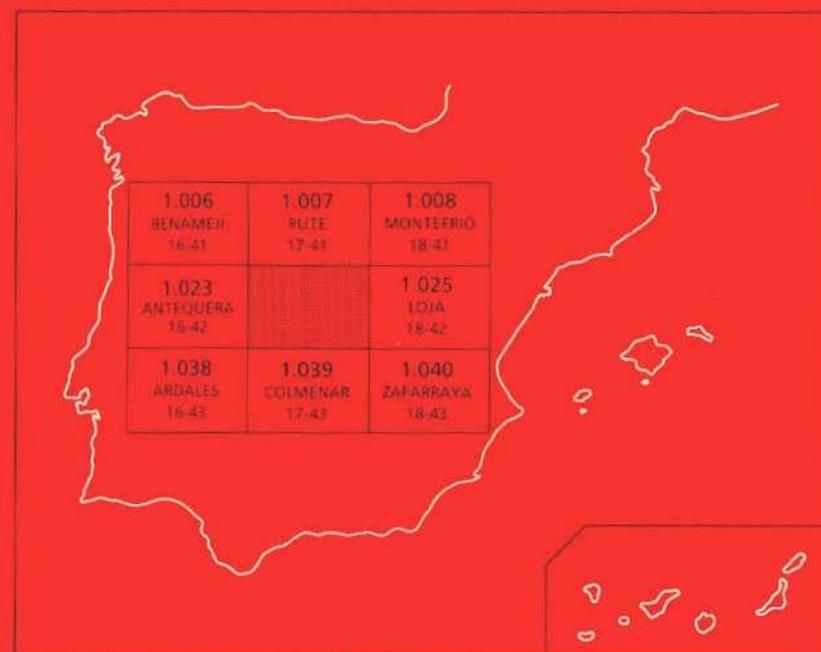




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



ARCHIDONA



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

ARCHIDONA

Segunda serie - Primera edición

MADRID, 1990

Fotocomposición: GEOTEM, S.A.
Imprime: Gráficas Loureiro, S.L.
Depósito legal: M-10373-1991
NIPÓ: 232-91-001-4

La presente Hoja de Archidona y su Memoria explicativa han sido realizadas por IBERGESA bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido el siguiente equipo técnico:

Cartografía geológica, Fotogeología y redacción de la Memoria: D. Antonio Pineda Velasco, Geólogo.

Petrografía microscópica de rocas ígneas y metamórficas: D. Antonio Rojas, Geólogo

Sedimentología: D. José Pedro Calvo Sorando, Dr. en Ciencias Geológicas (Dto. de Petrología de la Facultad de Ciencias Geológicas de la Universidad Complutense de Madrid), y Mr. T. Freeman (Universidad de Missouri, U.S.A.).

Micropaleontología: Doña Isabel Cabañas (LABINGESA), con la colaboración de D. Luis Granados (ENADIMSA).

Asesoría geológica regional previa: M. Y. Peyre, Dr. en Geología (Inst. Agronomique de París-Grignon).

Asesoría para Geomorfología y Cuaternario: D. Angel Martín-Serrano García, Geólogo.

Colaborador en los trabajos de campo (Trías de Antequera y Pliocuatnario de Riofrío): D. César Nuño Ortea, Geólogo.

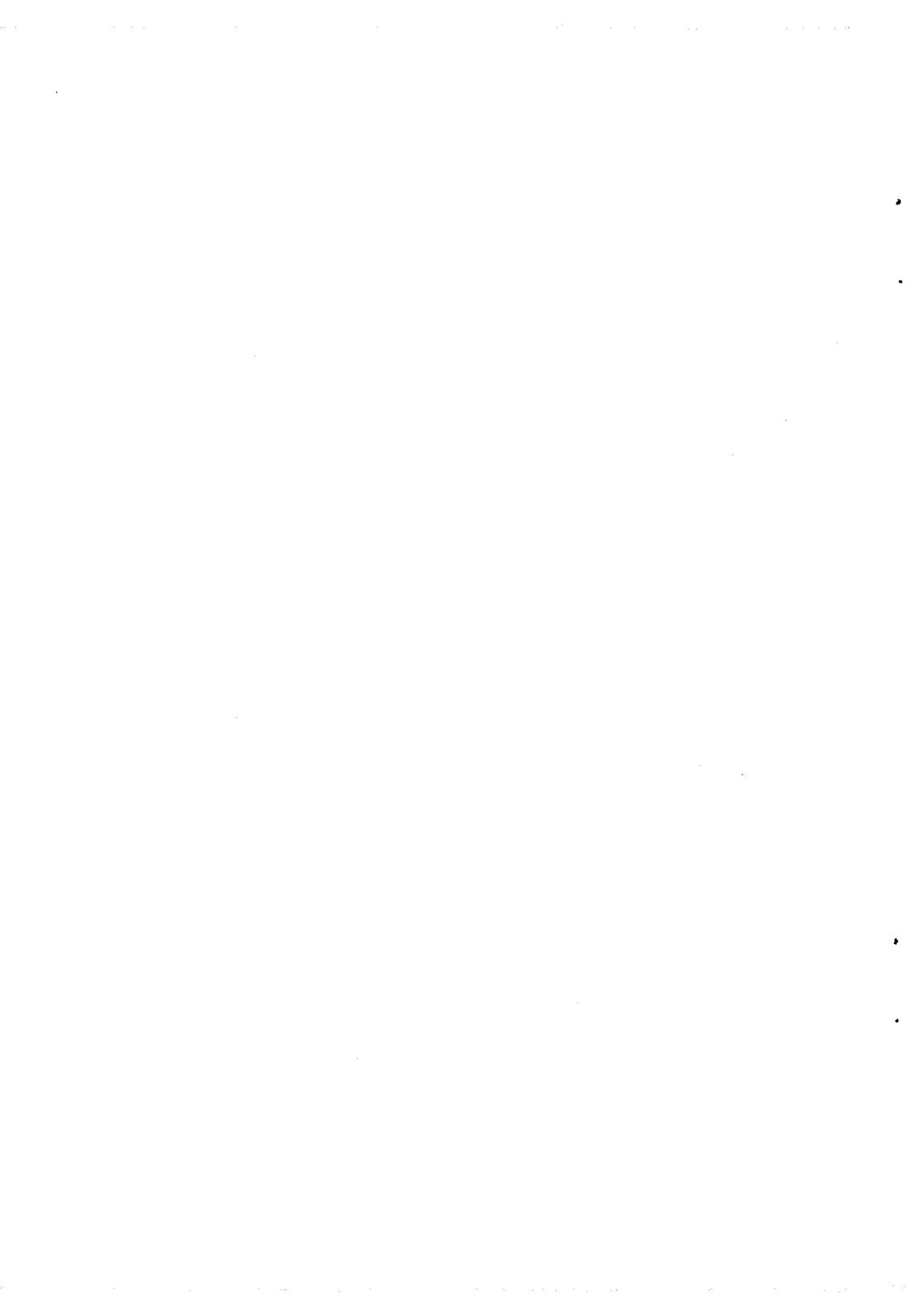
Supervisión del IGME: D. Pedro Ruiz Reig, Geólogo.

La situación de los diversos lugares citados en esta Memoria viene indicada en coordenadas Lambert.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

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



0. INTRODUCCION

0.1 SITUACION GEOGRAFICA Y GENERALIDADES

Geográficamente la Hoja de Archidona se sitúa en la parte centro-meridional de Andalucía, abarcando en su mayor parte áreas de la provincia de Málaga y, en menor, de la de Granada (tercio occidental). La mayor parte de los términos municipales malagueños de Archidona, Villanueva del Trabuco y Villanueva del Rosario, así como en menor medida los de Antequera, Villanueva de Algaidas, Villanueva de Tapia y Alfarnate, se encuentran dentro de la Hoja. De la provincia de Granada sólo contiene una parte de los de Loja y Zafarraya.

El clima es templado, con características típicas de las áreas interiores andaluzas (veranos calurosos e inviernos templados y moderadamente lluviosos), si bien con ligera influencia marítima a causa de la relativa cercanía de la costa.

La actividad económica es fundamentalmente agrícola, tradicionalmente de grandes fincas de monocultivo de olivo o cereales, si bien éste está comenzando a ser sustituido actualmente por el de plantas industriales -oleícolas, textiles, etc.- o forrajeras. La ganadería no ha sido nunca importante, sino más bien de tipo marginal en áreas montañosas no aptas para cultivos. La industrialización, muy incipiente y modesta, se localiza sólo en algún núcleo urbano.

El asentamiento humano se verifica en poblaciones de tamaño mediano a grande. La red de comunicaciones es buena y con posibilidades de una mayor utilización. Una carretera y un ferrocarril regionales (Granada-Sevilla) atraviesan la Hoja en dirección aproximada E-O, mientras que en los límites occidentales o en sus cercanías se encuentran la carretera y el ferrocarril Málaga-Córdoba-Madrid. De reciente construcción son los accesos a Málaga de la carretera de Granada, que atraviesa la Hoja de NE a SO. La red de carreteras local se mantiene en buen estado y en las áreas no montañosas una excelente malla de caminos permite un rápido y cómodo acceso a cualquier punto.

Desde el punto de vista morfológico y paisajístico, el área de la Hoja muestra a grandes rasgos tres franjas diferenciadas alargadas NE-SO, fiel reflejo del actual aspecto tectónico del edificio bético. La más al Norte es prolongación de áreas más septentrionales, típicas del Subbético Medio, con un relieve alomado suave, labrado en materiales predominantemente margosos de color muy claro, cubiertos de olivar y en el que destacan esporádicamente sierras calizas de pequeña entidad (Sierras de las Arcas, del Pedroso, etc.). La franja central, de unos 6 km de anchura, es muy característica; la naturaleza yesífera y caótica de sus terrenos (**Triás de Antequera**) origina un área de escasos cultivos y relieve intrincado (aunque a grandes rasgos, enrasado), cubierto característicamente de matorrales de encina; en la mitad occidental de su desarrollo en la Hoja, ésta franja intermedia forma un escalón morfológico elevado respecto a la franja norte, mientras que la mitad oriental está enrasada con ésta. La franja sur es el dominio de las altas sierras de caliza (Sierras Gorda, de San Jorge, del Gibalto, etc.), casi sin vegetación, límite orográfico de primer orden, y en muchos casos hidrográfico, entre red característicamente atlántica al Norte y mediterránea al Sur; entre o junto a estas sierras no faltan depresiones labradas en materiales más blandos, con paisajes agrícolas similares a las del Norte de la Hoja, si bien el marco montañoso que les sirve de cercano límite les da una personalidad propia: la depresión de Villanueva del Trabuco o el

área de materiales neógenos de Riofrío (NE de la Hoja), meridionales respecto del Trías de Antequera, forman parte de este grupo.

0.2 ANTECEDENTES

El trabajo de PEYRE (1974), con sus comunicaciones previas, constituye el único estudio geológico y cartográfico de envergadura en la región. Hasta entonces tan sólo algunos autores merecen mencionarse: ORUETA (1877), que realiza el primer reconocimiento cartográfico y geológico de la provincia de Málaga; BERTRAND y KILLIAN (1889) que, en la célebre *Mission d'Andalousie*, estudian el Mesozoico y Terciario de Málaga y Granada y, sobre todo, BLUMENTHAL (1927, 1931), autor que además fué el creador de la división de las Cordilleras Béticas en las tres zonas clásicas (Prebética, Subbética y Bética, s. str.).

En zonas próximas a la Hoja y contemporáneos a los de PEYRE se realizan una serie de trabajos importantes como son los de DURR et. al. (1961), VERA (1966), GARCIA DUEÑAS (1967), DABRIO Y VERA (1969), MAUTHE y otros autores alemanes (1971) y CRUZ SANJULIAN (1974); y más recientemente los de BOURGOIS (1975, 1978) y LHENAFF (1981), éste de índole geomorfológica cubriendo la mitad occidental de la Cordillera.

Un trabajo importante es el de F. JEREZ MIR (1981), síntesis con nuevas interpretaciones tectónicas y paleogeográficas del conjunto de la Cordillera. Otra síntesis reciente y valiosa es el trabajo de BAENA y L. JEREZ MIR (1982) sobre la Paleogeografía de las Zonas Externas de la Cordillera.

Entre los trabajos de menor escala realizados dentro del ámbito de la Hoja cabe señalar los de LOPEZ-PEÑA (1970) sobre los alrededores de Archidona y DELGADO (1970) y DELGADO y SANZ DE GALDEANO (1981) sobre la Sierra del Gibalto. El reciente trabajo de BONDI et.al. (1983) es más específico y estudia las ofitas del Trías.

0.3 GEOLOGIA REGIONAL

La Hoja de Archidona se encuentra situada en la parte centro-occidental de las Cordilleras Béticas.

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

Tradicionalmente se distinguen las **Zonas Internas** y las **Zonas Externas**, en comparación con Cordilleras de **desarrollo geosinclinal** clásico; o sea, una parte externa con cobertera plegada, despegada del zócalo, y a veces con estructura de manto de corrimiento, y una parte interna con deformaciones más profundas que afectan al zócalo, y que están acompañadas de metamorfismo. Actualizando estos conceptos, podría decirse que las **Zonas Externas** se sitúan en los bordes de los cratones o placas europea y africana y presentan características propias en cada borde, mientras que las **Zonas Internas** son en parte comunes a

ambos lados del mar de Alborán, situándose en la zona de separación entre ambas placas o zonas cratogénicas.

Circunscribiéndose el área de las Béticas, puede decirse que están presentes las **Zonas Externas**, correspondiendo al borde de la placa europea, y gran parte de las **Zonas Internas**. **Zonas Internas** similares afloran en amplios sectores de las zonas africana y europea que rodean al actual Mediterráneo.

Las **Zonas Externas** están representadas en la Cordillera Bética por la Zona Prebética y la Zona Subbética y las **Zonas Internas** por la Zona Bética s. str., a la que algunos autores añaden la Zona Circumbética. La distribución geográfica de estas zonas de Norte a Sur y desde la Meseta hasta el mar es la siguiente: Prebética, Subbética, Circumbética y Bética.

La Zona Prebética es la más externa y se deposita, desde el Trías, sobre una corteza continental, la de la Meseta (Macizo Ibérico como parte integrante del cratón europeo). En esta Zona los sedimentos son propios de medios marinos someros o costeros, con ciertos episodios de tipo continental. Fué definida ya por BLUMENTHAL (1927) y FALLOT (1948) y, en base a la potencia de sedimentos y a las diferencias de facies en el Jurásico superior y Cretácico inferior, algunos autores las subdividen en tres dominios:

Prebético externo
Prebético interno
Prebético meridional

La Zona Subbética se sitúa al Sur de la anterior y presenta facies pelágicas más profundas a partir del Domeriense, con margas, calizas nodulosas, radiolaritas y hasta facies turbidíticas a partir del Jurásico terminal. Igualmente, en cierto sector existió vulcanismo submarino durante el Jurásico. Es probable que la Zona Subbética se depositara sobre una corteza continental adelgazada, relacionada con la placa europea.

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

Subbético externo
Subbético medio
Subbético interno

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

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

El Subbético interno se caracteriza por facies calcáreas durante todo el Jurásico y representa

un umbral, posiblemente el límite meridional de las Zonas Externas.

La Zona Circumbética ha recibido este nombre porque sus materiales rodean con mayor o menor extensión a la Zona Bética. Dentro de esta zona estarían incluidas unidades, formaciones y complejos que han recibido diversas denominaciones según los autores, tales como Dorsal, Predorsales, Zona media, Unidades del Campo de Gibraltar, sustrato de los flysch cretácicos, Subbético ultrainterno, etc., y cuya situación paleogeográfica inicial así como las relaciones actuales con las Zonas Internas y Externas es objeto actualmente de controversia.

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

Dentro de esta Zona Circumbética podrían distinguirse, en base a las características de sedimentación, tanto jurásicas como cretácicas y terciarias, varios dominios que se denominan:

Complejo de la Alta Cadena.
Complejo Predorsaliano y
Complejo Dorsaliano

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

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

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

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

La Zona Bética probablemente ha evolucionado en sectores más orientales. Presenta mantos de corrimiento y metarmofismo en la mayor parte de sus dominios. Tradicionalmente se distinguen tres unidades:

*Como se verá, el Complejo de la Alta Cadena es atribuido en esta Hoja al Subbético medio meridional.

Complejo Maláguide
Complejo Alpujárride.
Complejo Nevado-Filábride.

Se trata de tres unidades tectónicas cuya posición de arriba a abajo es la descrita anteriormente, pero sin que ello indique, como en las zonas anteriores, una posición paleogeográfica. Salvo en el Complejo Maláguide, están representados exclusivamente terrenos paleozoicos y triásicos.

Con posterioridad a la **intromisión** de la Zona Bética, al final del Aquitaniense se produce el evento tectónico más espectacular, quizá por ser el último, de la Cordillera Bética, puesto que afecta a todas las zonas, aunque como es lógico con desigual intensidad. Se trata de la compresión que quizá provocaría el choque de las placas europeas y africanas, mediante el juego de una miniplaca, (Zona Bética).

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

En la Zona Subbética debido a esta colisión, se originarían cizallas de vergencia Norte que harían cabalgar unos dominios sobre otros. En la base de estas Unidades cabalgantes el Triás sufriría una extrusión y se extendería en diversas láminas cubriendo amplias zonas con retazos de su cobertera que habrían sufrido diversos procesos de despegue mecánico. Estos Triás y sus coberteras no identificadas podrían considerarse como Subbético indiferenciado.

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

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

Más hacia nuestros días, particularmente la mitad oriental de la Cordillera Bética se ve sometida a una tectónica aparentemente distensiva que la compartimenta en áreas elevadas (de denudación) y áreas deprimidas. En éstas se acumulan, a veces, potentes espesores de sedimentos considerados clásicamente como postorogénicos, de naturaleza continental o marina variable según zonas.

0.4 RASGOS GEOLOGICOS DE LA HOJA

Dentro de este contexto geológico bético, la Hoja de Archidona se encuentra situada cerca del límite entre las Zonas Externas y las Internas, en la parte centro-occidental de la Cordillera,

estando representadas en ella formaciones de la Zona Subbética media y otras más meridionales, además de algunos rellenos postorogénicos.

Una banda de terrenos considerados triásicos (el **Trías de Antequera**) atraviesa la Hoja de NE a SO. Generalmente se encuentra delimitada por fracturas, sobre todo en su borde norte. Un rasgo típico de este Trías es que engloba bloques de edad más reciente y quizá, también, más antigua.

Al Norte de esta banda, el cuarto noroccidental de la Hoja presenta series, del Lías al Cretácico, típicas del Subbético medio, con un plegamiento (y fallamiento inverso asociado) relativamente tranquilo. Tan sólo en una pequeña zona (alrededores del Peñón de los Enamorados), adosadas a la banda del **Trías de Antequera**, se encuentran series similares a las otras más meridionales.

Al Sur (y al Este) de la banda de Trías domina una complejidad tectónica mayor, con numerosas escamas, siendo el área de mayor relieve de la Hoja. En esta zona, así como en parte de la Hoja meridional contigua -Colmenar, nº1.039-, se definió el Complejo de La Alta Cadena (para algunos autores Zona Circumbética), con series variadas del Trías al Mioceno inferior.

El Peñón de los Enamorados así como la Sierra Gorda de Loja (borde oriental de la Hoja) plantean una problemática paleogeográfica y tectónica propia. Clásicamente se han supuesto Subbético interno, es decir, paleogeográficamente septentrionales respecto de la Alta Cadena. El optar por tal atribución no es fácil teniendo en cuenta su posición actual (Norte en el Peñón, Sur en Sierra Gorda) respecto de la Alta Cadena y del **Trías de Antequera**.

Las formaciones postorogénicas alcanzan un gran desarrollo en el ángulo NE de la Hoja, donde debe considerarse forman el extremo occidental del relleno neógeno -aquí pliocuaternario- de la Depresión de Granada. Por otro lado, cerca del vértice SE de la Hoja, se encuentra un pequeño retazo de Mioceno marino discordante.

La descripción en los capítulos de Estratigrafía y Tectónica se hará siguiendo aproximadamente este orden de unidades:

- 1) Subbético medio típico (central) de la parte NO de la Hoja.
- 2) "Trías de Antequera".
- 3) Complejo de la Alta Cadena (Una de las conclusiones de la realización de esta Hoja es considerarlo como Subbético medio meridional pues sus facies gradúan al central).
- 4) Subbético tipo interno.
- 5) Formaciones postorogénicas.

Como uno de los colofones del capítulo de Tectónica, se relacionarán todas estas unidades entre sí.

