práctica totalidad de los términos de la secuencia subyacente, aunque predominan los cantos silíceos y los de calizas oolíticas. Localmente se intercalan bancos, de 20 a 50 cm de grosor, muy mal definidos, de calizas detríticas (oolíticas en ocasiones) de color rosado. La estratificación es, en general, bastante deficiente; el grosor de los bancos que pueden individualizarse es del orden del metro, aunque se observan variaciones laterales bastante rápidas.

Si bien en este corte las brechas se superponen a los términos jurásicos más altos, éstos desaparecen lateralmente, de manera que las brechas descansan directamente sobre las calizas del Lías medio, lo que pone de manifiesto claramente su carácter discordante.

La presencia de Tintínidos del Malm superior-Berriasiense en algunos cantos de esta formación permite asignarle una edad del Jurásico terminal o, más probablemente, del Cretácico inferior. BOURGOIS (1978) atribuye este paquete al Berriasiense medio-superior, argumentando que constituye la base del **Complejo de Aptychus**, datado en otras localidades.

En efecto, sobre las brechas aparece un paquete de margas arcillosas (C₁₁₋₁₃) que afloran bastante mal debido a la existencia de recubrimientos superficiales. No obstante, al pie de la ladera meridional de Sierra Blanquilla pueden reconocerse fragmentos de placas de microbrecha con Aptychus, sin duda intercalados en dicha formación. Algunos fragmentos de brechas, semejantes a las descritas anteriormente, podrían representar también intercalaciones en estos niveles. Si bien los Aptychus no han podido ser clasificados, esta formación parece corresponder al **Complejo de Aptychus**, cuyo techo ha sido datado en otras localidades como Hauteriviense superior (cf. BOURGOIS, op. cit.).

1.2.3.2. *Secuencia de la Sierra de Cañete*

El tramo más característico de esta secuencia es un potente paquete dolomítico que constituye la mayor parte del relieve de la Sierra de Cañete. La carretera de Almargen a Cañete proporciona un buen corte de estos niveles. En la última parte de este recorrido son accesibles a la observación los materiales, verosíblemente triásicos, de la base de la secuencia; las observaciones correspondientes deben ser completadas con las que pueden realizarse en otros puntos del sector: en los alrededores de la Casa Tejar de Hoyos (al N de Cañete la Real), al W del relieve de Padrastro y en el borde sur de la Sierra de Cañete, en el sector del Pilón del Zorro. En cuanto a los términos más altos de la secuencia, de edad jurásica, los cortes más significativos son los que pueden realizarse en el borde occidental de la Sierra de Cañete, a la

altura de la Estación (Sierra de la Escalereta) y al Sur de dicha Estación, en la Atalaya y en la Sierra del Borbollón (Cuatro Mojones); son interesantes también las observaciones en el borde oriental de la estructura, al SW del Cortijo del Algarbejo.

1.2.3.2.1. *El Triás* (T_{G2-3})

Está representado por calizo-dolomías y dolomías negras o muy oscuras, recristalizadas en la base. Sobre estos niveles aparecen arcillas y limolitas de colores abigarrados, predominantemente rojos, y areniscas rojas, con intercalaciones de pasadas dolomíticas, que alcanzan una decena de metros de potencia, entre las que predominan las carniolas; en varios puntos se detecta la presencia de yeso, aunque no existe en concentraciones de importancia.

La potencia total del tramo es del orden de 100 metros.

No hay ningún dato paleontológico que permita una datación fiable de estos niveles. Sin embargo, sus características y su posición en la secuencia sugieren que los niveles basales podrían representar el Muschelkalk?, mientras que podrían ser atribuidos al Keuper los restantes términos.

1.2.3.2.2. *El Lías inferior* (J₁₁₋₁₂)

Sobre los términos anteriores descansa un paquete esencialmente dolomítico, cuya potencia mínima es de 700 m, valor que puede ser superado en algunos sectores. Como ya queda dicho, los afloramientos de estos materiales constituyen la mayor parte de la superficie de la Siera de Cañete.

En la base alternan las dolomías grises con niveles de dolomías margosas de pequeño grosor (10-20 cm); existen algunos niveles, también poco potentes, que pueden constituir verdaderas limolitas amarillentas; entre los bancos más francamente dolomíticos, de grosores del orden del metro, abundan los que presentan carácter brechoide y, cerca del muro, kakirítico: en este último caso son frecuentes las tonalidades amarillentas. Hacia techo predominan las dolomías micríticas, generalmente grises, en bancos de 50 cm a 1 m (en ocasiones hasta 2-3 m). En algunos niveles existe una recristalización intensa que les confiere un aspecto marmóreo de color blanco; en el km 5 de la carretera Almargen-Cañete la Real, se observan niveles de dolomías muy recristalizadas en bandas alternantes de color blanco y gris oscuro (a veces gris-crema), cuyo aspecto recuerda el de la **pedra franciscana** descrita en otros sectores. En la parte alta del tramo predominan las dolomías secundarias masivas; precisamente esta dolomitización secundaria justifica que el contacto con el tramo siguiente sea oblicuo a la estratificación, así como el hecho de que en la parte final del tramo dolomítico haya masas de calizas **englobadas** en él (cf. CRUZ-SANJULIAN, 1974).

La falta de macrofauna y el hecho de que la microfauna identificada sea banal no permite datar este tramo. Su posición en la secuencia y los datos suministrados por el estudio de los materiales suprayacentes permiten suponer que, al menos, el Lías inferior está representado en estos niveles. Habida cuenta de que la datación de los materiales infrayacentes es también imprecisa, no se puede descartar que el Triás superior esté representado, al menos en

parte, en los términos basales (Rethiense?). Por otra parte, se puede asegurar que el techo de este tramo dolomítico no tiene la misma edad en todos los puntos. No existe equivalencia, pues, entre las unidades litoestratigráficas que pueden distinguirse en esta secuencia y las unidades cronoestratigráficas. De este modo, es muy probable que en este mismo tramo se encuentren representados en algunos puntos el Lías medio y superior e, incluso, la base del Dogger.

1.2.3.2.3. *El Lías medio y superior y el Dogger inferior (J₁₃₋₂₂)*

Los materiales de este tramo afloran en la vertiente occidental de la Sierra de Cañete (en los relieves de Escalereta, Atalaya y Borbollón) y en la vertiente oriental, al NE de Cañete La Real.

Sobre las dolomías del tramo anterior descansa una sucesión que comienza con calizas y calizas dolomíticas de colores variados hasta que pronto predominan los niveles de calizas y calizas oolíticas crema y blancas, en las que hacia techo se intercalan algunos niveles de calizas margosas con sílex. Finalmente, en el techo del tramo, abundan los niveles con sílex (calizas, calizas oolíticas, calizas brechoides) que presagian la litología muy silíceo del tramo siguiente. En la parte terminal del tramo se encuentran niveles de litología muy peculiar: calizas recristalizadas de color amarillo muy vivo, con numerosas superficies entrecruzadas, muy finas, rellenas de psilomelana (cf. CRUZ-SANJULIAN, 1974) y otros niveles con granuloclasificación e incluso microbréichicos en la base de los bancos, hasta el punto de que BOURGOIS (1978) les atribuye un carácter *flyschoide*.

Estos niveles no presentan macrofauna. La microfauna, sin embargo, es abundante, aunque generalmente banal. No obstante, en el corte realizado en la Sierra de Borbollón, en los niveles basales, los intraclastos muestran Filamentos muy abundantes, lo que sugiere una probable edad Lías superior-Dogger para esta parte baja del tramo. En efecto, en una muestra recogida 5 m más arriba, se ha identificado *Nautiloculina oolithica* (MOHLER), lo que confirma dicha suposición. Sin embargo, en las proximidades de la Estación de Cañete, una muestra de calizas de este tramo evidenció la presencia de *Involutina liasica* (JONES), lo que hace muy probable la pertenencia de este nivel al Lías medio mientras al NE de Cañete la Real parece estar representado en el paquete calizo el Lías inferior con *Thaumatoporella parvovesiculifera* y *Palaeodasykladus*. Esto indica lo ya comentado de que el contacto con las dolomías infrayacentes es oblicuo a la estratificación, en virtud de la existencia de una dolomitización secundaria que alcanza, según los puntos, a distintos términos del paquete calizo. La potencia de este último es, en consecuencia, muy variable: en la Sierra de Borbollón este tramo presenta una potencia de unos 150 m; hacia el Norte, en Atalaya y en Escalereta, la potencia puede superar los 300 m; la potencia es mucho menor (50 m) al NE de Cañete la Real.

La estratificación es patente, en bancos de 30-50 cm de grosor, aunque puede alcanzar valores de 1 a 2 m.

La presencia del Dogger inferior ha sido confirmada por BOURGOIS (1978) con *Meyendorffina* (*Lucasella*) *gr. cayeuxi* (LUCAS) y *Labyrinthina sp.* del Aaleniense-Bajociense inferior.

1.2.3.2.4. *El Dogger superior (J₂₃₋₂₄)*

Está representado en el borde occidental de la Sierra de Cañete y al ENE de Cañete la Real.

Se trata de calizas margosas y margocalizas con sílex, grises, con intercalaciones de radiolaritas; hacia arriba predominan las radiolaritas oscuras, con algunas intercalaciones de margocalizas tableadas con sílex muy abundante.

El grosor de los primeros bancos es del orden de 20-40 cm. Hacia arriba la secuencia se hace más margosa y el grosor de los bancos disminuye netamente a 10-30 cm.

La potencia es variable: desde 50 m en algunos puntos del borde occidental, hasta superar los 100-150 m al ENE de Cañete la Real y en sectores de la Sierra del Borbollón.

La posición de estos niveles en la secuencia sugiere su atribución al Dogger superior, aunque no existen otros datos que confirmen tal suposición o indiquen la presencia de términos más modernos.

BOURGOIS (1978) asigna también a este tramo un carácter flyschoides e incluso asegura la presencia en el mismo de klippen sedimentarios constituidos por calizas del tramo anterior. El afloramiento correspondiente, 1 km al E de Cañete la Real, en las inmediaciones del camino al Cortijo del Algarbejo, no parece, sin embargo, suficientemente explícito.

1.3. EL MANTO DE ANTEQUERA-OSUNA

Para exponer adecuadamente las razones que pueden justificar esta denominación es inevitable abordar previamente algunas cuestiones planteadas con más claridad fuera de los límites de la Hoja de Teba.

En esta región occidental de la Cordillera los afloramientos de materiales del Trías germano-andaluz ocupan importantes extensiones. Las Unidades Subbéticas muestran estructuras antiformes (Sierra de Tablón, Sierra de los Caballos, Sierra de Estepa, etc.), de modo que son sus términos más recientes los que contactan con los materiales triásicos. Estos últimos soportan extensos afloramientos de materiales de edades comprendidas entre el Cretácico superior y el Mioceno inferior, al tiempo que en relación con aquéllos existen también algunos afloramientos dispersos, de pequeñas dimensiones, de materiales jurásicos y del Cretácico inferior, de posición más controvertida.

Todos estos hechos han sido interpretados de muy diversa forma, como se detallará en el próximo capítulo. CRUZ-SANJULIAN (1974, 1976a y b) definió el Manto de Antequera-Osuna como una Unidad alóctona, constituida mayoritariamente por los materiales triásicos, pero de cuya secuencia formarían parte también los materiales del Jurásico y del Cretácico superior a Mioceno inferior: los primeros representarían un depósito reducido, incompleto y discontinuo en un dominio al Sur del Subbético Medio; los segundos se habrían depositado en este último Dominio después de que sobre él se trasladara, entre el Aptiense superior y Albiense inferior, el Manto de Antequera-Osuna; de este modo, en esta traslación se

habrían incorporado al Manto retazos (*virutas*) de materiales del Cretácico inferior (que no están representados en la Hoja de Teba).

En atención a todo ello procede analizar en un mismo apartado los materiales triásicos y los del Jurásico y del Cretácico superior que afloran en la Hoja de Teba en relación con aquéllos. Conviene advertir, no obstante, que los resultados recientes del estudio de la Hoja de Campillos no descartan que la presencia de los materiales triásicos en el Dominio Subbético Medio, entre el Cretácico inferior y el Cretácico superior, sea debida a un proceso diapírico generalizado, de tal modo que tanto los materiales jurásicos como los del Cretácico inferior pueden haber sido incorporados a los materiales triásicos en dicho proceso, procedentes de unidades verosímilmente de dicho Dominio, aunque las dudas a este respecto hayan movido a utilizar en aquella Hoja, con tal objeto, a instancias del I.G.M.E., la denominación de Subbético Indiferenciado.

El Triás germano-andaluz del sector de Lentejuela y del extremo NW de la Hoja aparece claramente superpuesto a materiales de la Formación olistostrómic burdigaliense que será descrita más adelante; esta disposición es particularmente nítida en el Cortijo de San Rafael, a lo largo del Arroyo de Corbones. No obstante, el análisis de la prolongación de dichos afloramientos más al Norte, en la Hoja de Campillos, induce a admitir la posibilidad de que dichos materiales triásicos representen olistolitos de gran tamaño incluidos en la referida Formación. Es un hecho que en el área de la Hoja existen, en el seno de esta última, olistolitos de materiales triásicos, si bien de dimensiones más modestas. A pesar de esta matización, los materiales triásicos y los de edades más recientes que descansan sobre ellos serán descritos independientemente en este epígrafe, tal como se ha hecho con las secuencias de la Sierra de Cañete-Sierra Blanquilla-Sierra de Mollina que, como se comentará en su momento, pueden encontrarse en una posición similar.

Sólo queda recordar que diversos autores han señalado la existencia, entre los materiales triásicos de esta Unidad, de niveles brechoides que han sido comúnmente interpretados como de origen tectónico (cf. CRUZ-SANJULIAN, 1974). Sin embargo, recientemente, BOURGOIS (1978) ha estudiado en cuatro puntos otras tantas formaciones brechoides, predominantemente yesíferas, de muy escaso desarrollo superficial, para las que concluye un origen sedimentario; ello le mueve a considerar que la enorme masa de materiales del Triás de Antequera (varios miles de km² de afloramiento) constituye en realidad una **Brecha poligénica de cemento yesífero**. En cuanto a la edad de esta brecha sugiere que es post-Cretácico inferior, en virtud de la presencia de materiales de dicha edad incluidos en ella. Ciertamente, CRUZ-SANJULIAN (1974) había puesto de manifiesto la existencia en varios puntos de las Hojas de Campillos y Osuna de materiales del Cretácico inferior englobados en la masa triásica; pero, como se ha indicado más arriba, tales afloramientos pueden ser interpretados como el resultado de procesos tectónicos (aloctonía, diapirismo) y no sedimentarios.

Una de las citadas formaciones brechoides estudiadas por BOURGOIS (op. cit.) se encuentra precisamente en la Hoja de Teba, en las proximidades del Cortijo de las Salinas, al WNW del relieve de Lentejuela. Allí, en los restos de una antigua cantera, se observa una formación brechoide, de 10 a 12 m de potencia, en la que, como afirma BOURGOIS (op. cit.), es

indiscutible el origen sedimentario. Pero conviene advertir que dicha formación es subhorizontal (5-10°) y *descansa sobre los verdaderos materiales triásicos que constituyen su sustrato* de los que es posible diferenciarla cartográficamente (cf. CRUZ-SANJULIAN, 1980); los buzamientos usuales en estos materiales del sustrato superan los 30°. En consecuencia, dicha formación debe ser interpretada como un depósito reciente, discordante, de características un tanto peculiares. En el sustrato son abundantes los yesos, que fueron, al parecer, el objeto de la explotación y son frecuentes también los niveles de dolomías triásicas brechoides, de origen probablemente tectónico, absolutamente diferentes de las brechas sedimentarias que pueden observarse en las paredes de la cantera. El hallazgo de Lamelibranquios en materiales similares en la Hoja de Campillos sugiere la atribución de estos últimos al Mioceno superior.

Parece, pues, que puede admitirse la edad triásica de los materiales con facies **germano-andaluz**a que forman parte del Manto de Antequera-Osuna.

1.3.1. La Secuencia del Manto de Antequera-Osuna

De acuerdo con lo comentado anteriormente, en esta secuencia deben ser incluidos los materiales triásicos con facies germano-andaluz a así como los términos (jurásicos, cretácicos, paleógenos) que descansan sobre los anteriores. Dichos términos están distribuidos de modo muy desigual: es frecuente que aparezcan términos aislados (a veces más de uno) sobre los materiales triásicos, pero en ningún punto se encuentran en una misma vertical todos los representantes de esta secuencia postríásica (CRUZ-SANJULIAN, 1974). Por otra parte, en la Hoja de Teba no afloran todos los términos que han sido identificados en el referido trabajo en otros sectores; sólo se describen a continuación, por orden cronológico, los términos presentes en el área descrita en esta Memoria.

1.3.1.1. *El Triás* (T_G)

El análisis de la secuencia triásica, como es norma en la región, presenta múltiples problemas derivados de la falta de fauna y de la complejidad estructural. En efecto, ningún corte permite conocer la secuencia completa y la continuidad lateral de los cortes parciales que pueden establecerse en el área de la Hoja es siempre muy reducida.

La secuencia triásica, que ha sido descrita en varios trabajos (GARCIA-ROSSELL, 1972; PEYRE, 1974; CRUZ-SANJULIAN, 1974), está coronada por dolomías, frecuentemente carniolares, cuya potencia puede alcanzar la veintena de metros, bajo las cuales se encuentran niveles margocarcillosos, ricos en evaporitas, de las que el yeso es el principal representante. Sin embargo, la presencia de halita, probablemente lixiviada en superficie, puede ser asegurada dada la existencia de manantiales de agua salada y, en regiones próximas al área de la Hoja, de salinas.

Son muy características también las calizas y calizas dolomíticas negras o muy oscuras, que aparecen con profusión en los afloramientos triásicos. Pueden presentar potencias de 15 metros, y aún superiores, pero su continuidad lateral es, generalmente, escasa, como suele ocurrir con todos los componentes de esta secuencia, verosíblemente por causas tectónicas.

Estos niveles dolomíticos suelen estar bien estratificados y a veces se trata de dolomías tableadas (desde 4-5 cm hasta 10-25 cm). Algunos niveles son finamente bandeados y otros muchos brechoides (brechas tectónicas citadas en la introducción de este apartado). Su atribución al Muschelkalk está avalada por diversas determinaciones paleontológicas: lamebranquios, gasterópodos y cefalópodos (CHAUVE, 1968) y Conodontos (GARCIA-ROSSELL, 1972), lo que estaría de acuerdo con la opinión de los trabajos clásicos sobre el Trías germano-andaluz en esta Cordillera (SCHMIDT, 1936; FALLOT, 1930-1934; etc.) y con la de autores más recientes, como PEYRE (1974), que las sitúa en el Ladinense.

A techo y muro de estas calizas y calizodolomías negras se encuentran materiales clásticos: areniscas, limolitas y arcillas. En estas últimas predominan los colores verdes y rojos. Las areniscas son cuarzosas y, con cierta frecuencia, micáceas; el grano es fino y abundan los términos intermedios: areniscas-limolitas; en muchos casos existen laminaciones cruzadas muy patentes; el color es predominantemente rojo pero pueden encontrarse -también en las arcillas- colores distintos y a menudo irisados.

Asociados a estos niveles, en relación no siempre claramente establecida, aparecen un buen número de componentes litológicos diversos: evaporitas, rocas ígneas, mineralizaciones de hierro, etc. La presencia de evaporitas ya ha sido comentada. En cuanto a las rocas ígneas, se trata, en el caso más general, de rocas de color verde oscuro a las que se ha aplicado el término ofita por la mayor parte de los autores; predominan las rocas volcánicas o subvolcánicas básicas del tipo dolerita-ofita, aunque en otros casos corresponden a basaltos con tendencia sódica; están constituídas generalmente por un piroxeno augítico (con frecuencia aparece alterado a anfíbol en los bordes), Plagioclasa (An₆₃ a An₅₅, en la mayor parte de los casos) y menas metálicas. Las texturas son variables: doleríticas, porfídicas, intersertales, etc. Estas rocas ofíticas pueden encontrarse tanto en el tramo superpuesto a las calizo-dolomías del Muschelkalk como debajo de éstas, lo que sugiere la posibilidad de que exista más de una intrusión de rocas ígneas de las que la más antigua podría corresponder al Trías inferior.

En efecto, admitida la edad Muschelkalk de las calizo-dolomías negras, se plantea la cuestión de atribuir el resto de los materiales al Trías superior, al inferior o a ambos. El Trías superior, como ya queda dicho, puede suponerse representado por niveles haloclásticos coronados por dolomías carniolares. En cuanto a los niveles clásticos-salinos que aparecen bajo las dolomías del Muschelkalk podrían representar el tramo clástico del Muschelkalk medio, a semejanza del evidenciado por VIRGILI (1960-1962) en el NE de España, o bien pueden corresponder al Trías inferior, de acuerdo con SCHMIDT (1936), opinión a la que se suma PEYRE (1974). Este último autor, en función de sus observaciones en el Cerro del Águila, al SW de Antequera, descarta la presencia del Keuper en el **Trías de Antequera**, aunque, como en otros muchos sectores, el citado corte podría ser incompleto.

Existen en el área de la Hoja mineralizaciones de ocre, poco importantes, situadas con frecuencia en la base de formaciones dolomíticas. En el sector de Lentejuela se han localizado fragmentos de Magnetita.

1.3.1.2. *El Lías*

Está representado por dolomías (Jd₁) y calizas (Jc₁).

Las primeras afloran en la base del Peñón de Montentier, al W de Lentejuela; pueden también atribuirse a este conjunto los relieves dolomíticos aislados que se encuentran en las inmediaciones de la carretera de Alcalá del Valle al Cortijo de Lora. Se trata de dolomías grises, en ocasiones brechoides y en otras de aspecto sacaróideo. A falta de argumentos paleontológicos se atribuyen al Lías (inferior?) en atención a su litofacies y a su posición en la secuencia.

En cuanto a las calizas liásicas de esta Unidad, son notables los afloramientos del Peñón de Montentier, Peñón de la Cañada y Zapapaldar; en el primero de ellos reposan sobre las dolomías ya descritas. Se trata de calizas oolíticas que, además del color blanco o gris-crema, presentan con frecuencia colores amarillos y rojos, muy vivos, completamente desusados en otras unidades. Los microorganismos identificados son: Textulariidae, Lagenidae, Lituolidae, Valvulinidae, *Glomospira* y fragmentos de Equinodermos y Gasterópodos. En Zapapaldar existen calizas de oncolitos con Dasycladáceas, *Trocholina*, Taumathoporella, Vidalina, etc. En consecuencia, parece verosímil que estas calizas representen el Lías medio?.

1.3.1.3. *El Jurásico superior-Cretácico inferior* (J₃-C₁₁)

Está representado en tres puntos próximos al borde septentrional de la Hoja. En el más occidental, en la cumbre de una modesta elevación que domina por el Norte la Vega del Espinar, afloran 5 metros de calizas grises sobre materiales dolomíticos triásicos. Las láminas delgadas del techo del paquete muestran abundantes Calpionellas: *Calpionellopsis simplex* (COLOM), *Calpionellites dadayi* KNAUER, *Calpionella alpina* LORENZ y *Tintinopsella carpathica* (MURG. y FIL.), que evidencian el tránsito Berriasiense-Valanginiense (zona D de Calpionellas).

Un kilómetro más al Este aparecen, también en un reducido afloramiento, 2 a 3 m de calizas de color crema con *Calpionella alpina* LORENZ, *Calpionella elliptica* CADISCH y *Tintinopsella carpathica* (MURG. y FIL.) del Berriasiense (zona B de Calpionellas); bajo ellas afloran algunos niveles de calizas margosas rojizas que quizá representen términos más bajos del Jurásico; las deficientes condiciones de observación del afloramiento no permiten mayores precisiones.

Idéntica litología y microfacies se encuentra en un afloramiento calizo, relacionado con materiales triásicos englobados en la Formación Olistostrómica, unos 5 km al E de los anteriores.

1.3.1.4. *El Cretácico superior* (C₂)

No es en la Hoja de Teba donde están mejor representados estos términos, que, por el contrario, están mucho más desarrollados en sectores más septentrionales.

No obstante, existen al menos dos afloramientos de tales materiales en este área. El primero está situado muy cerca, al NW, del Peñón de Montentier y el otro, todavía de dimensiones más reducidas, se encuentra en el afloramiento de materiales triásicos al W de Lentejuela.

En ambos casos se trata de margocalizas blancas y rosadas cuya textura corresponde a

biomicritas con *Globotruncana sp.* que permite atribuir las al Senoniense. Al Norte de la Hoja de Teba, en condiciones de afloramiento más favorables, ha sido posible establecer varios jalones del Cretácico superior y del Paleógeno (CRUZ-SANJULIAN, 1974b), cuya presencia aquí no puede descartarse definitivamente.

1.4. UNIDADES CON FLYSCH DEL TIPO "CAMPO DE GIBRALTAR"

En el tercio occidental de la Cordillera Bética, y muy en particular en el Campo de Gibraltar, aparecen cierto número de unidades de características peculiares. Para ellas se ha utilizado con frecuencia la denominación **Flysch del Campo de Gibraltar** desde que, en tal sentido, fuera introducida por BLUMENTHAL (1933c), que consideró el conjunto de estas unidades como un elemento autónomo. Desde el Campo de Gibraltar, sus afloramientos se prolongan hacia el ENE, al menos hasta la transversal de Granada (cf. GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA, in litt.).

A pesar de su denominación, en algunas de estas unidades sólo una parte de la secuencia presenta carácter flyschoides e incluso para otras el término **flysch** no sería estrictamente aplicable en absoluto.

Los materiales pertenecientes a este conjunto son alóctonos. Su sistematización se ha basado esencialmente en los resultados obtenidos en el Norte de África, donde se encuentran unidades equivalentes, cuando no idénticas (DIDON, DURAND-DELGA et KORNPBST, 1973). De acuerdo con ello, en la Hoja de Teba afloran materiales que pueden incluirse con toda certeza entre las Unidades Numídicas, caracterizadas por una potente formación de areniscas cuarzosas atribuidas al Oligoceno y Aquitaniense. Estas areniscas descansan en muchos puntos sobre materiales paleógenos predominantemente arcillosos o margo-arcillosos con intercalaciones de calizas detríticas o microconglomerados y areniscas, que, en conjunto, muestran una notable afinidad con las Unidades Mauritanicas; CHAUVE (1968) utilizó la denominación de **Unidad de Paterna** para elementos equiparables, denominación que fue mantenida por CRUZ-SANJULIAN (1974); DIDON (1969), sin embargo, utilizó la denominación de **Flysch de Algeciras** para las Unidades Mauritanicas representadas en el Campo de Gibraltar; dada la controversia terminológica, en este trabajo se utiliza para tales materiales la denominación de **Unidades infranumídicas**, sin prejuzgar sobre su atribución definitiva.

Parte de estos elementos están englobados como klippen sedimentarios en una Formación olistostrómica, esencialmente arcillosa, de edad Burdigaliense que será descrita más adelante. Hay que hacer notar que BOURGOIS (1978) opina que todos y cada uno de los afloramientos correspondientes a estas unidades en la Cordillera Bética representan otros tantos klippen sedimentarios de una formación **con bloques**, que también incluiría bloques deca-kilométricos de otras unidades de muy diversa filiación; según el citado autor, todos estos elementos tendrían una procedencia rifeña, de suerte que habrían sido **hispanizados** conjuntamente en el Burdigaliense.

1.4.1. Unidades Infranumídicas

Corresponden, como ya queda dicho, al Flysch de Algeciras de DIDON (1969) y, en parte

a la Unidad de Paterna de CHAUVE (1968), con las matizaciones expresadas por CRUZ-SANJULIAN (1974). DIDON (op. cit.) propone, en el sector de Algeciras, una sucesión desde el Cenomaniense hasta el Oligoceno, si bien más recientemente (DIDON, 1973) admite la presencia del Aquitaniense, al menos el inferior.

1.4.1.1. *Secuencia de las Unidades infranumídicas* (T^{Aa-Ba}₂₋₁₁)

Las condiciones de afloramiento en la Hoja de Teba no permiten reunir las observaciones puntuales, dispersas, en una secuencia estratigráfica detallada.

Puede asegurarse, sin embargo, que en estas Unidades el predominio corresponde a las arcillas y arcillas margosas de colores rojos, verdes, morados y rosados, con intercalaciones de calizas detríticas grises con abundante microfauna, microbrechas (a veces con cantos arcillosos) y conglomerados; en la parte alta de la secuencia aparecen areniscas micáceas amarillentas, marrones y pardo-rojizas (*Flysch margo-arenoso-micáceo* de DIDON, 1969). Existen además tramos margosos rojizos en los que, en ocasiones, como al SW de Ortegícar, los niveles margosos alternan con otros de margo-calizas amarillentas.

En ningún punto de la Hoja de Teba se han datado materiales de esta Unidad más antiguos que el Eoceno. No obstante, se ha identificado el Paleoceno en bloques incluidos en la **Formación olistostrómica**. Así pues, parece problemática la presencia de los términos atribuidos por DIDON (1969) al Cretácico.

En el sector de Conde, sin que sea posible reconstruir en detalle la secuencia, se han reconocido arcillas margosas rojas con intercalaciones de calizas detríticas cuyos grosores varían desde algunos decímetros a 2 metros; en uno de estos últimos se ha puesto de manifiesto el Eoceno, mientras ha resultado banal la fauna identificada en los levigados de los materiales arcillosos. En un nivel microbréxico, rico en microfauna, intercalado en arcillas rojas y verdes azoicas, se ha datado el Eoceno inferior-medio con *Discocyclusina*, *Nummulites*, *Assilina*, *Heterostegina* y *Fasciolites*. Entre ambas muestras afloran margas arcillosas amarillas, en lechos de 30-40 cm, que alternan con areniscas algo calcáreas, rojas, en bancos de 10-15 cm, y limolitas micáceas. En la cumbre de la loma situada al SW del vértice Conde, afloran calizas detríticas grises en bancos gruesos, en las que se ha datado el Oligoceno con *Eulepidina*, *Nephrolepidina*, *Nummulites* y *Amphistegina*.

Al Norte del Vértice Conde, en el sector de Cortijo Nuevo, un pequeño talud en el cauce del arroyo del Alforzo permite reconocer unos metros de la sucesión: comienza por un nivel de 50 cm de microbrecha en la que existen cantos arcillosos si bien los que predominan son los de calizas oolíticas. Este nivel puede atribuirse al Eoceno superior con *Pellatispira*, *Discocyclusina* y *Nummulites*. Sobre este nivel afloran arcillas verdes y rojas, laminadas y con mineralizaciones ferromanganesíferas en nódulos. En estas arcillas se intercalan niveles finos de limolitas, un banco de un metro de grosor de areniscas limosas y, en la parte final de la sucesión observable, un nivel centimétrico rico en mineralizaciones de hierro y manganeso. Al SW de este punto, entre el Cortijo Nuevo y el Cortijo de Anoreta, en la vertiente occidental del Arroyo, afloran limos arcillosos versicolores, verdes y amarillos predominantemente, con disyunción esférica, en los que existe yeso, que admiten intercalaciones de bancos de 50-60 cm de areniscas. No han podido ser datados.

A SW de este punto, en la ladera suroccidental del Cerro de la Higuera, intercalados en las arcillas rojas y verdes, existen niveles de calizas detríticas ricas en microfauna y con una marcada granuloclasificación. La presencia de *Asterodiscus*, *Discocyclusina*, *Nummulites*, *Heterostegina* y *Sphaerogypsina* permite atribuir las al Eoceno superior.

En las laderas suroccidentales de Ortegícar, se ha datado el Oligoceno con *Eulepidina*, *Nephrolepidina* y *Heterostegina* en un nivel; de calizas detríticas grises de 50 cm de grosor, intercalado en margas rojas con algunos niveles de margas arcillosas amarillas que sólo han suministrado microfauna banal. Inmediatamente al Sur de este punto, en un talud en el Arroyo del Cerezo, afloran arcillas verdes y arcillas margosas rojas y verdes que alternan con bancos de calizas grises de 5 a 50 cm de grosor. Los levigados de los niveles margosos han permitido datar el Eoceno superior con *Globorotalia cerroazulensis*, *Globigerinateka index tropicalis*, *Globigerina tripartita* y *Globigerina linaperta*.

En la vertiente septentrional de Colorado, al N del vértice Juan Durán, en intercalaciones calizas en una formación margoarcillosa relacionada con niveles de areniscas cuarzo-micáceas amarillentas, se han reconocido el Oligoceno terminal-Mioceno inferior con: *Lepidocyclusina* sp. y *Amphistegina* sp. Ello estaría en perfecta concordancia con los datos de DIDON (1973), que atribuye al Aquitaniense inferior la base del *Flysch margoarenoso-micáceo*.

En suma, en las Unidades infranumídicas de la Hoja de Teba están representados el Eoceno, el Oligoceno y el Mioceno inferior (Aquitaniense).

Es muy difícil estimar la potencia total de esta secuencia dadas las condiciones de afloramiento. A título sólo orientativo, puede indicarse que dicha potencia debe superar los 500 m.

1.4.2. Unidades Numídicas

Los materiales de estas Unidades afloran ampliamente en el extremo occidental de la Cordillera Bética, especialmente en la provincia de Cádiz. El rasgo más notable de estas Unidades es, sin duda, el presentar una potente formación fundamentalmente areniscosa, muy característica, denominada tradicionalmente **Arenisca del Aljibe**, desde que fue descrita por GAVALA (1924). Tales características coinciden con las del **Manto Numídico** que, con gran constancia en sus caracteres, se encuentra bordeando el Mediterráneo: desde el Sur de Italia hasta el Norte de Africa y la Cordillera Bética (cf. DIDON, DURAND-DELGA et KORNPROBST, 1973).

1.4.2.1. La secuencia en las Unidades Numídicas (T_{3-11}^{A-Ba})

Las areniscas numídicas son de colores blanquecinos a amarillentos, si bien en superficie pueden presentar pátinas parduzcas o rojizas. Predominan netamente los granos de cuarzo, aunque en su constitución pueden intervenir feldespatos, micas, menas metálicas y otros minerales. Los granos de cuarzo suelen estar bien redondeados, pero varían sensiblemente su color y su tamaño; el color suele ser blanco o gris; son muy típicos, por otra parte, los granos de aspecto bruñido; el tamaño de grano alcanza a veces varios milímetros. La matriz

suele estar constituida también por granos de cuarzo de muy pequeño tamaño (del orden de la décima de milímetro); sin embargo, incluso dentro de un mismo banco, la granulometría puede variar notablemente de unos puntos a otros.

La estratificación no siempre es manifiesta; el grosor de los bancos, cuando éstos son observables, varía entre límites muy amplios: desde algunas decenas de centímetros hasta varios metros. Este aspecto masivo caracteriza a buen número de afloramientos. Es relativamente frecuente la existencia, en el seno de las areniscas, de nódulos de arcillas, muchas veces limitados por una especie de coraza negruzca de naturaleza ferruginosa y/o manganesífera; tales nódulos, de tamaño muy diverso, una vez vaciados, confieren a la roca un aspecto alveolar, acentuado, probablemente, por la acción eólica en superficie.

Entre los bancos de areniscas se encuentran intercalaciones arcillosas, generalmente de color gris, que, en ocasiones, aparecen **inyectadas** en los propios bancos areniscosos. Estos niveles arcillosos son especialmente abundantes al NW de la Hoja, en el sector comprendido entre Montentier y Sierra Blanquilla. En este tipo de intercalaciones arcillosas CHAUVE (1968) dató el Oligoceno.

En el sector de Cámara Alta, al Sur de la Sierra de Teba-Peñarrubia, las intercalaciones arcillosas, limosas y margoarcillosas entre los paquetes de areniscas numídicas están considerablemente desarrolladas, hasta el punto de poder ser cartografiadas, en algunas ocasiones, a escala 1:50.000. En estas intercalaciones existen, además, niveles de areniscas micáceas. Una secuencia similar, al E de la Hoja de Teba, fue denominada por PEYRE (1974) **serie de Fiscalá**. Dicho autor puso de manifiesto en las areniscas micáceas la presencia de aportes, que él atribuyó al Paleozoico no metamórfico de tipo maláguide. Dató tales niveles como Aquitaniense inferior a medio y consideró a la serie en conjunto un equivalente lateral de la serie del Aljibe, caracterizado por abundantes aportes locales.

Desde los trabajos de CHAUVE (1968) se ha incluido en la secuencia estratigráfica de las Unidades numídicas una **serie de base** bajo las areniscas; el citado autor atribuye a dicha **serie de base** las arcillas con *Tubotomaculum*. Dicha formación, que aflora al Oeste de la Hoja de Teba, no ha podido ser relacionada estratigráficamente con seguridad con las areniscas numídicas, al menos en este sector. BOURGOIS (1978), por su parte, distingue varios tipos de secuencias, según las características litoestratigráficas de los materiales situados bajo las areniscas. En particular, en la Hoja de Teba, señala un tipo en el que esta secuencia basal corresponde a lo que él denomina **Flysch de Huerta-Baeza** del Oligoceno. Sin embargo, en ningún punto se puede asegurar que tal formación constituya la base estratigráfica de las areniscas numídicas: otras observaciones indican que podría tratarse de materiales englobados en la **Formación olistostrómic**a. En efecto, aunque las condiciones del afloramiento no permiten asegurarlo, ésta podría ser la posición de las margocalizas grises a negruzcas, masivas, de fractura astillosa que afloran en el cauce del Arroyo de las Arenas, en las proximidades del km 2 de la carretera que conduce, por el Sur, a Cañete la Real; estos niveles han suministrado microfauna del Oligoceno (*Globorotalia opima opima*, *Globorotalia opima nana*, *Globigerinita dissimilis ciperoensis* y *Globigerinita dissimilis dissimilis*).

En consecuencia, puede aceptarse para las areniscas numídicas una edad aquitaniense y,

probablemente, oligocena incluyendo los términos arcillosos o limo-arcillosos que aparecen en la base de la formación. En cuanto a la potencia del conjunto de la secuencia, en Cámara Alta se alcanzan al menos los 400 metros y, aunque las estimaciones son menos fiables, se pueden aceptar valores del mismo orden de magnitud en el sector del Peñón de Montentier y al SE de la Sierra de Cañete. Hay que advertir que cifras mucho más altas han sido sugeridas en otros sectores: PEYRE (1974), por ejemplo, asegura que la secuencia areniscosa en la región de Físcala supera los 800 metros de potencia.

1.5. FORMACIÓN OLISTOSTROMICA

En amplios sectores de la Hoja de Teba y de las regiones vecinas aflora una formación, (T_{12}^{Ba}), constituida por bloques de naturaleza y tamaño variable englobados en una matriz esencialmente arcillosa, de edad burdigaliense. Esta formación fue denominada provisionalmente por CRUZ-SANJULIAN (1974) **Formación del Guadateba**, pero su amplia representación superficial aconseja abandonar una denominación tan local. También corresponde, en parte, a la **Formación de arcillas con bloques** de BOURGOIS (1978), autor que señala explícitamente su preferencia en este caso por los términos **bloque** o **klippe sedimentario** en lugar de **olistolito** y, consecuentemente, **olistostroma**.

Por razones que serán tratadas más ampliamente en el capítulo de Tectónica, consideramos incluidos en esta Formación los materiales del borde de la Sierra de Alcaparaín, en el sector suroriental de la Hoja, atribuidos por BOURGOIS (op. cit.) al **Neonumídico** que, en su opinión, es un equivalente lateral de la **Formación de Arcillas con bloques**, y los del sector Peñón de Zapapaldar-Peñón de Montentier-Sierra Blanquilla, en el borde noroccidental de la Hoja, incluidos por dicho autor en el **Complejo tectonosedimentario del Guadalquivir**.

La matriz de esta formación está constituida esencialmente por arcillas, generalmente de colores rojos y verdes, a las que, ocasionalmente, como en el sector del río Turón, hay que añadir la presencia de areniscas. Son poco frecuentes los cortes que permitan un estudio detallado de estos materiales. Hay que exceptuar el talud del río Corbones (en las proximidades del Cortijo de San Rafael) y el corte que suministra la orilla derecha del río Guadateba, al NW de la Sierra de Ortegícar, en las inmediaciones, al S, del Cortijo del mismo nombre. En este último sector BOURGOIS (1978) definió una de las numerosas unidades que distingue en su trabajo: la Formación de Ortegícar, a la que atribuye edad oligocena. Sin embargo, la secuencia presenta en este corte los siguientes términos (de abajo a arriba):

- a) 1 m de margas arcillosas verdes.
- b) 0,40 m de margocalizas.
- c) 3 m de arcillas margosas verdes.
- d) 1,5 m de arcillas verdes con finos niveles de margocalizas grises intercaladas.
- e) 1 m de arcillas verdes.
- f) 1,5 m de margocalizas grises con intercalaciones arcillosas.
- g) 10 m de margas arcillosas verdes y rojas.
- h) 2-3 m no visibles por existencia de derrubios.
- i) 3 m de margas grises y margas arcillosas verde-negruczas.
- j) 3-4 m no visibles por existencia de derrubios.

- k) 20 m de arcillas satinadas, predominantemente rojas y verdes, del tipo de la arcilla **scagliosa**, entre las que se intercalan niveles de margocalizas rosadas y grises (rojas en superficie) y calizas margosas grises, laminadas y **alabeadas**, con pátina amarilla, en bancos decimétricos.

En el nivel a y en el techo del nivel c (en el contacto con el nivel d) se ha datado el Burdigaliense inferior con *Globorotalia praescitula* BLOW, *Globigerinoides trilobus immaturus* LE ROY, *Globigerinoides trilobus trilobus* (REUSS), *Globoquadrina bardemoenensis* (LE ROY), *Globoquadrina dehiscens* (CHAPMAN, PARR y COLLINS), *Globigerina venezolana* HEDBERG, *Catapsidrax dissimilis* (CUSHMAN y BERMUDEZ), *Catapsidrax unicavus* BOLLI, LOEBLICH Y TAPPAN, etc. En los niveles i y k (en éste cuatro muestras) se ha datado el Burdigaliense, sin más precisiones. En el tramo final del corte, y en otros puntos de las inmediaciones, se advierten masas de margocalizas blancas y rosadas con facies de **capas rojas**, que deben representar sendos klippes sedimentarios incluidos en la formación burdigaliense. En efecto, en la base del corte se ha datado el Paleoceno inferior en arcillas verdes con *Globorotalia trinidadensis*, *Globorotalia inconstans*, *Globorotalia pseudobulloides* y *Globigerina triloculinoides*.

Estos datos permiten confirmar la edad Burdigaliense de esta Formación, también datada en la Hoja de Campillos, donde se puso de manifiesto la frecuente existencia de fauna resedimentada de edades variadas, incluso mezcladas en la misma muestra, muy en particular de edades comprendidas entre el Cretácico superior y el Eoceno; esta fauna resedimentada llega a ser muy abundante, hasta el punto de que puede llegar a faltar la fauna **autóctona**; como acertadamente señala BOURGOIS (1978), ello ha dado lugar a que estas arcillas hayan sido erróneamente atribuidas a términos de edades distintas de diferentes unidades, a veces incluso basándose en los resultados de estudios de levigados que, en consecuencia, deben ser considerados cuidadosamente. Parece deducirse, por tanto, que estas arcillas evidencian una alimentación importante a partir de arcillas más antiguas, abundantes en varias unidades del **Complejo del Flysch del Campo de Gibraltar**

En efecto, en relación con estas arcillas aflora un variado repertorio de otros materiales, en muchas ocasiones con continuidad cartográfica muy limitada, cuya geometría indica que están englobados en la masa arcillosa: pueden ser considerados, por tanto, olistolitos, si se acepta esta terminología. Entre ellos se identifican en numerosos puntos materiales pertenecientes al **Complejo del Flysch del Campo de Gibraltar**. Así, la carretera nueva de Almargen a Olvera, 4 km al W de la primera localidad (en el borde Norte de la Hoja), corta un típico afloramiento de areniscas numídicas. En sus proximidades afloran materiales arcillosos similares a las **arcillas de Jimena**, que también aparecen en otros sectores. Extensos afloramientos de uno y otro material se encuentran al SW de Lentejuela y entre el Peñón de Montentier y Sierra Blanquilla.