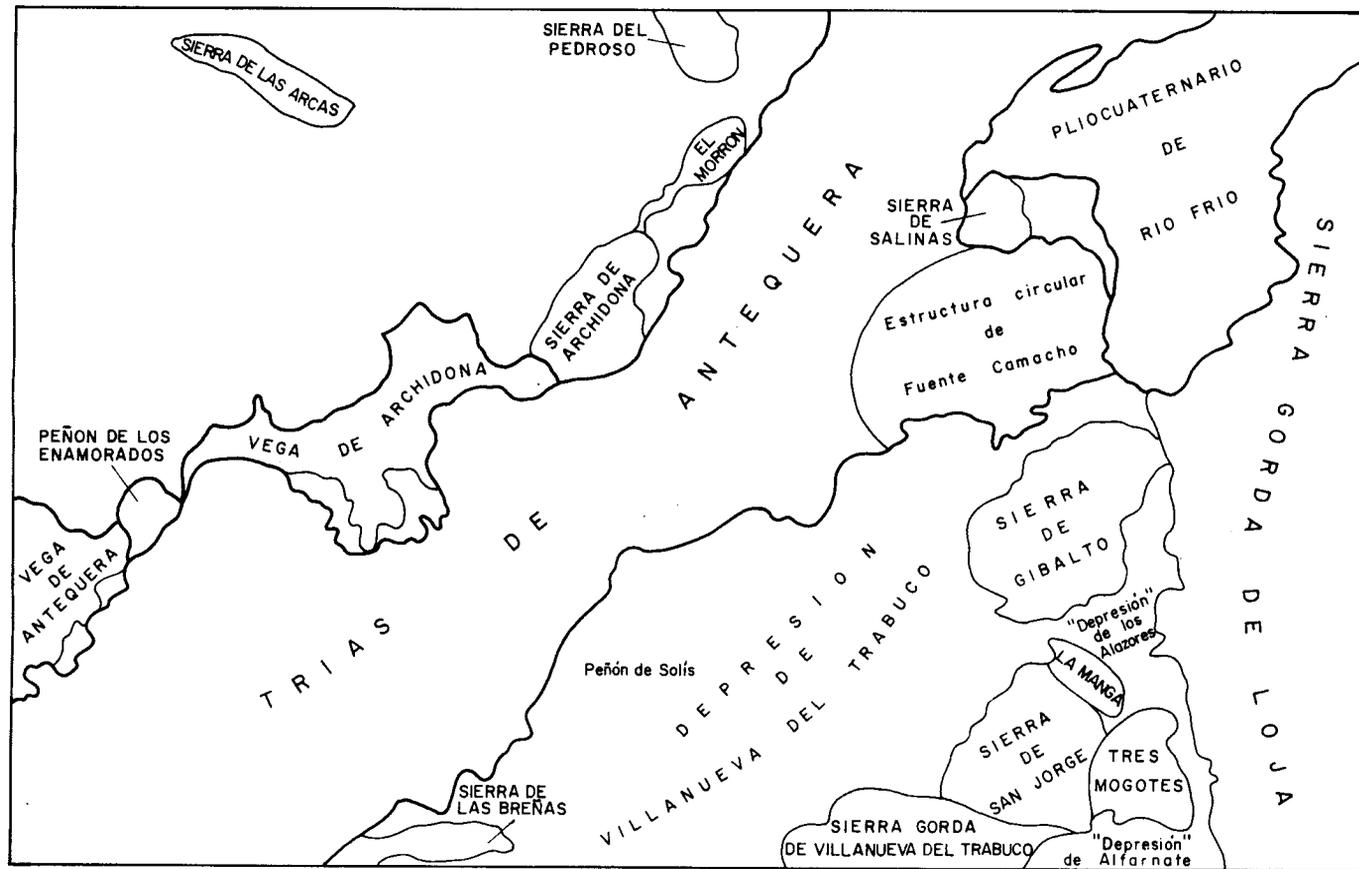


Fig. 1.- Esquema de situación de las unidades Geográfico-Geológicas citadas en el texto.



1. ESTRATIGRAFIA Y PETROLOGIA

1.1 SUBBETICO MEDIO CENTRAL.

Las facies de esta unidad paleogeográfica presentes en la Hoja difieren de las típicas definidas más al NE únicamente en su menor potencia y en la ausencia de volcanismo jurásico.

La serie se inicia con unos minúsculos afloramientos triásicos a los que siguen calizas del Lías inferior-medio con su base dolomítica; el Lías superior y Dogger inferior-medio los forman calizas y margocalizas (con nódulos de sílex en su parte basal). La formación radiolarítica del Dogger superior, a la que siguen calcarenitas turbidíticas del Malm inferior y una alternancia de calcarenitas nodulosas con margas rojas del Titónico, completa la serie jurásica. En dirección SE esta serie reduce generalizadamente su potencia, faltando algún tramo (calizas con sílex del Lías superior) e intercalando tramos de caliza nodulosa roja a diversos niveles.

Sigue el Cretácico inferior (margocalizas blancas) muy bien representado y, en algún punto, probablemente discordante sobre la parte superior del Jurásico. El Cretácico superior, en facies típica de margocalizas **rojo-salmón**, y calcarenitas grises de *Microcodium* (Paleoceno) corona la serie si bien ambos aparecen en un área muy concreta -borde oeste de la Hoja- donde la escasez de afloramiento impide saber con toda seguridad la relaciones con la serie infrayacente.

1.1.1. Triásico superior (11)

Los únicos afloramientos se encuentran en el borde sur de la Sierra de Archidona, entre el Santuario y la población. Afloran merced a una pequeña estructura anticlinal y se componen de arcillas rojas y carniolas.

1.1.2. Dolomías (12)

Se encuentran a muro de la formación de calizas blancas que se describe a continuación y que forma los mayores relieves de la zona NO de la Hoja. En el paisaje sus afloramientos son de color más oscuro y están más característicamente cubiertos de matorral que los de las calizas suprayacentes.

Son generalmente dolomicritas grises con brechificaciones frecuentes y con sus rasgos originales (porosidad fenestral, laminación algar) casi borrados. Se trata, pues, de una dolomitización, sobreimpuesta a una serie dolomítica y caliza primaria, que afecta en una amplitud variable a las calizas suprayacentes. El ambiente de depósito debe ser litoral muy somero, generalmente intermareal.

Su atribución cronológica al Lías inferior se basa exclusivamente en su posición estratigráfica con respecto a las calizas que las suceden. En la Hoja, su techo llega a alcanzar la base del Sinemuriense; se admite que, en otras partes del Subbético, su muro, puede ser incluso Triásico superior.

Sus potencias deducidas oscilan entre los 125-150 m en la Sierra de Archidona y su prolongación norte, y los 170 en la Sierra de las Arcas. En la Sierra del Pedroso (estructura anticlinal) no llegan a aflorar.

1.1.3. Calizas blancas, bioclásticas y oolíticas (14)

Sucedan a las dolomías descritas y forman los mayores relieves de la zona NO de la Hoja (Sierra de las Arcas, del Pedroso y de Archidona-El Morrón). Forman, no obstante, lomas redondeadas, de afloramientos casi exentos de vegetación, que ponen una nota de variedad en un paisaje por lo demás monótono, agrícola y olivarero.

En la parte basal predominan las calizas micríticas, de color blanco o crema y fractura concoidea, masivas, con laminación algar, porosidad fenestral, oncooides y pellets. En la mitad superior son oolíticas o, más raramente, oncolíticas. La estratificación es siempre, a nivel de afloramiento, difícilmente observable. El paso a la formación suprayacente viene marcado por una abundancia de fragmentos de crinoides que a veces se resuelve en bancos (potencia decimétrica) de encrinitas; asociados, pueden también encontrarse braquiópodos. Estos niveles de encrinitas parecen ser más potentes hacia el SE (Sierra de Archidona y alrededores), en dirección del menor espesor de serie jurásica.

Las facies más características son wackestones-packstones de bioclastos y peloides, grainstones bioclásticos-peletoidales y grainstones oolíticos. En conjunto, representan ambientes de barra-lagoon.

La potencia total de esta formación calcárea ha sido estimada -promedios- en 325 (S^a del Pedroso), 250 (S^a de las Arcas) y 200 m (Sierra de Archidona). Su edad abarca desde el Sinemuriense basal al Pliensbachiense medio.

1.1.4. Calizas grises de espículas, con sílex (16)

Sucedan concordantemente a las calizas descritas a las que, morfológicamente, suelen asociarse en los mismo relieves. Una ligera ruptura de (menor) pendiente y una mayor abundancia de matorral son rasgos distintivos en el paisaje.

Esta formación se encuentra especialmente desarrollada en la solana de la Sierra de las Arcas y al N. de ésta, donde alcanza los 150 y 75 m, repectivamente, de potencia estimada. En las Sierras del Pedroso y El Morrón (N. de la S^a de Archidona) se reduce a una decena de metros y en la Sierra de Archidona no se halla. Se estima que existe un cambio lateral de facies con la formación suprayacente (17). Su edad, en Las Arcas, puede llegar al Toarciense medio.

Son calizas gris oscuro, de grano muy fino, en bancos de potencia decimétrica, algo margosas (más, a techo). Las espículas negras, milimétricas, de esponjas, son un carácter distintivo, al igual que para la formación suprayacente. Los nódulos de sílex, de color oscuro o pardo, pulverulentos a veces por alteración meteórica, son de contorno redondeado (silicificación progresiva de la caliza) y suelen asociarse arrosariadamente según planos de estratificación.

Microfacialmente se trata de packstones-grainstones de peloides y espículas, con bioturbación (parte basal de las secuencias), grainstones-packstones de crinoides y peloides (parte

superior de las secuencias, con influencias del oleaje) y wackestones de radiolarios y espículas (características de las intercalaciones más margosas y pelágicas).

Estos depósitos pueden ser interpretados como propios de un ambiente de plataforma somera subsidente.

1.1.5. Margocalizas, calizas grises y margas (17)

Por aumento de la proporción de material arcilloso-margoso y la desaparición de los nódulos de sílex, la formación precedentemente descrita pasa hacia arriba y lateralmente a ésta. En el paisaje forma amplias lomas blanco-amarillentas cultivadas.

La sucesión consta de bancos de potencia decimétrica de margocalizas claras, grises, con espículas, sobre todo en su parte inferior. Hacia techo intercalan lechos margosos y muestran un carácter más calcarenítico, con laminaciones. En la parte más alta aparecen margocalizas muy blancas con escasas espículas.

Se han distinguido las siguientes microfacies dentro de este conjunto; grainstones-packstones de microbioclastos y peloides (con laminación cruzada, generalmente muy borrada por la bioturbación), y wackestones de radiolarios y filamentos. El ambiente de depósito es claramente de plataforma carbonatada subsidente.

Esta formación alcanza casi los 400 m de espesor en los alrededores de la Sierra de las Arcas. En la Sierra de Archidona no supera los 70 m. Como se ha visto, su base es de edad Pliensbachense-Toarciense. Su techo debe llegar al Bajociense.

1.1.6 Calizas nodulosas rojas del Lías (15) y del Dogger

Son niveles de potencia métrica característicos de la zona de menor espesor de la serie jurásica (Sierra de Archidona y alrededores). Son resultado de muy bajas velocidades de sedimentación (series condensadas), lo cual está de acuerdo con su presencia en ese tipo de serie.

La caliza nodulosa roja del Lías (15), donde puede verse claramente en la Sierra de Archidona, es más o menos coetánea de las encrinitas que se sitúan a techo de la serie calcárea del Lías inferior-medio. Unos kilómetros más al NNE (aproximadamente en el P.K. 43,700 del F.C. Bobadilla-Granada) esta caliza no existe pero las encrinitas muestran rubefacción. Se trata de biomicritas que, microfacialmente, consisten en packstones-wackestones de peloides, restos finos de crinoides dispersos, filamentos y restos de microfauna bentónica y plactónica.

La caliza nodulosa roja del Dogger (19) aflora en varios puntos de la Sierra de Archidona y su prolongación norte y, en muy buenas condiciones, inmediatamente al NE de esta población (en X 536,8; Y 279) donde se ha podido estudiar su paso a las margocalizas (17) de muro y a la formación radiolarítica (21) de techo. En ese punto alcanza los 12 m de espesor. Se trata en realidad de una alternancia monótona de bancos calcáreos de potencia decimétrica y margocalizas, ambos con el característico tono rojo-malva.

El conjunto puede ser considerado como una repetición homogénea de secuencias wackestones a packstones (bancos calcáreos) con filamentos, ostrácodos, radiolarios, etc., a techo de las cuales se reconoce una ligera bioturbación.

Casi en el borde norte de la Hoja, entre las Sierras del Pedroso y de las Arcas, afloran unas calizas nodulosas alternantes con margas rojas (facialmente, en afloramiento, muy parecidas a las del Titónico que más adelante se describen), si bien la microfacies muestra diferencias. Se asocian a las margocalizas del Lías inferior-Dogger. En cartografía se han asimilado a la caliza nodulosa roja del Dogger (19) recién descrita.

1.1.7. Radiolaritas y margas con radiolarios (21)

Es el siguiente tramo, de edad Dogger superior, con que sigue la columna jurásica. En el paisaje, el paso de esta formación marca siempre una depresión de suelos oscuros, rojizos. Sus afloramientos son muy escasos prácticamente los únicos presentes en el área están junto a Archidona (X 536,8; Y 279) y en el P.K. (aproximado) 38,800 del F.C. Bobadilla-Granada.

Son materiales margosos rojos o verdosos, duros, más o menos silíceos, con abundantes venillas de óxidos de manganeso. Por alteración meteórica se disgregan en pequeñas astillas.

La microfacies consiste en una masa (mudstone) opalino-arcillosa con muy escasos restos de radiolarios diferenciables y algunas secciones de filamentos cortos.

Su potencia máxima puede estimarse, por lo general, en unos 60 m, si bien hacia el borde norte de la Hoja pueden llegar a los 130.

1.1.8. Calizas nodulosas y margas rojas (22)

Se trata de un delgado nivel (4 m) bien expuesto en el P.K. (aproximado) 38,500 del F.C. Bobadilla-Granada. En cartografía solamente se ha representado en ese punto pero es probable su existencia en otros y que, dada su delgadez y el gran desarrollo de los recubrimientos en la zona, haya podido pasar desapercibido.

Consiste en margocalizas muy blandas y arcillas de tonos rojizos, con intercalaciones verdosas. El conjunto presenta una laminación horizontal bien definida.

La presencia de este tramo noduloso a techo de las radiolaritas sugiere un episodio de ralentización sedimentaria paulatina dentro de un modelo de depósito de surco, característico de las radiolaritas, y previo a la entrada dentro de estas áreas de los niveles netamente turbidíticos suprayacentes.

1.1.9. Calcarenitas con sílex (23)

Se dispone siempre concordantemente sobre las radiolaritas o sobre el tramo que se acaba

de describir, cuando éste existe. En el paisaje esta formación marca siempre una cresta poco importante pero siempre continúa.

Típicamente esta formación consta de una sucesión de bancos calcareníticos de potencia decí a semimétrica, de color claro, con laminación paralela a oblicua (ésta más frecuente a techo de los bancos). Las bandas, muy regulares, de sílex de color claro a blanquecino (silicificaciones), que conservan frecuentemente la laminación original, están casi siempre presentes y suelen disponerse en la parte central de cada banco. En algunos puntos (X 527; Y 276,3), bancos micríticos de potencia algo inferior se intercalan con los calcareníticos. En otros (X 540,4; Y 283,3), forman la totalidad de la sucesión siendo entonces calcilutíticos.

La ordenación secuencial reconocida corresponde a secuencias **thinning and fining upwards** de 5-7 m de espesor. La estructura interna de los bancos calcareníticos que contienen estas secuencias mayores corresponde a sucesiones de términos Ta, b, c y localmente, e de la secuencia de Bouma. El término basal grado a está solo presente en la parte inferior de las unidades secuenciales mayores (**microbrecha de Aptychus**). La superposición de términos b y c de la secuencia de Bouma caracteriza la estructura interna de la mayor parte de los bancos calcareníticos.

Este tipo de depósitos está ligado a abanicos submarinos de escasa dimensión. Las microfacies observadas son intraesparruditas (grainstones de intraclastos, oolitos y litoclastos calcáreos), grainstones-packstones de peloides y filamentos, y wackestones-mudstones de filamentos y radiolarios.

En la parte basal, esta formación contiene **microbrechas de Aptychus** (potencias decimétricas) con **flute-casts** (bien expuestas en la Estación de Archidona y en el P.K. -aproximado- 38,500 del F.C. Bobadilla-Granada). Son predominantemente ricas en intraclastos y oolitos y en este aspecto se diferencian de las que luego se encuentran en el Cretácico inferior.

La potencia de esta formación es de unos 25 m (medida), por lo general. Hacia el O de la Hoja podría alcanzar valores superiores. Su edad comprende la parte más alta del Calloviense (Dogger), y el Oxfordiense y Kinmeridgiense (Malm).

1.1.10. Calizas nodulosas y margas rojas alternantes (24)

Es éste un tramo muy típico que corona la serie jurásica. En el paisaje se marca por sus suelos rojizos (más claros que los de radiolaritas) adosados, en ladera, a las crestas de las calcarenitas con sílex.

Consiste en una alternancia muy regular de bancos de caliza nodulosa con tramos de margas rojas. La potencia individual para cada banco o tramo es del orden del decímetro.

La caliza es característica y originariamente gris-verdosa, pudiendo estar parcial (a partir de fisuras) o totalmente teñida de rojo. Los banquitos calcáreos aparecen localmente silicificados en nódulos.

Las microfacies características de estos niveles son wackestones de radiolarios esencialmente calcitizados, con escasos filamentos y foraminíferos planctónicos. Son frecuentes las secciones de *Aptychus*.

Estas litologías corresponden a facies conocidas en el dominio alpino como **Ammonítico Rosso** margoso.

Quizá por encontrarse a techo de una formación más competente (las calcarenitas con sílex), la que nos ocupa se muestra frecuentemente replegada. A pesar de ello, es posible poder afirmar que no supera los 25 m (medidos). En algunos puntos (X 536,8; Y 7280,5 por ejemplo) parecería no existir, sucediendo las margocalizas blancas del Cretácico inferior a las calcarenitas con sílex. Realmente su ausencia total no ha podido ser verificada por lo que siempre se ha puesto en cartografía, aún en esos casos (en los que el encostramiento superficial puede enmascararla, máxime si es mucho más delgada).

La edad de esta formación es Malm más superior (Titónico), aunque su techo frecuentemente alcance el Berriasiense (Cretácico más inferior), según datos bibliográficos regionales.

1.1.11. Cretácico y Paleoceno (25,26 y 27)

Se encuentran ocupando los núcleos sinclinales, sobre la serie jurásica descrita hasta ahora.

Al E del meridiano Lambert 531,2 y hasta el Trías de Antequera, dominan las típicas facies del Neocomiense de margas y margocalizas blancas (25) con esporádicos nódulos mili a centimétricos limoníticos, que en otros puntos del Subbético medio han proporcionado ammonites limonitizados (priritizados originariamente) y belemmites planos tipo *Duvalia*. Por lo general, esta facie sucede concordantemente al Titónico y cerca de su base puede contener **microbrechas de *Aptychus*** (P.K. 40 F.C.) de potencias deci a semimétricas. Estas, a diferencia de las descritas en el Malm, suelen tener una alta proporción de dichas piezas, siendo minoritarios los intraclastos, aunque muy característicos unos de tamaño milimétrico y tonos verdosos (glauconita?). En la parte norte de la Hoja (entre las Sierras del Pedroso y de las Arcas), estas facies de margas blancas con las microbrechas basales se disponen cartográfica y progresivamente sobre el Titónico, calcarenitas con sílex, radiolaritas y margocalizas del Lías superior-Dogger. Más que un contacto mecánico, difícil de reconstruir, el autor de la Hoja se inclina por una discordancia, que estaría, además, avalada por la presencia de cantos de caliza nodulosa del Titónico en las margas blancas, en el mismo contacto (X 536,2; Y 284,6).

De la banda sur del paralelo Lambert 279,5 y al O del F.C. Bobadilla-Granada, marcada en el mapa como Cretácico (25), muy poco puede decirse dada la ausencia total de afloramientos (zona intensamente cultivada). Únicamente cabe indicar que el examen de foto aérea así como lo que se deduce a partir del examen de las estructuras y litologías circundantes apuntan a la existencia ahí de materiales neocomienses como los descritos.

En los alrededores del punto X 530,5; Y 281,75, se encuentran margas blancas (25) con microbrecha de ***Aptychus*** sobre Titónico, a las que parecen suceder arcillas y margas verdes (25) similares a las que en otras partes del Subbético se han datado como Albiense. Más al

Oeste, a partir del meridiano Lambert 529, a esas arcillas y margas verde-oscuras parecen superponerse calcarenitas y microbrechas finas (25) (similares en muchos aspectos, en campo, a las calcarenitas con sílex del Malm o a materiales paleógenos que más adelante se describirán en el Complejo de la (Alta Cadena) cuya edad debe corresponder a la parte baja del Cretácico superior. Sigue un tramo de margocalizas rosadas (26), facies típica del Cretácico superior-Paleoceno, en las que se ha datado éste; por último, la cubeta sinclinal finaliza en la Hoja con las típicas calcarenitas grises de *Microcodium* (27) (Paleoceno a Eoceno). No hay afloramientos de estas tres últimas formaciones descritas, por lo que sus potencias son desconocidas. Su identificación se ha realizado mediante el examen de los materiales eluviales en los cultivos.