En este último sector son numerosos también los bloques de materiales triásicos y de dolomías, verosíblemente ligadas a ellos, incluidas en la Formación; igualmente, existen bloques de **capas rojas**; el indudable carácter **bético** (es decir, r.o rifeño) de unos y otros lleva a BOURGOIS (1978), como se comentará más adelante, a incluir a los primeros en el **Complejo tectono-sedimentario del Guadalquivir** y a considerar que las **capas rojas** representan el frente del cabalgamiento penibético sobre este último.

Además de los bloques cartografiados, que más adelante serán detallados, han podido datarse varios términos del Paleoceno al Oligoceno en materiales, con facies coincidentes con las del **Complejo del Flysch del Campo de Gibraltar**, incluidos en las arcillas y en relación muchas veces con brechas olistostrómicas.

En la carretera Campillos-Ronda, al SE del Cortijo del Cerro (km 21'500, aproximadamente) se ha datado el Paleoceno superior en arcillas verdes carbonosas situadas bajo una brecha olistostrómica de cantos calizos; la microfauna identificada corresponde a la zona de *Globorotalia velascoensis*, especie acompañada por *G. aequa*, *G. Mckannai* y *Globigerina linaperta*.

Al W de este punto, entre la citada carretera y el río Guadateba, se ha datado el Mioceno inferior en arcillas versicolores, predominantemente verdes, que incluyen brechas olistostrómicas con cantos de areniscas cuarzosas de grano fino y de calizas detríticas, en las que se ha datado el Ypresiense-Luteciense con *Dyscocyclina*, *Assilina*, *Nummulites* y *Lituonella*. El Eoceno (Cuisiense-Luteciense y Priaboniense) ha sido datado en otros puntos: en las laderas septentrionales de Sierra Blanquilla, en calizas detríticas intercaladas en niveles arcillosos; en el río Turón, cerca del borde oriental de la Hoja, en idéntica litología, etc.

El Oligoceno, en fin, se ha datado con *Eulepidina*, *Nephrolepidina*, *Heterostegina* y *Nummulites* en bloques de calizas detríticas de escasa continuidad lateral, al Norte del Cortijo de Soterraña y al NW del Cortijo Ferrete.

Son muy abundantes los afloramientos de brechas olistostrómicas (Tc_{12}^{Ba}) incluidas en el seno de esta formación. Se trata de brechas heterométricas, con cantos angulosos a subredondeados entre los que predominan los de naturaleza caliza (frecuentemente oolítica), dolomítica y silíceas. El tamaño de los cantos es muy variable aunque habitualmente se sitúa entre el decímetro y el metro. La matriz falta o es muy escasa (microbréctica). En cuanto a la situación de estos afloramientos, muchas veces reducidos a unos cuantos bloques esparcidos en un suelo arcilloso, no parece obedecer a un control fácil de identificar, salvo cuando aparecen asociados a los materiales dolomíticos de la Sierra de Cañete, como luego se comentará. Pero en la mayor parte de los casos no es posible encontrar en las proximidades el material competente cuyo desmantelamiento haya podido dar origen a tales formaciones olistostrómicas. BOURGOIS (1978) llegó a establecer, en la Sierra de Malaver (Hojas de Olvera y Ubrique, al WSW de esta región), que los afloramientos calizo-dolomíticos que coronan la sierra constituyen klippen sedimentarios incluidos en los conglomerados y brechas olistostrómicas que ellos mismos alimentan. El mismo autor concluye, a la vista de afloramientos significativos, que tales brechas están relacionadas estratigráficamente con las arcillas verdes y rojas, con las cuales aparecen interstratificadas y en las que se **esfumán**. Si bien las condiciones de observación no son muy favorables en nuestro caso, tal interpretación es perfectamente válida para los notables afloramientos de brechas al W del Cortijo de Ferrete y en la carretera Campillos-Ronda, en los km 24 y 25.

Son particularmente representativas las brechas que afloran en los bordes oriental y meridional de la Sierra del Cañete, en especial al E de la Sierra de Viján, en el interior de la ventana de Cañete la Real (1 km al ENE de dicha localidad) y las ya citadas en el sector del Cortijo de Ortega, al NE del mismo (cerca de la carretera Campillos-Ronda). Se trata de

brechas muy heterométricas, en las que incluso se pueden considerar incluidos bloques de miles de metros cúbicos; entre los cantos predominan los calizos y dolomíticos, pero en realidad se encuentra en este tipo de brecha una enorme variedad de rocas, en las que, analizando afloramiento por afloramiento, llegarían a verse representados prácticamente todos los términos de muchas de las Unidades distinguidas en la Leyenda: Unidades con flysch del tipo **Campo de Gibraltar**, **Manto de Antequera-Osuna** y Unidades Subbéticas e, incluso, de materiales más o menos emparentados con las Zonas Internas: es el caso de la Unidad de Montecorto (no representada en la Hoja de Teba), que es considerada por BOURGOIS (1978) como un bloque de esta formación; dicha unidad presenta un Permotrias cuya facies sugiere al citado autor que su origen debe ser situado en un dominio próximo al de los Maláguides.

En algunos casos se puede observar que las brechas con una determinada composición de los cantos proceden del dismantelamiento de bloques incluidos en la propia formación, con los que las brechas en cuestión contactan lateralmente. Esta situación es particularmente nítida en los bordes de la Sierra de Cañete (sobre todo en el borde meridional y en el oriental), lo que sugiere a BOURGOIS (1978) que la Sierra en conjunto es en sí mismo un bloque incluido en esta formación. Dicho autor utiliza además, en defensa de esta hipótesis, otros argumentos relativos al interior de la ventana de Cañete que no parecen tan concluyentes.

Otras razones conducen a admitir la posibilidad de una situación semejante en el caso de la Sierra Blanquilla. En efecto, los términos más altos de la secuencia de esta unidad desaparecen bajo extensos afloramientos de capas rojas a los que, a su vez, se superponen arcillas de esta formación y otros bloques incluidos en la misma: es lo que sucede al NE de la Sierra Blanquilla, donde, en la orilla derecha del río Corbones, se superponen a las capas rojas bloques de areniscas numídicas.

Además de estos bloques kilométricos existen otros muchos de muy diversa naturaleza y tamaño: en algunos de ellos pueden identificarse, como ya se ha señalado, diversos términos de varias unidades incluidas en la Leyenda. En este caso los símbolos correspondientes a estos bloques no han sido especificados explícitamente en la columna litoestratigráfica correspondiente a la Formación Olistoestrómic. Así sucede, por ejemplo, con los bloques de materiales pertenecientes a las unidades numídicas e infranumídicas, al manto de Antequera-Osuna, a las capas rojas, etc. En el mapa se han delimitado tales afloramientos con línea continua en el seno de esta formación y se ha utilizado para ellos el mismo símbolo que les corresponde en la unidad a la que pertenecen. Por todo ello no se repetirá aquí su descripción.

Por el contrario, para aquellos bloques cartografiados constituidos por materiales que no pueden atribuirse claramente a un término determinado de la leyenda, o bien no han sido diferenciados individualmente en la secuencia correspondiente, se ha introducido el símbolo adecuado en la columna litoestratigráfica. Se trata de los siguientes:

Jd₁: Dolomías grises de procedencia indeterminada. Atribuidas al Jurásico inferior.

J₁₃₋₁₄: Margocalizas y calizas margosas grises y crema. Aparecen en dos pequeños afloramientos al Norte de Sierra Blanquilla y al NW de la Sierra de Cañete, cerca del borde de la Hoja, donde también se han localizado margocalizas con sílex y calizas margosas con sílex. En ambos casos se ha encontrado fauna de ammonites, pero no ha sido posible atribuir con certeza ninguno de los dos afloramientos a una secuencia determinada. En el primero de ellos se han clasificado *Naxeniceras* sp. y *Bassaniceras* sp. del Domeriense superior; en el segundo de dichos afloramientos se ha establecido la presencia del Domeriense medio con "*Meneghiniceras*" sp., *Geczya* sp., *Lytoceras* gr. *bettonii* y *Lytoceras* sp., del Toarciense inferior con *Hildaites* sp. y del Toarciense superior con *Osperleioceras* gr. *wunstorfi* (MONEST.).

T₁^A: Calizas detríticas con restos de *Microcodium* y calizas margosas, del Paleoceno, probablemente pertenecientes a las unidades infranumídicas (Flysch de Algeciras). El afloramiento más representativo se encuentra en el sector del Cortijo de Soterraña, al N de la Sierra de Ortegícar.

T₂^A: Calizas biodetríticas, arcillas y margas del Eoceno: corresponden exactamente a los términos equivalentes incluidos en las unidades infranumídicas. En el relieve situado entre las sierras de Lentejuela y Ortegícar, al N de la carretera Campillos-Ronda, es posible delimitar un afloramiento de estos materiales a lo largo de casi dos kilómetros de longitud con una potencia superior a la decena de metros.

T₁^{Ba}: Silexita: margocalizas síliceas de fractura astillosa y tacto áspero, con colores variados, entre los que los más frecuentes son el gris, el verdoso y el amarillento, aunque existen también tonalidades azuladas, rojizas y negruzcas. Presentan una laminación y un microplegado muy característico, que, a menudo, sólo son observables al microscopio. La laminación corresponde a una disposición en capas finísimas en las que alternan capas síliceas y otras carbonatadas (o carbonatado-arcillosas). En la Hoja de Campillos, donde son numerosos los afloramientos de este tipo de rocas, la silexita aparece asociada, a veces claramente intercalada, con moronitas (margas y margas arcillosas, en bancos del orden del metro de potencia o aspecto masivo, de color blanco, gris o amarillento, ligeras, a veces con finas laminaciones de colores alternantes). Los levigados realizados sobre muestras de moronitas de la Hoja de Campillos han suministrado microfauna del Burdigaliense, pero CHAUVE (1968) sugiere que tanto la edad como la facies varía de unos puntos a otros, de modo que el depósito pudo comenzar probablemente en el Oligoceno.

Para todos estos afloramientos se ha utilizado también en la cartografía, como en el caso anterior, la línea continua para representar sus límites dentro de la Formación Olistostrómica.

El mismo tipo de contacto se ha utilizado para la delimitación de las formaciones brechoides y para el contacto de la base de la formación. En efecto, si bien BOURGOIS (1978) aboga por una amplia aloctonía del conjunto, que sería para él, como ya queda dicho, de procedencia rifeña, otros argumentos, que serán analizados en el capítulo de Tectónica, militan en favor

de restringir notablemente la amplitud de este desplazamiento, aunque desde luego sin descartar definitivamente su carácter alóctono.

1.6. MATERIALES POSTMANTOS

Se estudian en este capítulo los materiales no afectados por la tectónica de mantos. Se incluyen, pues, todos los depósitos cuaternarios y los materiales del Mioceno superior de la Cuenca de Ronda y de los numerosos afloramientos dispersos sobre todo en la parte septentrional de la Hoja. Hay que advertir, sin embargo, que estos materiales miocénicos presentan en algunos puntos (al N de la Sierra de Teba, por ejemplo) fuertes buzamientos, que llegan a la inversión, atribuibles a la halocinesis de los materiales triásicos subyacentes; por otra parte, estos mismos materiales están afectados en algunos sectores por fallas normales.

1.6.1. El Mioceno superior

Está representado por areniscas calcáreas bioclásticas, conglomerados y margas (T^{Bc3-Bc}₁₁₋₁₂).

Los principales afloramientos de estos materiales, pertenecientes a la cuenca de Ronda, se encuentran en el sector suroccidental de la Hoja. El trabajo de SERRANO (1979) proporciona un estudio detallado al respecto, al que puede dirigirse el lector interesado. Existen, sin embargo, otros numerosos afloramientos dispersos de dimensiones más reducidas, situados principalmente en la parte septentrional de la Hoja, desde la Sierra del Tablón hasta el sector de Teba. En estos últimos existen, en la base, conglomerados de cantos gruesos; tales materiales pueden observarse al Este de la Sierra del Tablón, en el contacto con los materiales jurásicos de esta unidad, en los afloramientos del sector de Cañete, al W de Lentejuela (afectados por importantes deslizamientos), etc. El tamaño de los cantos, generalmente bien redondeados, es muy variable y supera con frecuencia los 10 cm de diámetro. En ellos se reconocen materiales, sobre todo calizos y dolomíticos, de muchas de las unidades que afloran en el sector; al NE de Teba, en la carretera que conduce a Campillos (fuera del área de esta Hoja) y al NW de la misma localidad, abundan los cantos de calizo-dolomías negras que evocan la litología característica en el Trías del Manto de Antequera-Osuna.

Sobre estos niveles conglomeráticos se encuentran areniscas cuarzosas y areniscas calcáreas con abundante fauna de lamelibranquios y briozoos de escaso rendimiento cronoestratigráfico. Entre ellas se intercalan niveles margosos.

Sin embargo, en el extenso afloramiento del SW de la Hoja, existen algunos cortes que permiten precisar estas observaciones. Tales cortes son los que facilita la carretera entre Alcalá del Valle y el Cortijo de Lora (en la Loma de la Cordillera, al W de Sierra Blanquilla), el del sector de Alcalá del Valle y el del profundo encajamiento del río Trejo en Setenil, cerca del ángulo SW de la Hoja.

De la observación de estos cortes pueden distinguirse tres tramos en la secuencia miocénica, cartografiables a esta escala, aprovechando los resaltes morfológicos proporcionados por el tramo intermedio.

El tramo basal (T_{11-12}^{Bc3-1}) está constituido por margas con intercalaciones de areniscas calcáreas bioclásticas y, en algunos puntos, conglomerados. Este tramo aflora en la Loma de la Cordillera, en las inmediaciones de Alcalá del Valle y en la parte más baja del profundo encajamiento del río Trejo, en Setenil. La potencia máxima observada es de unos 60 metros. En este tramo se han puesto de manifiesto el Tortoniense superior? -Messiniense inferior y el Messiniense inferior con *Globorotalia mediterranea* y probablemente *Globorotalia suterae*. Los datos de SERRANO (op. cit.) aseguran la presencia del Tortoniense superior en este sector. Hay que advertir que el mismo autor ha puesto de manifiesto, en otros sectores de la Cuenca de Ronda (no en la Hoja de Teba), el Tortoniense inferior en materiales subyacentes a los más antiguos que afloran en la Loma de la Cordillera.

En el tramo intermedio predominan netamente las areniscas calcáreas bioclásticas que, por ejemplo en el valle del río Trejo, delimitan un resalte topográfico bien marcado. En estas areniscas, que localmente son ricas en lamelibranquios y briozoos, son muy frecuentes las laminaciones cruzadas y el aspecto tableado en bancos del orden de 10 cm. Existen intercalaciones conglomeráticas. Hacia el techo se hacen más abundantes los niveles de arenas cuarzosas con escaso cemento. Son muy escasos los niveles margosos. La potencia total del tramo es del orden de 100 metros. Esta formación representa el Messiniense inferior y, probablemente, en parte, el Messiniense superior con *Globorotalia mediterranea*.

Al Norte de Setenil y al Norte de Alcalá del Valle, sobre el tramo anterior, aparecen margas y margas arenosas con intercalaciones de areniscas calcáreas bioclásticas (T_{12}^{Bc3}) que afloran en lomas suaves que contrastan notablemente con las formas abruptas propias de los afloramientos del tramo anterior. Su potencia máxima es del orden de 50 metros. Representan el Messiniense superior con *Globigerinoides elongatus*.

En virtud del hallazgo de lamelibranquios en materiales idénticos en la Hoja de Campillos, deben también atribuirse al Mioceno superior las brechas yesíferas y conglomerados que descansan sobre los materiales triásicos al NW de Lentejuela. Tales materiales sugirieron a BOURGOIS (1978) la interpretación de que todo el Triás germano-andaluz de la parte occidental de la Cordillera es una brecha poligénica de cemento yesífero de edad postneocomiense, como ya se ha comentado en otro lugar de esta Memoria. Posteriormente a dicho trabajo, CRUZ-SANJULIAN (1980) las había considerado formaciones recientes discordantes sobre los materiales triásicos.

1.6.2. Los depósitos cuaternarios

Tan sólo se dispone de dataciones de edad absoluta de las formaciones travertínicas. El estudio de campo permite asegurar, por otra parte, que al menos uno de los niveles de terrazas es anterior al depósito de los travertinos. Por lo que respecta a los demás materiales cuaternarios que se describen a continuación, no existe información cronoestratigráfica alguna, de modo que su atribución al Cuaternario se fundamenta exclusivamente en criterios litológicos y geomorfológicos. Por la misma razón, el orden en que se describen no prejuzga sobre su edad relativa. Todos los materiales de este grupo corresponden a depósitos continentales que recubren en discordancia a cualquier otro material anterior.

1.6.2.1. *Terrazas antiguas* (QT)

Se han diferenciado bajo este signo formaciones aluviales colgadas sobre la red actual. En algunas ocasiones es verdaderamente notable la desconexión de ella, de modo que pueden estar a considerables alturas sobre el fondo de los valles. Es particularmente llamativo el caso de la terraza situada en el borde oriental de la Hoja, en su parte central. Esta terraza da origen a una estrecha llanura de aproximadamente 1 km de longitud, recorrida por la carretera Teba-Ardales, que corona el relieve sobre el que está situada. Dicha terraza está colgada a unos 80 m sobre el fondo de los valles más próximos, recorridos por arroyos estacionales de escasa importancia (Arroyo del Alforzo, a la altura de Cortijo Nuevo).

Son dignas de mención también las terrazas que bordean el río Guadateba y que ocupan extensiones apreciables, casi exclusivamente en su margen izquierda. Las distancias al cauce actual no son tan importantes como en el caso anterior, pero al ESE de Teba, cerca del borde oriental de la Hoja, la diferencia de cota con el cauce actual es comparable: 60-80 metros; por otra parte, en este sector la terraza aparece fragmentada en afloramientos discontinuos debido al neto encajamiento de los actuales afluentes del Guadateba.

En ambos casos se trata de conglomerados, de cantos predominantemente calizos, generalmente bien redondeados. En la terraza del sector de Cortijo Nuevo se observan bloques métricos y el material aparece considerablemente cementado.

En las terrazas más bajas predominan los cantos centimétricos a decimétricos. Están colgadas sobre el cauce actual una veintena de metros al Sur de Teba, donde abunda la matriz arcillo-arenosa, y al NW de Ardales y en el sector de Castillo Turón, donde la formación aluvial está claramente cementada.

La datación de la formación travertínica del río de la Venta en Teba (cf. CRUZ-SANJULIAN, 1981) permite asegurar que el nivel medio de las terrazas de la cuenca del Guadalhorce, según la nomenclatura de LHENAFF (1967), es anterior al Holoceno. Si, de acuerdo con el citado autor, se acepta que las terrazas del Guadalhorce son terrazas climáticas construídas durante los períodos fríos del Cuaternario, dicha afirmación podría extenderse tanto a las terrazas altas como a las terrazas bajas, de modo que el sistema en su conjunto sería Pleistoceno (post-Villafranchense, cf. LHENAFF, 1967 y 1981).

1.6.2.2. *Travertinos* (Qtr)

Existen en la Hoja de Teba varios afloramientos travertínicos de considerables dimensiones, que llegan a superar el km²; la mayoría se encuentra en las proximidades de los bordes de la Sierra de Cañete: el primero, en la Estación de dicha localidad, cartografiado repetidamente como Mioceno en trabajos anteriores; otros dos están en las inmediaciones del extremo nordoriental del relieve de Colorado-Cerro del Humo y, finalmente, un afloramiento de este tipo se encuentra a lo largo del río de la Venta, al Sur de la Sierra de Teba.

La existencia de estos afloramientos fue puesta de manifiesto en trabajos anteriores (CRUZ-SANJULIAN, 1974 y 1976), y ya entonces se llamó la atención sobre el hecho de que en todos

los casos -exceptuado el de Teba- aparecían a una cota bastante constante, entre 600 y 700 metros.

Se trata de formaciones en las que alternan niveles travertínicos ricos en restos vegetales, con otros niveles brechoides. Estos últimos abundan, en particular, en el afloramiento de Cuevas del Becerro, donde existen también niveles limo-arcillosos ricos en materia orgánica. En Teba se ha encontrado un gasterópodo continental actual incluido en esta formación, que descansa sobre las **capas rojas** y, localmente, sobre una terraza aluvial descrita anteriormente.

Las potencias son variables. Mientras en Teba es de 4-5 metros, tanto en la Estación de Cañete como en Serrato se alcanzan varias decenas de metros.

Las dataciones absolutas realizadas con ^{14}C ponen de manifiesto que el travertino más reciente es el del río de la Venta (Teba), con una edad de 8.872 ± 151 años, de modo que debe ser atribuido al Holoceno. Las edades de los restantes están comprendidas entre 13.693 ± 315 años (al W de Serrato) y 35.696 ± 2.188 años (Estación de Cañete la Real), lo que permite atribuirlos al Pleistoceno superior (Weichseliense, equivalente al Würm en la terminología alpina).

1.6.2.3. **Conos de deyección** (Qcd)

Son de destacar las típicas formas existentes en el borde norte de la Sierra de Cañete y las importantes masas de este tipo cartografiadas en la ladera nordoccidental de la Sierra de Alcaparaín. Se trata de acumulaciones de cantos angulosos a subredondeados, de materiales heterogéneos y de muy diversa granulometría, con matriz arcillo-arenosa, en los bordes de relieves importantes, relacionados con la actividad torrencial.

1.6.2.4. **Derrubios de ladera** (QL)

Están representados por las acumulaciones actuales de pie de monte, constituidas por cantos angulosos, de muy diversa naturaleza y tamaño, poco o nada cementados por una matriz arcillo-arenosa. Al Sur de la Sierra de Ortegícar predominan los bloques de tamaño métrico que resultan de deslizamientos **en losa**, favorecidos por la disposición de las capas calizas de dicha unidad en ese sector.

1.6.2.5. **Depósitos aluviales** (QA)

Se han incluido bajo este símbolo las formaciones aluviales relacionadas directamente con el cauce actual; como ya se ha advertido, en algunas ocasiones pueden estar incluidas pequeñas superficies correspondientes en realidad a la más baja de las terrazas antiguas (2-3 metros). En todos los casos se trata de depósitos detríticos que incluyen desde la fracción arcilla hasta el tamaño grava; en estos últimos los cantos están bien redondeados.