1.2. TRIAS DE ANTEQUERA.

Se adelanta aquí que el autor de la Hoja considera que el Trías de Antequera representa no una formación sedimentaria sino tectónica, aunque, eso sí, compuesta muy mayoritariamente de materiales triásicos. En lo que sigue se realizará la descripción de sus materiales y aspectos relacionados, sin perjuicio de que en el apartado de Tectónica se examine su significado así como las hipótesis previas propuestas y su relación con el resto de unidades tectónicas y paleogeográficas en la Hoja.

Como ya se ha indicado, en el ámbito de la Hoja el Trías de Antequera forma una banda alargada de NE a SO con una anchura comprendida entre 7 (al SO) y 4,5 km. (al NE). Inmediatamente al E de esta banda, y casi individualizada cartográficamente de ella por formaciones recientes, se halla una estructura circular que puede denominarse de Fuente Camacho (el núcleo urbano de mayor entidad en ella).

Prácticamente todos los autores precedentes han utilizado el adjetivo **caótico** al describir este Trías, lo cual puede ser parcialmente cierto al referirse a un afloramiento o zona concreta, pero no puede hacerse extensivo a toda la banda. En efecto, a partir de la fractura NNO-SSE centrada en X 541,5; Y 277,9 y hacia el SO, muestra una estructura a grandes rasgos tabular o, si se quiere, subhorizontal, con una potente **formación** de yesos con fragmentos (5) y bloques abajo, y una delgada **cobertera** de arcillas y carniolas (8) arriba. De dicha fractura hacia el NE sólo aflora esta última, además con una marcada estructura lineal visible en las alineaciones (más o menos continuas) de calizas tipo Muschelkalk (9) paralelas a los bordes de la banda. En la estructura circular de Fuente Camacho afloran los yesos en su parte central y las arcillas y carniolas en los bordes.

En todo éste contexto litológico se encuentran también las típicas **ofitas** (10), bloques de areniscas y cuarcitas (7) y otros **exóticos** no triásicos de naturaleza variable (6).

1.2.1. Yesos y anhidritas con fragmentos (5)

La potencia de esta **formación** en la parte SO de la banda, donde el Guadalhorce y su afluente el Arroyo Marín han excavado profundos tajos, puede alcanzar los 140 m. Su existencia constante en el área está avalada por la constante karstificación: en el fondo de las dolinas desarrolladas sobre las arcillas y carniolas suprayacentes siempre suele aflorar el yeso.

Los yesos son siempre blanquecinos, generalmente mesocristalinos y recristalizados. La variable proporción de los fragmentos que contienen así como ligeros cambios paralelos en el tono de color dibujan un bandeado subhorizontal, cuya inclinación no suele sobrepasar los 45°, que frecuentemente se encuentra plegado. En gran parte los yesos deben proceder de anhidrita por hidratación meteórica. Las anhidritas únicamente pueden observarse -que el autor conozca- en una cantera (X 526,1; Y 270,4) próxima a la carretera Antequera-Málaga; son grises, de micro a mesocristalinas y, al igual que los yesos, muestran bandeado y contienen fragmentos.

Los fragmentos en estas litologías salinas son de tamaño corrientemente centi a decimétrico, equidimensionales, con tendencia al redondeamiento. Los más comunes son de calizas y dolomías negras (Muschelkalk) -que al microscopio se muestran parcialmente sustituidas por yeso-, habiéndolos también de ofitas y de lutitas rojas. Cabe la posibilidad de que existan también de materiales no triásicos pero hasta el momento no se han identificado. Para el caso de los de Muschelkalk se han localizado, en afloramientos, fragmentos de tamaño ya métrico a decamétrico. El caso extremo más espectacular se encuentra en el cauce del Guadalhorce, donde es posible ver, en un desnivel de unos 130 m, cómo bloques hectométricos de Muschelkalk, desorientados, están contenidos en la masa de yeso.

Unas estructuras muy características y omnipresentes son las **sombras de presión**, constituidas por yeso fibroso o cristalino. Se disponen alrededor de cada fragmento según un plano **ecuatorial** paralelo al bandeado de la **formación** (fig. 2) y deben de tener el mismo significado que el que se atribuye a idénticas estructuras en rocas metamórficas. Consecuente y lógicamente, los yesos -matriz- muchas veces están estructurados según finas laminillas escamosas cuya orientación (**esquistosidad**) es paralela al bandeado.

1.2.2. Arcillas y carniolas (8)

Forman un tramo suprayacente al anterior. Las arcillas son de colores variados, predominando los rojos y amarillentos. Las carniolas son grises o amarillentas, microcristalinas, muy oquerosas y brechoides. Ambas litologías suelen contener también fragmentos centimétricos, similares a los de los yesos infrayacentes pero más predominantemente lutíticos. La relación entre ellas es -a nivel de afloramiento- confusa aunque se han visto a veces estratificadas y alternantes. En la mitad NE de la banda **triásica** intercalan concordantemente calizas y dolomías de facies Muschelkalk.

En la mitad SO de dicha banda es posible que se hayan incluido en esta formación, en algunas áreas, materiales en realidad residuales, superficiales, resultado de la disolución del yeso.

1.2.3. Calizas y dolomías (9)

Son la facies Muschelkalk. Tienen tendencia a formar intercalaciones -presumiblemente primarias, sedimentarias- en las arcillas y carniolas -donde son más abundantes-, y bloques en los yesos infrayacentes.

Son de color gris oscuro y se disponen en bancos tabulares, por lo general decimétricos, que pueden alternar con otros margosos. Presentan laminación paralela fina suavemente ondulada (algar), finos niveles lumaquélidos y, característicamente, niveles de intraclastos muy redondeados sin contactos entre sí. En conjunto, todas estas facies pueden interpretarse como de llanura mareal.

Los afloramientos dolomíticos brechificados son también frecuentes. La dolomitización, muchas veces selectiva según niveles, forma a veces doloesparitas de grueso tamaño de grano.

Generalmente son azoicas o presentan microfaunas triviales que no permiten ningún tipo de datación. En zonas próximas de la Cordillera se ha atribuido a ciertos niveles una edad Ladiniense medio.

Estas sucesiones calcodolomíticas de facies Muschelkalk no suelen sobrepasar los 100 m de potencia.

1.2.4. Ofitas (10)

Este grupo de rocas ígneas aparece sobre todo en el tramo superior (arcillas y carniolas) del **Triás de Antequera**. En algunos casos (afloramientos de escasa extensión) es imposible saber si se trata de bloques o rocas in situ. Los de mayor superficie probablemente representan pitones intrusivos, en base a las texturas de la roca, a su forma cartográfica y, en escasos puntos, a las relaciones observadas con el encajante local. El término **ofitas** se conserva aquí por la raigambre que ha adquirido en la literatura geológica para designar las rocas básicas que se encuentran en el Triásico.

Petrológicamente se trata de diabasas augíticas, generalmente afectadas por retrometamorfismo que hace desaparecer parcial o totalmente la paragénesis ígnea primaria. Presentan todas ellas textura subofítica de grano medio y, en contadas ocasiones (facies atribuibles a borde), porfídica hipidiomorfa y microcristalina. Están formadas por plagioclasas y augita como principales componentes. Los minerales accesorios más comunes son ilmenita, piritita y esfena. Como minerales secundarios formados por retrometamorfismo aparecen anfíboles, epidota tipo pistacita, cuarzo, albita, calcita y mica blanca.

Las facies subofíticas están formadas por cristales tabulares de plagioclasas macladas, débilmente zonadas, entre las que se disponen granos agregados de augita xenomorfa, ocasionalmente maclada. Las plagioclasas están afectadas por intensa sericitización o sausuritización. En algunas muestras han sido, incluso, reemplazadas por un crecimiento micrográfico de cuarzo y albita. Los piroxenos presentan un grado de uralitización de moderado a intenso, formándose a expensas de ellos, por lo general, hornblenda pardo-verdosa o actinolita.

Las facies microporfídicas están constituidas por microfenocristales hipidiomorfos de plagioclasa y augita, que están rodeados por una mesostasis de microcristales tabulares y entrecruzados de los mismos. Por lo demás, no difieren mineralógicamente de las diabasas de grano medio descritas precedentemente.

Recientemente ha aparecido un trabajo detallado sobre la mineralogía de las ofitas que se explotan en canteras a 1,5 km al SE de Archidona (BONDI et.al. 1983). Hace hincapié en las paragénesis secundarias que se presentan, a las que dividen en dos grupos: uno deutérico (prehnita-sericita-clinozoisita-clorita) y otro, posterior, que se supone originado por metamorfismo regional de bajo grado. Este segundo grupo se describirá más adelante al hablar del metamorfismo del Triás de Antequera.

1.2.5. Areniscas y areniscas cuarcíticas rojas (7)

Se encuentran como bloques y no son muy numerosos. Hay varios tipos litológicos (areniscas rojas más o menos lajeadas, más o menos micáceas; areniscas cuarcíticas y cuarcitas rojas) asociados en un mismo bloque. Los del grupo del NE de la estructura circular de Fuente Camacho muestran un carácter más predominantemente cuarcítico así como colores más claros, grisáceos. En conjunto, todas estas facies pueden ser asimiladas a las descritas como Permotriás en otras partes de la Cordillera.

Al microscopio aparecen como facies bastante feldespáticas (el feldespato está fuertemente cloritizado). La laminación oblicua es muy neta. El cuarzo es frecuentemente anguloso, de grano fino, y las micas blancas, a veces abundantes, presumiblemente detríticas. La impregnación ferruginosa es frecuente, disponiéndose en forma bandeada.

1.2.6. Bloques exóticos de material no triásico (6)

Según PEYRE (1974) son un rasgo característico del Triás de Antequera, no habiéndose citado hasta el momento en los otros Triás Subbéticos. Muestran tamaños de deca a hectométricos, siendo por lo general bastante equidimensionales. Su estructura interna (estratificación, esquistosidad) presenta una orientación diferente para cada uno y es independiente de la del encajante yesoso o arcilloso; hay bloques que la muestran vertical o subhorizontal y, dentro de cada una de estas categorías, monoclinas o fuertemente replegadas. Por lo general siempre presentan un cierto metamorfismo, o grado de transformación, que les hace adquirir un aspecto paleozoico.

Son relativamente abundantes; PEYRE (op. cit) describe en la Hoja, mediante una cartografía 1/100.000, un total de seis bloques (algunos ya conocidos de antes); después de realizada esta Hoja a 1/50.000, la cifra se ha elevado a veintitrés. Cabe suponer por tanto que, a medida que se estudie con más detalle el área, nuevos bloques serán localizados en el Triás de Antequera.

Un breve examen de su distribución en el ámbito de la Hoja arroja los siguientes resultados.

1) Hay 17 bloques emplazados en la formación superior arcillo-carniolar de este Triás, contra 8 en la inferior yesosa (comprendidos en ella los situados en el límite entre ambas; 2) En cuanto a la categoría grande (ampliamente hectométrica) de tamaños hay, por el contrario, 3 contra 6, respectivamente. A juicio del autor, todo esto puede indicar que la formación inferior yesosa (teniendo en cuenta su menor área de afloramiento respecto a la superior) es la que contiene más número de bloques, y los de mayor tamaño, de ambas. Ello estaría de acuerdo con la interpretación tectónica que se les da a estos bloques en esta Hoja (ver apdo. 2.1.2.).

A continuación se van a describir brevemente los diversos bloques conocidos hasta la fecha, siguiendo aproximadamente la banda de Trías de SO a NE.

El término **bloque** se empleará para describir los de tamaños hectométricos y **pequeño bloque** para los decamétricos. En cartografía están todos a escala salvo alguno de los pequeños en que es posible que ésta esté exagerada.

a) *Bloque de la Cuesta del Romeral* (X 526,6; Y 270,7)

Es uno de los más célebres y de los más tempranamente descubiertos a causa de aflorar ampliamente en la trinchera de la carretera Antequera-Málaga. Está formado por calcoesquistos muy replegados de color pardo-verdoso, que al microscopio se muestran como dolomíticos y ricos en óxidos de hierro, con venillas esparíticas. En un principio fué tomado por Paleozoico (dado su parecido con algunas facies de las **Calizas alabeadas** del Silúrico-Devónico maláguide). Posteriormente, PEYRE (1974) señala Globigerinas y apunta una edad Terciaria, quizás Eocena. Esta datación ha sido confirmada en la realización de esta Hoja.

b) *Bloque del Arroyo del Romeral* (X 526,6; Y 270,9)

Aflora frente al anterior, al otro lado del barranco y un poco más al Norte. Lo constituyen filitas verdosas y rojizas. Al microscopio se observan bandas sericíticas, fuertemente impregnadas de grafito, que definen una esquistosidad plegada la cual da lugar a una crenulación moderadamente penetrativa. También presenta lechos irregulares de carbonatos, a los que se asocia cuarzo recristalizado, y pequeños cristales romboédricos de siderita con exudación ferruginosa. La estructura es lepidoblástica. Puede clasificarse como filita carbonosa con carbonatos.

c) *Pequeño bloque en la trinchera de la carretera Antequera-Málaga* (X 527,25; Y 270,3)

Está formado de materiales calcopizarrosos marrones, muy similares a los del primer bloque descrito en 1).

d) *Pequeños bloques cerca del Cortijo de la Saucedilla* (SO Hoja (X 526,4; Y 268,7)

El autor de la Hoja conoce 4 al menos, todos muy similares litológicamente. Se trata de mármoles alternando centimétricamente con calcoesquistos verdes. El conjunto está notablemente replegado.

e) *Pequeño bloque cerca del Cortijo Tapia* (X 530,1; Y 270,9)

Compuesto de materiales pizarrosos parduzcos. Al microscopio presenta una esquistosidad plegada que da lugar a una crenulación muy poco penetrativa a la escala microscópica y que es oblícua a aquélla; sericita muy abundante, entre la que se encuentran diseminados numerosos granos de cuarzo alargados y de pequeño tamaño; lentículas diseminadas constituidas por biotita incipiente.

f) *Bloques del Valle del Guadalhorce*

Se conocen 3, que destacan netamente en el paisaje, de los que sólo ha podido ser visitado, por razones de accesibilidad, el más meridional (X 533,25; Y 271,2). Está formado por calcoesquistos verdosos.

Microscópicamente se presenta como una roca inicialmente muy bandeada que ha sido distorsionada por un plegamiento posterior. Se perciben lechos irregulares formados por caliza cristalina rica en cuarzo y albita o por filita carbonosa intensamente plegada, dando una crenulación muy penetrativa en ella pero que no llega a afectar a las zonas carbonatadas. Se trata de una calcofilita cristalina con textura lepidoblástica bandeada.

g) *Pequeños bloques cerca del Cortijo de Los Llanos*

Sólo se ha marcado en la cartografía el más importante (X 538; Y 273,6). PEYRE (1974) ya los describe. Son calcáreos, de color blanco-azulado, espáticos o finamente bandeados, con nódulos de sílex análogos a los del Jurásico. En lámina delgada se muestran constituidos por pequeños granos de calcita cristalina (cada uno fracturado y con extinción ondulante), con pasadas de minerales fílticos orientados; el sílex ha recrystalizado a cuarzo.

h) *Bloques junto al Cortijo de la Saucedilla* (SSE de Archidona)

Son dos, diferentes, prácticamente en contacto. PEYRE (1974) ya describe el más septentrional (X 539,25; Y 274,7), que aflora en la trinchera de la carretera de Archidona a Villanueva del Trabuco. El otro (X 539,3; Y 274,55) está bien expuesto en una carretera inmediatamente al Sur.

El primero se compone de margas y margocalizas blanco-amarillentas que alternan gradualmente en bancos decimétricos. Las litologías más duras y calcáreas muestran un moteado centimétrico (reorganizaciones esparíticas grises) característico. PEYRE lo sitúa, mediante microfauna, en el Cenomaniense (probable). En esta Hoja ha sido datado como Maastrichtiense.

El segundo está formado por **pizarras** marrones, con nódulos ferruginosos característicos, hasta decimétricos y conglomerados (cantos generalmente calcáreos y centil centimétrico) del mismo color. Al microscopio las primeras son lutitas y poseen una alta proporción de dolomicrita y óxidos de hierro, con abundantes cuarzos y feldespatos idiomorfos. En los segundos se han indentificado clastos de calizas oolíticas, dolomías y sílex; estructural y cualitativamente estos conglomerados se muestran bastante análogos a los que se describirán (28) en el Eoceno; es por ello que, en principio, el bloque se considera de esa edad.

i) *Bloques del Arrollo Marín* (SE-S de Archidona)

En esta zona se localizan tres bloques grandes y otro más pequeño, bastante diferentes entre sí.

El primero (X 539,2; Y 277) se encuentra aguas arriba de la carretera de Archidona a

Villanueva del Trabuco, en la margen derecha del arroyo. Está formado por **pizarras** y **microbrechas calcáreas**, con granoclasificación, de característico color pardo. Al microscopio presentan una cierta abundancia de *Globigerinas* y, las primeras, un carácter lutítico ferruginoso con silicificación intraparticulas, siendo la fisibilidad muy acusada. En esta Hoja se ha datado como Cenomaniense.

Otro bloque (X 538,1; Y 277,2), ya descrito por PEYRE (1974), se halla próximo a la cantera de ofitas. Lo forman filitas verdosas, con aspecto sericítico, acompañadas de otras más pardas y duras. El metamorfismo se marca por el aspecto finamente ondulado de las superficies de esquistosidad y por el alargamiento de los granos en los bancos más duros. Estos, al microscopio, aparecen formados de granos policristalinos de calcita, hojosos, separados por bandas de minerales filíticos con algo de cuarzo. Se trata, pues, de rocas epimetamórficas de las que se ignora su edad.

Aguas abajo de éste se encuentra un pequeño bloque (X 537,85; Y 275,1) que aparece espectacularmente incluido en los yesos. Es una caliza negro-azulada, en bancadas finas, con intercalaciones filíticas centimétricas. Ya fué citado por PEYRE (op. cit.).

Y por último, topográficamente encima de éste y accesible desde Archidona, se encuentra el cuarto bloque (X 537,4; Y 275,1), en bastante peores condiciones de afloramiento que los citados. Se trata de pizarras pardas y cuarcitas de aspecto **paleozoico**.

j) *Bloque al SE de Fuente Camacho* (X 549,85; Y 278,15)

Citado e interpretado por DELGADO SALAZAR (1970) como un fragmento de zócalo paleozoico base del Triás. SANZ DE GALDEANO (1983, com. pers.) opina sobre el aspecto **alpujárride**, de visu, que presenta este bloque, constituido por mármoles bandeados decimétricamente, de color blanco a crema, con esporádicas intercalaciones filíticas a micasquistosas.

Las facies marmóreas, generalmente microcristalinas, muestran al microscopio textura granoblástica bandeadada y presencia característica de albita. La calcita forma cristales homométricos de 0,1 mm de tamaño máximo; en ellos es frecuente el desarrollo de maclas o de líneas de exfoliación. La albita esta maclada, es generalmente idioblástica, alcanza el mismo tamaño que la calcita y los cristales se encuentran repartidos por toda la roca. En proporción mucho menor se encuentra siderita, también idioblástica, más pequeña que el mineral anterior, frecuentemente incluida en ella. La moscovita se presenta en forma de pequeñas láminas orientadas, aisladas o agrupadas en microlechos paralelos a las bandas de impregnación carbonosa o ferruginosa, que se observan.

k) *Pequeños bloques al N de Fuente Camacho*

Se conocen dos y se encuentran junto al camino de esta aldea a las salinas.

El más septentrional (X 549,5; Y 279,2) es calcdolomítico (dolomítico enriquecido en hierro, al microscopio), de color pardo. Puede ser similar al primero descrito en h) o al segundo en g).

El otro (X 549,5; Y 278,75) está formado por lutitas y cuarcitas verdosas.

Al microscopio, las primeras (cuarzo-pizarras sericíticas con textura lepidoblástica) se muestran muy ricas en microclastos angulosos de cuarzo de tamaño limo, entre el que se intercalan microlechos micáceos o laminillas aisladas de esta naturaleza que presentan siempre orientación preferente muy marcada. Poseen bandas irregulares de composición ferruginosa, normalmente paralelas a la pizarrosidad.

Las **cuarcitas** contienen numerosos microcristales de subangulosos a subredondeados de cuarzo, unidos por cemento silíceo o matriz sericítica, ambos intersticiales entre ellos. En menor proporción se observan fragmentos de plagioclasas macladas, o de feldespatos sericitizados, y de minerales pesados. Se trata de metaareniscas feldespáticas con textura blastosamítica.

l) *Pequeños bloques de los confines nororientales de la Hoja*

Son materiales calcolutíticos marrones. Se encuentran: uno (X 546; Y 284,6) junto al borde del camino que va a las Casas de Santana (casi desde Salinas), y el otro (X 549,1; Y 285,15) junto al cauce del arroyo de la Viñuela. El primero, al microscopio, se revela como marga arcillosa con abundantes globotruncanas y amplio desarrollo de **seams** arcillosos y venas esparíticas. Por microfauna se le ha atribuido una edad Cretácico medio-superior.

De esta breve revisión de todos los bloques **exóticos** conocidos hasta el momento en el Trías de Antequera se deduce que una parte de ellos son de edad post-triásica (Cretácico, Eoceno y Jurásico). Respecto de las facies similares conocidas en los alrededores, las de éstos muestran una evidente transformación, consistente en un aporte ferruginoso y dolomítico (color pardo frecuente) y una cierta recristalización u orientación de sus componentes (endurecimiento, creación de fisilidad), además de deformaciones mecánicas más o menos importantes. Esta transformación está ligada, probablemente, al propio proceso queemplaza los bloques en la masa triásica (ver apdo. 2.1.2.).

Otro grupo de ellos muestra un carácter más auténticamente metamórfico (si bien en ningún caso se sobrepasa la zona de la clorita). Podrían ser de edad paleozoica, o hasta permotriásica si se considera que representan formaciones alpujárrides o nevadofilábrides.

La segunda opción (edad permotriásica) aparece como muy poco posible pues no se han identificado ni las facies ni los metamorfismos característicos de dichos complejos. Ello además de la dificultad que supone explicar la presencia simultánea de materiales triásicos con y sin metamorfismo, sobre todo teniendo en cuenta la estructura que el Trías de Antequera presenta (ver apdo. 2.1.2.).

Hay, por tanto, más posibilidades de que sean de edad paleozoica y representen el zócalo. A este respecto ha de señalarse que la facies microscópica del bloque descrito en e) es asimilable a la **serie filítica** (Ordovícico-Silúrico) maláguide, y la del b) a las metapelitas de las **Calizas alabeadas** (Silúrico-Devónico) maláguides. Además, la facies petrográfica del bloque j) es idéntica a otras encontradas en la Hoja de Alora (16-44), correspondientes a dichas **Calizas Alabeas**.

1.2.7. Sobre el metamorfismo del Trías de Antequera

Es PEYRE el primer autor en hablar de un principio de **metamorfismo** en el Trías de Antequera, refiriéndose exclusivamente al aspecto que, como se ha visto, muestran los bloques exóticos.

BONDI et. al. (op. cit.), en su trabajo sobre la mineralogía de las ofitas de la región de Archidona, definen de éstas una paragénesis secundaria, pseudomorfizante, como producto de un metamorfismo regional de bajo grado. Dicha paragénesis está definida por la asociación de pumpellita, piroxeno sódico (jadeítico), anfíboles sódicos (crossita y otros), sodocálcicos y cálcicos, albita, y una segunda generación de clorita, titanita, epidota y mica incolora. Opinan que esta paragénesis se ha formado a uno 350°C y 3 kb de presión confinante, condiciones que estarían también de acuerdo con la recrystalización que, al parecer, muestran materiales arcillosos de este Trías (cristalinidad de la illita muy alta). Concluyen que sólo, posiblemente, un proceso subductivo ha podido crear esas condiciones termodinámicas (enterramiento hasta una profundidad de 10-12 km). Este fenómeno habría ocurrido en el Cretácico superior (datación K/Ar de las crossitas).

Sin entrar en discusiones de tipo termodinámico, únicamente cabe decir que el autor de la Hoja no interpreta tectónicamente que el Trías de Antequera haya podido sufrir una subducción. Además, si se acepta, como parece lógico, que el proceso que causa ese metamorfismo es el mismo que emplaza los bloques exóticos dentro del Trías, la edad absoluta citada es totalmente incongruente con la edad terciaria de alguno de ellos.

En cuanto a la transformación y metamorfismo de los bloques, así como al significado tectónico de ellos en el Trías de Antequera, véase lo dicho al final del apartado precedente y en el 2.1.2.

1.3. EL COMPLEJO DE LA ALTA CADENA (SUBBÉTICO MEDIO MERIDIONAL)

El término **Alta Cadena** fué utilizado por primera vez (en un sentido más amplio que el actual) por BLUMENTHAL (1931). PEYRE (1974) lo circunscribe a la alineación de altas sierras calcáreas, y terrenos relacionados, que, desde el Torcal de Antequera (al O) a Sierra Gorda de Loja (al E), limitan, al N, con el Trías de Antequera y las **regiones típicamente subbéticas** y, al S, con la Depresión de Colmenar (constituída fundamentalmente de formaciones terciarias tipo flysch). El área de Villanueva del Trabuco forma, pues, parte de la Alta Cadena, así como el borde occidental de Sierra Gorda (comprendido en esta Hoja).

Para PEYRE esta zona estaría situada paleogeográficamente al Sur del Subbético medio central descrito, y también del Subbético interno (su unidad Roda Torcal: Torcal de Antequera, Peñón de los Enamorados y -con afinidades- Sierra Gorda de Loja). El autor de esta Hoja piensa, por el contrario, que representa la parte meridional del Subbético medio y sería, por tanto, septentrional respecto de la U. Ronda Torcal. Para afirmar esto hay razones estratigráficas, sobre todo en el Jurásico (paso paulatino del conjunto de facies desde el Subbético medio central típico) y también tectónicas. Estas pueden examinarse en el apartado correspondiente.

Así, la Sierra de las Breñas (X 535; Y 268) y los afloramientos situados entre ella y Villanueva del Trabuco muestran series muy parecidas a las vistas en la Sierra de Archidona; más al E. (y NE) las Sierras de Gibalto, Salinas, San Jorge, y borde O de Sierra Gorda, muestran series muy similares si bien ya no se individualizan algunos tramos superiores y desaparecen las radiolargas; más hacia el E todavía, se pasaría a Subbético interno o afín (Sierra Gorda de Loja).

Un carácter típico de la Alta Cadena es la abundante presencia de formaciones paleógenas y miocenas tipo *flysch*, similares a las del Campo de Gibraltar, que algunos autores suponen alóctonas y otros para autóctonas más o menos discordantes (opinión que comparte el autor de la Hoja) sobre el sustrato mesozoico. Probablemente la mera presencia de ellas (tradicionalmente consideradas *circumbéticas*, ver Introducción) es lo que ha inducido a muchos autores a considerar la Alta Cadena como más meridional que el Subbético interno. Formaciones similares se encuentran también en algunas áreas del borde norte del Trías de Antequera.

Dada la identidad de facies mesozoicas a que se ha aludido entre la Alta Cadena y el Subbético medio central, en el mapa y en la leyenda se han solido marcar esas facies con el mismo número y color. Se recomienda, por tanto, al lector que tenga en cuenta este hecho, consultando antes que la memoria el esquema tectónico.

1.3.1. Triásico superior (11)

Los únicos afloramientos se encuentran al pie meridional de las Sierras Gorda (de Villanueva del Trabuco), San Jorge y de Tres Mogotes. Consisten en arcillas rojas y carniolas.

1.3.2. Lías inferior y medio (12, 13 y 14)

Sobre el Triásico superior sigue concordantemente la formación dolomítica del Lías inferior (12), muy semejante en todo a la descrita (12) en el Subbético medio central. Las potencias (medidas) han sido de 90 (Sierra de Salinas) y 180 m (extremo NE de la Sierra de Gibalto). En la Sierra de Salinas (parte SE) hay muy notables ejemplos de laminaciones estromatolíticas, con domos y estructuras fenestrales, en la totalidad de la serie dolomítica, muy bien expuesta.

El rasgo sedimentológico más generalizado para este conjunto dolomítico es la estructuración en secuencias mareales de orden métrico, con un término basal de carácter micrítico, algo bioclástico o graveloso, y otro superior con laminación estromatolítica planar. Representa un ambiente sedimentario de salinidad relativamente elevada.

En más o menos amplias áreas de las Sierras Gorda de Villanueva del Trabuco), de San Jorge, Tres Mogotes y (menos) Gibalto, aparecen intercalaciones de rocas volcánicas en la serie de dolomías (13); se encuentran generalmente muy alteradas, formando suelos pardos. Se han identificado rocas compactas, oscuras, vacuolares, porfídicas, y otras tobáceas o cineríticas, con estratificación muy marcada y colores vivos, verdes o rojizos (X 549,2; Y 268,7 / X 547,9; Y 271,1 / X 548; Y 272,1). En el punto X 543,9; Y 268,7 se recogieron muestras vacuolares escasamente alteradas, que permiten su estudio microscópico.

Microscópicamente la matriz forma la casi totalidad de la roca y está constituida por microfenocristales de plagicolasas macladas, muy tabulares, entre las que quedan relictos prismáticos de minerales máficos alterados. La diseminación de pequeños minerales opacos xenomorfos se observa por toda la roca. Los fenocristales son escasos y corresponden a iddingsita, que procede presumiblemente de la alteración de olivinos preexistentes bastante idiomorfos en la mayoría de los casos y cuyo tamaño máximo no sobrepasa los 3 mm. Esporádicamente se encuentran algunas pequeñas cavidades rellenas de calcedonia con estructura fibroso-radiada, o de calcita con estructura granuda microcristalina y crecimiento radial o zonal.

Se trata de basaltos olivínicos alterados.

La clásica formación de calizas blancas, en esta parte de la Hoja predominantemente micríticas y oolíticas (14), sucede concordantemente al tramo dolomítico descrito, alcanzando potencias del orden de los 200 m mínimos. Al igual que para el Subbético medio central, presenta niveles de encrinitas (borde O de Sierra Gorda de Loja, sobre todo) a techo y abarca una edad que va desde el límite Hettangiense-Sinemuriense al Pliensbachiense medio.

Se han puesto de manifiesto las siguientes subfacies en este tramo calizo (facies de lagoon): wackestones de algas y peloides (ambiente mareal más somero), grainstones de peloides y oolitos y grainstones de oolitos.

1.3.3. Lías superior y Dogger inferior: margocalizas (17 y 18) y calizas nodulosas rojas (15 y 19)

En la Sierra de las Breñas (X 535; Y 268) se encuentra una serie idéntica a la descrita (potencias similares) en la Sierra de Archidona: calizas nodulosas rojas (15) del Pliensbachiense-Toarciense, margocalizas, calizas grises y margas (17) (Toarciense y Dogger inferior) y caliza nodulosa roja (19) del Bajociense.

En las Sierras de Salinas, Gibalto E y Tres Mogotes, la caliza nodulosa inferior (15) puede no existir o bien ser muy potente (20 m en Gibalto E.), alcanzando entonces localmente el Dogger Inferior. Encima se sitúan calizas grises bioclásticas y margocalizas con sílex y filamentos (Toarciense a Bajociense inferior) (18). Este último tramo muestra microfacies de grainstones-packstones de crinoides, wackestones de espículas y crinoides, y packstones de peloides y filamentos, y alcanza una potencia máxima de 100 m. Encima se dispone generalizadamente al Cretácico inferior, en facies de margas blancas, que el autor de la Hoja supone discordante (ver más adelante) hasta incluso sobre las calizas del Lías inferior-medio.

DELGADO y SANZ DE GALDEANO (1981) en la ladera oriental del Gibalto suponen la serie caliza (14) de edad Lías-Dogger, a la que se superpondría la caliza nodulosa roja (15), para ellos Malm, seguida del Cretácico inferior blanco. La edad liásica superior (Dogger inf.) para esa caliza nodulosa (15) ya establecida por PEYRE (1974) se confirma mediante dataciones en la realización de esta Hoja; además se ve que, lateralmente, (ej.: aprox. P.K. 500,500 de la Cª Loja-Colmenar) se superponen a ella las margocalizas con sílex (18) y encima de ambas el Cretácico inferior.

En el Gibalto esta caliza nodulosa roja alcanza potencias variables entre algunos decímetros y una veintena de metros y muestra las siguientes subfacies: packstones-grainstones de crinoides y microbioclastos y wackestones-packstones de espículas y radiolarios (los términos más característicamente nodulosos son silicificaciones abundantes).

En el borde oeste de la Sierra Gorda de Loja, la caliza nodulosa roja inferior (15), de potencia métrica, falta en muchas zonas; encima, el tramo de margocalizas con sílex (18) muestra tonos más oscuros y una mayor riqueza en espículas que en las áreas precedentes, alcanzando los 200 m de espesor; por último, la caliza nodulosa roja superior (19) se encuentra bien expuesta sólo en X 551,5 Y 277 donde el camino ascendente la corta varias veces (pot. máx. 30 m.: falsas brechas) y se estima que su edad debe alcanzar el Calloviense dada su gran potencia relativa así como el espesor reducido del tramo que se le superpone.

Estas calizas nodulosas (19), de tonos gris-rojizos, se disponen en bancos gruesos separados por delgadas intercalaciones margosas. Las microfacies son, en cierto modo, similares a las de los niveles infrayacentes, consistiendo en packstones de peloides y filamentos, con porcentaje variable de espículas y radiolarios calcitizados, fragmentos finos de crinoides, ostrácodos y foraminíferos (bentónicos y planctónicos). Corresponden a depósito de plataforma con suave acción del oleaje y/o corrientes, bajo condiciones de sedimentación muy ralentizada y sin influencia de aportes de áreas emergidas. Su relativamente alto espesor habla de umbrales bastante estables.

1.3.4. Dogger medio-superior y Malm (20, 21, 23 y 24)

En la Sierra de las Breñas (X 535; Y 268) se encuentran tramos idénticos a los descritos (potencias similares o, quizá, algo inferiores) en la Sierra de Archidona y alrededores: radiolaritas rojizas (21), después el tramo de calcarenitas con sílex en facies predominantemente micrítica (23) y, por último, arriba, la alternancia de calizas nodulosas y margas rojas del Titónico (24).

En el grupo de afloramientos situados 2,5 km al OSO de Villanueva del Trabuco la serie descrita varía algo de facies. Las radiolaritas (21) están muy mal expuestas; el tramo 23 lo forman una sucesión (pot. aprox. 30 m) de calizas ricas en filamentos y nódulos de sílex en la que se han reconocido *Aptychus* (esta sucesión tiene un enorme parecido facial con el tramo 18 descrito en el apartado anterior). Por último, ya bajo el Cretácico inferior blanco, el Titónico (24) se muestra con una facies especial, dura, rica en radiolarios.

En algunos puntos de la zona, inmediatamente al O de la unión de las Sierras de Gibalto y San Jorge, bajo el Cretácico inferior blanco aflora el Titónico (24) en facies normal de calizas nodulosas alternando con margas rojas; bajo éste, y más localizadamente, se sitúan calcarenitas (facies micríticas) con sílex (23).

En la parte O (escamas inferiores) de la Sierra del Gibalto, entre las calizas y margocalizas (18) del Lías sup. -Dogger inf. y el Cretácico inf. blanco (25), aflora una serie mal expuesta (20) que, predominantemente, debe ser blanda. En los escasos afloramientos vistos en los barrancos o bien en fragmentos eluviales, se han identificado tramos radiolaríticos, arcillosos

rojizos, calcarenitas con sílex (atribuibles a 23 de otros puntos), y microbrechas con *Aptychus*. DELGADO y SANZ DE GALDEANO (1981) dan más precisiones para esta serie (20): margas, arcillas y radiolaritas (Dogger y Malm inf., probables) a las que suceden margocalizas, margas, y calizas rojas y blancas con abundantes *Aptychus* y algunas microbrechas (Malm sup.- base del Cretácico); citan, también, esporádicos niveles de calizas oolíticas de aspecto turbidítico intercalados en los tramos radiolaríticos.

En la parte E. de la Sierra de Gibalto así como en La Manga y Tres Mogotes (en la Sierra de San Jorge y más al SO no aparecen términos superiores a las calizas del Lías inf.- medio, en el ámbito de la Hoja), como ya se ha indicado, el Cretácico inferior blanco (25) se dispone encima de las calizas con sílex (18), o la nodulosa (15), del Lías sup.- Dogger. El autor de la Hoja interpreta este hecho como una discordancia en el sentido de detención en la sedimentación (véase el siguiente apartado). PEYRE (1974) describe, no obstante, en el N de La Manga y de Tres Mogotes, algún nivel de potencia métrica con microfauna del Malm, lo cual no está en desacuerdo con la idea avanzada antes (Cretácico inferior paradiscordante y/ o Malm condensado).

En el borde O de la Sierra Gorda de Loja sólo se encuentran niveles del Dogger sup.- Malm en los alrededores del punto X 551,5; Y 277. La serie (20) se dispone sobre las calizas nodulosas (19) y consta de calizas de filamentos con sílex (espesor: 5-10 m) y calizas nodulosas y margas rojizas (25 m.). Las primeras muestran microfacies de wackestones-packstones de filamentos, peloides y bioclastos (plataforma) y packstones-grainstones de filamentos (niveles turbidíticos residuales). Las segundas consisten en bancos nodulosos (espesor centimétrico, con laminación paralela y abundantes nódulos de sílex rojizo, con microfacies exclusivas de packstones de crinoides finos e intercalaciones de filamentos) alternando con margocalizas rojas con abundantes ammonites y *Aptychus*; estas características microfaciales son inusuales del **Ammonítico rosso** margoso (Titónico) de otros puntos, y corresponden a depósitos turbidíticos en surcos bien definidos aunque de magnitud reducida.

1.3.5. Cretácico (25 y 26)

Las típicas facies blancas de margas y margocalizas (Neocomiense), similares a las descritas en el Subbético medio central (NO de la Hoja), suceden al Jurásico descrito.

En la depresión de Villanueva del Trabuco este Cretácico **blanco** (25) aflora en amplias extensiones, llegando en algunos puntos al Cretácico superior PEYRE (1974) cita al Cenomaniense (caliza bioclástica fina, con pequeños granos de cuarzo) en la ladera sur de Cerro Gordo (X 544,7; Y 271,1) y en los alrededores (X 540,2; Y 275) del Cortijo de la Cañada (margocalizas claras con sílex); un poco más al E de éste último punto cita el Maastrichtiense probable (calizas amarillentas, bien estratificadas, con pequeños cuarzós).

En el área de sierras del SE de la Hoja, este Cretácico **blanco** es de mucho más reducido espesor, aflorando como una banda bastante continua entre el Jurásico y el Paleógeno. Sólo en el vértice NE (X 550,5; Y 270,2) de Tres Mogotes se conoce el Cretácico más superior -Paleoceno en la típica facies de margocalizas **rosa salmón** (26), similar a la citada en el

Subbético medio central DELGADO y SANZ DE GALDEANO (1981) también la citan en la parte oriental de la Sierra de Gíbalto, en algún punto concreto que el autor de la Hoja no ha podido localizar.

Los espesores del Cretácico son desconocidos, en parte por su probable replegamiento. En el área de Villanueva del Trabuco debe ser importante; por el contrario, en el área de Sierras (SE Hoja), probablemente no se supere la treintena de metros para cada una de las facies diferenciadas.

1.3.6. Paleoceno: calcarenitas grises con *Microcodium* (27)

Son materiales muy similares, macro y microscópicamente, a los idénticos descritos en el área subbética central del NO de la Hoja. De acuerdo con PEYRE (1974), en la zona que nos ocupa pueden ser ligeramente discordantes sobre su sustrato. Pero lo más común es encontrarlos como grandes bloques decamétricos en los materiales arcillosos eocenos. A esto no debe buscarse necesariamente una interpretación tipo arcillas con bloques (BOURGOIS, 1978): las calcarenitas de *Microcodium* son niveles competentes entre formaciones plásticas, con lo cual pueden ser fácilmente fragmentadas y englobadas.

1.3.7. Eoceno, Oligoceno y Mioceno inferior

Las formaciones de estas edades que se van a describir a continuación son muy similares a las de tipo *flysch* del Campo de Gibraltar, para muchos autores siempre alóctonas y correspondientes a una zona circumbética del orógeno (ver Introducción). Sin embargo, en el ámbito de la Hoja, ya BLUMENTHAL (1931) cita brechas y conglomerados en la base de esos *flyschs* que, por tanto, supone paraautóctonos y discordantes sobre el Mesozoico; esto ha sido corroborado después por PEYRE (1974) parcialmente, por F. JEREZ MIR (1981) y por el autor en la realización de esta Hoja. Más al SO (área de Ronda), aproximadamente en el mismo paralelo del orógeno, autores alemanes (in MAUTHE, 1971) también encuentran las mismas formaciones discordantes sobre el Mesozoico.

En la Hoja estos *flyschs* se encuentran sobre el Trías de Antequera y sobre el Complejo de la Alta Cadena (se recuerda que, según los resultados de esta Hoja, éste es Subbético medio meridional). Más al Sur están muy bien representados en la depresión de Colmenar (vecina Hoja del mismo nombre), que limita septentrionalmente las Zonas Internas. Al Norte, en las regiones típicamente subbéticas, no se conocen formaciones totalmente idénticas, si bien es de suponer que las de la misma edad (Terciario de Jauja y otros, en la Hoja de Benamejí, y similares, en la de Rute) pueden representar cambios laterales de facies.

PEYRE (1974), sobre todo en la zona de Villanueva del Trabuco, describe un Eoceno (constituido por conglomerados, calizas bioclásticas, margas y arcillas rojas) discordante y transgresivo sobre el Mesozoico. Un poco más al Sur, en las inmediaciones de Villanueva del Rosario, un *flysch* calcarenítico, al que sucede otro arenoso-micáceo que llega hasta el Mioceno inferior, sería discordante sobre el Mesozoico y sobre dicho Eoceno. Encima de estas formaciones, niveles de *silixitas* y de areniscas cuarzosas numídicas (tipo Aljibe, s. l. del Campo de Gibraltar) (Mioceno inferior) podrían representar series alóctonas de procedencia meridional.