1.6.2.6. **Depósitos coluviales y suelos** (QC)

En un área como ésta, en la que afloran ampliamente materiales blandos (arcillas, margas

etc.), es obvio que este tipo de depósitos está muy extendido. No obstante, sólo se han diferenciado allí donde su desarrollo dificulta la observación de los materiales infrayacentes. Los suelos son predominantemente arcillosos e incluyen fragmentos de los niveles calizos y areniscosos intercalados en las secuencias de las que proceden.

2. TECTONICA

Como ya se ha evidenciado en el capítulo de Estratigrafía, la complejidad tectónica en la Hoja de Teba es verdaderamente notable. Baste reparar en el número de unidades representadas, entre las que se cuentan las pertenecientes a las Zonas Internas, a las Unidades con Flysch y a las Zonas Externas; se plantean también en el área de la Hoja problemas tan controvertidos como el del significado de los materiales triásicos en facies germano-andaluza o de la Formación Olistostrómica y el de la atribución de algunas de las unidades al Subbético o al **sustrato de los Flysch cretácicos**, de procedencia rifeña. Si a ello se añade que las condiciones de observación están muy lejos de ser favorables en buena parte del área, en la que afloran con profusión materiales arcillosos, se comprenderán las razones de la considerable disparidad entre las hipótesis emitidas por los distintos autores que han trabajado en la región, como se expuso al tratar de los antecedentes bibliográficos en la Introducción de esta Memoria.

Por otra parte, la reducida extensión de los afloramientos de los materiales pertenecientes a las Zonas Internas en el área de la Hoja implica que las conclusiones al respecto deban ser completadas y matizadas con las procedentes de otros sectores. En todo caso, es indiscutible la naturaleza alóctona de este conjunto sobre la Formación olistostrómica, que incluye bloques de las Unidades con Flysch, y sobre el Subbético Interno, que constituye el autóctono relativo respecto a éstas.

2.1. ESTRUCTURA EN LA SIERRA DEL TABLON (SUBBETICO MEDIO)

En la Hoja de Teba sólo se encuentra el extremo sur-oriental de esta Unidad; la estructura corresponde en conjunto a un anticlinal de dirección E-W, complicado en el detalle principalmente por el efecto de fracturas de aproximadamente la misma dirección; ello hace que el flanco meridional esté mal representado y oculto en parte bajo materiales miocénicos.

Precisamente en este flanco se identifican estructuras de plegamiento de menor envergadura de dirección N60°-N70°E.

Es importante subrayar que en ningún punto del núcleo de la estructura afloran materiales triásicos. Antes bien, tales materiales aparecen en contacto con los términos más altos de la serie jurásico-cretácica de la Sierra; en efecto, más al Norte, en la Hoja de Campillos, los materiales triásicos que afloran bajo las dolomías del Peñón de Algámites están claramente superpuestos a los términos jurásicos y verosíblemente del Cretácico inferior de esta secuencia. Todo ello descarta que estos materiales triásicos representen la base de la secuencia estratigráfica de esta unidad sino que están en una posición tectónica más elevada, como más adelante se comentará con mayor amplitud.

2.2. LA ESTRUCTURA EN EL SUBBETICO INTERNO

El Subbético Interno está representado en una serie de numerosos elementos separados entre sí por afloramientos de materiales pertenecientes a las Unidades con flysch del tipo **Campo de Gibraltar**. Por esta razón resulta difícil precisar las relaciones estructurales entre ellas pues tan sólo cerca del borde meridional de la Hoja se advierten solapamientos hacia el Norte de las dolomías de la base de la secuencia del flanco septentrional del relieve de

Colorado sobre las capas rojas. La probable existencia de dispositivos similares en los restantes elementos no puede, sin embargo, asegurarse. Del mismo modo, el carácter cabalgante del frente septentrional penibético, aunque probable, no puede evidenciarse en este área y, de hecho, algunos argumentos que se han utilizado en este sentido, relativos a las capas rojas que afloran en el sector de Sierra Blanquilla, no parecen definitivos, pues tales afloramientos muy bien pueden considerarse incluidos en la Formación Olistostrómica.

Se presenta a continuación una breve descripción de la estructura de los elementos pertenecientes a este dominio.

2.2.1. Estructuras en el sector septentrional: Teba-Peñarrubia, Lentejuela y Ventana de Cañete la Real.

La Sierra de Teba-Peñarrubia presenta en conjunto una estructura anticlinal. En el sector de Teba está bien desarrollado el flanco septentrional; la dirección varía desde N40°E en el extremo sudoccidental, hasta N60°E en la Camorra, al NE de Teba. En la parte oriental de la estructura aflora el flanco meridional, con una dirección N60°E en el extremo occidental y E-W en el borde de la Hoja.

Entre ambas ramas de la estructura se instala un afloramiento de areniscas calcáreas bioclásticas del Mioceno superior, cuya existencia impide precisar las relaciones entre aquéllas, con una falta de coincidencia en las direcciones tan acusada. Parece muy probable que se trate de un accidente de cierta importancia anterior al depósito del Mioceno.

La vergencia de la estructura es hacia el Norte. En el flanco meridional los buzamientos son de 25° hacia el Sur. En el sector de Teba (flanco septentrional) los buzamientos son cada vez más acusados hacia el NE. En el extremo suroccidental los valores se mantienen alrededor de 60° hacia el NW. Al N de Teba los buzamientos oscilan entre 70 y 80° hacia el SSE. Por otra parte, son relativamente numerosas las fallas inversas de vergencia Norte. Existen al S de Teba, en el Cerro del Castillo, y al E del Tajo del Molino; en ambos casos se superponen las calizas del Jurásico superior a las **capas rojas**.

La distribución de las fracturas se ajusta a un esquema rígido. Aparte de las direcciones ya citadas -N60°E (que supone el borde meridional de la Sierra de Teba) y N30°E (que condiciona la delimitación de los cuatro relieves bien diferenciados que constituyen la citada Sierra)- muy desarrolladas, el borde septentrional está afectado por numerosas fracturas de efectos poco importantes. Pero es interesante poner de manifiesto que estas fracturas en el extremo suroccidental tienen direcciones N70°W y N50°W; al N de la Camorra las direcciones son N20°W. Todavía más al W, ya en la rama de la Sierra de Peñarrubia, las direcciones son N10°W, para terminar, en el extremo oriental de la estructura, con direcciones N30°E.

La estructura del relieve de Lentejuela corresponde a un antiforme muy fracturado. La dirección principal de esta estructura parece coincidir con la de la Sierra de Teba: N50°E. Las fallas, muy numerosas, se agrupan en varios lotes. Entre ellos tiene una decisiva repercusión en la cartografía el de dirección N60°E. Junto a él existen fracturas de dirección N10°E, N30°-40°E, N10°W y N30°-40°W.

En la ventana de Cañete la Real existen escamas de dirección N30°E, vergentes al NW, que superponen las calizas del Jurásico superior sobre las **capas rojas**. Son especialmente numerosas en el sector comprendido entre el Cortijo de Fuencaliente y el manantial que suministra agua a la población de Cañete la Real. En muchos casos, en este sector, las dimensiones de estas escamas son demasiado reducidas para ser representadas a escala 1:50.000 e incluso a escala menor. Existen afloramientos de **capas rojas**, intercaladas entre dos afloramientos de calizas jurásicas, cuya anchura no sobrepasa los 3 m. Es por ello que en el mapa geológico sólo han podido incluirse las escamas más importantes y aún así exagerando las dimensiones de algunas de ellas. La dirección de estas escamas coincide exactamente con la del trazado del contacto entre la Unidad de Mojón Gordo-Sierra de Cañete y los materiales de la ventana de Cañete la Real.

Es importante resaltar que en la alineación Padrastro-Padrastrillo, la secuencia está invertida.

Aflora en muy pocos puntos en esta ventana el contacto normal entre las calizas jurásicas y las **capas rojas**. En el seno de estas últimas se han podido poner de manifiesto direcciones de plegamiento N40°-50°E, muy próximas, por tanto, a la dirección de las referidas escamas.

Las fracturas que completan esta estructura se agrupan en cuatro conjuntos. El primero de ellos presenta una dirección muy constante N60°W. Otro es muy próximo a la dirección E-W. También son frecuentes las fracturas de dirección N30°-60°E y, finalmente, otras fracturas se alinean próximas a la dirección N-S (entre N10°W y N10°E).

2.2.2. Estructuras en el sector meridional: Ortegícar y Colorado-Llanos de Carrasco.

La estructura en Ortegícar responde a un suave anticlinal cuyo flanco meridional está incompleto. Los buzamientos en el flanco septentrional oscilan entre 20 y 40° hacia el N. En el extremo suroccidental son algo mayores: 60° hacia en WNW y la misma inclinación al WSW un poco más al S. El vértice de Ortegícar se encuentra en las calizas oolíticas del núcleo de la estructura; los buzamientos son allí muy suaves: de 10 a 20° hacia el S.

Al NE de Ortegícar reaparecen, en la alineación de Matagayar, las calizas jurásicas. También en este caso los buzamientos son hacia el Norte (20 a 50°) y una importante fractura representa el borde meridional del afloramiento.

La dirección de la estructura es, en ambos casos, N60°E.

Es notable el hecho de que, cerca de la cumbre del relieve de Ortegícar, existe una banda deprimida en la que se instala un estrecho sinclinal en el que afloran **capas rojas**.

Es sin duda la dirección de fractura N60°E la más importante en este sector. Esta es la dirección de las fracturas que representan los bordes meridionales de Ortegícar y Matagayar. Existe además una densa red de fracturas de dirección N-S y aproximadamente E-W. Finalmente, otro grupo de fracturas presenta direcciones que oscilan entre N30°W y N50°W, muy frecuentes en Matagayar.

La alineación de Colorado corresponde a una estructura anticlinal. El eje de este pliegue, que se hunde hacia el NE, tiene una dirección N60°E en el extremo noroccidental, y N20°-30°E en el borde meridional. Esta incurvación de los ejes de pliegues es muy característica de este sector. Es muy explícito a este respecto el trazado de los contactos entre las **capas rojas** y los materiales de la Formación Olistostrómica en el extremo suroriental de la Hoja 1037 (sector de Los Romerales). Los ejes de pliegues identificados dibujan un arco cóncavo hacia el SE.

El análisis detallado de la estructura en estas **capas rojas** -allí donde ha sido posible (al SE de Ortegicar)- no excluye, por otra parte, la superposición de dos etapas de deformación.

En el caso de Colorado es el flanco meridional el que está completo, mientras que el septentrional está limitado por una importante superficie de fractura. En el extremo suroccidental de este flanco norte las dolomías basales llegan a solapar -hacia el NW- a las **capas rojas**. Hacia el Norte la estructura se hace más complicada. En los Llanos de Carrasco vuelve a identificarse un eje anticlinal de dirección aproximada N50°E cuyo eje buza también hacia el NE. Entre ambos relieves aparecen las calizas del Cerro del Castellón (al S de Cuevas del Becerro) que constituyen un afloramiento limitado por fracturas.

Los buzamientos son suaves en todos los puntos. En las calizas raramente se superan los 30°. Incluso en las proximidades del vértice Juan Durán la estratificación subhorizontal confiere a este sector un aspecto muy similar al típico del Torcal. Es precisamente en el cierre nororiental de Colorado donde se encuentran los valores máximos que oscilan entre 35 y 50°.

Sin embargo, en las **capas rojas** si pueden encontrarse buzamientos más fuertes que indican, además, una estructura más compleja. Parece evidenciarse, pues, la existencia de un despegue entre ambos paquetes.

La dirección de fractura más significativa en Colorado-Llanos de Carrasco es la N50°-60°E. A este sistema pertenecen las fracturas que representan buena parte de los contactos entre las calizas jurásicas y las **capas rojas** y, concretamente, los bordes septentrionales de los relieves citados. Lo mismo puede decirse de las fracturas que delimitan el bloque del Cerro del Castellón. Le siguen en importancia los lotes de fracturas de dirección N20°-30°, N50°-60°W y E-W.

2.2.3. Consideraciones complementarias sobre las relaciones entre el Jurásico (y Berriasiense) y el Cretácico.

Se ha aludido ya al hecho de que en la mayor parte del Subbético Interno en esta transversal faltan los materiales del Cretácico inferior, de modo que sobre las calizas jurásicas y berriasienses descansan directamente términos entre el Albiense y el Senoniense, por medio de un hard-ground.

El Cretácico inferior ha sido, sin embargo, identificado en algunos puntos, como en la ventana de Cañete la Real, en esta misma Hoja; con anterioridad su presencia en otros sectores de este mismo dominio había sido señalada por DURR (1967) y CHAUVE, DIDON y PEYRE (1968). Estos últimos autores describieron depósitos del Cretácico medio fosilizando

un **Karst submarino** desarrollado en las calizas jurásicas y/o berriasienses y atribuyeron la falta del Cretácico inferior en parte a una ausencia de sedimentación y en parte a la erosión de las formaciones depositadas a cargo de corrientes submarinas en un medio poco profundo.

En cuanto al hecho de que sobre las calizas aparezcan directamente distintos términos entre el Albiense y el Cenomaniense puede ser interpretado como el resultado de despegues, habida cuenta de la diferente competencia de las dos formaciones en contacto.

Diferente es la cuestión relativa a la edad de los materiales calizos que aparecen en contacto con las **capas rojas**. En efecto, existen afloramientos de estos materiales en las proximidades de los ejes anticlinales en contacto con distintos términos del Jurásico superior (Ortegícar), en ocasiones cerca del techo de las calizas oolíticas (Llanos de Carrasco) o incluso sobre estas últimas (Colorado). Si bien en algún caso los contactos correspondientes pueden ser interpretados como estructuras de fractura, éstas no siempre pueden ponerse de manifiesto con claridad y subsiste la duda, dadas las desfavorables condiciones de observación de los respectivos contactos de este área, de si existen deformaciones previas al depósito de los materiales cretácicos. Procede recordar que DURR, HOEPPENER, HOPPE y KOCKEL (1960-1962) citaron la existencia de una discordancia en contactos de este tipo y de conglomerados del Albiense superior.

2.3. LA ESTRUCTURA EN LA SIERRA DE ALCAPARAIN

En esta Sierra, de la que sólo una parte pertenece a la Hoja de Teba, se encuentran representados los Maláguides, la Unidad de Casares, de afinidad Alpujárride, y las Unidades Bonela-Capellán y Prieta-Nieves, de filiación más dudosa: para unos relacionadas con los Alpujárrides (**Rondaidas** de BLUMENTHAL, 1933c; **Zona de Nieves** de DURR et al., 1960-1962), opinión a la que se suma BOURGOIS (1978), para otros representarían la Dorsal Bética externa (DURAND-DELGA, 1966), dominio paleogeográfico próximo, por tanto, de los Maláguides. Las observaciones en el área de esta Hoja parecen abogar a favor de la primera hipótesis.

El rasgo estructural más notable en el sector de la Sierra de Alcaparaín es el empilamiento de mantos representados por las unidades citadas; la posición más baja en dicho empilamiento corresponde a la Unidad de Prieta-Nieves; sobre ella se sitúa la Unidad de Bonela-Capellán que, a su vez, soporta a la Unidad de Casares; los Maláguides ocupan, de este modo, la posición estructural más elevada. Este dispositivo, que se completa en las Hojas vecinas, representa un **anticlinal de mantos**, en la terminología de BOURGOIS (1978).

La Unidad de Prieta-Nieves aparece duplicada en este sector; el hecho de que en el contacto entre los dos elementos superpuestos no afloren los materiales terciarios de la Brecha de la Nava sugiere que el desplazamiento es anterior al depósito de ésta; BOURGOIS (1978) relaciona esta estructura con el sinclinal volcado de vergencia Norte de Sierra Prieta, de modo que el elemento inferior de Alcaparaín representaría el flanco normal de Prieta y el elemento superior correspondería así al flanco cabalgante de un pliegue-falla; el citado autor atribuye ambas estructuras al Eo-Oligoceno, al considerar que están fosilizadas por la Brecha de la Nava; tal circunstancia no se evidencia, sin embargo, en el área de la Hoja de Teba.

La unidad Bonela-Capellán aparece invertida sobre la unidad anterior; la escasa superficie de los afloramientos en esta Hoja no permite extraer otras conclusiones al respecto; es obligado señalar que, a partir del estudio del área situada al E, S y SE de la Hoja de Teba, BOURGOIS (op. cit.) interpreta que el conjunto de esta unidad muestra una estructura sinclinal volcada, de estilo y amplitud comparables al referido a propósito de la unidad Prieta-Nieves; tampoco en esta Hoja parece evidente el hecho de que la Unidad Bonela-Capellán cabalque a la Brecha de la Nava, como el citado autor asegura, a pesar de lo cual considera que la estructura sinclinal es anterior al depósito de la brecha, de modo que el citado solapamiento resultaría de un rejuego posterior. En su opinión, en el sector de Alozaina se identifican incluso dos fases de plegamiento más antiguas (post-liásicas) de las que la primera da lugar a pliegues isoclinales, acompañados de desarrollo de esquistosidad y de recristalizaciones metamórficas, deformadas en una fase posterior, en la que generan pliegues simétricos redondeados, en cuyas charnelas se hace particularmente visible la existencia de recristalizaciones (ligero metamorfismo).

En el extremo septentrional de la Sierra de Alcaparaín, sobre los materiales triásicos y jurásicos de la Unidad de Bonela-Capellán, aparece la Unidad alpujarride de Casares, representada mayoritariamente por los esquistos negros atribuidos al Pérmico y las cuarcitas del Trías inferior, sólo ocasionalmente coronadas por las dolomías masivas del Trías medio y superior. DIDON, DURAND-DELGA y KORNPBST (1973) ponen de manifiesto varias fases de deformación de la Unidad de Casares: dos de ellas con desarrollo de esquistosidad y metamorfismo, con ejes de pliegues NW-SE, a las que sucede otra fase con ejes de dirección NE-SW y, finalmente, en la región de Casares, identifican pliegues de ejes N45° que se superponen a las estructuras anteriores. Sólo cabría añadir la existencia al SW de Ardales, en niveles cuarcíticos, de pliegues con tendencia isoclinal, de orden métrico, con ejes de dirección N-S.

A la Unidad de Casares se superponen los materiales maláguides, que afloran ampliamente en el borde norte de la estructura, entre la carretera de Ardales a El Burgo y el río Turón. El contacto de cabalgamiento se establece concretamente entre el Paleozoico maláguide y los materiales permotriásicos de la Unidad de Casares.

Como ya se ha comentado en el capítulo de Estratigrafía, en un punto, al Sur del Castillo Turón, los materiales terciarios de esta Unidad, suavemente buzantes al NW, reposan, mediante una discordancia erosiva manifiesta, sobre capas permotriásicas subverticales. Ello evidenciaría la existencia de al menos una etapa de deformación entre el Permotriás y el Oligoceno-Aquitaniense. BOURGOIS (1978) subraya la tectónica de plegamiento finiaquitaniense que da lugar a pliegues hectométricos apretados en los materiales maláguides; por otra parte, en este área se encuentran varios elementos maláguides superpuestos, lo que estaría de acuerdo con lo señalado por DIDON, DURAND-DELGA y KORNPBST (1973) tanto en Marruecos como en la Cordillera Bética, en particular, en esta última, en la región de Benadalid; las observaciones en la Hoja de Teba coinciden también con la de estos autores en el sentido de que el Terciario no está implicado en estas estructuras, lo que permitiría suponer para las mismas una edad ante-aquitaniense. Idéntica interpretación ofrecen GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO VILA (in litt.) que también distinguen en el Complejo Maláguide de la Hoja de La Peza tres unidades, superpuestas, en su opinión, previamente a la

colocación del Complejo sobre el apilamiento intra-alpujárride; una diferencia con este último sector, además del número de elementos imbricados, que son cuatro en Teba, radica en el hecho de que los materiales maláguides más modernos (el Terciario) sólo aparecen aquí en el más alto de los elementos, mientras que GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA (op. cit.) encuentran los términos maláguides más recientes en la unidad inferior e, inversamente, los más antiguos en la unidad más alta.

Este edificio de mantos de las Zonas Internas, estructurado con posterioridad al metamorfismo de algunas de las unidades y del empilamiento previo de otras, se ha trasladado sobre las Zonas Externas.

En este cizallamiento, que trunca las superficies de cabalgamiento del edificio de mantos bético, éste ha llegado a solapar a la Formación Olistostromica, cuya posición y relaciones con las Zonas Externas serán comentadas en un próximo capítulo. La edad burdigaliense de esta Formación permite asegurar que dicho desplazamiento, o al menos el episodio postrero de dicha estructura cizallante, es burdigaliense o posterior, de tal suerte que como señalan GARCIA-DUEÑAS y NAVARRO-VILA (in litt.), ha podido ocultar la geometría de los accidentes responsables de un verosímil acercamiento previo entre las Zonas Internas y Externas.

Sería demasiado ambicioso con sólo los datos de esta Hoja pretender aportar soluciones definitivas a problemas tan complejos como el del sentido del desplazamiento de este conjunto, lo que a su vez supone plantear la ordenación paleogeográfica de las distintas unidades béticas. Si bien, respecto a la primera cuestión, la solución más verosímil y generalmente aceptada es la de un desplazamiento hacia el Norte del edificio bético sobre las Zonas Externas, el problema de la ubicación paleogeográfica relativa de las distintas unidades béticas es todavía debatido y requerirá un mayor acopio de información para su resolución. Se puede, no obstante, resumir que la existencia de afinidades entre las unidades de Nieves y Capellán y las Zonas Externas aboga por un origen sud-bético para los Maláguides.

2.4. POSICIÓN TECTÓNICA DE LAS UNIDADES CON FLYSCH DEL TIPO CAMPO DE GIBRALTAR Y DE LA FORMACIÓN OLISTOSTROMICA

Los materiales pertenecientes a este conjunto son alóctonos sobre el Subbético Interno y sobre el Subbético Medio de la Sierra del Tablón, cuyos elementos aparecen constituyendo otras tantas ventanas tectónicas más o menos complicadas en el detalle.

El análisis conjunto en este capítulo obedece al hecho de que los principales constituyentes de la Formación olistostromica son precisamente materiales pertenecientes a las Unidades con Flysch, lo que obliga a plantear el significado de cada uno de ellos y sus relaciones mutuas, completando así la breve introducción presentada en el capítulo de Estratigrafía.