El autor de esta Hoja encuentra que el Eoceno de PEYRE (op. cit.) está mayoritariamente formado por arcillas rojas, en las que se encuentran las intercalaciones de conglomerados y calizas bioclásticas de Nummulítidos (28). Estas, dada la naturaleza plástica de la serie en que se sitúan, así como el probable carácter lenticular de ellas, aparecen fragmentadas y desconectadas entre sí -en foto aérea se reconocen, no obstante, alineaciones- lo cual no debe ser motivo de que se interprete todo el conjunto como una formación de arcillas con bloques en el sentido de BOURGOIS (1978).

No se han encontrado argumentos a favor de que el flysch calcáreo oligoceno pueda ser discordante sobre ese Eoceno blando; por el contrario, las áreas de afloramiento de ambos están siempre en continuidad cartográfica; el autor de la Hoja supone, pues, que uno sucede concordantemente al otro, si bien no puede descartarse, en zonas, un cambio lateral de facies entre ambos que, por todos estos motivos, se ha englobado juntos (29) en cartografía. El flysch areniscoso-micáceo (31) se dispone clara y concordantemente encima, en varios puntos.

El autor cree también en el carácter autóctono de las arenicas tipo **Aljibe** (32), ello por dos motivos: 1) siempre se encuentran coronando la serie rojiza eo-oligocena (29); 2) en algunos puntos parecen existir facies de tránsito al flysch areniscoso-micáceo (31), autóctono.

En todo este contexto, las **silexitas** (30) representarían intercalaciones situadas preferentemente en posición más baja que las areniscas **numídicas**. HERMES Y SMIT (1976) opinan de forma similar en un trabajo (referido a la parte oriental de la Cordillera Bética) que más adelante se comentará.

1.3.7.1. *Arcillas rojas y verdes y flysch calcarenítico-arcilloso rojizo* (29)

Estas series se encuentran cartográfica y progresivamente, a grandes rasgos, (de SE a NO) discordantes sobre su sustrato mesozoico: sobre Cretácico (Los Alazores y área de Villanueva del Trabuco), sobre Lías (Gibalto más oriental, Peñón de Solís al E. de Villanueva del Trabuco, estructura circular de Fuente Camacho) y, por fin, sobre Trías de Antequera, a uno y otro lado de la banda; en la cartografía se prefirió marcar sus contactos con éste antes mecánicos que discordantes, dada la interpretación tectónica que se da a este Trías.

Argumentos petrográficos decisivos sobre el carácter discordante de estas series se han encontrado en las intercalaciones conglomeráticas (28) que presentan. Se citarán al hablar de ellas.

El flysch calcarenítico-arcilloso rojizo se presenta preferentemente en: 1) entre el Guadalhorce y las sierras jurásicas de San Jorge y Gorda de Villanueva del Trabuco y 2) en el Cerro Condestable (X 532,5; Y 278,7). En el resto de las zonas dominan casi en exclusiva las arcillas rojas, verdes y pardas. PEYRE (1974) las cita, incluso, en un pequeño afloramiento sobre el Jurásico del borde O de Sierra Gorda, afloramiento que el autor de la Hoja no ha conseguido localizar.

Estas arcillas son muy plásticas y muestran pequeños granitos de cuarzo. Originan amplias áreas blandas, de colores abigarrados, cultivadas. Su potencia es desconocida, dado su carácter incompetente. Han sido datadas por PEYRE (op. cit.), mediante fauna en las intercalaciones bioclásticas (28), como Luteciense (X 540,3; Y 271,7) e Ypresiense (X 528,3; Y 276), y también Eoceno sup.- Oligoceno (depresión de Los Alazores) y paso Stampiense-Aquitaniense (X 528,5; Y 275,6). Dataciones micropaleontológicas en las propias arcillas (X 539,4; Y 270,9 y otros puntos) en la realización de esta Hoja confirman esas edades. El autor, por último, sólo desea hacer dos observaciones: 1) la edad, quizá excesivamente moderna para el contexto, de esa última datación de PEYRE y 2) la verosimilitud de la edad oligocena en Los Alazores, en una zona donde precisamente falta el flysch calcáreo (Oligoceno), superponiéndose directamente *silexita* y/o areniscas *numídicas* (Aquitaniense) a las arcillas consideradas.

El flysch calcarenítico-arcilloso rojizo, de edad oligocena, es muy similar al también oligoceno de la Unidad de Algeciras (Campo de Gibraltar). Su potencia mínima en esta Hoja es del orden de los 200 m. Característicamente es una alternancia, en tramos decimétricos, de calcarenitas y arcillas rojizas; las capas calcareníticas muestran granoselección en la base, laminación paralela y un intervalo -a veces muy notable y dominante- de **convoluted bedding**. En algunos puntos se han visto, intercaladas, capas conglomeráticas (tamaño de cantos -calcáreos-, centimétrico como máximo) de espesor similar.

1.3.7.2. *Conglomerados, microbrechas y calizas de nummulítidos* (28)

Forman tramos de potencia de deca a hectométrica, muy característicos, que generalmente se intercalan en las arcillas eocenas (29); más raramente se sitúan a la base de éstas, materializando así el carácter discordante y transgresivo del Paleógeno. Este último caso está bien expuesto en el punto X 549; Y 272,1, ya citado por BLUMENTHAL (1931) y PEYRE (1974), donde conglomerados de cantos decimétricos (de calizas y sílex jurásicos) en bancos métricos alternantes con arcillas rojas (datados como Eoceno sup. por el último autor antes citado) se disponen directa o discordantemente encima de calizas del Lias.

Pero lo más común es encontrar estos niveles intercalados en las arcillas rojas y verdes eocenas, a veces tan desmembrados que pudieran tomarse por bloques en ellas (véase lo dicho anteriormente). Normalmente son de carácter microconglomerático (centil 1-3 cm), de cantos más o menos redondeados y con proporción variable de nummulítidos; éstos -normalmente no fragmentados- pueden ser dominantes o casi exclusivos, constituyendo entonces auténticas *turbiditas de foraminíferos* (X 540,3; Y 271,7). En ellas son muy característicos los microclastos blandos verdes de probable naturaleza glauconítica.

La potencia de los niveles conglomeráticos, con menos nummulítidos, puede ser hasta métrica. En la realización de esta Hoja, la identificación microscópica de los diversos fragmentos constituyentes aportó pruebas decisivas, adicionales a las cartográficas, sobre el carácter discordante del Eoceno sobre el Mesozoico. Los tipos de clastos identificados fueron:

- Al N. del Peñón de los Enamorados (en X 529,4; Y 278): dolomías del Muschelkalk, calizas de filamentos (Jurásico) y calizas margosas cretácicas.

- Al Sur del km 171,5 de la carretera Antequera-Granada:
 - dolomías del Lías inf. o del Muschelkalk, margocalizas con radiolarios del Cretácico inf. o del Titónico, calizas oolíticas del Lías (en X 532,8; Y 275,35).
 - calizas del Jurásico, s. l. y del Cretácico inferior (en X 533; Y 275,25).
- En la carretera a Archidona, al NO de Villanueva del Trabuco (en X 540,35; Y 271,7): margocalizas del Cretácico inferior, probables calizas liásicas y calcarenitas con *Microcodium* paleocenas.

Autores alemanes (in MAUTHE, 1971) encuentran también similar heterogeneidad en los clastos de idénticas formaciones. Para ellos, el Eoceno es también discordante hasta sobre el Trías.

1.3.7.3. *Margas silíceas* ("silexitas") (30)

Son materiales margosos, blanquecinos-amarillentos, silíceos, relativamente duros, con una estratificación de amplitud centimétrica muy constante y regular. Siempre presentan pequeños nódulos de sílex esporádicos, de forma elipsoidal, con su eje mayor paralelo a la estratificación, y una característica **crenulación** en las superficies de ésta. Como se indicó, el autor de la Hoja considera estos materiales como intercalaciones, preferentemente a techo, de la serie eo-oligocena (29) descrita. Dado el carácter plástico y blando de ésta, los contactos no han sido nunca observados y probablemente deben estar mecanizados. Su potencia en varios puntos debe superar los 100 m.

DIDON et al. (1969), para el ámbito bético-mediterráneo, opinan que su aparición temporal está restringida al Aquitaniense-Burdigaliense. El origen de la sílice puede ser volcánico, aunque algún factor de tipo climático no debe ser excluido.

HERMES Y SMIT (1976) aportan nuevos e importantes datos acerca de estos materiales: se encuentran formados de láminas alternantes (centimétricamente) de material silíceo (nodular) y otro margo-arcilloso, con una característica **crenulación** de origen diagenético; la observación microscópica electrónica muestra que el material silíceo consiste principalmente en caparazones de diatomeas; la microfauna es de carácter fundamentalmente planctónico (nula bioturbación). Estos autores, cuyas observaciones se refieren al Subbético oriental (límite provincial Almería-Murcia), encuentran una edad eocena para las silexitas, que se asocian con sedimentos gravitacionales (olistostromas, fluxoturbiditas, etc.) y a las que suponen depositadas a profundidades mayores de 200 m.

1.3.7.4. *Flysch arenoso-micáceo* (31)

Sucede concordantemente, en varios lugares, al flysch calcarenítico-arcilloso rojizo descrito (29). Es, también, muy parecido a su homónimo de la Unidad de Algeciras del Campo de Gibraltar. En la Hoja, según PEYRE (1974), su edad es Oligoceno superior y Aquitaniense. Su potencia mínima supera los 170 m. (Cerro Limón, al Sur de la Hoja; X 538; Y 268). Esta formación origina lomas blandas, cubiertas de olivar, de característico color pardo-amarillento. Sus afloramientos son muy escasos.

El flysch es una alternancia, en bancos decimétricos, de areniscas micáceas, pardo-verdosas, y arcillas de similar color. Las areniscas son más o menos ricas en cuarzo y se muestran constituidas, en gran parte, de detritos de materiales peleozoicos no metamórficos; a veces presentan restos de plantas.

El tránsito del flysch calcarenítico (29) al arenoso-micáceo (31) parece verificarse progresiva (litoclastos calco-dolomíticos con cuarzo y fragmentos filíticos) pero rápidamente. Estos niveles de tránsito que, aunque a veces predominantemente calcareníticos son de color amarillento, se engloban con (31) por comodidad cartográfica.

1.3.7.5. *Areniscas cuarzosas tipo Aljibe y arcillas (32)*

El autor de la Hoja estima que sucede normalmente en varios lugares a la serie de arcillas eo-oligocena descrita (29) y al flysch calcarenítico suprayacente. Los contactos entre ambos pueden, no obstante y dada la distinta competencia, estar mecanizados localmente.

El término **tipo Aljibe** sintetiza su similitud, petrográficamente y en edad, con los del mismo nombre del área del Campo de Gibraltar. El adjetivo **numídicas** puede también, por tanto, serles fielmente aplicado. Como es sabido, las areniscas numídicas aquitanienses se extienden a lo largo del Norte de Africa, en los Mahgrébides, desde Sicilia hasta el estrecho de Gibraltar; pasan éste y se encuentran también en las Cordilleras Béticas, al menos occidentales, cerca sobre todo del límite Zonas Externas-Internas. En toda esta enorme extensión de afloramientos los caracteres petrográficos son muy constantes, siendo su rasgo más distintivo su riqueza en cuarzo así como los rasgos texturales de éste (intenso redondeamiento y pulido: ¿trabajado eólico?).

El origen del cuarzo ha sido uno de los aspectos más enigmáticos y controvertidos de estas formaciones. En Andalucía, un probable origen a partir del Macizo Ibérico, al Norte, fué pronto descartado ya que los sedimentos coetáneos más próximos a éste (en el valle del Guadalquivir y zonas Externas Béticas cercanas) carecen de él. Un origen a partir de un macizo emergido (macizo del Guadalquivir), al O de las actuales Cordilleras Béticas, ha sido también sugerido como probable (BOURGOIS et. al. 1972). Pero, evidentemente, estas fuentes Ibéricas son difícilmente aplicables a los depósitos de Argelia o Sicilia, por ejemplo.

En líneas generales, y dependiendo de la posición paleogeográfica inicial atribuida (interna respecto a las propias Zonas Internas Kabylo-rifeñas y Béticas, al principio; o entre las Zonas Externas e Internas mahgrébides, como es la tendencia ahora) se les ha atribuido un área fuente de algún microcontinente mediterráneo, actual (Córcega-Cerdeña) o desaparecido (o desplazado), o bien del zócalo africano. Esta última posibilidad se ha visto reforzada recientemente mediante la datación absoluta de zircones detríticos acompañantes del cuarzo (in DURAND-DELGA, 1980); la edad es lo suficientemente alta como para no poder provenir más que del Precámbrico Sahariano.

En el ámbito de la Hoja los principales afloramientos de estas areniscas se sitúan al SSO de Villanueva del Trabuco y en la depresión de Los Alazores, habiéndolas también en otros diversos puntos (N del Peñón de los Enamorados, depresión de Alfarnate, etc.). En Los

Alazores se presentan en gruesos bancos, a veces muy desmembrados, entre materiales arcillosos; el autor interpreta este hecho, al igual que para otras formaciones citadas antes, como producto tectónico de la falta de competencia entre las areniscas y las arcillas intercaladas (a veces dominantes), pero nunca como una formación tipo arcillas con bloques en el sentido de BOURGOIS (1978).

Las areniscas tipo **Aljibe** de la Hoja suelen ser bastante incoherentes y de tonos amarillentos; adoptan a veces aspecto microconglomerático (granos de cuarzo -minoría- de tamaño superior al medio centímetro). Al microscopio, muchas de estas areniscas se manifiestan como más o menos feldespáticas; otras (en series de aspecto mixto) presentan litoclastos filíticos (y calcodolomíticos, aunque raros) lo cual puede significar que hay cambio lateral de facies con el flysch areniscoso-micáceo (31) y, por otra parte, paso gradual hacia abajo al flysch calcarenítico (29).

Las arcillas de Los Alazores son relativamente plásticas y de tonos pardos.

1.4. SUBBÉTICO TIPO INTERNO

Se incluye aquí la serie del Peñón de los Enamorados (OSO de la Hoja), Unidad Ronda-Torcal para PEYRE (1974). De acuerdo con la más reciente y completa síntesis (BAENA y JEREZ 1982) sobre las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, dicha Unidad Ronda-Torcal sería Subbético interno, así como la parte central (fuera de la Hoja) de la Sierra Gorda de Loja.

Como se verá en el apartado de Tectónica, la Sierras del Torcal (y por ende el Peñón de los Enamorados) y Gorda de Loja ocupan posiciones más meridionales que el Subbético medio más meridional por lo cual su pertenencia al Subbético interno es prácticamente segura.

La serie del Peñón, que se describe a continuación, se presenta invertida en su totalidad.

1.4.1. Calizas tableadas, micríticas, blancas, con pasadas dolomíticas (1)

Forman la parte más oriental del Peñón, destacando ya en el paisaje su carácter tableado, en bancos casi métricos. No se conoce en esta serie el tramo dolomítico del Lías basal, tan omnipresente en tantos sectores de la Cordillera.

El conjunto más inferior consiste en una sucesión monótona de calizas oncoidales, micríticas y peletoidales entre las que se intercalan dolomías (espesor próximo a 15 m, a veces). Las calizas se disponen en secuencias de somerización cuyo término inferior está constituido por wackestones de peloides con algunos gravels, (localmente la base, con granoselección positiva, es rica en oncoides); esta microfacies evoluciona en la vertical de la secuencia a wackestones peletoidales con escasos bioclastos, que se presentan en niveles masivos con progresivo desarrollo de laminación fenestral. El espesor de estas secuencias varía entre 0,5 y 2-3 m. Caracterizan un medio de lagoon-llanura de mareas.

A partir de los 70 m de sucesión se observa un desarrollo más completo de las secuencias, llegando incluso a culminar con niveles finos de mudstones ricos en materia orgánica, y en

ocasiones brechas de desecación correspondientes a ambientes supramareales. Esta repetición de facies sigue homogéneamente hasta los 140 m.

Por encima vuelven a establecerse facies propias de dominio submareal, en ocasiones con estructuras tractivas poco desarrolladas (laminción de ripples, etc.). A continuación, la máxima subsidencia viene representada por una alternancia de niveles decimétricos calcáreos, blandos, y margas arcillosas (con abundantes secciones de algas desicladáceas, secciones de ostrácodos, escasos foraminíferos bentónicos y peloides).

Encima, de nuevo vuelven a instalarse facies correspondientes a zonas de lagoon más someras, idénticas a las primeras citadas (con sus dolomías intercaladas).

El espesor de este tramo cartográfico supera los 400 m. (PEYRE, 1974, da 610 m.). En cuanto a la edad, el citado autor la indica comprendida entre el Lías inferior y el Dogger.

1.4.2. Calizas oolíticas (2)

Suceden concordantemente a la serie anterior, formando la parte occidental del propio Peñón. En el paisaje destacan claramente por su carácter masivo que contrasta claramente con el tableado de la serie infrayacente.

La instalación de este conjunto de facies sobre los niveles infrayacentes es indicativa de un paso gradual a condiciones de plataforma abierta, fuertemente agitada, con desarrollo de barras. La sucesión oolítica no es sin embargo homogénea, intercalándose entre los niveles de grainstones oolíticos, con mayor o menor porcentaje de gravels, oncoides o bioclastos, niveles de menor energía relativa (wackestones o packstones peletoidales y bioclásticos).

El espesor de este tramo supera los 100 m. PEYRE (op. cit.) supone que quizá alcancen, en edad, el Malm.

1.4.3. Calizas nodulosas rojas (3)

Suceden al tramo anterior, al parecer bruscamente, aunque se ignora si, como parece probable, puede haber entre ambas un periodo más o menos amplio de no sedimentación. Son escasamente margosas, al igual que ocurre para facies equivalentes de otros puntos del Subbético interno (El Chorro, Torcal de Antequera, etc.).

PEYRE (op. cit), las data como Titónico a Berriasense inferior. Su espesor parece superar los 75 m.

1.4.4. Margas y margocalizas rosadas (4)

Se dispone encima del tramo descrito. PEYRE (op. cit.) indica la existencia, a la base, de calizas claras bien estratificadas (que data como Senoniense) seguidas de **capas rojas** (margas y margocalizas rosadas: Campaniense) similares a las descritas en el Subbético medio. Finalizaría esta serie con unos niveles margosos gris-claro a blancos (Luteciense) que el autor

de esta Hoja no ha podido localizar.

El espesor probable de esta serie cretácica superior supera los 50 m. Falta el Cretácico inferior y medio, al igual que en otros puntos del Subbético interno (El Chorro, etc.).

1.5. FORMACIONES POSTOROGENICAS

Se describen aquí las formaciones de edad posterior a la última y principal deformación ocurrida en la zona en el Mioceno inferior-medio. Son de carácter marino al principio, evolucionando luego a continentales.

1.5.1. Tortoniense: conglomerados, arenas y margas (33)

De los típicos sedimentos molásicos que tan profusamente están expuestos en las áreas de los alrededores, apenas hay representación en la Hoja.

En el mismo ángulo NO de ésta afloran margas blanquecinas, muy recubiertas, que alcanzan mayor desarrollo en las Hojas vecinas, donde han sido atribuidas al Tortoniense por PEYRE (1974).

Casi en el ángulo SE se encuentra la serie del Castillejo cuyo espesor no supera probablemente los 50 m; está formada por conglomerados de cantos calcáreos (centil decimétrico), y arenas. PEYRE (op. cit.) señala la ausencia de fauna, así como la similitud de facies con formaciones parecidas de Antequera y otras áreas, y argumenta -ante la escasez de fauna fiable- sobre la pertenencia al Tortoniense superior de los sedimentos molásicos de la zona. Propone relacionar esta serie, tan aislada, del Castillejo con la cuenca de Granada (la más próxima): la continuidad de afloramientos habría sido rota por las erosiones consecutivas a los últimos movimientos verticales de la Sierra Gorda de Loja.

1.5.2. Brechas calcáreas (34)

Forman unos materiales muy característicos, presentes sólo en el cuadrante NE de la Hoja. Se adosan al borde (cotas bajas) de la masa calcárea de Sierra Gorda de Loja y en su mayor parte están tapados por el Pliocuaternario (35) que tan gran desarrollo alcanza en esa zona y que se describirá en el próximo apartado.

En el paisaje sus afloramientos se asemejan extraordinariamente a los del Lías calcáreo de Sierra Gorda y, de hecho, como tales han sido ya cartografiados en alguna otra ocasión. En foto aérea muestran alguna diferencia, esbozándose raramente ciertas bandas (estratificaciones) subhorizontales.

Se componen de fragmentos bastante angulosos de calizas de diversos tipos faciales del Lías; la matriz es generalmente nula. El aspecto en afloramiento es masivo y compacto. En algún punto (X 553; Y 281,8), algunos de los fragmentos son de margas claras, claramente no liásicas; una datación micropaleontológica sobre uno de ellos ha arrojado una edad cretácica superior (Maestrichiense).

Junto a la Sierra Gorda, en algunas canteras abiertas junto a la carretera Loja-Colmenar, las brechas son más monomíticas y, a veces, con matriz abundante calcárea rojiza, similar a la de muchos coluviones. Otras veces parece haber un paso insensible, mediante una zona muy fracturada, a la propia caliza liásica de Sierra Gorda.

El arroyo del Barrancón de Río Frío y su afluente el arroyo Salado seccionan, en tajos de hasta 60 m de profundidad, estas brechas: En X 551,5; Y 281,3, junto al cauce, afloran arenas idénticas a las pliocuaternarias que recubren las brechas consideradas; pero en el afloramiento no queda claro si pueden ser base de éstas o, por el contrario, son las pliocuaternarias que están en esa posición por causas tectónicas.

El significado de estas brechas, pues, no está muy claro. Con bastante probabilidad podría representar un material coluvionar o una brecha tectónica, en ambos casos relacionados con el ascenso y/o emplazamiento de Sierra Gorda. También parece bastante probable que, en relación con los materiales postorogénicos de la Hoja, sean post-tortonenses y pre-pliocuaternarias.

1.5.3. Pliocuaternario: conglomerados, arcillas, bloques, arenas, calizas y margas (35)

La principal área de afloramientos de esta unidad se localiza en el ángulo NE de la Hoja, en la zona de Río Frío, donde puede decirse que constituirían el extremo más occidental de la depresión de Granada.

En las inmediaciones de dicha zona afloran los tramos más basales, dados como pliocenos en la contigua Hoja de Loja (GONZALEZ DONOSO Y VERA, 1969). Consisten en gravas alternantes con arenas de facies fluvial (estratificación oblicua, etc.) e intercalan arcillas rojizas. Discordancias erosivas y paleocanales de los primeros sobre estas arcillas son frecuentes (aprox. P.K. 198,400 de la C^a Antequera-Granada). Las gravillas y arenas se muestran constituidas muy fundamentalmente por detritos (cuarzo, cuarcitas, materiales filíticos) derivados presumiblemente de las Zonas Internas.

Encima de estos tramos devienen dominantes los materiales arcillosos rojizos que intercalan lechos (pot. métrica) conglomeráticos de cantos (centil decimétrico) calcáreos (1,5 km. al O. de Río Frío, en la carretera). Sobre ellos, o quizá en cambio lateral de facies, se disponen margas blancoamarillentas que a veces pueden alternar decimétricamente con calizas lacustres blanquecinas (P.K. 58 del F.C. Bobadilla-Granada); éstas presentan gasterópodos dulceacuícolas. Por último, aparentemente coronando toda la serie -o quizá en cambio lateral de facies (borde de cuenca) con el tramo margoso-, se encuentran grandes bloques, a veces hasta de metro cúbico de volumen, más o menos redondeados o muy angulosos. Característicamente son de calizas del Lías (a veces su profusión aparenta representar afloramientos de éste) y de brechas calcáreas (34), encontrándose los de éstas en puntos bastante alejados de sus afloramientos primarios.

En varias zonas de la Hoja (NE y SO de la Sierra de Archidona; NO y O de la Sierra de Gibalto, sobre todo) se han identificado materiales como los descritos (conglomerados calcáreos sobre todo), perfectamente asimilables al Pliocuaternario. Su identificación se ha realizado

dada la ausencia de afloramientos, mediante el examen morfológico en foto aérea y de los eluviones.

Por último, materiales tipo grandes bloques -muy similares a los descritos- se localizan al pie de la Sierra Gorda de Villanueva del Trabuco y al S. de la Sierra de Gibalto. En ambos casos, pero más claramente en el primero, están relacionadas con fenómenos tipo grandes deprimimientos de ladera.

1.5.4. Cuaternario (36 a 45)

Hay varios tipos de formaciones cuaternarias diferenciadas en el ámbito de la Hoja.

Las arcillas y arenas rojas, con cantos (materiales residuales y relleno de depresiones) (37), son materiales esencialmente finos que rellenan zonas deprimidas, sin drenaje interno. Generalmente están ligados a procesos de disolución de tipo kárstico. Se desarrollan en relación con dos ámbitos litológicos bien diferenciados: yesos del Trías de Antequera y calizas y dolomías del Lías inferior-medio de las zonas de sierras. Se las supone desarrolladas durante el Pleistoceno y Holoceno inferior.

Los coluviones y canchales (38) son formaciones poco extendidas en el ámbito de la Hoja, siempre relacionadas con relieves calcáreos. Los primeros se componen de cantos o bloques más o menos angulosos en materiales arcillosos; los segundos de bloques calcáreos, sin matriz, y sus únicos ejemplos se encuentran al pie de las altas sierras del SE de la Hoja. La edad de ambos puede ser pleistocena u holocena. Los coluviones de grandes bloques del N y E del Peñón de los Enamorados, claramente erosionados, guardan ciertas semejanzas con el Pliocuatnario del S de Villanueva del Trabuco.

Los deslizamientos de ladera (39) son formaciones constituidas de bloques en matriz arcillo-margosa, muy características de varias sierras calcáreas, sobre todo del SE de la Hoja. A veces son morfológicamente muy espectaculares (SE de la Sierra de Gibalto). Un caso muy particular de deslizamiento de ladera lo constituye toda una masa arcillosa del Trías de Antequera que casi obstruye el cauce del Guadalhorce (X 534,1; Y 270,3).

En cuanto a las tobas calcáreas (40) son de dos tipos. Uno se localiza en el borde norte del Trías de Antequera, desde Archidona al borde O de la Hoja; son generalmente muy compactas y muestran frecuentes estructuras oncolíticas así como raros moldes vegetales; se encuentran a diversas cotas y están, aunque bastante subhorizontales, claramente afectadas por fallas y, en general, por la tectónica que ha elevado el borde norte de este Trías. Bajo el casco urbano de Archidona se supone la existencia de este tipo de tobas, aunque ello no ha podido ser comprobado totalmente. Su edad se estima pleistocena, si no más antigua.

El otro tipo de tobas se localiza al NE de la estructura circular de Fuente Camacho, en relación con los manantiales salinos allí existentes, donde forman un poco extenso paquete de unos 10 m de potencia máxima. Son estructuralmente muy diferentes de las anteriores y están formadas por moldes de tallos vegetales entrecrecidos. Su edad se estima holocena.

Los fangos oscuros -holocenos- de fondos de lagunas (44) se localizan en las depresiones kársticas del Trías de Antequera que durante gran parte del año permanecen cubiertas de agua. La climatología y, sobre todo, el carácter salino (yeso, etc.) de la mayoría de los terrenos circundantes contribuye especialmente a dar a sus aguas un carácter más o menos salobre. En verano, muchas de estas pequeñas lagunas bajo la acción de la sequía y de la fuente inradiación solar sufren los efectos de la desecación. Pueden quedar entonces al descubierto sus fondos, recubiertos de una delgada película de sales semejante a las que se describen con más detalle en la vecina hoja de Antequera (MARTIN-SERRANO, 1982), en la laguna de Fuente de Piedra.

Los aluviales y fondos de valle (43) y los niveles de terrazas (36) en relación con la red hidrográfica actual están moderadamente representados en el ámbito de la Hoja. Se estima una edad holocena para los primeros, que puede llegar a pleistocena para los segundos. En ambos casos se trata de cantos (centil decimétrico) bastante redondeados, y arenas con matriz arcillosa; ésta, así como el menor redondeamiento de los cantos, son rasgos más frecuentes cuanto de menor rango es el curso fluvial. La naturaleza de los cantos es variable también según las zonas drenadas (ofitas, carniolas, en el Trías; calizas, calcarenitas, en el resto de las áreas). La red hidrográfica sólo presenta un único nivel de terraza, presente en el Guadalhorce y en el río Frío (NE de la Hoja).

Los conos aluviales alcanzan un notable desarrollo, particularmente en el cuadrante NO de la Hoja donde ha sido posible distinguir básicamente tres generaciones de ellos. Siempre se componen de cantos (cent. decimétrico) en un material arcilloso más o menos abundante (fanglomeráticos). Los más antiguos (41) se muestran encostrados y la red hidrográfica ha comenado a encajarse en ellos. Los intermedios (42) presentan sólo un encostramiento incipiente y, sobre todo, son notables por sus intensos tonos rojizos; ocultan a (o se desarrollan sobre) los anteriores. Por último, los más recientes (45) se caracterizan por sus tonos mucho más claros, por desarrollarse sobreimpuestos a los intermedios y por estar más ligados con los fondos del valle actuales. Esta diferenciación y sucesión son muy claras en el cuadrante NO de la Hoja. En el resto de ella, por tanto, la asignación de cada uno de los casos aislados a esa clasificación, se ha realizado en base a sus rasgos propios (grado de conservación, etc.).

Estas tres generaciones de conos aluviales han sido también definidas en la vecina hoja de Antequera. Cronológicamente, las secuencias más antiguas deben situarse al menos en el Pleistoceno medio en base a dos criterios fundamentalmente: su relación con otros depósitos cuaternarios y la presencia de los encostramientos, que requieren un tiempo mínimo de formación (MARTIN-SERRANO, 1982).

2. TECTONICA

La Hoja de Archidona se sitúa en las Zonas Externas de la Cordillera, en pleno dominio Subbético. Su transversal cortaría desde el N (Sierra Morena) hasta el S (mar Mediterráneo) las siguientes zonas paleogeográfico-tectónicas: Depresión terciaria del Valle del Guadalquivir, Subbético externo, Subbético medio, Subbético interno (para algunos autores totalmente asimilable al Penibético), **Flyschs tipo Campo de Gibraltar** de la depresión de Colmenar y, finalmente, las Zonas Internas béticas en los Montes de Málaga, constituidas ahí casi totalmente por el Complejo Maláguide. Falta, pues, el Prebético que, para la mayoría de autores, habría sido ampliamente cabalgado y rebasado por el Subbético en su avance hacia el Norte.

2.1. ESTRUCTURA DE LOS PRINCIPALES DOMINIOS TECTONICOS DE LA HOJA

Se describen en este apartado las estructuras tectónicas resultantes de la principal etapa orogénica acaecida en el Mioceno inferior. Hay indicios de otra, de edad Cretácico superior-Eoceno (discordancia de los materiales **tipo flysch**), muy mal conocida en el ámbito de las Zonas Externas, pero con la cual probablemente se relaciona el metamorfismo que presentan las Zonas Internas.

2.1.1. Subbético medio central

La estructura de este dominio está claramente definida por un apretamiento (pliegues-falla que evolucionan a escamas de dirección bética, ENE-OSO) vergente al Sur. Estas escamas parecen disponerse escalonadamente según dirección. El autor de la Hoja no cree que represente los **retrocabalgamientos** hacia el Sur, citados en otras partes de la Cordillera como posteriores a los mantos de corrimiento clásicamente admitidos como vergentes al Norte. En efecto, esa tectónica vergente al Sur es claramente la primera que tiene lugar en el dominio en cuestión y está, como se verá a continuación, en parte modificada por otra posterior. Esta está bien representada en las Sierras del Pedroso y de Archidona.

La Sierra del Pedroso es un anticlinal de calizas del Lías inferior-medio con una dirección anómala: NNO-SSE. A su flanco occidental, algo fallado, se adosa solidariamente el conjunto margocalizo del Lías superior-Dogger. Este conjunto, que se ha interpretado -lógicamente- como limitado por falla inversa, interrumpe y deforma las alineaciones y pliegues de la primera tectónica ENE-OSO vergente al Sur, como se ve claramente en el mapa geológico.

En el borde NE de la Sierra de Archidona, así como en su prolongación norte (El Morrón), se ve claramente cómo las dolomías y calizas del Lías inferior-medio de esas sierras cabalgan hacia el SE (primera tectónica vergente s.l. al S) a margocalizas blancas del Cretácico inferior. En el borde SE de dicha sierra, ese Lías cabalgante se muestra invertido y, pues, vergente al NO. Coincidente espacialmente con esa inversión, todo el borde NO de dicha sierra se ha interpretado como elevado por falla inversa hacia el ONO. Así pues, la Sierra de Archidona aparece hoy día como un sinclinal secundario vergente al ONO, con su flanco SE invertido y con tendencias cabalgantes hacia su propio núcleo, y su flanco NO parcialmente fallado y con tendencia cabalgante hacia el ONO (ver corte geológico).

Las causas de esta tectónica sobrepuesta así como las de la primera, vergente al sur, y las

relaciones entre ambas serán analizadas en el Apdo. 2.1.4.: Síntesis tectónica.

La Sierra de las Arcas, situada en el ángulo NO de la Hoja, muestra también un incurvamiento hacia una dirección (ONO-ESE) no bética. Incurvamientos semejantes se señalan en las vecinas Hojas de Antequera (Sierra del Humilladero) y Rute. En ellas se los ha considerado originados por desgarres generalmente dextrales de dirección NE-SO (MARTIN-SERRANO y CANO MEDINA, respectivamente, com. pers.). En la Hoja de Archidona no hay argumentos que permitan verificar esas ideas. Sólo se señalará el carácter normal (visto en campo, en su extremo SE) de la falla que limita dicha sierra por el N y la presencia de ésta en la parte central de una estructura tipo circular (definida por el límite de los afloramientos de margocalizas) que puede -como se verá más tarde- tener un origen diapírico.

2.1.2. Trías de Antequera

El significado tectónico de esta unidad ha sido, desde antiguo, objeto de fuerte controversia. Generalmente se le ha considerado como unidad tectónica independiente, autóctona, de procedencia meridional (BLUMENTHAL, 1927; FALLOT, 1948; PEYRE, 1974; CRUZ-SAN JULIAN, 1974).

Más recientemente, algunos autores le han asignado una posición paraautóctona. Así, F. JEREZ (1981) supone que es el límite de la placa ibérica (Subbético) al N, con la africana (Alta Cadena, Flyschs de Colmenar, Zonas Internas) al S. SANZ DE GALDEANO (1983) cree que representa el trazado, en la Hoja, de su accidente (gran falla dextral ENE-OSO) Cádiz-Alicante, algo enmascarado debido a resedimentaciones por tectónica salina. De esta forma, los bloques exóticos procederían de zonas más occidentales, de donde habrían sido arrancados por el desgarre y, posteriormente, tectonizados y resedimentados en la propia masa triásica. Respecto a la primera de estas hipótesis, los resultados de esta Hoja están en total desacuerdo pues ya se ha visto que el Complejo de la Alta Cadena es estratigráficamente (y tectónicamente, como se corroborará en este capítulo) la parte meridional del Subbético medio, que pasa hacia el S al Subbético tipo interno del Torcal y de la Sierra Gorda de Loja. Respecto a la segunda de las hipótesis, el autor de la Hoja no cree que el Trías de Antequera represente en sí mismo un desgarre, aunque evidentemente no descarta que pueda estar afectado por ellos.

Como ya se ha apuntado en el capítulo de Estratigrafía, el Trías de Antequera muestra una estructura subhorizontal. Además, las **sombras de presión** descritas en dicho capítulo son también de desarrollo subhorizontal, y los pliegues vistos en los yesos son muy frecuentemente tumbados. Todos estos hechos testimonian movimientos tangenciales y en ningún modo reflejan milonitizaciones como las que cabría esperar de un accidente subvertical. Ello a no ser que todo el Trías sea una pura resedimentación de edad miocena, postorogénica, como apunta BOURGOIS (1975), pero aún para éste caso hay también, como se verá a continuación, argumentos en contra en el ámbito de la Hoja.

El primer argumento se refiere a la existencia de paleógenos dispuestos generalizadamente encima del Trías (SO de Archidona, NO de Villanueva del Trabuco, Hojas vecinas de Antequera y de Rute, etc.). En los apartados 1.3.7., 1.3.7.1. y 1.3.7.2. de esta Memoria ya se dedujo que dichos paleógenos serían discordantes sobre el Trías que, de este modo y aunque

modificado tectónicamente después (Trías de Antequera), no podría ser nunca una resedimentación miocena. El segundo argumento es que, de acuerdo con PEYRE (1974), el Trías de Antequera se sumerge subhorizontalmente bajo el Complejo de la Alta Cadena. El concepto de formación resedimentada se vuelve así, en principio, más difícil de encajar tectónicamente, y doblemente imposible si a este argumento se une el anterior.

La presencia y el análisis de los bloques exóticos (una característica de este Trías) puede arrojar nueva luz acerca de su significado tectónico. Como se describió en el apartado 1.2.6., hay bloques de edad post-triásica, otros de areniscas cuarcíticas rojas asimilables al Permotriás y otros paleozoicos. Una vez descartado su transporte lateral por desgarre, así como el que sean **macrocantos** en un material resedimentado, sólo queda una posibilidad pero enormemente lógica: los bloques paleozoicos son trozos de zócalo y los permotriásicos de su tegumento arrancados y emplazados en la masa plástica triásica a consecuencia de compresiones tangenciales cuyas improntas, según se ha visto, el Trías muestra. Los bloques post-triásicos representarían trozos de otro dominio cablagado por el Trías, o bien de la propia cobertera del Trías englobados en él a consecuencia del mismo fenómeno o del trasporte tectónico que ha sufrido.

El Trías de Antequera sería entonces uno de esos niveles de despegue, tan clásicamente admitidos en las Cordilleras Béticas (Zonas Externas), a favor del cual se producen los cabalgamientos. El contacto de los paleógenos, originariamente discordante, se ha puesto en la cartografía como mecánico debido únicamente a la impronta tectónica que muestra este Trías.

2.1.3. Complejo de la Alta Cadena y borde oeste de Sierra Gorda de Loja

Como ha sido indicado anteriormente, uno de los resultados de la realización de esta Hoja es considerar, desde el punto de vista sedimentológico, la Alta Cadena como un Subbético medio meridional. A continuación se verá que la tectónica consolida esta interpretación.

La depresión de Villanueva del Trabuco se muestra bastante inexpresiva desde el punto de vista tectónico, dado el carácter blando de sus materiales y, consecuentemente, la falta de afloramientos. Al NE, en la Sierrecilla de Salinas hay, sin duda, escamas pero aparentemente dirigidas en sentidos opuestos: ¿se trata de cabalgamientos plegados, de dos etapas contrapuestas...? Más adelante, se plantearán cuestiones similares. Solo la Sierra de las Breñas, en el borde sur de la Hoja, presenta un **descamamiento** con vergencias claramente dirigidas al Sur.

Más al S y SE, la alineación de Sierra Gibalto, San Jorge y Gorda de Villanueva del Trabuco continúa por la vecina Hoja de Colmenar diseñando un arco (Alta Cadena en sentido estricto) cuya convexidad está dirigida al SSE. Sus extremos están situados en posición norte respecto de los afloramientos del Subbético interno (Torcal y Sierra Gorda de Loja) y muchos autores han supuesto sus series como paleogeográficamente más meridionales que éste. El emplazamiento de la Alta Cadena plantearía entonces problemas mecánicos importantes. Así, una única etapa de cabalgamiento dirigida al N no explicaría satisfactoriamente la convexidad contrapuesta del arco, aunque la existencia posterior y añadida de un **retrocabalgamiento** sí lo haría.

El autor de la Hoja (teniendo en cuenta lo expuesto acerca de la pertenencia de la Alta Cadena al Subbético medio meridional) prefiere explicar esa convexidad como producto de una única etapa de cabalgamiento, dirigida al Sur.

En el ámbito de la Hoja hay argumentos adicionales a favor de esa idea. En efecto, en la masa calcárea de las Sierra de San Jorge y Gorda de Villanueva del Trabuco se detectan fotogeológicamente escamas al Sur. Además, los niveles más bajos (Trías) aparecen sólo en el borde sur del arco, enfrentados al Oligoceno-Mioceno, mientras que el borde norte parece ser en gran parte falla normal (según fotogeología), si bien en algunos puntos podría evolucionar, o modificarse, a inversa.

La terminación oriental del arco (Sierra del Gibalto y Tres Mogotes) está, a juicio del autor, interrumpida y trastocada por la Sierra Gorda de Loja. En La Manga (tránsito orográfico entre Gibalto y San Jorge) se detecta ya una tectónica paralela a la de dicha sierra y en el Gibalto el descamamiento es generalizadamente hacia el ONO. El borde oeste de la Sierra Gorda de Loja presenta una sucesión de pliegues y escamas de dirección NNO-SSE vergentes al OSO. Nuevamente aquí, en la parte SE de la Hoja, y al igual que en el Subbético medio central del NO de ella, se encuentra una tectónica de dirección NNO-SSE, vergente al OSO (Sierra Gorda), sobrepuesta localmente a otra ENE-OSO con vergencias Sur (arco de la Alta Cadena).

Por último, sólo señalar que en la Sierra Gorda de Loja no se ha encontrado (ni, por otra parte, habría necesidad de admitir su existencia) el cabalgamiento mayor (VERA, 1966) que separaría en dicha sierra las series tipo Subbético interno centrales de las periféricas occidentales y meridionales (su Unidad de Zafarraya), adscritas en esta Hoja al Subbético medio meridional. El tránsito sería paleogeográfico y gradual.