La distribución cartográfica de estos elementos en el área de la Hoja sugiere que la posición tectónica más baja corresponde a las unidades infranumídicas que se superponen directamente en la mayor parte de los casos a los términos más altos de las secuencias del Subbético Interno (Teba-Peñarubia, Lentejuela, Colorado-Llanos de Carrasco, etc.). En el sector centro-oriental de la Hoja, muy en particular entre la Sierra de Ortegícar y Teba, las areniscas

numídicas de Cámara Alta ocupan el núcleo sinclinal. Finalmente, bajo las Unidades alóctonas de las Zonas Internas y bajo el Trias de Antequera, en la Hoja de Campillos, se hunde la Formación Olistostrómica burdigaliense que parece ocupar, de este modo, la posición tectónica más elevada de este conjunto.

Hay que hacer notar que en diversos puntos tanto las areniscas numídicas (o su delgada base arcillosa) como la Formación Olistostrómica burdigaliense contactan directamente con los términos del Subbético Interno paraautóctono. Ello ocurre, por ejemplo, en el extremo nororiental de Ortegícar o en el sector de la Sierra de Alcaparaín. Tales circunstancias pueden ser interpretadas, no obstante, en el contexto del carácter gravitatorio que se atribuye a tales contactos.

Conviene recordar que, en opinión de BOURGOIS (1978), todos los Flyschs (esencialmente el Numídico y el Flysch de Algeciras) representarían otros tantos klippes sedimentarios en la formación burdigaliense de **arcillas con bloques**. Esta sería, pues, el resultado de la disgregación de los flyschs rifeños (ninguno ligado al orógeno bético, por tanto) y acumulación de los mismos en una antefosa en el borde de la placa ibérica, de modo que el conjunto habría sido **hispanizado** en el Burdigaliense. Igual consideración de **klippes sedimentarios** de esta formación, y en consecuencia de origen rifeño, tendrían para este autor los representantes del **sustrato de los Flyschs cretácicos**, es decir, en lo que concierne al área de la Hoja, las Sierras del Tablón, Cañete, Blanquilla, etc. La atribución de estos elementos a un conjunto no bético, sino hispanizado en el Burdigaliense, la basa el citado autor en que, en su opinión, la tectónica anteneocomiense permite distinguir un dominio tectonizado en dicha fase (al Sur de un supuesto continente maláguide) de otro que no ha sido afectado por ella: la margen ibérica (Prebético, Subbético, Penibético). En el caso del **sustrato de los Flyschs cretácicos** la prueba de tal tectonización sería, muy en particular, la existencia de microbrecha con *Aptychus* del Cretácico inferior. Sin embargo, varios hechos permiten pensar en la existencia de una tectónica anteneocomiense en el ámbito bético; sin pretender una relación exhaustiva pueden ser citadas en este sentido: la presencia, en la Sierra de Estepa, de materiales del Cretácico inferior descansando directamente sobre términos liásicos; presencia de brechas intraformacionales en el Subbético Medio y los contactos verosimilmente discordantes de las **capas rojas** del Subbético Interno del área de la Hoja de Teba sobre distintos términos jurásicos, lo que coincidiría con los datos de DURR et al. (1960-1962) en la región de Ronda. En cualquier caso, la simple presencia de la microbrecha con *Aptichus* no autoriza una atribución paleogeográfica tan concreta como la que nos ocupa (sustrato de los Flyschs cretácicos), cuando términos de esa edad aparecen con profusión en secuencias del Subbético Medio, por ejemplo, de la transversal de Granada. Ello sería coherente con la inclusión en este último Dominio de la Unidad de la Sierra del Tablón.

En el límite Zonas Internas-Zonas Externas, BOURGOIS (op. cit.) define el **Neonumídico** como una formación arcillo-arenosa de klippes sedimentarios del mismo tipo que la **Formación de arcillas con bloques**, de la que representaría una variación lateral de facies.

En la hipótesis de BOURGOIS (op. cit.), en ninguna de las dos formaciones pueden existir **bloques** procedentes de orógeno bético; ésta parece ser la razón de que, en el borde norte de las Zonas Internas (al W de Ardales), los pequeños afloramientos de materiales maláguides,

rodeados por la matriz del **Neonumídico**, no sean considerados por dicho autor **klippes sedimentarios**, como los restantes bloques que él mismo señala en el sector, sino como otras tantas ventanas tectónicas, de tamaño decamétrico o hectométrico (véase BOURGOIS, 1978, fig. 128, pg. 235). Del mismo modo, los afloramientos de **capas rojas** del sector de Sierra Blanquilla, de indudable afinidad penibética (Subbético Interno), son interpretadas por dicho autor como el frente del cabalgamiento penibético sobre el Complejo Tectonosedimentario del Guadalquivir. Y ello a pesar de que las **capas rojas** aparecen absolutamente desenraizadas y de que al NE de Sierra Blanquilla, en el Arroyo de Corbones, se superponen claramente a ellas las areniscas numídicas; la intercalación en los materiales de la Formación olistostrómica es todavía más patente en el sector de Montecorto, fuera de los límites de la Hoja, pero también aquí BOURGOIS (1978, fig. 175, pg. 321) la interpreta como parte del contacto anormal frontal del Penibético.

En el sector de Sierra Blanquilla las arcillas burdigalienses incluyen también, entre otros, olistolitos de materiales triásicos y de margocalizas del Lías Subbético. Naturalmente, ello no sería coherente con el origen exclusivamente rifeño de los **klippes sedimentarios** de la Formación con bloques de BOURGOIS (op. cit.), pero este autor atribuye todos estos afloramientos al Complejo Tectonosedimentario del Guadalquivir, que representaría el empilamiento, en un mosaico anárquico, de láminas hasta pluridecakilométricas procedentes de tres dominios: el Subbético, las **brechas poligénicas de cemento yesífero** (Trías germano-andaluz, según se ha comentado en páginas anteriores) y la **Formación de arcillas con bloques**.

En nuestra interpretación, todos los **bloques** citados (Maláguides en el sector de la Sierra de Alcaparaín, unidades con *Flyschs*, materiales triásicos, margocalizas liásicas, **capas rojas**, etc.) están incluidos en la misma formación y, de algún modo, parecen indicar que el desplazamiento total del conjunto no es demasiado grande, sin descartar, desde luego, su aloctonía.

En favor de esta interpretación se puede señalar, por ejemplo, que en el borde NW de Lentejuela afloran materiales triásicos superpuestos al Subbético Interno (Penibético) y al Sur del límite septentrional de éste. Ello significaría que o bien en la formación con bloques hay Trías Subbético o, si se trata del Complejo del Guadalquivir, al menos en este punto, el Penibético no es alóctono sobre él. No obstante, BOURGOIS (1978) atribuye el afloramiento en cuestión a la Unidad de Cañete, a pesar de la proximidad de materiales idénticos indiscutiblemente pertenecientes al Trías germano-andaluz. Del mismo modo, las brechas olistostrómicas que afloran en las proximidades del Cortijo de Ferrete, al SE de Lentejuela, muestran abundantes cantos de calizas oolíticas amarillas y rojas que recuerdan inevitablemente a las que descansan sobre los materiales triásicos en los Peñones de Montentier, Zapapaldar, etc. En el mismo sector, la formación olistostrómica parece incluir además bloques de **capas rojas**. Todo ello significa, en definitiva, la presencia de aportes **béticos** en dicha Formación al Sur del frente penibético, esto es, donde, en opinión de BOURGOIS (op. cit.), no se encuentra formando parte del **Complejo Tectonosedimentario del Guadalquivir**.

Es obligado hacer constar que en el borde sur de Ortegícar han sido localizados fragmentos dispersos de rocas indiscutiblemente peridotíticas, si bien las condiciones de afloramiento no permiten otra cosa que señalar su presencia.

2.4.1. Estructura y posición tectónica de las sierras de Cañete, Blanquilla y Mollina.

La estructura evidenciada en la Sierra de Cañete sugiere su verosímil inclusión, en forma de olistolito, en la Formación olistostrómica burdigaliense, como ya apuntó BOURGOIS (1978). Idéntica circunstancia es coherente con los hechos de observación en Sierra Blanquilla, mientras tal situación es menos evidente en Sierra de Mollina si bien las semejanzas estratigráficas puestas de manifiesto en el capítulo correspondiente militan a favor de aceptar una posición comparable en el seno de aquella Formación.

Todo ello justifica el que el análisis estructural de estos elementos se trate en el presente capítulo, sin que ello cuestione la atribución de los mismos al Subbético Ultrainterno por las razones expuestas a propósito del significado de la Formación olistostrómica.

Los materiales de la Unidad de Mojón Gordo-Sierra de Cañete presentan una estructura antiformal en cuyo núcleo afloran los materiales del Subbético Interno de la ventana tectónica de Cañete la Real. El flanco occidental presenta, en las proximidades del contacto con la unidad infrayacente, buzamientos del orden de 30 a 50°; en el extremo occidental de este flanco los buzamientos son más fuertes: a 2 km al NNE de la Estación de Cañete, los buzamientos son de 70° al NNW; la estructura se suaviza al SSW. El flanco oriental de la estructura parece que se resuelve en un pliegue sinclinal (Mojón Gordo) que, en ocasiones, está volcado hacia el WNW (al NE de Cañete la Real).

La dirección de estas estructuras es N30°E, que coincide con la de la dimensión máxima de la ventana de Cañete la Real. Existen, además, sinclinales de dirección aproximadamente N-S en Mojón Gordo y al N y NE de Cañete. La carretera de Cañete al Almargen recorre entre los kms. 4 y 7 una estructura anticlinal de dirección N40°E, vergente al NE, que llega a estar volcada en algunos puntos. Finalmente, en el extremo meridional de esta Unidad existen estructuras de dirección E-W. HOPPE (1972) pone de manifiesto, además, otras direcciones estructurales menos significativas.

Hasta cinco lotes de fracturas pueden identificarse en la Sierra de Cañete. Los límites de esta Unidad están casi siempre marcados por fracturas de dirección N30°W y N60°E. A este último grupo pertenecen algunas superficies subverticales, muy netas, situadas en las inmediaciones del manantial que suministra agua a Cañete la Real. Las estrías indican un desplazamiento vertical. Son numerosas también las fracturas de dirección N-S. Las fracturas transversas a la estructura se orientan según las direcciones N60°-70°W y N30°-40°W. A este último grupo pertenece la fractura que limita por el NE el Cerro de la Atalaya (cerca de la Estación de Cañete). En este caso parece presentar una cierta componente de desgarre sinistroso.

La inclusión del conjunto de la Unidad de Cañete en el seno de la Formación olistostrómica está sustentada, por un lado, en que en el interior de la ventana tectónica afloran, entre los materiales parautóctonos del Subbético Interno y las dolomías de la Unidad del Cañete, materiales atribuibles sin ninguna duda a la Formación burdigaliense, con especial claridad al Norte de la localidad y al ENE de la misma, donde aparecen, por ejemplo, con profusión, brechas olistostrómicas.

Por otro lado, la estructura antiformal de la Unidad sugiere que, tanto al NW como al SE, sus materiales se hundieron bajo la Formación olistostromática que aflora en ambos sectores. Como señaló acertadamente BOURGOIS (1978), en el borde suroriental es patente que materiales pertenecientes a la Unidad de Cañete están embalados en masas de brechas olistostromáticas que, a su vez, se **esfuman** en el seno de la Formación burdigaliense. En este sentido son particularmente ilustrativos los afloramientos que se extienden entre el vértice Mojón Gordo y el cruce de la carretera que conduce a Serrato.

En cuanto a las Sierras Blanquilla y Molina, la primera presenta una estructura antiformal de dirección N50°E y la segunda corresponde a un reducido afloramiento, en el que se reconoce una estructura sinclinal de dirección N40°E.

En Sierra de Molina las direcciones de fractura son N10°E, N30°E y N70°-80°E. En Sierra Blanquilla se localizan, además, fracturas de dirección N30°-50°W y N70°-80°E.

En los bordes occidental y suroccidental de Sierra Blanquilla, reposan, sobre los materiales de ésta última, afloramientos atribuibles a la matriz burdigaliense de la Formación olistostromática. Sobre ella, a su vez, incluidos en la misma, aparecen materiales de muy diversa filiación. Al N, el valle donde se asienta el Cortijo de Lora está ocupado por areniscas numídicas. Existen, igualmente, numerosos olistolitos de materiales triásicos a N y NW del relieve jurásico de la Sierra; el más amplio de los mismos se extiende, a lo largo de varios kilómetros, por el borde septentrional de la Hoja, desde las proximidades de la Peña de Zapaldar hasta el sector del Cortijo de San Rafael; este extenso afloramiento de materiales triásicos aparece nítidamente superpuesto a la Formación olistostromática en este sector, a pesar de lo cual debe ser considerado como un olistolito más, en función de las observaciones realizadas en la Hoja de Campillos.

Aparecen también en este sector de Sierra Blanquilla-Sierra de Molina, masas importantes de **capas rojas** que han sido interpretadas por BOURGOIS (1978) como el **frente del cabalgamiento penibético**; en nuestra opinión tales masas de capas rojas están incluidas en la Formación olistostromática. En efecto, el borde septentrional del afloramiento situado entre Sierra Blanquilla y Sierra de Cañete aparece claramente superpuesto a los materiales mesozoicos de Blanquilla y a la matriz arcillosa burdigaliense en el extremo oriental de aquella unidad; sin embargo, inmediatamente al Norte de este punto, en el corte que suministra el Arroyo de Corbones, las **capas rojas** se hundieron bajo la matriz arcillosa en las proximidades de un afloramiento discordante del Mioceno superior. Igualmente, al Oeste de la Estación de Cañete existen arcillas burdigalienses superpuestas a las **capas rojas** de este mismo afloramiento.

2.5. EL PROBLEMA DE LOS MATERIALES TRIASICOS Y SUS RELACIONES CON LA FORMACION OLISTOSTROMICA

La estructura en los materiales triásicos, en buena parte debido a su peculiar comportamiento mecánico, es extraordinariamente compleja y, en consecuencia, difícil de analizar. Es un hecho que las observaciones puntuales no pueden extrapolarse y que, en suma, son escasamente representativas de la estructura de conjunto.

En cualquier caso, y al margen de esta complejidad de la estructura de detalle, constituye un problema de más envergadura la interpretación del significado de la propia masa triásica y de sus relaciones con las unidades del Subbético de la región, con la Formación olistostrónica e, incluso, con los materiales de diversas edades que soporta.

La primera posibilidad que cabe considerar es si estos materiales triásicos constituyen la base estratigráfica, autóctona, por tanto, de las Unidades Subbéticas (en particular del Subbético Medio de la Sierra del Tablón y otros elementos situados más al Norte, fuera del área de la Hoja de Teba). Habida cuenta que estas unidades presentan estructuras antiformes y el Triás no aparece en el núcleo, sino, bien al contrario, en los bordes de aquéllas, sería necesario admitir, en esta hipótesis, que existe en cada una de ellas un **cepillamiento basal** (*rabotage basal*, en el sentido de FALLOT, 1948), según el cual todos los términos de la secuencia subbética, cualquiera que sea su edad, descansan directamente sobre los materiales triásicos según un contacto más o menos horizontal. Esta interpretación fue adoptada posteriormente por CHAUVE (1968) en varios puntos y, concretamente, coincide con las ideas expuestas por CHAUVE y PEYRE (1966) a propósito de la Sierra del Tablón.

Sin embargo, ningún hecho de observación en este sector confirma dicha superposición; por el contrario, en el único punto en el que contactan los materiales de la secuencia del Tablón con el Triás margoyesífero, éste último se encuentra en una posición tectónica más elevada. Es el caso de los materiales triásicos que afloran en la base de las dolomías del Peñón de Algámitas (al Norte de la Hoja de Teba), que descansan, sin duda alguna, sobre términos jurásicos de la Sierra del Tablón. Y, de modo similar, en los restantes elementos del Subbético Medio de la región (Sierra de los Caballos, Almadenes, etc.), los criterios de superposición utilizados clásicamente, allí donde pueden aplicarse, sugieren precisamente que los materiales más modernos de dichas Unidades buzan hacia el Triás y se hunden bajo éste.

Por otra parte, en esta hipótesis autoctonista sería necesario explicar la presencia de materiales cretácicos y terciarios que aparecen profusamente en la región directamente sobre el Triás. Estas superposiciones fueron interpretadas por FOUCAULT (1964) como los efectos de una **ablación basal**, según la cual las capas competentes jurásicas, después de compartimentarse en bloques, se habrían deslizado sobre el sustrato triásico, de modo que la cobertera margosa incompetente del Cretácico y Terciario se concentraría disarmonicamente en las zonas sinclinales. Esta interpretación implicaría una distensión y un estiramiento de los materiales margosos, además de otras objeciones expuestas por CHAUVE (1968).

Este último autor explica las superposiciones en cuestión a partir de un despegue, a favor de los niveles margosos del Cretácico superior-Terciario; de este modo, una vez plegada la serie subbética en anticlinales con **cepillamiento basal**, los términos del Cretácico superior y Terciario se deslizarían hasta superponerse al sustrato triásico.

A este respecto cabe matizar que:

- a) no hay pruebas de las etapas intermedias que necesita invocar CHAUVE (op. cit.) para llegar a la existencia de anticlinales cepillados basalmente, aislados sobre un sustrato triásico continuo.

- b) además, razonablemente, deberían encontrarse, entre los materiales triásicos y los jirones del Cretácico superior y Terciario deslizados sobre él, los efectos de todos los acontecimientos intermedios.
- c) si el mecanismo es único y está condicionado por la existencia de un nivel de despegue muy concreto (el Cretácico medio), no se explica cómo en numerosos afloramientos falta todo el Cretácico superior y otros términos más recientes, de modo que tanto el Paleoceno, como el Eoceno, el Oligoceno o el Mioceno inferior descansan directamente sobre los materiales triásicos.
- d) es un hecho que deberían subsistir en alguna parte, cepillados sobre el Trías, los anticlinales con materiales del Jurásico superior y Cretácico inferior que hubieran perdido, por este complejo mecanismo, su cobertera del Cretácico superior-Terciario. En efecto, en el momento de producirse el despegue y consiguiente deslizamiento, habida cuenta que éste es gravitorio, sería necesario que existieran amplios antiformes (suficientes para suministrar los extensos afloramientos de Cretácico superior y Terciario) constituidos por materiales más competentes que el Trías (al menos en lo que se refiere al Jurásico) y a mayor cota que aquél (para permitir el deslizamiento). Dado que el proceso hubo de ser posterior al Burdigaliense (que forma parte de las coberteras deslizadas), habría que explicar cómo en el lapso comprendido entre el Langhiense y la actualidad han desaparecido esos anticlinales constituidos por materiales competentes, que inicialmente coronaban los paleorelieves, mientras subsisten extensas superficies ocupadas precisamente por los materiales más blandos (Trías y margas cretácico-terciarias), que ya constituían además, las zonas deprimidas (ver Hojas de Campillos y Osuna).
- e) en la única unidad subbética de la región en que se reconoce una secuencia desde el Trías al Mioceno inferior (Sierra de Estepa, en la Hoja de Osuna), todos los términos de la secuencia son solidarios y no existe ningún argumento en favor de un despegue generalizado a nivel del Cretácico medio. Otro tanto puede decirse de las unidades del Subbético Interno del área de esta Hoja de Teba: en todas ellas los materiales del Cretácico superior y Terciario son solidarios de la base caliza jurásica sobre la que afloran.

Por todas las razones expuestas, parece que esta hipótesis no explica de un modo totalmente satisfactorio la superposición del Cretácico superior y Terciario sobre el Trías. Por otra parte, todas las hipótesis que propugnan la autoctonía de los materiales triásicos no concuerdan con el hecho de que el zócalo se encuentra en este sector a varios miles de metros de profundidad.

Otro grupo de hipótesis considera que los contactos entre el Trías y los materiales que soporta, al menos en algunos puntos, son de naturaleza estratigráfica, de modo que los fenómenos diapíricos serían los responsables de la presencia del Trías en la cuenca (HOEP-PENER et al., 1964 a y b; FOUCAULT, 1966; SANZ, 1973, etc.). El análisis de las Unidades del Subbético Medio de esta transversal (véanse Hojas de Osuna y, sobre todo, Campillos) obliga a situar tal diapirismo entre Cretácico inferior y superior. De este modo, los pequeños afloramientos de materiales jurásicos (y del Cretácico inferior en otras áreas) que aparecen

ligados a los materiales triásicos podrían ser interpretados como arrastrados en el proceso diapírico de las secuencias suprayacentes. No obstante, en atención a las grandes extensiones ocupadas por los materiales triásicos en el sector occidental de la Cordillera, sería necesario invocar un fenómeno de considerables proporciones. Y dado que ni en el Subbético externo ni en el Subbético interno de esta transversal existen pruebas de diapirismo en el Cretácico, el proceso estaría circunscrito al Dominio Subbético Medio. Aún así, habida cuenta de que los materiales triásicos y su cobertera del Cretácico superior y Terciario afloran al Norte del Subbético externo y al Sur del Subbético Medio, es obligado admitir que, sea cual sea el mecanismo de superposición del Cretácico superior y Terciario sobre el Triás, el conjunto se desplazó entre el Burdigaliense y el Langhiense inferior hacia el Norte, sobre el Subbético externo y, como luego se comentará, verosímilmente también hacia el Sur.

Se ha sugerido también que los materiales triásicos forman parte de un olistostroma (PERCONIG, 1960-1962; DUPUY DE LOME, 1965; CHAPOND y RUIZ CELAA, 1969). Dicho carácter olistostrómico no se evidencia en esta región, donde lo que se observa es que el Triás soporta materiales más recientes de diversas edades. En los pocos puntos en los que el Triás se superpone a esta **cobertera** (por ejemplo en la Hoja de Campillos), parece tratarse de estructuras de tipo local, sin que sea necesario invocar la existencia de un olistostroma. Ello no quiere decir que más al Norte, en la Depresión del Guadalquivir, los materiales en cuestión no adopten dichos dispositivos.