2.1.4. Relaciones interdominio y síntesis tectónica

Para PEYRE (1974), el Trías de Antequera se hunde progresiva y cartográficamente (salvo donde está afectado por una tectónica posterior) bajo las formaciones mesozoico-terciarias del área de Villanueva del Trabuco (Complejo de la Alta Cadena). Considera a ese Trías como una parte de su unidad tectónica Ronda-Torcal (Subbético interno, hoy día, para la mayoría de los autores), cabalgado en dirección Norte por la Alta Cadena.

El autor de la Hoja está de acuerdo sólo con esa relación puramente geométrica entre ambos y considera que el Trías de Antequera es la base estratigráfico-tectónica, plástica, de dicho Complejo. Los principales argumentos para aseverarlo, aparte de esa disposición geométrica, derivan de considerar los paleógenos tipo *flysch* como paraautóctonos y discordantes (ver apartados 1.3.7., 1.3.7.1. y 1.3.7.2.), tanto sobre diversos términos mesozoicos del Complejo de la Alta Cadena como sobre el Trías. La presencia, a ambos lados de la banda triásica, de esos paleógenos refuerza aún más esa aseveración. El contacto de esa cobertera paleógena con el Trías se marcó como mecánico debido a considerar éste como modificado tectónicamente.

Las relaciones entre el Trías de Antequera y el Subbético medio central son menos claras. Al

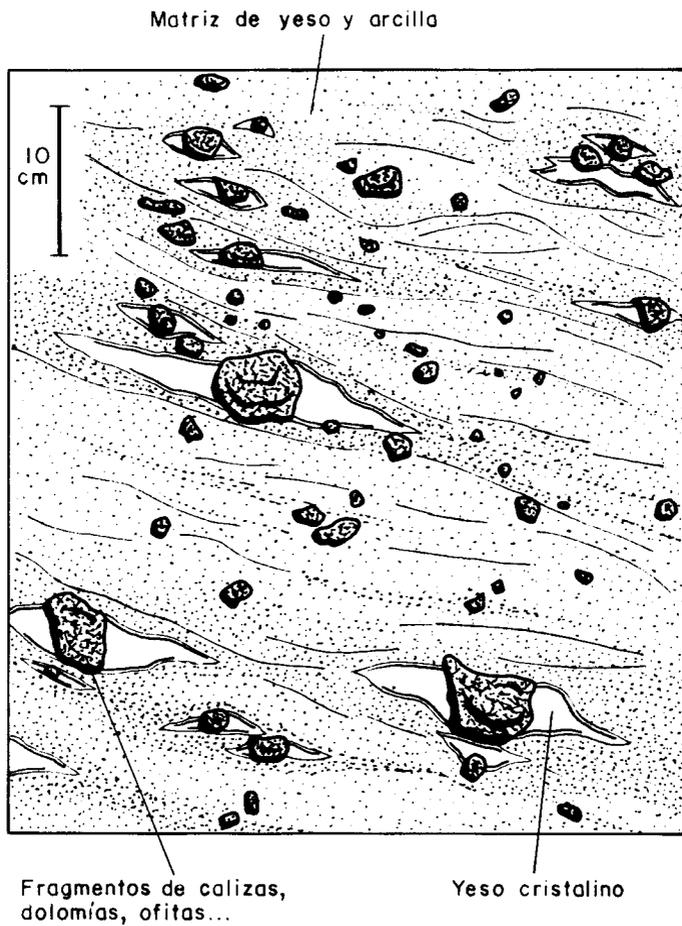
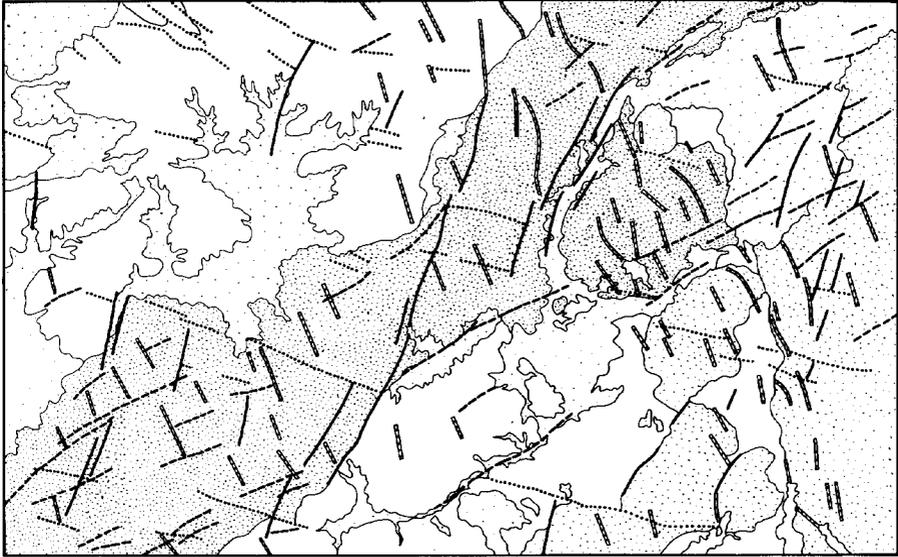


Fig. 2.-



----- N 40 - 60° E

- · - · - · N 10 - 20° O

..... N 40 - 50° O

———— N 10 - 20° E



Triás de Antequera, s. l.



Subbético medio central, Peñón de los Enamorados y parte del Complejo de la Alta Cadena.



Alta cadena s. sr. y Sierra Gorda de Loja.



Depósitos postorogénicos.

Fig. 3.- Disposición esquemática de los diversos sistemas de fracturación en la Hoja de Archidona.

N del Peñón de los Enamorados el Jurásico superior parece cabalgar hacia el Sur (interpretación fotogeológica, dada la carencia de buenos afloramientos) al Paleógeno y a las areniscas tipo **Aljibe** (cobertera paraautóctona de dicho Trías). Se subraya que este cabalgamiento al Sur es plenamente coherente con las vergencias de idéntico tipo en el Subbético medio central, situadas más al Norte y señaladas anteriormente, y con la que se ha atribuido al arco de la Alta Cadena. Desde Archidona hasta el borde N de la Hoja no es posible decidir sobre la geometría del contacto. Ha de hacerse hincapié en el carácter de falla inversa (post-Tortonense en la Hoja de Antequera, MARIN-SERRANO, 1982) que se atribuye al borde norte del Trías (CANO MEDINA, 1983, vecina Hoja de Rute). Por otra parte, hay hechos geomorfológicos que atestiguan levantamientos recientes de dicho borde (ver capítulo correspondiente en esta Memoria). El Peñón de los Enamorados, de serie tipo Subbético interno invertida, verge precisamente al Norte y, como se verá más tarde, su colocación, que siempre ha sido muy problemática, probablemente tiene mucho que ver con este carácter compresivo tardío del borde norte del Trías, sobreimpuesto a vergencias Sur.

Así pues, se considera que la etapa orogénica fundamental en las Zonas Externas Béticas, de edad Mioceno inferior, viene definida en la Hoja por un acortamiento de zócalo de componente NNO-SSE (una de ellas, la otra sería de desgarré dextral: deriva hacia el O de las Zonas Internas) que provoca una tectónica de cobertera en las series mesozoico-terciarias con el resultado de vergencias generalizadas al Sur. Esto está de acuerdo con las últimas opiniones emitidas sobre la estructura del Subbético (F. JEREZ MIR, 1981; MEGIAS, 1982) para el que se postula una estructura en abanico, vergente hacia el N en su parte septentrional y hacia el S en la meridional. La Hoja se encontraría, pues, en esta parte sur. El Subbético medio central cabalgaría el arco Gibalto-San Jorge-Sierra de las Cabras, con convexidad Sur lógicamente. Este arco en su extremo occidental interrumpe (cabalga) el Subbético interno del Torcal de Antequera, que ya no vuelve a reaparecer hasta Sierra Gorda de Loja (parte centro-oriental).

Posteriormente (quizá como consecuencia de un mismo y continuo proceso), en gran parte del área oriental de la Hoja una tectónica de pliegues NNO-SSE vergentes al OSO (Sierra del Pedroso, Sierra Gorda de Loja) se sobreimpone y deforma la anterior. Probablemente se trata de un acortamiento de zócalo en sentido OSO a consecuencia de los desgarrés dextrales de dirección bética, producto de dicha deriva hacia el O del bloque de las Zonas Internas.

En el ámbito de la Hoja, la tendencia cabalgante del borde norte del Trías puede ser un efecto secundario de esa última tectónica citada, que provocaría la inversión de parte de la Sierra de Archidona, así como la **emersión** o extrusión del Peñón de los Enamorados de debajo del Trías de Antequera y su cobertera paleógena. Lógicamente, el Peñón (Subbético interno) habría sido cabalgado previamente (primera etapa de vergencias al sur) por el Complejo de la Alta Cadena (Subbético medio meridional) y su base de Trías de Antequera.

Esa tendencia cabalgante del borde norte del Trías puede proseguir luego, relacionada con la compresión que parece afectar a toda la Cordillera durante el Pliocuaternario. Los ejemplos más espectaculares de la tectónica reciente, aparte de los morfológicos (ver capítulo de Geomorfología), vienen definidos por una fracturación inversa en el Pliocuaternario (X 554,3; Y 285) y en los conos aluviales pleistocenos (X 528,7; Y 281,9), y además, por un pliegue sinclinal en el Pliocuaternario (X 550,1; Y 280,9).

En la Hoja se detecta una época de inestabilidad tectónica en el Cretácico inferior que hace aparecer a éste ligeramente discordante en algún punto (E de Las Arcas, y de Gibalto). El klippe al N de Villanueva del Trabuco y algunos otros minúsculos afloramientos sobre el Trías de Antequera entran en esa problemática (ampliamente representada en todo el Subbético occidental, con Trías dominante, desde el meridiano de Antequera, (CRUZ-SANJULIAN, 1979), aunque en esta Hoja se ha preferido interpretar el primero como procedente tectónicamente del NNO, es decir, del Cretácico cabalgado por el Lías de la Sierra de Archidona.

En el Cretácico superior-Eoceno hay síntomas (Paleógeno discordante) de otra nueva etapa de inestabilidad tectónica, más importante. Posiblemente la deformación miocena inferior ha acentuado exageradamente los rasgos principales de esa tan mal conocida etapa.

2.2. SOBRE LA FRACTURACION

En el ámbito de la Hoja existe una densa red de fracturas, gran parte de las cuales han sido detectadas fotogeológicamente. Pueden agruparse, fundamentalmente, en los siguientes sistemas (fig. 3):

N 40-60°E

Este sistema es paralelo, a grandes rasgos, a los ejes de plegamiento **béticos**. Está bien representado, sobre todo, en los borde de la banda del Trías de Antequera.

N 10-20°O

Presente un poco por toda la Hoja, es de destacar el haz paralelo que forma desde la Sierra del Pedroso hasta el ángulo SE de la Hoja, pasando por el borde Oeste de la Sierra de Salinas, la estructura circular de Fuente Camacho y la Sierra de Gibalto. En opinión del autor, este haz refleja una fractura de zócalo según la cual se produce, en la cobertera mesozoico-terciaria, la tectónica de pliegues NNO-SSE vergente al OSO (Sierras del Pedroso y Gorda de Loja), sobreimpuesta a la primitiva de directriz **bética** vergente al Sur. El carácter compresivo (ENE-OSO) de esta fractura profunda es indudable, aunque también, aparentemente, muestra efectos de desgarre sinistral (desplazamiento de la banda del Trías de Antequera en la vecina Hoja de Rute, CANO MEDINA, 1983, y salto entre las Sierras de Salinas y Gibalto).

N 40-50°O

Está muy uniformemente representado por toda la Hoja. En la Sierra de las Arcas y hasta el Sur de la del Pedroso parecen ser fallas normales, y también al Sur de Archidona donde desplazan (saltos de unos pocos metros) las tobas pleistocenas. Las que se encuentran inmediatamente al Sur de la Vega de Archidona y al Norte de la Sierra de las Breñas, más que como normales podrían ser interpretadas en parte como desgarres dextrales que desplazan la parte SO de la banda del Trías de Antequera. Claramente dextral es la que limita la Sierra de San Jorge de la de Villanueva del Trabuco (estrías buzantes 30° al ONO). Por último, fallas de este sistema, con movimientos no precisados, se hallan en Sierra Gorda de Loja (al E de Gibalto), en un área central de la Hoja, y en la alineación entre ambos.

N 10-20°E

Se trata, en algunos casos claros, de desgarres sinistres. Los casos más espectaculares son la fractura que atraviesa totalmente la Hoja por su parte central y, también, las que limitan inmediatamente por el E al Peñón de los Enamorados. Otros ejemplos, en los que el juego de desgarre ya no se observa tan claramente, se encuentran en la parte sur del área pliocuaternaria de río Frío (encajamiento fluvial), limitando por el O la estructura circular de Fuente Camacho y, en parte, el Pliocuaternario. En el cuadrante NO de la Hoja estas fracturas suelen formar la cabecera de los valles septentrionales que vierten a las Vegas de Archidona y Antequera.

El orden de sucesión de etapas de fracturación es, muy probablemente, el expuesto, de más antiguo a más reciente. Ello a pesar de la evidencia de rejugos. Un ejemplo de éstos puede suministrarlo la elevación reciente (post-Villafranquiense, ver capítulo de Geomorfología) del borde N del Trías de Antequera, que se verifica al OSO de Archidona según tres sistemas de los descritos.

El primer sistema (N 40-60°E) está relacionado con la deriva hacia el O del bloque de las Zonas Internas que, para muchos autores, es la causa de la etapa de compresión fundamental (de edad Micoeno inferior) en las Zonas Externas. De acuerdo con SANZ DE GALDEANO (1983) se produciría inmediatamente después de contactar los zócalos de ambas Zonas, a consecuencia de una tendencia a la prosecución en el movimiento de deriva.

El segundo (N 10-20°O), para el autor de la Hoja, está íntimamente ligado en su génesis al anterior. Representa fundamentalmente esfuerzos compresivos hacia el OSO, resultantes de los movimientos diferenciales de desgarre del sistema anterior.

El tercer sistema (N 40-50°O), es el de encuadre menos claro dentro de la sucesión establecida en el ámbito de la Hoja y es, quizá, el que se muestra más heterogéneo en sus movimientos. Puede ser consecuencia de los dos anteriores (funcionamiento como desgarres dextrales derivados de la compresión hacia el OSO del segundo sistema, o como fallas de distensión resultantes del primero).

El cuarto (N 10-20°E) aparece como el más reciente de todos. La gran fractura que atraviesa casi totalmente la Hoja por su parte central desplaza muy netamente la cartografía en dos mitades y, también, a los otros sistemas. Por ejemplo, el haz de fracturas N 40-60°E, límite del borde sur del Trías de Antequera, sufre un desplazamiento sinistral de una cuantía similar a la que, más al Norte, experimenta el frente de la tectónica de pliegues -Sierra del Pedroso respecto de la de Salinas- que, como se ha visto, está asociada al sistema N 10-20°; y en ésta óptica es también muy posible que la fractura norte de la Sierra de las Breñas (sistema N 40-50°O) se corresponda, una vez anulado el desgarre reciente que nos ocupa, con la que separa la Sierra Gorda de Villanueva del Trabuco de la de San Jorge. Este sistema N 10-20°E es, pues, probablemente el mismo que el que está tan bien representado en el E de la Cordillera (accidentes sinistres de Carboneras y Palomares) y para el que varios autores admiten un origen por compresión pliocuaternaria N-S.

2.3. SOBRE EL DIAPIRISMO. ESTRUCTURAS CIRCULARES

En el Trías de Antequera aparecen varias estructuras de ese estilo que, en principio, podrían corresponder a tendencias diapíricas de los materiales plásticos que, como es sabido, forman la mayor parte de él.

La estructura circular de Fuente Camacho es la más notable. En este caso la elevación es reciente y se marca bien por sus efectos morfológicos (ver capítulo correspondiente); el enrasamiento de cumbres desarrollado sobre ella se encuentra 50 m más elevado que la penillanura del Trías vecino por el Oeste. Otra estructura similar en extensión se localiza inmediatamente al Sur de Archidona, aunque es menos clara cartográficamente y no posee el impacto morfológico de la anterior.

El afloramiento triásico de Villanueva del Trabuco es interpretado por PEYRE (1974) como una ventana tectónica (Trías de Antequera cabalgado por el Complejo de la Alta Cadena). Para el autor representa una pequeña estructura diapírica mediante la cual ese Trías (base de la Alta Cadena) asciende. Esta estructura está probablemente situada en una línea de debilidad N 40-60°E pues más al OSO, siguiendo esa dirección, hay manifestaciones similares.

Otra estructura circular, ya mucho más conjetural sin embargo, se marca en torno a la Sierra de las Arcas. En el ámbito de la Hoja se encuentra bastante delimitada por el arranque de importantes conos aluviales de diferentes edades. ¿Se trata de una estructura diapírica en la que el Trías infrayacente aún no ha llegado a aflorar?. En cualquier caso el sistema de fracturas que limita por el N dicha sierra es de distensión.

Por último, la propia banda del Trías de Antequera puede presentar en sus bordes tendencias diapíricas. Justo en el límite N de la población de Salinas se encuentran conglomerados pliocuaternarios verticalizados en su inmediata vecindad y, en X 529,6; Y 275, es un aluvial el que probablemente muestra una verticalización local.

3. GEOMORFOLOGIA

Desde el punto de vista morfológico pueden distinguirse en el ámbito de la Hoja tres áreas bien diferenciadas, alargadas según dirección bética (NE-SO): 1) la situada al N de la banda triásica de Antequera, 2) el Trías de Antequera y áreas adyacentes al SE (Pliocuatnario de la zona de río Frío y depresión de Villanueva del Trabuco) y 3) la zona de altas sierras del E y SE de la Hoja (Sierra Gorda y Alta Cadena).

La primera se muestra constituida sobre todo por formaciones blandas, jurásicas, cretácicas y paleógenas, que originan un relieve suave sobre el que destacan varias sierras de calizas liásicas. Una ligera inclinación general (a grandes rasgos, de NE a SO) se detecta en este área, coincidiendo la parte más baja con la terminación oriental de la Vega de Antequera. Los relieves calcáreos liásicos se encuentran enrasados a los 950-1000 m de cota en el NE (Sierra de Archidona, de las Arcas y del Pedroso), y a los casi 900 en el SO (Peñón de los Enamorados).

La banda del Trías de Antequera y áreas adyacentes del SE muestran una notable peneplanización de altitud promedio 700 m, también basculada al S (SO). Dicha peneplanización es particularmente bien observable en la mitad meridional de dicha banda, donde además contrasta por mostrarse elevada 250 m respecto al área anterior.

Por último, las sierras del E y SE de la Hoja son los relieves más importantes de ella. Sierra Gorda aparece como un gran domo que culmina casi a los 1.700 m, mientras que la Alta Cadena muestra un alineamiento de cumbres a los 1300-1400 m.

Se sabe que la última transgresión marina, del Helveciense superior-Tortonense, profundizó extensamente en el mundo subbético, pues la formación molásica es muy uniforme en caracteres y está ampliamente repartida un poco por todos los lugares. Para LHENAFF (1981), durante esa etapa se produciría un aplanamiento parcial, al menos, que cree reconocer alrededor de la Depresión de Ronda, donde se presentaría actualmente a los 650 y 1200-1300 m de altitud. Ese aplanamiento puede ser perfectamente correlacionable, sobre todo, con el enrasamiento citado para las sierras del N y NO de la Hoja.

Dicho autor concede una gran importancia geomorfológica al Villafranquiense, incluyendo en dicha etapa todos los altos niveles de piedemontes y terrazas, así como el replano que trunca al Trías de Antequera. De esa época pueden ser los conos encostrados (41), escasamente conservados, del pie de la Sierra de las Arcas y relieves próximos. Es de notar que esa superficie casi totalmente degradada se encuentra enrasada con la del Trías de Antequera en la mitad norte de éste. En él, esa época de arrasamiento y de indefinición hidrográfica en general, origina un fácil endorreísmo dado el carácter altamente soluble (salino) de varios de sus materiales.

La siguiente etapa morfogenética viene originada por el basculamiento citado de esas superficies hacia el S (SO), iniciándose ya, quizá, el desnivel entre el Trías de Antequera y las Vegas de Antequera y Archidona. El resultado es un inicio de degradación de dichas superficies, originándose la formación de los conos aluviales intermedios (42) y la sobreimposición del Guadalhorce y del Arroyo Marin sobre el Trías de Antequera. En relación también con este rápido descenso del nivel de base fluvial, las formas kársticas en el Trías devienen muy

activas, funcionando como sumideros a partir de los cuales se organizan pequeñas redes hidrográficas. Este drenaje, en gran parte subterráneo, puede ser la principal causa de que se conserve tan excelentemente la superficie villafranquiense sobre el Trías de Antequera. Por último, un rejuvenecimiento del relieve (creado probablemente por la progresión de dichos basculamientos y del desnivel entre Trías y Vegas) origina los conos aluviales más recientes (45) y el definitivo encajamiento y aspecto actual de la red hidrográfica.