Ya se ha aludido a la hipótesis de BOURGOIS (1978), quien, en parecidos términos, propone que todos los materiales del Triás germano-andaluz de la parte occidental de la Cordillera constituyen en realidad una **brecha poligénica de cemento yesífero**, de edad post-Neocomiense, que, a su vez, forma parte de un conjunto tectono-sedimentario, el Complejo del Guadalquivir, **mosaico anárquico formado por láminas hasta decakilométricas, de dichas brechas, de Subbético y de la Formación de arcillas con bloques**. De este modo, la Sierra del Tablón (igual que los restantes elementos subbéticos de la región) es considerada por BOURGOIS (op. cit.) un representante del sustrato de los Flyschs cretácicos, incluida en forma de klippe sedimentario en la formación de arcillas con bloques, que, a su vez, en esta posición nord-peníbética, no sería sino una lámina más del **Complejo tectono-sedimentario** del Guadalquivir. Aparte de que el concepto de **brecha poligénica de cemento yesífero** puede ser puesto en duda (véase capítulo de Estratigrafía), en cuanto al carácter anárquico del **Complejo del Guadalquivir** se puede objetar que las supuestas láminas subbéticas incluidas en el mismo se encuentran en una situación relativa perfectamente coherente con la que en el sector central de la Cordillera sirvió para subdividir la zona Subbética, hasta el punto de que ha sido posible una correlación completa, como se ha puesto de manifiesto en la descripción estratigráfica de las respectivas secuencias.

En atención a que ninguna de estas hipótesis anteriores responde satisfactoriamente a los hechos observados, CRUZ-SANJULIAN (1972, 1974, 1976a y b) postuló la existencia de una nueva unidad tectónica: el **Manto de Antequera-Osuna**. Esta unidad estaría constituida mayoritariamente por los materiales del Triás de Antequera, pero también por un Jurásico reducido, incompleto y discontinuo y una secuencia desde el Cretácico superior al Mioceno inferior. En esta interpretación, la Sierra del Tablón y los demás elementos del Subbético

Medio de la región (Hojas de Campillos y Osuna) constituyen otras tantas ventanas tectónicas antiformes sobre las que afloran los materiales triásicos. El hecho de que en tales ventanas el término más moderno reconocido en contacto con el Trías sea el Cretácico inferior (probable Aptiense, en la Sierra de los Caballos, Hoja de Campillos) supondría que el Manto de Antequera-Osuna habría invadido el Dominio Subbético Medio entre el Aptiense superior y el Albiense inferior, de modo que sobre los materiales triásicos se habrían depositado, a partir del Albiense superior, los sedimentos con facies típicamente subbéticas correspondientes a dicho Dominio. En esta hipótesis, los materiales jurásicos, muy dispersos y de pequeña extensión superficial, relacionados con el Trías, podrían representar una cobertera discontinua, reducida e incompleta, resultado de un depósito en condiciones precarias, en un dominio al Sur del Subbético Medio; por su parte los escasos afloramientos del Cretácico inferior de facies subbética, que aparecen usualmente englobados en los materiales triásicos, fueron interpretados como *virutas* incorporadas de las unidades subbéticas sobre las que se realizó la traslación. Si, en cambio, se piensa en un proceso diapírico generalizado, que da lugar a que los materiales triásicos ocupen el Dominio Subbético Medio al final del Cretácico inferior, tanto los materiales de esta edad como los materiales jurásicos ligados al Trías habrían sido incorporados a éste durante el proceso diapírico, procedentes de las unidades subbéticas. El hecho de que en el área de la Hoja hayan aparecido en esta posición materiales margosos del Jurásico, con una indudable semejanza a los términos correspondientes del Subbético Medio, apoyaría esta segunda interpretación, por cuanto es difícil pensar que dichos depósitos representen una sedimentación en condiciones precarias como la invocada más arriba.

Aún admitiendo la posibilidad de un proceso diapírico generalizado en el Cretácico, el contacto principal entre el Trías y la Formación olistostrómica en la parte Sur de la Hoja de Campillos debe ser forzosamente interpretado como el resultado de la aloctonía del primero después del Burdigaliense. Los afloramientos triásicos del borde septentrional de la Hoja de Teba constituyen, como se detalla más adelante, otros tantos olistolitos incluidos en la Formación olistostrómica que no reaparece al Norte del límite citado anteriormente.

Entre ambas etapas debió producirse, por tanto, en el Dominio Subbético Medio, la sedimentación del Cretácico superior y Terciario sobre los materiales triásicos. El hecho de que no coincidan los términos presentes en todos los afloramientos de esta cobertera puede atribuirse a la existencia de una inestabilidad en el sustrato haloclástico sobre el que se realizaba el depósito. Podría objetarse que esta inestabilidad se habría traducido en la existencia de discordancias entre los distintos términos de esta cobertera, discordancias que no han sido evidenciadas definitivamente; a ello se podría responder, a su vez, que las condiciones de observación no permiten asegurar la existencia de discordancias, pero tampoco descartar su presencia. Sin embargo, otros criterios son plenamente congruentes con tal inestabilidad, particularmente durante el Paleógeno y el Mioceno inferior; son abundantes las formaciones olistostrómicas, de modo que, incluso, en ocasiones se puede pensar en que existen olistolitos de tamaño kilométrico representados por bloques procedentes de la propia secuencia; de igual modo, han sido numerosos los puntos en los que se ha puesto de manifiesto micropaleontológicamente una resedimentación intensa de términos más antiguos. El mismo comportamiento mecánico de los materiales triásicos puede justificar el que los contactos entre éstos y los términos más recientes estén en su mayoría mecanizados

aunque, en esta interpretación, se trataría de contactos originalmente estratigráficos.

Las relaciones entre los materiales triásicos y la Formación olistostrómica deben ser analizados más detalladamente. Al Norte de Villanueva de San Juan (Hoja de Campillos), desde las proximidades de la carretera a Morón de la Frontera hasta el sector de Mezquitilla, es incuestionable que la Formación olistostrómica se hunde bajo los materiales triásicos; tal disposición no puede ser interpretada, en nuestra opinión, en el sentido de BOURGOIS (1978) que atribuye a la masa triásica el papel de una **lámina plurideca kilométrica incluida en el Complejo tectono-sedimentario del Guadalquivir**. Nos parece que no es congruente con tal hipótesis el hecho de que al Norte de este contacto, en ningún punto de las Hojas de Campillos u Osuna, los materiales triásicos se hundan bajo otras **láminas** del supuesto empilamiento tectónico. En efecto, ninguna unidad subbética se superpone sobre estos materiales triásicos y mucho menos sobre los de su cobertera cretácico-terciaria, cuya posición, como ya se ha argumentado, puede ser interpretada como el resultado de procesos sedimentarios y no necesariamente como fruto de un empilamiento tectónico. Además, los otros constituyentes del supuesto Complejo (arcillas burdigalienses, brechas olistostrómicas, silixitas y moronitas, etc.) no reaparecen tampoco al Norte del contacto en cuestión, lo que sugiere que éste es precisamente el resultado de una aproximación tectónica, si bien, verosímelmente, de tipo gravitatorio.

Por el contrario, las observaciones en áreas vecinas permiten sostener que el afloramiento de materiales triásicos del sector Cortijo de San Rafael-Peñones de Montentier, Zapapaldar, La Cañada, constituye la parte meridional de un extenso olistolito incluido en la Formación burdigaliense.

En cuanto al significado de la Formación olistostrómica, que ya ha sido comentado, se trata sin duda de un problema cuya resolución sobrepasa ampliamente los límites de esta Memoria y requiere un mayor bagaje de datos que el que suministra el área de esta Hoja. Únicamente, en suma, puede apuntarse que en su constitución intervienen materiales procedentes de varios dominios y que es alóctona.

Por lo que se refiere a la traslación sobre ella de los materiales triásicos, tuvo lugar entre el Burdigaliense, que aparece en ambas unidades, y el Tortoniense superior, que recubre en discordancia el contacto entre ellas. En la Hoja de Osuna el Langhiense inferior es posterior al desplazamiento de los materiales triásicos sobre el Subbético externo. Si tales desplazamientos fueran coetáneos, fruto quizá de una subsidencia más acentuada al N y al Sur del Subbético Medio, habría que situarlos entre el Burdigaliense terminal y el Langhiense basal, pero nada se opone a que exista una cierta metacronía.

Otras observaciones son congruentes con esta vergencia **retro** posterior al Burdigaliense; efectivamente, al Norte de El Saucejo y al Norte de los Picos de Almadenes, en la Hoja de Campillos, los materiales triásicos cobijan localmente a términos del Paleógeno y del Burdigaliense.

2.6. ESTRUCTURAS EN LOS MATERIALES DEL MIOCENO SUPERIOR

Los materiales de esta edad están por lo general deformados sólo suavemente. Son posteriores

desde luego, a las etapas principales de deformación y, en particular, a la tectónica de mantos de corrimiento.

De este modo, los buzamientos son casi siempre poco pronunciados. Ello no obsta, sin embargo, para que en algunos puntos -caso de Teba- lleguen a encontrarse estructuras más violentas que alcanzan, incluso, la inversión. DURR, HOEPPENER, HOPPE y KOCKEL (1960-1962) atribuyen estas estructuras, al SW de Ronda, a etapas tardías y, en regiones más septentrionales, a procesos de disolución de sales. PEYRE (1974) anota también que la estructura de estos materiales es tranquila excepto en la vecindad con el Triás de Antequera donde presentan buzamientos más fuertes. En el caso citado recientemente, al Norte de Teba, los conglomerados y areniscas del Mioceno superior descansan, en gran parte, sobre los materiales triásicos, lo que autoriza a atribuir a la halocinesis tales estructuras.

Puede asegurarse que el depósito de estos materiales es posterior, al menos, a una etapa distensiva (sector próximo al Tajo del Molino, en la Sierra de Teba-Peñarrubia) que, en consecuencia, sería de edad Tortonense inferior; por el contrario, en otros casos los materiales post-mantos están afectados por fallas normales que representan además nítidamente el límite de los afloramientos correspondientes (Teba, Cañete), con direcciones próximas a la NE-SW; la edad de tales estructuras es, por tanto, posterior al Messiniense. Se debe señalar que en el sector de la Sierra del Tablón-Picos Almadenes, en la Hoja de Campillos, se ha podido establecer esta edad para una importante fractura que, aparte una muy verosímil componente de desgarre, presenta un salto en vertical de 120 metros.

3. GEOMORFOLOGIA

Varias son las cuestiones geomorfológicas planteadas en la Hoja de Teba. Al margen de aspectos muy específicos, como el relativo al modelado kárstico de los materiales calizos jurásicos, cuyo análisis corresponde a otros trabajos de mayor detalle, debe aludirse en esta Memoria al problema de la morfología sobre la que se depositaron los materiales del Tortoniense superior-Messiniense, a la presencia de superficies de aplanamiento, al trazado de la red fluvial actual, especialmente en lo que se refiere al río de la Venta, y a la evolución geomorfológica reciente.

3.1. LA MORFOLOGIA PRE-TORTONIENSE SUPERIOR

Ya se ha señalado en el capítulo de Tectónica que los materiales del Tortoniense superior-Messiniense son posteriores a una etapa distensiva, de modo que fosilizan un paleorelieve en el que debían destacar netamente las elevaciones modeladas en las calizas jurásicas, como lo muestra el carácter detrítico grosero de los depósitos miocénicos en las proximidades de los elementos del Subbético Interno y el carácter predominantemente calizo (y dolomítico) de los clastos. A pesar de que la base del Mioceno está frecuentemente colgada sobre los cauces actuales, LHENAFF (1967) llega incluso a sugerir que el relieve **premolásico** era más importante que el actual, al menos en la región del Chorro, Sierra de Cártama y otros puntos.

3.2. SUPERFICIES DE APLANAMIENTO

En el área de la Hoja de Teba se identifican varias superficies de aplanamiento modeladas en materiales calizo-dolomíticos y truncando claramente las estructuras correspondientes. Las más significativas son: a) la de Llanos de Carrasco (2 km al SW del vértice Cerro del Castillón, continuada al SW de la carretera Cuevas del Becerro-Ronda, en las laderas occidentales de Colorado), la de Cañete (3,5 km al WNW de la población y en el Cerro Padrastro) y la de Ortegaícar (en la culminación de la Sierra), todas las cuales se encuentran sensiblemente a la misma cota: 950-960 metros; b) la de Teba-Peñarrubia que, tanto el NE del vértice La Camorra, como al E del Tajo del Molino, se extiende a una cota de 600 metros; c) la de Mesa Juan, en el borde sur de la Hoja, a 1000 metros aproximadamente y d) la de la cumbre de la Sierra de Alcaparaín a una cota de 1190 metros.

El actual encajamiento de la red en los materiales miocénicos (Ronda, Río de la Venta, etc.) y el hecho de que éstos no aparecen nunca nivelados por dichos aplanamientos permiten descartar que tales superficies sean Post-Messiniense; como ya se ha señalado en párrafos precedentes, el análisis de los contactos entre el Mioceno post-mantos y su sustrato, así como las características sedimentológicas del material, tampoco señalan la presencia de aplanamientos generalizados previos al Tortoniense superior. Todo parece señalar que dichas superficies están relacionadas con el nivel del mar messiniense lo que, por otra parte, sería coherente con la distribución de los afloramientos de esta edad, al menos en Cañete y Llanos de Carrasco, y con la postura de LHENAFF (op. cit.), si bien este autor establece la relación con el nivel tortoniense, por atribuir esta edad al techo de la **molasa**. Es notable el hecho de que estas superficies están interrumpidas bruscamente por **paleorelieves**; tal sucede en Teba y Llanos de Carrasco, donde las superficies de aplanamiento correspondientes están dominadas por las elevaciones de La Camorra (760 metros) y Colorado (1055 metros), respectivamente. Otro tanto debía suceder en Cañete con la cercana cumbre de

Mojón Gordo (1022 metros) y con el propio vértice de Padrastro (999 metros), aunque el encajamiento actual de la red condiciona que la elevación de Mojón Gordo aparezca desconectada de la superficie de aplanamiento.

Dada la sensible diferencia de cotas de las superficies mencionadas, es inevitable abordar el problema de sus relaciones mutuas. Parece razonable atribuir a una misma generación las superficies localizadas en Cañete, Llanos de Carrasco, Ortegícar y Mesa Juan, con una altura comprendida en todas ellas entre 950 y 1000 metros; la presencia y características de los materiales del Mioceno superior en la inmediata proximidad de la superficie de Teba sugieren que se originó también en relación con el nivel de colmatación messiniense; sin embargo, en Alcaparaín los datos son insuficientes para descartar que se trate de un aplanamiento anterior al Tortoniense superior, aún con las dificultades ya mencionadas inherentes a esta hipótesis.

Sea como sea, es obligado admitir la existencia de deformaciones de esta superficie posteriores al Messiniense; el desnivel producido por tales deformaciones entre el fragmento más septentrional (y más bajo) de Teba-Peñarrubia y el conjunto Cañete-Llanos de Carrasco-Ortegícar-Mesa Juan supera los 300 metros. Si se admite que la superficie de Alcaparaín es coetánea, representaría un nuevo jalón, el más meridional, elevado sobre el anterior algo más de 100 metros. Aparte el verosínil basculamiento del conjunto, resulta sugestivo relacionar estos hechos con la identificación, en la Hoja de Campillos, de fracturas post-messinienses con salto en vertical superior al centenar de metros, aunque en el área de la Hoja de Teba ningún otro argumento permite testificar su presencia. El marco se completa con datos de LHENAFF (1967) quien apunta la posibilidad de que más al Sur exista un basculamiento post-mioceno hacia el Sur, desde el Chorro hasta la Hoya de Málaga. El eje de máximo levantamiento post-messiniense se situaría, en consecuencia, en la alineación de la Sierra de Alcaparaín.

Estos hechos, en suma, ponen de relieve la importancia de la tectónica post-messiniense a la que LHENAFF (op. cit.) achaca un papel fundamental en el condicionamiento del trazado de la red fluvial del río Guadalhorce.

3.3. TRAZADO EPIGENICO DEL RIO DE LA VENTA

Otros argumentos, además de las estructuras observadas en los materiales del Mioceno superior, apuntan la existencia de deformaciones post-messinienses. En efecto, el curso del río de la Venta es netamente epigénico al cortar transversalmente la estructura de la Sierra de Teba-Peñarrubia en el pronunciado encajamiento del Tajo del Molino. La superposición en los materiales miocénicos debió realizarse en consonancia con una estructuración de los mismos basculada hacia el Sur, en dirección al drenaje actual hacia el río Guadateba.

3.4. EVOLUCIÓN GEOMORFOLOGICA RECIENTE

Algunos rasgos de interés de la evolución geomorfológica reciente se reflejan en la existencia en el área de la Hoja de Teba de varios niveles de terrazas y de diferentes formaciones travertínicas cuya datación ha permitido cuantificar, con jalones cronológicos precisos, la

velocidad de encajamiento de la red en algunos sectores de la Hoja.

3.4.1. El sistema de terrazas aluviales

En el tercio oriental de la Hoja de Teba existen varios afloramientos de terrazas aluviales colgados sobre la red actual: entre Ortegícar y Lentejuela, al Sur de la Sierra de Teba, en el borde centrooriental de la Hoja (carretera Teba-Ardales, al NE del Cerro Conde) y a lo largo del río Turón, en el extremo sur-oriental de la Hoja.

Para abordar el problema de la sistematización de estos niveles, es conveniente complementar los datos procedentes del área de la Hoja con los obtenidos por LHENAFF (1981) en una región más amplia, concretamente en el conjunto del valle del Guadalhorce. El mencionado autor distingue, aguas arriba de El Chorro, cuatro niveles de terrazas.

El primero de ellos corresponde a la **terrazza alta** (nivel IV, post-Villafranquiense), colgada unos 100 metros sobre el cauce actual, con clastos bien rodados, bloques y débil encostramiento; al Este de Ardales, fuera del área de la Hoja de Teba, estaría sensiblemente más baja (60-70 m) aunque con características coincidentes. A este nivel serían atribuibles los afloramientos de la carretera Teba-Ardales en el sector de Cortijo Nuevo y los del borde oriental de la Hoja, al Sur de la Sierra de Peñarrubia, ya descritos en el capítulo de Estratigrafía.

El nivel III (Riss) estaría representado, siempre según LHENAFF (op. cit.) por un glacis-terrazza, con material crioclástico abundante que no aflora en la Hoja de Teba sino únicamente en Gobantes y al E de Ardales.

El nivel II (Würm) corresponde a la terraza media, situada 15 ó 20 metros sobre el cauce actual, como se observa al Sur de Teba, al N de Ardales y en el sector del embalse del Castillo Turón.

Finalmente, a 2 metros sobre el cauce actual, se encuentra la terraza baja limosa (nivel I), contemporánea y reciente.

Este conjunto de terrazas refleja la sucesión de períodos fríos, en los que se realizaría la acumulación, y períodos más cálidos que condicionarían las fases de excavación. El primer encajamiento, hasta el muro de la terraza superior, se desarrollaría a partir de la superficie pliocena, identificada por LHENAFF (1967) en la región de Antequera. La última excavación, asociada también a una alternativa climática más cálida y húmeda, se prolongó hasta la base de los rellenos recientes, de espesor desconocido.

3.4.2. Evolución geomorfológica reciente a la luz del estudio de las formaciones travertínicas.

En la Hoja de Teba existen varias formaciones travertínicas que ya han sido reseñadas en el capítulo de Estratigrafía. De ellas, tan sólo el afloramiento situado en la margen izquierda del río de la Venta, al sur de la Sierra de Teba, tiene unas dimensiones modestas; en todos los demás, la superficie es próxima al kilómetro cuadrado, valor que llega a superarse ampliamente en la Estación de Cañete, al O de la Sierra del mismo nombre.

Las formaciones estudiadas se encuentran disectadas por la red actual; el encajamiento es pequeño en el río de la Venta, pero, por el contrario, es muy pronunciado en otros casos: de ellos el más notable es el de La Mesa, en donde el techo de la formación travertínica está a más de 100 metros sobre el cauce del río Guadateba (en este punto, río de las Cuevas).

Todos los travertinos aparecen ligados (no siempre en contacto) a afloramientos de calizas jurásicas de distintas unidades subbéticas y precisamente en las proximidades de las zonas de descarga de los acuíferos correspondientes; este hecho permitió suponer la verosímil relación entre el origen de los travertinos y el funcionamiento de dichos acuíferos (CRUZ-SANJULIAN, 1974). En consecuencia, se consideró que la datación de los travertinos permitiría reconstruir la evolución hidrogeológica reciente en esta región, al tiempo que aportaría una valiosa información relativa a algunos aspectos de la evolución morfológica del mismo sector. Los datos al respecto han sido recogidos en un trabajo sobre el particular (CRUZ-SANJULIAN, 1981), del que aquí sólo se presenta un resumen.

Al W de la Sierra de Cañete, en el sector de la Estación de dicha localidad se localiza una extensa llanura a una cota aproximada de 670 m, construida sobre materiales travertínicos con una potencia próxima al centenar de metros. En el borde oriental del afloramiento la formación travertínica parece apoyarse sobre los materiales jurásicos de la Sierra de Cañete, si bien el contacto está enmascarado por derrubios actuales; precisamente al pie de éstos surgen importantes manantiales que drenan el sistema acuífero ligado a las calizas y dolomías de la secuencia de Cañete.

La localidad de Cuevas del Becerro está edificada sobre una plataforma de travertino a una cota aproximada de 730 metros. Su potencia es de 30 a 40 metros y en ellas existen, junto a finas capas travertínicas, arcillas rojas y verdes, delgados niveles carbonosos y pasadas francamente detríticas. En el borde sur del afloramiento, en el contacto con las calizas jurásicas del Castillón, surge el manantial del Carrizal. La formación travertínica está netamente disectada al N por el arroyo de las Cuevas, afluente del río Guadateba, que discurre en ese sector a una cota de 680 metros aproximadamente; en el sector NW del afloramiento, sin embargo, la pared del cauce está construida en la propia formación travertínica.

El afloramiento de La Mesa es el que resulta más significativo dadas sus peculiaridades. La superficie del travertino constituye una plataforma de extensión limitada, a una cota aproximada de 710 metros, aunque culmina a una cota superior (728 m). La profunda disección de la formación travertínica ha dado lugar a un **relieve invertido**: el río de las Cuevas discurre al N del afloramiento, con una marcada pendiente, entre 600 y 520 metros de cota, mientras que el muro de la formación travertínica se encuentra a unos 680-690 metros. Las calizas jurásicas se encuentran en este sector a una cota de 650 metros, casi 50 m por debajo del muro de la formación travertínica. Sin embargo, aún siendo éste el punto de menor cota del borde del afloramiento calizo de Colorado-Juan Durán, no existe en él manantial alguno; por el contrario, el manantial de Cañameros, cuyo elevado caudal evidencia drenar una amplia superficie de acuífero calizo, surge sorprendentemente en niveles de **capas rojas**, ya que debe proceder, a favor probablemente de una fractura, de las calizas jurásicas que deben encontrarse muy próximas a la superficie.

El afloramiento de Serrato está situado al ESE del anterior y, como él, constituye un **relieve invertido**, al coronar, a una cota de 660 metros, la colina en cuya ladera nororiental está situado el pueblo de Serrato. El río Serrato está encajado al E del afloramiento y el río de las Cuevas al N del mismo, ambos en cotas comprendidas entre 500 y 540 metros. La potencia máxima observable de esta formación es del orden de 50 metros; la base de la formación está situada a una cota de 610-630 metros en el borde occidental del afloramiento y a una cota bastante menor en el borde nororiental (aproximadamente 580 m). Tampoco en este caso la formación está directamente relacionada con afloramientos de calizas jurásicas, ni con manantial alguno ligado a estas últimas, aunque unos centenares de metros al Norte existe un pequeño afloramiento de calizas jurásicas, supuestamente prolongado en profundidad, y situado a cotas comprendidas entre 660 y 700 m, más altas, por tanto, que las que corresponden al conjunto de la formación travertínica de Serrato. Por otra parte, varias observaciones (topografía indecisa en algunos puntos, cambios importantes en la dirección del drenaje, etc.) sugieren la existencia de recientes modificaciones de la red fluvial en este sector. Dicho afloramiento calizo puede ser interpretado, por razones que se exponen más adelante, como la sede de una antigua surgencia.

El afloramiento del río de la Venta está situado a lo largo de la margen izquierda de dicho río, al Sur de la Sierra de Teba, entre el Tajo del Molino y la confluencia con el río Guadateba. La longitud del afloramiento es de 1 kilómetro aproximadamente y su anchura del orden del centenar de metros, limitada por el río y los afloramientos más escarpados de la **terrazza media**, sobre la que, lateralmente, reposa el travertino, con una potencia de 2 a 4 metros.

Numerosas observaciones en ámbitos geográficos diversos coinciden en señalar que la acumulación de travertinos en terrenos calizos, así como el depósito de otros espeleotemas, se realiza en períodos climáticos cálidos (y relativamente secos) o, en todo caso, por hacer referencia concreta al Cuaternario, en interestadios templados interglaciales. Habida cuenta de la relación genética de los depósitos travertínicos con las zonas de surgencia de los acuíferos cársticos, aquéllos pueden ser interpretados como surgencias **fósiles**; es evidente, entonces, que su datación permitiría disponer de jalones cronológicos precisos de la posición de los niveles freáticos y, en consecuencia, de los niveles de base sucesivos: en suma, de la evolución geomorfológica correspondiente.

Con este objeto se han datado, por el método del ^{14}C , las cinco formaciones travertínicas de la Hoja de Teba. El depósito de tales materiales tuvo lugar, a la vista de los resultados obtenidos, durante sendos episodios cálidos (o en todo caso interestadios templados) del Pleistoceno y Holoceno.

La formación del río de la Venta tiene una edad de 8.872 ± 151 años B.P., de modo que debe ser atribuida al Holoceno; el comienzo del depósito corresponde a la etapa Preboreal (inmediatamente postglacial), aunque ha podido continuar durante la etapa Boreal y Atlántica (**Óptimo climático**). En este sector del río de la Venta se pone de manifiesto un ligero encajamiento de la red a lo largo del Holoceno, con una tasa media de excavación de 0,5 mm/año. El travertino descansa sobre una terraza (nivel medio, de LHENAFF) y entre ambos depósitos medió una fase de excavación; ello permite sugerir una edad pleistocena para aquélla (en todo caso pre-holocena).

Las otras cuatro formaciones travertínicas son atribuibles al Pleistoceno superior (Weichseliense=Würm en la terminología alpina). Sus edades permiten situar el origen de la formación de Serrato (13.693 ± 315 años B.P.) en el Weichseliense terminal, mientras que las formaciones de Cuevas del Becerro y La Mesa (26.005 ± 1.244 y 27.999 ± 1.056 años B.P., respectivamente) y la de la Estación de Cañete la Real (35.969 ± 2.188 años B.P.) deben ser atribuidas a sendos interestadios del Weichseliense medio.

En el sector de la Estación de Cañete resulta que el valor máximo de la tasa media de excavación del río Corbones en los últimos 35.000 años es de 4 mm/año, valor probablemente exagerado.

En el sector Cuevas del Becerro-La Mesa-Serrato se evidencia una rápida evolución reciente que ha introducido profundas modificaciones morfológicas e hidrogeológicas. Se puede aceptar que las formaciones de Cuevas del Becerro y La Mesa son coetáneas y probablemente ligadas a la zona de descarga del acuífero calizo de Castellones-Juan Durán, a una cota similar en ambos casos de 730-740 m, hace 28.000 años, aproximadamente. Mientras en el sector de Cuevas el encajamiento ha sido pequeño (1 mm/año), el encajamiento progresivo de la red en el sector de La Mesa ha supuesto la consiguiente modificación del nivel de base del citado acuífero. Hace 13.500-14.000 años, el drenaje se realizaba, en el sector de Serrato, a una cota de 660-670 m., época en la cual se depositó la formación de Serrato. Una nueva fase erosiva desplazó la zona de descarga hasta su situación actual en el manantial de Cañameros (540 m). Ello supone una velocidad media de encajamiento de la red de 7,5 mm/año en la primera etapa y de 8,7 mm/año en la segunda. Entre otros efectos, esta evolución ha dado lugar a los notables **relieves invertidos** de La Mesa y Serrato.

A la vista de los anteriores resultados es necesario reconsiderar cuidadosamente las cuestiones relativas a la edad de los procesos que han originado los rasgos morfológicos principales del relieve actual. Es un hecho generalmente admitido que en el ámbito de la Cordillera Bética buena parte de la morfología actual data del Plioceno y Pleistoceno. Aún aceptando dicha afirmación, no se puede descartar que en algunos sectores ha podido existir una importante evolución reciente en el Pleistoceno medio y/o terminal e, incluso, en el Holoceno, con decisiva influencia en el relieve y en el condicionamiento hidrogeológico. No se descarta la posible incidencia en dicha evolución de la actividad neotectónica, si bien no se pueden aportar otros argumentos que permitan asegurarlo en este caso. No obstante, no será ocioso señalar que, en coincidencia con esta hipótesis, LHENAFF (1981, pg. 422) sugiere que el hundimiento de la llanura de Antequera es de edad post-Villafranquiense.

4. HISTORIA GEOLOGICA

Las cuestiones relativas a las Zonas Internas y Zonas Externas deben ser tratadas separadamente, habida cuenta su evolución independiente, al menos hasta el Mioceno.

La información que aporta el área de la Hoja sobre las Zonas Internas es muy fragmentaria, lo que obliga a tratarlas con brevedad, máxime si se tiene en cuenta que son escasas las referencias cronológicas precisas al respecto y que los problemas implicados representan nada menos que una parte considerable de la controvertida evolución general de la Cordillera Bética.

Dadas las dudas acerca de la existencia del Paleozoico en la unidad alpujárride de Casares, tales materiales sólo están representados con seguridad en la secuencia maláguide. El análisis de esta última pone de manifiesto una discordancia hercínica en la base de los materiales asimilables al Carbonífero inferior-medio del **Conglomerado de Marbella**, así como el carácter discordante del Permotrías. Nuevas deformaciones deben ser situadas entre el Jurásico s.l. y el Oligoceno, en atención a la existencia de una discordancia angular neta, localizada en la base de los materiales de la **Formación del Pantano de Andrade**.

La estructura de la Unidad de Nieves es anterior a la brecha de la Nava, de edad probablemente oligocena. Los fenómenos epimetamórficos en la Unidad de Capellán son, evidentemente, posteriores al Lías y anteriores al Oligoceno discordante; fuera del área de la Hoja llegan a identificarse hasta tres fases de plegamiento anteriores al Oligoceno de la brecha de la Nava. En cuanto al metamorfismo en la unidad alpujárride de Casares, debe situarse entre el Trías y el Oligoceno, sin que pueda asegurarse definitivamente que sea coetáneo del anterior.

La estructuración en mantos de la Sierra de Alcaparaín es anterior al Burdigaliense; la implicación de la Brecha de la Nava en tales estructuras, no claramente establecida en la Hoja de Teba, permitiría considerarla post-Oligoceno, si se admite dicha edad para la formación brechoide.

Los materiales más antiguos identificados en las Zonas Externas son los pertenecientes al Trías. Los materiales triásicos haloclásticos, que representan al Buntsandstein y el Keuper, evidencian un ambiente de depósito laguno-continental de clima árido, mientras que los materiales calizo-dolomíticos atribuibles al Muschelkalk corresponden a un episodio de depósito marino submareal muy somero a intermareal inferior. Las rocas volcánicas y subvolcánicas incluidas en los materiales triásicos aseguran la existencia de fracturas de esta edad que parecen ser la manifestación de una tectónica distensiva. A pesar de que los materiales triásicos sólo aparecen en la Unidad de Cañete y en un punto del borde meridional de la Hoja bajo los materiales jurásicos del Subbético Interno, de modo que no están representados en la base de la secuencia del Subbético Medio de la Sierra del Tablón, todo hace suponer que las mismas condiciones paleogeográficas serán extrapolables a tales dominios.

De este modo, los depósitos del Lías inferior de la Sierra del Tablón, del Subbético Interno y del Subbético Ultrainterno son el resultado de una transgresión que condiciona la implantación de un régimen marino generalizado en toda la zona subbética. A partir del Lías medio

se produce en la zona subbética una individualización de dominios paleogeográficos que se traducen en diferencias apreciables en las secuencias estratigráficas correspondientes: mientras en el Subbético Externo e Interno continúa el depósito de calizas, en los Dominios Subbético Medio y Ultrainterno se acumulan espesores importantes de sedimentos margosos. Esta individualización está relacionada con una situación distensiva, entre cuyos efectos, bien conocidos en otros sectores de la zona subbética, aunque no hay pruebas definitivas de los mismos en la Hoja de Teba, se cuentan la existencia de rocas volcánicas intercaladas entre los materiales de esta edad, brechas intraformacionales, slumping, etc.

Las facies margosas pelágicas, del Lías superior relativamente más profundas, aparecen precozmente en la Sierra del Tablón (Domeriense), lo que constituye precisamente uno de los criterios de atribución de dicha Unidad al Subbético Medio meridional.

Mientras estas condiciones se mantienen en la Sierra del Tablón a lo largo del Dogger y el Malm, incluso con depósitos de posible mayor profundidad, en el Dominio Subbético Interno la sedimentación a lo largo del Jurásico evidencia un medio relativamente somero, lo que implica una notable subsidencia con ligeras variaciones locales. En el Jurásico terminal las condiciones de depósito se hacen más precarias, con desarrollo de varios **hard ground** que parecen anunciar la importante interrupción sedimentaria que se inicia a partir del Tithónico superior en unos puntos y del Berriasiense en otros.

En las Sierras de Cañete, Blanquilla y Mollina el depósito de una potente formación dolomítica y caliza se mantiene hasta el Toarciense superior, a partir del cual predominan, con ciertas recurrencias, los episodios margosos en el resto del Jurásico.

Las condiciones de observación en las secuencias subbéticas de la Hoja no permiten reconstruir la evolución de la región durante el Cretácico inferior; en el Dominio Subbético Interno, exceptuando los términos albocenomanienses, sobre los niveles calizos del Jurásico superior-Berriasiense descansan directamente los materiales del Cretácico superior. Tan sólo en la ventana de Cañete la Real se han datado el Berriasiense, Valanginiense y Hauteriviense en margocalizas rojas de escasa potencia que no permiten extraer conclusiones de tipo general. Todo parece indicar que la precariedad de las condiciones de depósito evidenciadas en el Jurásico terminal se han visto agudizadas durante la mayor parte del Cretácico inferior. La superficie karstificada en el contacto Jurásico-Cretácico en otros sectores ha sido interpretada como el resultado de una karstificación submarina (CHAUVE, DIDON y PEYRE, 1968).

En Sierra Blanquilla existen, por el contrario, brechas discordantes atribuibles al Cretácico inferior, lo que evidenciaría la existencia de deformaciones en el límite Jurásico-Neocomiense. Sobre dichas brechas aparecen margas, con niveles de microbrecha de *Aptychus*, que parecen apuntar hacia la homogeneización en las condiciones batimétricas establecidas en la mayor parte del Subbético, salvo en el Dominio Interno.

Son numerosos los autores que sitúan una etapa orogénica relativamente importante al final del Cretácico inferior en la Cordillera Bética: desde STAUB (1926) y FALLOT (1948), hasta los trabajos más recientes de VERA (1966), GARCIA-DUEÑAS (1969), MAUTHE (1971) y el propio autor de esta Memoria. Todavía es más abundante la documentación que hace referencia

a dicha tectónica en el Norte de Africa y el resto del ámbito mediterráneo: LESSARD (1955), LEIKINE y MAGNE (1966), LEIKINE (1969), OBERT (1974), ARGYRIADIS (1974), etc. Las observaciones relativas al contacto Jurásico -**capas rojas**, analizadas en un capítulo anterior, así como otros datos de la Hoja de Osuna, sugieren tal posibilidad (cf. DURR et al., 1960-1962, CRUZ-SANJULIAN, 1974). Por otra parte, en conexión con esta etapa orogénica, cabría situar la invasión, en el Aptiense superior-Albiense inferior, del Dominio Subbético Medio por los materiales triásicos, probablemente en virtud de un proceso diapírico generalizado, como los que se han sugerido en el Norte de Africa. La presencia de los materiales triásicos en la cuenca en este lapso parece demostrada en el Norte de Africa (LESSARD, 1955; LEIKINE, 1969, etc.) y muy probable en la Cordillera Bética (cf. CRUZ-SANJULIAN, 1974).

Las **capas rojas** del Subbético Interno muestran una secuencia bastante monótona entre el Albiense superior y el Eoceno, lo que podría prolongarse hasta el Oligoceno-Aquitaniense, a juzgar por los datos de PEYRE (1974) de zonas próximas. En todo este lapso predomina la sedimentación margosa pelágica, con presencia de sílex en el Cenomaniense. Sólo se puede añadir la presencia de pliegues de slumping en los materiales del Coniaciense superior-Santoniense inferior.

Hay que recordar que en otros sectores existen pruebas de una fase tectónica eocena a la que algunos autores, como PAQUET (1974), conceden gran importancia, invocando incluso una etapa de acercamiento entre lo que hoy son Zonas Internas y Externas.

En la Hoja están representados materiales del Mioceno inferior de muy diversa filiación.

En primer lugar, la Formación del Pantano de Andrade, del Oligoceno terminal-Aquitaniense, reposa discordantemente sobre el Maláguide, de cuyos materiales jurásicos incluye klippen sedimentarios. Probablemente esta formación preludia una importante etapa de traslación del edificio bético.

El Aquitaniense está representado también en las unidades numídicas e infranumídicas, en las que corona una secuencia paleógena, cuyos episodios turbidíticos indican una creciente inestabilidad. La presencia de aportes de materiales paleozoicos en algunos niveles sugieren la proximidad de las unidades béticas.

Por otra parte, son de edad Burdigaliense las formaciones de moronitas y silixita y las arcillas de la Formación olistostromica en la que aquéllas están incluidas. Tanto en uno como en otro caso, la aloctonía de esta última traslada el problema de la reconstrucción histórica de los acontecimientos a dos dominios de los que la información adicional de que se dispone en el área de la Hoja es muy escasa. Por lo que a la presencia de silixita se refiere, algunos hechos permiten pensar en una posible actividad volcánica de esta edad. En cuanto a la Formación olistostromica en conjunto, es inevitable el relacionarla con la proximidad de las unidades con Flysch del Campo de Gibraltar, ampliamente representadas en ella, pero existen también aportes verosímilmente de las Zonas Internas y del Subbético. Se trata de una formación tectono-sedimentaria, pero es difícil precisar la importancia relativa de los procesos que intervienen en su constitución. En principio, a la vista de la información disponible, puede representar una acumulación originada en el límite entre Zonas Internas y Zonas Externas, posteriormente expulsada hacia el Norte.

Esta traslación es, naturalmente, intra o post-Burdigaliense y pre-Tortonense superior. BOURGOIS (1978) se inclina por considerar que el Complejo del Guadalquivir es Helveciense y que cabalga sobre el Tortonense inferior de la antifosa del Guadalquivir; ahora bien, en esta interpretación se considera que los materiales triásicos al Norte de Villanueva de San Juan (Hoja de Campillos) constituyen un klippe sedimentario de dicho Complejo. Si, por el contrario, se acepta, como es nuestra opinión, que dichos materiales triásicos son alóctonos sobre la formación olistostrómica que aflora bajo ellos, habría que pensar en dos etapas de traslación. La primera, de vergencia Norte, probablemente Burdigaliense superior o Langhiense inferior, correspondería al desplazamiento de la Formación olistostrómica. Una segunda etapa, de vergencia opuesta, superpondría los materiales triásicos sobre aquélla.

Resulta coherente asociar con la etapa de vergencia Norte el solapamiento de las Zonas Internas sobre la Formación olistostrómica en el borde suroriental de la Hoja. De este modo se habrían adquirido los rasgos fundamentales de la disposición estructural de las unidades empiladas.

A lo largo del Mioceno inferior y medio se suceden las etapas de compresión que dan lugar a la estructura definitiva.

Antes del depósito del Tortonense superior tuvieron lugar episodios distensivos y desarrollo de fallas de componente direccional. La referida transgresión fue precedida de una erosión subaérea que dió lugar a un relieve sensiblemente diferenciado.

El depósito continúa durante el Messiniense, de modo que la regresión se produce como consecuencia de un levantamiento del conjunto. El carácter detrítico de buena parte del Tortonense superior y Messiniense evidencia el inicio de la degradación de los relieves adquiridos en las etapas orogénicas anteriores. Los buzamientos que se aprecian en estos materiales prueban que han estado sometidos a deformaciones posteriores a su depósito aunque al menos las violentas estructuras del borde nordoriental de la Hoja deben ser achacadas a la halocinesis de los materiales triásicos infrayacentes. También es posterior a dicho depósito al menos una etapa distensiva, probablemente con componente direccional y un verosímil abombamiento, con el eje de máxima elevación situado en la alineación de Alcaparaín, que afecta a superficies de aplanamiento edificadas en relación con el nivel de colmatación messiniense.

La sucesión de episodios climáticos fríos y cálidos durante el Cuaternario ha dado lugar a un sistema de terrazas en el que se identifican en la Hoja de Teba hasta tres niveles. Por otra parte, durante los episodios cálidos se acumularon formaciones travertínicas algunas de las cuales están notablemente disectadas por la red fluvial. Su datación ha permitido estimar la velocidad de encajamiento de la red que resulta ser superior a 5 mm/año en algunos sectores para el Pleistoceno superior y Holoceno. Ello pone de relieve la importancia de los procesos recientes en el condicionamiento del relieve actual, sin que pueda descartarse la influencia de la actividad neotectónica.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. CANTERAS

Son escasas las explotaciones en cantera en el área de la Hoja. Se limitan al aprovechamiento de las dolomías de Cañete, fundamentalmente para el firme de carreteras, en la ladera nororiental de Mojón Gordo y en la carretera de Cañete a Almargen.

Se encuentran abandonadas las labores de extracción de yeso, generalmente modestas, en varios puntos. Es digna de resaltar la antigua cantera existente al WNW de Lentejuela, en las inmediaciones del Cortijo de La Salina.

5.2. HIDROGEOLOGIA

El interés hidrogeológico de la Hoja de Teba se centra en los materiales del Tortonense superior-Messiniense y en las calizas y dolomías del Jurásico subbético.

En cuanto a los materiales del Mioceno, únicamente merecen atención, dada su superficie, los del borde suroccidental de la Hoja. El drenaje se realiza en este área hacia la red del río Trejo; aún a pesar del notable encajamiento de éste, son de esperar unas reservas apreciables. Si bien en la zona de Ronda son numerosos los sondeos que explotan este acuífero, en el área de la Hoja los aprovechamientos están prácticamente limitados a la captación de manantiales diseminados de caudales modestos que deben representar el drenaje parcial de compartimentos limitados por niveles impermeables. En efecto, la secuencia estratigráfica de estos materiales sugiere que la permeabilidad en conjunto no debe ser muy elevada y deben existir varios niveles confinados por los tramos menos detríticos.

En cuanto a los materiales jurásicos, únicamente los de la Sierra del Tablón presentan características desfavorables, pues predominan en dicha secuencia las calizas margosas muy poco karstificadas. Por el contrario, el grado de karstificación es apreciable en los demás elementos subbéticos, de modo que entre ellos pueden distinguirse varios sistemas de importancia desigual.

En primer lugar, existen algunos elementos en los que es reducida la superficie de afloramiento de materiales calizos; entre ellos los más importantes son los de Sierra Blanquilla y Lentejuela. En ambos casos, el drenaje se realiza por manantiales de moderada importancia: en Sierra Blanquilla por el extremo nororiental, en el borde de los afloramientos dolomíticos, y en Lentejuela por los manantiales situados en el frente septentrional de la masa caliza: Fuente del Pilarejo, Fuente del Alamo y, sobre todo, por el manantial que aprovecha el Cortijo de Castilla.

En el sistema de Teba, el único manantial de importancia está situado en el borde meridional de las calizas de la alineación de Sierra de Peñarrubia, en el extremo del Tajo del Molino: se trata de un manantial termal (Fuente Tolox, 25°C) con un caudal medio de varias decenas de litros/segundo. Sus características sugieren que representa también el drenaje del sector de Teba a través de una circulación compleja.

Mayor atención merecen, sin duda, los sistemas de Cañete y Llanos de Carrasco-Colorado-Juan Durán.

En efecto, los bordes de la Sierra de Cañete están jalonados por numerosos manantiales de los que los más importantes se encuentran en el borde septentrional, a lo largo del borde occidental, sobre todo en el sector de la Estación, y en el borde oriental, inmediatamente al Sur de la población de Cañete. En un trabajo anterior (CRUZ-SANJULIAN, 1976c) se estima que el caudal medio de los manantiales del sistema es del orden de 400 l/s, de los que aproximadamente tres cuartas partes son aportados por una decena de manantiales. A ello habría que añadir la muy probable recarga subterránea de los materiales aluviales del sector de Almargen, al Norte de la unidad, y la circulación hacia los materiales del Mioceno superior del borde sur de la misma. De hecho, el manantial de Fuente Grande, en Alcalá del Valle, parece estar ligado al afloramiento del Castillón, cuyos materiales son atribuibles a la Unidad de Cañete, de la que representarían una prolongación descolante sobre los afloramientos miocénicos que la rodean. Debe de señalarse también el carácter termal de algunos manantiales del borde oriental, de los que el más notable es el de Fuencaiente; estas surgencias parecen relacionadas con los afloramientos de calizas del Subbético Interno de la ventana de Cañete; la extraordinariamente complicada estructura en ese sector concreto se presta a toda suerte de conjeturas, pero en cualquier caso parece confirmar la conexión hidráulica -esto es, la continuidad- de los materiales calizos y, con ellos, el carácter de ventana tectónica que se le asigna. La interpretación que se ha facilitado en el capítulo de Tectónica respecto a la posición estructural de la Unidad de Cañete implica que el acuífero debe estar confinado, al menos en el borde occidental y en buena parte del borde nororiental. Sus condiciones, en suma, parecen favorables para intentar una mejor regulación de sus interesantes recursos.

En cuanto al sistema Llanos de Carrasco-Colorado-Juan Durán, ofrece también ciertas peculiaridades dignas de comentario. En primer lugar, el único manantial de relevancia ligado directamente a los materiales calizos es el del Carrizal, que surge en las inmediaciones de Cuevas del Becerro, en el contacto de las calizas de Castillón con el travertino descrito en su momento. Su caudal, con ser considerable (algunas decenas de litros/segundo), no parece representar el drenaje principal de la unidad. Sin embargo, unos dos kilómetros al NE del borde calizo de Juan Durán, no lejos del cauce del río de las Cuevas, existe un importante manantial, el de Cañameros, con un caudal estimado en varios centenares de litros/segundo, que, sorprendentemente, surge en **capas rojas**. Como ya se adelantó en el capítulo de Geomorfología, al tratar de las formaciones travertínicas, es obligado admitir que este manantial representa el drenaje de buena parte de la unidad, incluso de su prolongación al Sur de la Hoja de Teba, si bien en este último sector existe también un manantial importante que surge en los materiales miocénicos de Arriate, muy cerca del contacto con las calizas. Al margen de esta circunstancia, el manantial de Cañameros obliga a invocar la presencia del material acuífero -las calizas subbéticas- muy cerca de la superficie, lo que implica, a su vez, la continuidad y proximidad a ésta de la estructura de Colorado-Juan Durán, a pesar de que la presencia de **capas rojas** y de materiales alóctonos de las Unidades con Flysch pudiera sugerir lo contrario.

Las características hidrogeológicas de Ortegícar conducen a muy parecidas conclusiones. En efecto, a pesar de la considerable superficie de afloramientos calizos y de la notable karstificación, no existen en los bordes de la unidad manantiales dignos de consideración, salvo pequeñas surgencias de exiguo caudal. Sin embargo, el profundo encajamiento del arroyo

de Palomeras, unos 3,5 km al Sur de Serrato, exhuma, al pie de la ladera occidental de Cerro Maestre, aguas arriba del Cortijo del Barranco, un minúsculo afloramiento de calizas del Jurásico superior, cuyo tamaño (apenas unos centenares de metros cuadrados) lo hace difícilmente representable a escala 1:50.000. En este pequeño afloramiento, que aparece entre extensas masas de capas rojas, surge un manantial con un caudal de varias decenas de litros/segundo. Es obvio que este manantial requiere una superficie de recarga muy superior a la del propio afloramiento. Descartado el sistema de Colorado-Juan Durán, tampoco parecen suficientes los afloramientos calizos de la alineación Cerro del Enebral, situado al ESE. El carácter cabalgante de las calizas de Mesa Juan, en el borde sur de la Hoja, obliga igualmente a buscar otra interpretación, que sólo resulta coherente si se relaciona dicho manantial con Ortégicar, con cuya estructura aparece de algún modo alineado. La cota del manantial (580 metros, aproximadamente) es congruente con esta hipótesis, habida cuenta que el contacto de las calizas de Ortégicar se encuentra en su borde suroccidental a cotas comprendidas entre 650 y 850 metros, aproximadamente.

La existencia de pequeños afloramientos de calizas jurásicas diseminados entre Ortégicar y Mesa Juan parece así cuestionar la aparente discontinuidad de los afloramientos del Subbético Interno sugerida por la cartografía, en la que se advierten amplias estructuras sinformes, ocupadas por capas rojas y unidades con Flysch alóctonas, que separan netamente pequeñas elevaciones de los antiformes jurásicos relativamente distantes entre sí.

6. BIBLIOGRAFIA

- ALASTRUE, E. (1945). *Nota sobre la estructura de la Sierra de Algámitas (Sevilla)*. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., XLIII, pp. 95-96.
- ALASTRUE, E. y HERNANDEZ DE GARNICA; J.M. (1947). *La estructura de la Sierra del Tablón (prov. de Sevilla)*. Not. Com. I.G.M.E., 17, pp. 131-151.
- ARGYRIADIS, I. (1974). *Sur l'orogénèse mésogéenne des temps crétacés*. Rev. Géogr. Phys. Géol. dyn., (2), XVI, 1, pp. 23-60.
- BLUMENTHAL, M. (1927a). *Zur Bauplan betischer und penibetischer Decken im Norden der Provinz Málaga*. Geol. Rundsch., XVIII, pp. 37-45.
- BLUMENTHAL, M. (1927b). *Versuch einer tektonischen Gliederung der betischen Cordilleren von Central- und Südwest-Andalusien*. Ecl. geol. Helv., XX, n° 4, pp. 487-532, 1 fig., 1 plano.
- BLUMENTHAL, M. (1928). *Sur le dispositif des nappes de recouvrement de la Serranía de Ronda (Andalousie)*. Ecl. geol. Helv., XXI, n° 2, pp. 358-363.
- BLUMENTHAL, M. (1930). *Sur les rapports des zones subbétique et pénibétique à l' hauteur d' Archidona-Alfarnate (prov. de Malaga et Grenade)*. C. R. Ac. Sc. Paris, t. 191, pp. 1018-1020.
- BLUMENTHAL, M. (1931). *Géologie des chaînes pénibétiques et subbétiques entre Antequera et Loja et des zones limitrophes (Andalousie)*. B.S.G.F., (5), 1, pp. 23-94.
- BLUMENTHAL, M. (1933a). *Sur les relations tectoniques entre les zones bétique, pénibétique et subbétique du SW de l' Andalousie*. C. R. Ac. Sc., Paris, t. 197, pp. 1138-1139.
- BLUMENTHAL, M. (1933b). *Sur l' autochtonie du pénibétique dans la province de Cadix (Andalousie)*. C.R. Ac. Sc. Paris, t. 197, pp. 1668-1670.
- BLUMENTHAL, M. (1933c). *Geologie der Berge um Ronda*. Ecl. geol. Helv. XXVI, pp. 43-92.
- BLUMENTHAL, M. (1934). *Die Grenzverhältnisse zwischen sub und penibetischer zones im Grenzgebiet der Provinzen Málaga, Sevilla und Cádiz (Strecke Almargen-Olvera)*. Ecl. Geol. Helv., XXVII, pp. 147-180.
- BLUMENTHAL, M. (1949). *Estudio geológico de las cadenas costeras al Oeste de Málaga entre el río Guadalhorce y el río Verde*. Bol. Inst. Geol. Min., LXII, pp. 11-203.
- BOURGOIS, J. (1978). *La transversale de Ronda (Cordillères bétiques, Espagne). Données géologiques pour un modèle d' évolution de l' arc de Gibraltar*. Annales Scientifiques de l' Univ. de Besançon, Géologie, 3^e série, fasc. 30, 445 pp.
- BOURGOIS, J.; BOURROUILH, B.; CHAUVE, P.; DIDON, J.; DURAND-DELGA, M.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E.; PAQUET, J.; PEYRE, Y. y RANGHERARD Y. (1970). *Données nouvelles sur la géologie des Cordillères bétiques*. Ann. Soc. Géol. Nord, T. XC, fasc. 4, pp. 347-393, 26 fig.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P.; LORENZ, C.; MONNOT, J.; PEYRE, Y.; RIGO, E.; RIVIERE, M. (1972). *La formation d' Alozaina. Série d' âge oligocène et aquitainien transgressive sur le Bétique de Málaga (région d' Alozaina-Tolox, province de Málaga, Espagne)*. C.R.Ac.Sc. Paris, t. 275, pp. 531-534, 1 fig.
- COMAS, M.C.; OLORIZ, F. y TAVERA, J.M. (1980). *The red nodular limestones (Ammonitico rosso) and associated facies: a key for settle sloped or swell area in the subbetic upper jurassic submarine topography (Southern Spain)*. Proc. of the Rosso Ammonitico Symposium, Roma.

- CRUZ-SANJULIAN, J. (1974). *Estudio geológico del sector Cañete la Real-Teba-Osuna (Cordillera Bética, región occidental)*. Tesis Doctoral de la Univ. de Granada, nº 71, Secretariado de Pub. Univ. Granada, XII +431 pg.
- CRUZ-SANJULIAN, J. (1976a). *Die Antequera-Osuna-Decke und ihre Beziehungen zum Subbetikum sowie zu den Flyscheinheiten des Campo de Gibraltar (Westliches Betisches Gebirge, Süds Spanien)*. Geol. Jb., 20, pp. 115-129.
- CRUZ-SANJULIAN, J. (1976b). *Essay on the paleogeography of the western part of the Betic Cordillera*. Neuen Jahrbuch f. Geol. u. Paläontologie Monatshefte, 7, pp. 385-394.
- CRUZ-SANJULIAN, J. (1976c). *Funcionamiento hidrogeológico de la Sierra de Cañete (Málaga)*. Bases y propuestas para un estudio. Acta Geol. Hisp., XI, nº 1, pp. 15-20.
- CRUZ-SANJULIAN, J. (1980). *Formaciones recientes sobre el Trías de Antequera (Cordillera Bética, España)*. Acta Geol. Hisp., 15, 3, pp. 65-69.
- CRUZ-SANJULIAN, J. (1981). *Evolución geomorfológica e hidrogeológica reciente en el sector Teba-Cañete la Real (Málaga) a la luz de la datación de formaciones travertínicas*. Bol. Geol. Min., T. XCII-IV, pp. 297-308.
- CRUZ-SANJULIAN, J.; OLORIZ, F. y SEQUEIROS, L. (1973). *El Jurásico superior entre el Torcal de Antequera y Cañete la Real (Cordillera Bética, región occidental)*. Cuad. Geol., 4, pp. 15-25.
- CHAPOND, G. y RUIZ GELAA, C. (1969). *Nota sobre el descubrimiento de olistostromas en la región de Ecija*. Bol. Geol. Min., LXXX-IV, pp. 333-335.
- CHAUVE, P. (1968). *Etude géologique du Nord de la province de Cadix (Espagne méridionale)*. Mem. I.G.M.E., LXIX, 377 pp.
- CHAUVE, P.; DIDON, J. y PEYRE, Y. (1968). *Le Crétacé inférieur du Pénibétique (Zone de Ronda-Torcal, Cordillères bétiques, Espagne)*. B.S.G.F., (7), X, pp. 56-64.
- CHAUVE, P. y PEYRE, Y. (1966). *Sur l'extension de l'Unité de Paterna et du "Subbétique à Jurassique marneux" dans la région de la Sierra del Tablón (province de Séville, Espagne)*. C.R. somm. S.G.F. pp. 229-230.
- DIDON, J. (1969). *Etude géologique du Campo de Gibraltar (Espagne méridionale)*. Thèse, Univ. Paris, 539 pp.
- DIDON, J. (1973). *Présence d'un niveau à Miogypsinidés dans le flysch d'Algesiras (Espagne méridionale)*. Conséquences paléogéographiques et structurales. C.R. somm. S.G.F., fasc. I pp. 40-41.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M. y KORNPROBST, J. (1973). *Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar*. B.S.G.F., (7), XV, nº 2, pp. 77-105.
- DUBOIS, M. y MAGNE, J. (1972). *Présence de Burdigalien dans la région d'Ubrique (province de Cadix, Espagne méridionale)*. Ann. Sc. Univ. Besançon, 3ème série, fasc. 17, pp. 113-116.
- DUPUY DE LOME, E. (1965). *El concepto de olistostromo y su aplicación a la geología del Subbético*. Bol. I.G.M.E., LXXVI, pp. 23-74.
- DURAND-DELGA, M. (1966). *Titres et travaux scientifiques*. Imp. Priester, Paris, 43 pg.

- DURAND-DELGA, M. y FOUCAULT, A. (1967). *La Dorsale bétique, nouvel élément paléogéographique et structural des Cordillères bétiques, au bord Sud de la Sierra Arana (prov. de Grenade, Espagne)*. B.S.G.F. (7), IX, pp. 723-728.
- DURR, S.H. (1967). *Geologie der Serrania de Ronda und ihrer Südwestlichen Ausläufer (Andalousien)*. Geol. Romana, vol. VI, pp. 1-73.
- DURR, S.H.; HOEPPENER, R.; HOPPE, P. y KOCKEL, F. (1960-1962). *Géologie des montagnes entre le río Guadalhorce et le Campo de Gibraltar (Espagne méridionale)*. Livre Mém. Prof. P. Fallot, Soc. Géol. France, t. I, pp. 209-227.
- FALLOT, P. (1930-1934). *Essai sur la repartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles*. Géol. Méditerr. Occ., IV, 2^a parte, n° 1 (Introduction, pp. 1-8; I: Le Trias, pp. 9-28; II: Le Lias, pp. 29-64. III: Le Dogger, pp. 65-72; 7IV: Le Jurassique supérieur, pp. 73-118).
- FALLOT, P. (1948). *Les Cordillères Bétiques*, Est. Geol., IV, pp. 83-172.
- FOUCAULT, A. (1964) *Sur le phénomène dit d' ablation basale dans la Zone Subbétique (Espagne méridionale)*. C.R. Ac. Sc. Paris, 258, pp. 2621-2624.
- FOULCULT, A. (1966). *Le diapirisme des terrains triasiques au Sécondaire et au Tertiaire dans le Subbétique du NE. de la province de Grenade (Espagne méridionale)*. B.S.G.F. (7), VIII, pp. 527-536.
- GARCIA DUEÑAS, V. (1967). *Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética*. Notas y Com. I.G.M.E., n°101-102, pp. 73-100.
- GARCIA-DUEÑAS, V. (1969). *Les unités allochtones de la Zone Subbétique dans la transversale de Grenade (Cordillères Bétiques, Espagne)*. Rev. Géogr. phys, Géol. dyn., (2), XI, 2, pp. 211-222.
- GARCIA-DUEÑAS, V. y NAVARRO-VILA, F. (in litt.). *Hoja 10-43 (Lapeza) y Memoria explicativa*. MAGNA a escala 1:50.000 I.G.M.E.
- GARCIA-ROSSELL, L. (1972). *Estudio geológico de la transversal Ubeda-Huelma y sectores adyacentes*. Tesis Doctoral, Univ Granada, dact., 549 pág., inédita.
- GAVALA y LABORDE, J. (1924). *Mapa geológico de la provincia de Cádiz*. I.G.M.E., escala 1.200.000.
- GENTIL, L. (1918a). *Sur l' existence de grandes nappes de recouvrement dans la province de Cadix*. C.R. Ac. Sc. Paris, 166, pp 1003.
- GENTIL, L. (1918b). *Sur l' extension en Andalousie des nappes de recouvrement de la province de Cadix (Espagne méridionale)*. C.R. Ac. Sc. Paris, 167, pp. 83-85.
- GENTIL, L. (1918c). *Sur l' âge des nappes de recouvrement de l' Andalousie et sur leur recouvrement avec les nappes pré-rifaines (Maroc septentrional)*. C.R. Ac. Sc. Paris, 167, pp. 373-375.
- HOEPPENER, R.; HOPPE, P.; DURR, S. y MOLLAT, H. (1964a). *Ein Querschnitt durch die Betischen Kordilleren bei Ronda (SW, Spanien)*. Geol. Mijn., 43, pp. 282-298.
- HOEPPENER, R.; HOPPE, P.; MOLLAT, H.; MUCHOW, S.; DURR, S. y KOCKEL, F. (1964b). *Über den westlichen Abschnitt der Betischen Kordilleren und seine Beziehungen zum Gesamtogen*. Geol. Rundsch., LIII, pp. 269-296.

- HOPPE, P. (1968). *Stratigraphie und tektonik der Berge um Grazalema (SW Spanien)*. Geol. Jb., 86, pp. 267-388.
- HOPPE, P. (1972). *Das tektonische Fenster von Cañete la Real (Südspanien)*. Geol. Jb., 2, pp. 3-37.
- KOCKEL, F. (1963). *Die Geologie des Gebietes zwischen Río Guadalhorce und dem Plateau von Ronda (Südspanien)*. Geol. Jb., t. 81, pp. 413-480.
- LEIKINE, M. (1969). *Présence de Trias resédimenté dans les sédiments crétacés des Babor occidentaux (région du Bougie, Algérie). Conséquences tectoniques*. B.S.G.F., (7), XI, pp. 69-74.
- LEIKINE, M. y MAGNE, J. (1966). *Existence d' une discordance antécénomaniennne dans les Babor, Algérie*. C.R. somm. S.G.F., 4, pp 159-160.
- LESSARD, L. (1955). *Faciès bréchiqque dans le Crétacé supérieur et âge des premières manifestations diapiriques du Trias près de Khenchela (Constantinois)*. Publ. Serv. Carte géol. Algérie, 5, pp. 379-390.
- LHENAFF, R. (1967). *Problèmes géomorphologiques de la Vallée du Guadalhorce (Andalousie)*. Mélanges Casa de Velasquez, III, pp. 5-28.
- LHENAFF, R. (1981). *Recherches géomorphologiques sur les Cordillères Bétiques centro-occidentales (Espagne)*. Thèse, Service de Reproduction des Thèses, Univ. Lille III, 713 pg.
- LINARES, D. (1977). *Foraminiferos planctónicos del Cretácico superior de las Cordilleras béticas (sector central)*. Tesis Doctoral, Pub. Dpto. Geol. Univ. Málaga, nº1, 410 pg.
- MAC PHERSON, J. (1872). *Bosquejo geológico de la provincia de Cádiz*. Imp. Revista Médica, Cádiz, 156 pg.
- MAUTHE, F. (1971). *La Geología de la Serranía de Ronda (Cordillera bética occidental)*. Bol. Geol. Min., LXXXII-1, pp. 1-36.
- MICHELAU, P. (1941). *Das Paläozoikum der Betischen Ketten NW von Málaga*. 26 S., Diss., Berlin.
- MICHEL-LEVY, A. y BERGERON, J. (1890). *Etude géologique de la Serranía de Ronda*. Mém. Ac. Sc., t. 30, nº 2, pp. 171-375.
- OBERT, I. (1974). *Phases tectoniques mésozoiques d' âge anté-Cénomaniennne dans les Babors (Tell nord-sétifien, Algérie)*. B.S.G.F., (7), XVI, 1, pp. 58-71.
- NAVARRO-VILA, F. (1976). *Los Mantos Alpujárrides al N de Sierra Nevada*. Tesis Doctoral, Univ. Bilbao, inédita, 288 pg.
- OLORIZ, F.; TAVERA, J.M. y CRUZ-SANJULIAN, J. (1979). *Precisiones sobre la bioestratigrafía del Jurásico superior del Subbético Interno en el sector de Teba (provincia de Málaga, Cordilleras béticas)*. Cuad. Geol., 10, pp. 299-305.
- ORUETA, D. de (1877). *Bosquejo físico-geológico de la región septentrional de la provincia de Málaga*. Bol. Com. Mapa Geol. España, IV, pp. 88-171.
- ORUETA, D. de (1917). *Estudio geológico y petrográfico de la Serranía de Ronda*. Mem. I.G.M.E., 577 pg., 10 fig., 19 lám., 1 plano.
- PAQUET, J. (1974). *Tectonique éocène dans les Cordillères bétiques; vers une nouvelle conception de la paléogéographie en Méditerranée occidentale*. B.S.G.F., (7), nº 1, pp. 58-71, 7 fig.

- PERCONIG, E. (1960-1962). *Sur la constitution géologique de l'Andalousie occidentale, en particulier du Bassin du Guadalquivir (Espagne méridionale)*. Livre Mém. Prof. P. Fallot, Soc. Géol. France, t. 1, pp. 229-256.
- PEYRE, Y. (1974). *Géologie d' Antequera et de sa région (Cordillères bétiques, Espagne)*. Thèse, Univ. Paris, 528 pg.
- SANZ, C. (1973). *Geología de la transversal Jaén-Frailes (provincia de Jaén)*. Tesis, Univ. Granada, 275 pg.
- SCHMIDT, M. (1936). *Fossilien der spanischen Trias.*, Abhand. Heidelberg Akad. Wiss., XXII, 140 pg.
- SERRANO, F. (1979). *Los foraminíferos planctónicos del Mioceno superior de la cuenca de Ronda y su comparación con los de otras áreas de las Cordilleras Béticas*. Tesis, Univ. Málaga, 272 pg.
- STAUB, R. (1926). *Gedanken zur Tektonik Spaniens*. Vierteljahresschr. d. Naturf. Ges. Zürich, LXXI, pp. 196-216.
- STAUB, R. (1934). *Der Deckenbau Sudspaniens in den Betischen Cordilleren*. Vierteljahresschr. d. Naturf. Ges. Zürich, LXXIX, pp. 271-332.
- VERA, J.A. (1966). *Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes*. Mem. IGME., 291 pg.
- VILLANOVA, J. (1874). *Juicio crítico del "Bosquejo geológico de la provincia de Cádiz", por el Sr. MacPherson* Act. R. Soc. Esp. Hist. Nat., III, pp. 4-15.
- VIRGILI, C. (1960-1962). *Le Trias du Nord-Est de l' Espagne*. Livre Mém. Prof. P. Fallot, Soc. Géol. France, t. 1, pp. 301-310.