La superficie villafranquiense sobre el Trías de Antequera se eleva hasta un máximo de 60 m justamente en los bordes de los dos más profundos valles sobreimpuestos (Gualdalhorce y Arroyo Marín). LHENAFF (1967) propone para explicarlo una elevación de tipo isostático por movilidad lateral del material plástico triásico, correlativo a la profundización progresiva del valle. PEYRE (1974), sin embargo, supone la transformación por hidratación meteórica de anhidrita en yeso (aumento de volumen de 1,5 veces) como causa principal.

La citada superficie desarrollada sobre el Trías de Antequera se encuentra ella misma desnivelada. La fractura NNO-SSE centrada en (X 541,5; Y 277,9) es el límite septentrional de un área ligeramente más elevada y basculada. La estructura circular de Fuente Camacho muestra también su peneplanización unos 50 m actualmente más elevada que la del Trías vecino inmeditamente al O. La neotectónica e incluso el diapirismo tienen, como se ve, su impacto morfológico en la Hoja.

Por último, y en cuanto al área de altas sierras del E y SE de la Hoja, poco puede decirse excepto subrayar la extrema juventud de su relieve, como lo testimoniaría una mayor abundancia de los deslizamientos de ladera (red hidrográfica aún incipiente) y la escasez, cuando no ausencia, de conos aluviales.

4. HISTORIA GEOLOGICA

En líneas generales, por la especial complejidad que encierra la interpretación de la Cordillera Bética, la reconstrucción histórica de cualquier Hoja comprendida en ella resulta un tanto difícil de plantear. En el caso que nos ocupa la Hoja está enclavada en pleno dominio subbético, aunque muy cerca del límite con las Zonas Internas. Gran parte, por tanto, de esta Historia Geológica será la de esa parte meridional de la Zona Subbética, relativamente bien conocida. Los puntos más oscuros lo serán al referirse a las deformaciones, así como a sus causas y efectos, por lo que tiene de implicación con las Zonas Internas.

La evolución paleogeográfica y temporal del Subbético, y de todas las Zonas Externas en general, ha sido tratada sintética y recientemente (GARCIA-HERNANDEZ et.al., 1980; y, sobre todo, BAENA y L. JEREZ, 1982). Es idea unánime que la sedimentación mesozoica se inicia en el Triás, discordantemente, sobre el margen meridional del Macizo Ibérico. Esta etapa se realiza sobre una plataforma extensa y de escasa profundidad en un ambiente hipersalino (llanura mareal-lagoon continental).

Desde el Triásico superior hasta el Lías medio-superior se mantienen esas características de uniformidad paleogeográfica en todo el ámbito externo bético, si bien desde aquella época el sistema ha evolucionado rápidamente a un ambiente de plataforma carbonatada. En el Subbético, la sedimentación se realiza al principio en ambientes marinos someros, con predominio de medios inter e intramareales, y más tarde en áreas con desarrollo de barras oolíticas.

A partir del Lías medio-superior se manifiesta una inestabilidad de zócalo que provoca subsidencias diferenciales: se individualiza el surco subbético en el que la parte central va a sufrir la mayor acumulación de sedimentación y en cuyos bordes (Subbético Externo, al N, e Interno, al S), en determinados períodos, van a reinar características de umbral, pero con sedimentación de tipo pelágico. En el Subbético medio central, la aparición de un magmatismo básico (Lías-Cretácico) probablemente indica un adelgazamiento o un inicio de **rifting** a nivel de zócalo, cortical. La Hoja de Archidona queda situada solapando el límite subbético central (medio) -interno. Así pues, al final del Lías se produce un cambio rápido y generalizado en toda la región a facies de mar abierto.

Durante el Cretácico las condiciones marinas prosiguen, detectándose también alguna inestabilidad de zócalo (hiatos, discordancias) en el Cretácico inferior. Desde el Cretácico superior hasta el Oligoceno e incluso el Aquitaniense, prosigue una sedimentación pelágica y turbidítica.

Una etapa de deformación tectónica, en el Cretácico superior-Eoceno, acaece en la zona. Su importancia aún no ha sido suficientemente valorada. En las Zonas Internas también se detectan, por esa época, deformaciones importantes.

Pero es durante el Mioceno inferior (Aquitaniense-Burdigaliense) cuando se desarrolla la gran etapa orogénica bética o, al menos, la más conocida, quizá por reciente y espectacular. En cuanto a las causas más corrientemente admitidas para esta deformación, véase lo dicho en el capítulo de Introducción sobre la deriva desde el E de las Zonas Internas, la posible existencia de la Zona Circumbética, etc.

El efecto más conocido de esta etapa orogénica es un acercamiento en dirección NNO-SSE que probablemente se traduce en fallas inversas de zócalo. La cobertera mesozoica, por encima del nivel de despegue del Trías plástico, evoluciona independientemente dando lugar a **mantos de corrimiento** que en algunos casos deben tener origen gravitacional. Tradicionalmente, siempre se ha admitido una vergencia Norte para esta tectónica pero los últimos estudios (F. JEREZ MIR, 1981; MEGIAS, 1982) indican para el Subbético una estructura en abanico, con vergencias hacia el N (en su parte norte) y hacia el S (en su parte sur).

Los primeros sedimentos postorogénicos son del Mioceno superior (Tortonense), y marinos. Durante el Plioceno y Cuaternario prosigue una tectónica compresiva que emerge la Cordillera y le hace alcanzar el aspecto actual.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA METALICA Y MINERALIZACIONES

Las únicas manifestaciones minerales que han dado lugar a una modesta actividad minera en la Hoja son las de hierro, que se localizan exclusivamente en la banda (parte septentrional) del **Trías de Antequera**. Dependiendo del destino industrial dado a los minerales cabe distinguir entre mineralizaciones de hierro para usos siderúrgicos, y de ocras para la industria de pinturas.

Débiles indicios de manganeso en capas del Jurásico medio y superior completan el conjunto de mineralizaciones presentes en la Hoja.

5.1.1. Hierro

Se conocen dos ejemplos de mineralizaciones de hierro para usos siderúrgicos: el grupo de labores mineras de **Los Borbollones** (X 544,6; Y 282,8) y la explotación junto al arroyo de la Fuente del Fresno (X 544; Y 279).

El primero es más importante y está constituido por un conjunto de calicatas y pequeñas cortas que aparecen profusamente en un montículo de carniolas (dimensiones cartográficas 700 x 300 m.). Las condiciones de observación directa de la mineralización no son buenas. El examen en las muestras de las escombreras revela un tipo más común que consiste en una diseminación de óxidos de Fe en la carniola. Menos frecuentemente aparecen minerales masivos bandeados con probables estructuras sedimentarias. La hematites domina siempre a la magnetita y en parte debe proceder de ella. Por último, no deben descartarse -en el conjunto del proceso mineralizador- concentraciones supergénicas de tipo kárstico dada la morfología de algunas labores.

La explotación de la **Fuente del Fresno** consiste en una zanja de 100 m de longitud que ha reconocido direccionalmente una capa de mineral de potencia métrica, estratificada entre calizas (muro aparente) y materiales arcillosos.

La paragénesis mineral está constituida por la asociación magnetita-hematites-siderita-sílice, de grano fino y estructura muy bandeada -deformada a veces por clastos de mineral-, paralela a la estratificación del encajante. Un origen singenético aparece, pues, como muy probable.

5.1.2. Ocras rojos

Dentro del ámbito de la Hoja las explotaciones han sido poco importantes; la mayoría apenas sobrepasan la categoría de reconocimientos. Salvo las dos de hierro p.d. citadas anteriormente, el resto de los símbolos de mina marcados en el mapa corresponde a manifestaciones de ocras.

Este tipo de mineralización es muy característico del Trías Subbético, sobre todo de la mitad occidental de la Cordillera desde la provincia de Jaén.

En la Hoja hay dos explotaciones -quizá las mayores del grupo- que muestran muy bien las

características de este tipo de mineralización. Se trata de la cercana al Cortijo de las Monjas (X 544,5; Y 285) y otra junto a la estación de Salinas (X 546; Y 281,3).

El mineral está compuesto de hematites dominante y probablemente hidróxidos de Fe en proporción variable. La magnetita está ausente. El grano es muy fino, a menudo casi pulverulento. Forma capas de potencia centi o decimétrica, más raramente métrica, en calizas de tipo Muschelkalk.

El contacto de las capas de mineral con la caliza es siempre muy neto. Las facies calcáreas típicamente asociadas son lumaquelas, probablemente detríticas, de pequeños lamelibranchios y, más raras, calizas de intraclastos. El mineral puede, incluso, englobar los restos fósiles igualmente estratificados.

Removilizaciones no faltan: venillas, pequeñas sustituciones, pueden afectar al encajante.

5.1.3. Manganeso

Existen débiles manifestaciones de este metal, bajo forma de óxidos e hidróxidos, en el Jurásico Subbético medio (en la Formación radiolarítica del Dogger, y en la suprayacente de calcarenitas lajeadas con sílex).

Nunca han sido objeto de explotación y ni siquiera reconocimiento dada su ínfima ley. Sin embargo, merece la pena citarlas por su aparición constante siempre en unos mismo tramos de la columna estratigráfica. Forman, típicamente, venillas en los materiales y nódulos silíceos, y pequeñas diseminaciones en las calcarenitas, que a veces se resuelven en espectaculares dendritas.

Es de destacar la existencia, en la vecina Hoja de Zafarraya (al SE), de una mineralización muy similar a las acabadas de citar: óxidos de manganeso en venas, impregnaciones o pequeñas concentraciones, en un encajante comparable (materiales calcáreos con nódulos y capitas silíceas, del Dogger). La ley es aquí suficiente para haber dado lugar a una pequeña explotación, hoy día abandonada, situada al NE de Periana (Málaga).

5.1.4. Génesis de las mineralizaciones

A las mineralizaciones de hierro y ocres rojos del Trías Subbético se les ha asignado un origen volcánogénico (volcano-sedimentario) en relación con las ofitas triásicas (GARCIA ROSSELL et.al., 1979), a pesar del gran número de yacimientos en los que éstas están ausentes.

En el caso de la Hoja de Archidona, el carácter singenético de la mineralización parece evidente. Además, la textura bandeada y la asociación sílice-magnetita son caracteres comunes a muchos yacimientos volcánogénicos bien establecidos. Por otra parte cabría preguntarse sobre el grado de semejanza -probablemente alto- entre los minerales tipo ocre y los **polvos hematíticos** conocidos en dichos yacimientos.

Un argumento adicional, para algunos autores, para demostrar el carácter ferrogenético de
58

las ofitas es la presencia de magnetita diseminada de éstas. En Archidona es de destacar, particularmente en las ofitas explotadas en cantera en sus alrededores, la abundancia de hematites laminar (especularita) en fisuras, en zonas brechoides, o formando delgadas venas con cuarzo y carbonatos.

Las mineralizaciones de manganeso están, desde el punto de vista genético, prácticamente desconocidas. La apariencia exógena es indudable pero hay dos hechos dignos de destacarse: aparición temporal en el Jurásico y asociación con nódulos y materiales silíceos (radiolaritas, etc.). La proliferación de radiolarios y la formación de nódulos silíceos exigen un contenido del agua marina en sílice superior al normal. Si esta sílice proviene de un volcanismo submarino (en el Subbético medio de zonas más septentrionales se conocen abundantes manifestaciones de un volcanismo así, y de edad precisamente jurásica), el manganeso asociado podría también tener un origen último volcanogénico, quizá a partir de fuentes termales, como varios ejemplos conocidos, de formación actual.

5.2. ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES

El examen de este tipo de recursos se realizará atendiendo a los diversos usos industriales dados a los materiales. La Hoja de Archidona, dada la variedad litológica que contiene, presenta amplias posibilidades en este apartado.

5.2.1. Materiales de construcción

La extracción, en cantera, y machaqueo de las diversas litologías aptas para la producción de áridos para obras públicas es y ha sido importante. La principal y más continua explotación se verifica en las ofitas del **Trías de Antequera**, próximas a Archidona (SE). El material se transporta hasta el ferrocarril. Otros materiales explotados son o han sido las calizas y dolomías de facies Muschelkalk y, en prácticamente todas las áreas donde afloran, las calizas del Lías inferior-medio. Las dolomías del Lías inferior del ángulo SE de la Hoja han sido también trabajadas, precisando -por su alto grado de fisuración- menores costes de machaqueo.

La extracción de yesos es de una importancia menor. Se ha realizado en el **Trías de Antequera**, con intensidad variable, en prácticamente todas las áreas accesibles de afloramiento. En la actualidad persiste sólo junto a las carreteras principales. El volumen de recursos es prácticamente ilimitado, si bien la calidad no sea óptima debido a la alta proporción de fragmentos de dolomías, calizas, arcillas, etc., que contienen.

En los alrededores de Riofrío (ángulo NE de la Hoja) existen varios areneros, con actividad intermitente, en las formaciones del Pliocuaternario.

La fabricación de cal a partir de, las calizas del Lías inferior-medio fundamentalmente, ha tenido una importancia sólo local.

5.2.2. Rocas ornamentales

En este tipo de materiales apenas se ha pasado de la fase de reconocimiento y pruebas.

En varios lugares, además de las calizas del Lías inferior-medio, han sido objeto de atención las calizas nodulosas rojas de la vertiente E de la Sierra del Gibalto y las brechas predominantemente calcáreas que se disponen bajo el Pliocuatrnario inmediatamente al O de Sierra Gorda.

Unas dolomías de grano muy grueso, blanco-negras, **porfídicas**, se explotan artesanal e intermitentemente, con fines ornamentales, en un afloramiento de Muschelkalk próximo a Archidona (Sur).

5.2.3. Otros

Los manantiales salinos -cloruro sódico- situados (X 550; Y 279.9) junto a Fuente Camacho son explotados de antiguo, al principio mediante estanques de evaporación y hoy día vendiéndose el agua salada directamente a la industria. Los manantiales se encuentran en el **Trías de Antequera** y aparecen alineados a lo largo de unos 600 m de una probable fractura N-S. En relación con ellos se encuentran travertinos calcáreos.

Azufre nativo ha sido detectado en el **Trías de Antequera** en muy escasos puntos. Forman débiles diseminaciones interestratificadas, o venillas, en los yesos y anhidritas, o bien concentraciones un poco mayores (decimétricas), aisladas, en relación con zonas de recristalización en las dolomías oscuras. Nunca ha sido objeto de atención económica.

5.3. HIDROGEOLOGIA

Desde el punto de vista hidrogeológico pueden distinguirse en la Hoja, a grandes rasgos, cinco áreas diferenciadas:

- 1) Subbético medio central (Porción NO de la Hoja).
- 2) Banda diagonal NE-SO del Trías de Antequera.
- 3) Depresión morfológica de Villanueva del Trabuco, limitada al N por el Trías de Antequera y al S y E por los relieves calcáreos de las Sierras de San Jorge-Gibalto.
- 4) Área montañosa (porción SE de la Hoja) de las Sierras Gorda, Gibalto y San Jorge, con sus depresiones (Alazores, Alfarnate).
- 5) Pliocuatrnario del área de Riofrío (NE de la Hoja).

El drenaje superficial se efectúa mediante el Guadalhorce (que nace en el área montañosa del SE y atraviesa la depresión de Villanueva del Trabuco y el Trías de Antequera) hacia la cuenca mediterránea y a través del río Frío (también naciente en el SE y que recorre el Pliocuatrnario del NE) hacia el Genil y la cuenca atlántica.

Las posibilidades hidrogeológicas en la primera de las áreas citadas son interesantes, sobre todo por la estructura en pliegues-falla y escamas que muestra. Las formaciones afectadas

son predominantemente impermeables (Jurásico medio y superior, Cretácico inferior) si bien no faltan intercalaciones más favorables. Las calizas y dolomías del Lías inferior-medio son en este contexto las litologías más interesantes aunque la profundidad a que, en algunos casos, se encontrarán puede ser excesiva.

La banda del Trías de Antequera es de muy escaso interés. En amplias zonas muestra una notable karstificación (yesos), comportándose en otras (arcillas, etc.) como completamente impermeable. El endorreísmo es frecuente y el carácter salobre de sus aguas también.

La depresión de Villanueva del Trabuco posee características muy similares a las de la zona NO del Subbético medio; sin embargo, la estructura es más difícilmente controlable y la frecuencia de niveles permeables, menor.

El área montañosa del SE de la Hoja es de poco interés debido a lo abrupto del relieve unido a la elevada karstificación de los macizos calcáreos. Las pequeñas depresiones que contiene, aunque influenciadas por estos factores, muestran un cierto -siempre bajo- interés.

En la cuenca pliocuaternaria de Riofrío (NE de la Hoja) hay buenas posibilidades aunque, probablemente, de no muy elevados recursos. Son factores favorables la presencia de niveles incoherentes (permeables) y el disponerse, en parte, sobre formaciones predominantemente impermeables del Trías de Antequera.



6. BIBLIOGRAFIA

- ANDRIEUX, J.; FONTBOTE, J.M.; y MATTAUER, M (1971). *Sur un modèle explicatif de l'arc de Gibraltar*. *Earth and Plan. Sc. lett.*, pp 191-198. Amsterdam
- AZEMA, J.; FOUCAULT, A.; FOURCADE, E.; GARCIA-HERNANDEZ, M.; GONZALEZ-DONOSO, J.M.; LINARES, A.; LINARES, D.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; RIVAS, P.; y VERA, J.A. (1979). *Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de Las Cordilleras Béticas*. Publicaciones de la Universidad de Granada. 83 pág.
- BAENA PEREZ, J.; y JEREZ MIR, L. (1982). *Síntesis para un ensayo paleogeográfico entre la Meseta y la Zona Bética* (s. str.) IGME. Colección Informe, 256 pág.
- BERTRAND, M.; y KILIAN, W. (1889). *Etude sur les terrains secondaires et tertiaires dans les provinces de Grenade et de Málaga (Mission d'Andalousie)*. Mém. Ac. Sc. Inst. Not. France, vol. 30, pp 377-599.
- BLUMENTHAL, M.M. (1927). *Versuch einer tektonischen Gliederung der Betischen Cordillera von Central und Südwest (Andalusien)*. *Eclol. Geol. Helv.*, vol. 20, pp. 487-532.
- BLUMENTHAL, M.M. (1931). *Géologie des chaines pénibétiques et subbétiques entre Antequera et Loja et des zones limitrophes (Andalousie)*. *Bull. Soc. Geol. France* (5), t. 1., pp 23-94.
- BONDI, M.; DIAZ de FEDERICO, A.; MORTEN, L.; PUGA, E.; y RUIZ CRUZ, M.D. (1983). *Mineralogía de las ofitas de la región de Archidona* (Zona Subbética, España) (En Prensa).
- BOURGOIS, J. (1975). *Présence de brèches d'origine sédimentaire á éléments de Cretacé au sein du Trias germano-andalou. Hypothèses sur la signification de cette formation* (Andalousie, Espgne). *Bull. Soc. Geol. France*, (7), XVII n°6, pp. 1092-1100.
- BOURGOIS, J. (1977). *D'un étape géodynamique majeure dans la genése de l'arc de Gibraltar: L'hispanisation des flyschs rifaines au Miocene Inférieur*. *Bull. Soc. Géol. France*, 1977, (7) t. XIX, n°5, pp. 1115-1119.
- BOURGOIS, J. (1978). *La transversal de Ronda, (Cordilleres Bétiques, Espagne). Données Géologiques pour un modèle d'evolution de l'arc de Gibraltar*. *Ann. Scientifiques de l'Univ. Besançon: Géologie*. 3 éme Série, fasc. 30, 445 pág.
- BOURGOIS, J.; CHAUVE, P.; y PEYRE, Y, (1972). *Les phénomènes tectono-sédimentaires dans l' W des Cordillères Bétiques depuis l' Aquitanien* *Annales Scient. de l' Université de Besançon Géologie*. 3 éme Série, fasc. 17, 1972.
- CANO MEDINA, F. (1983). *Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000 (2ª serie, MAGNA), y Memoria explicativa de la Hoja n°17-41 (1007) (Rute)*. IGME.
- CRUZ-SANJULIAN, J. (1974). *Estudio geológico del sector Cañete la Real - Teba - Osuna (Cordillera Bética, región occidental)*. *Tesis doctorales. Universidad de Granada n°71*. Secretar. de Publi. Univ. Granada, XII, 431 pág.
- CHAUVE, P.; DIDON, J.; y PEYRE, Y (1968). *Le Crétacé inférieur du Pénibétique (Zone de Ronda-Torcal)*. *Cordillères Bétiques, Espagne*. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), X, pp. 56-64, 5 figs. 1 pl.
- DABRIO, C.J.: y VERA, J.A. (1969). *Características sedimentarias del Jurásico Subbético en la región Algarinejo-Rute*. *Acta. Geol. Hisp*. Año V pp. 8-11.

- DELGADO, F. (1970). *Estudio geológico de la Sierra de Gibalto y sectores adyacentes* (provs. Granada-Málaga. Zona Subbética). Tesis licenciatura. Dpto. Estratigrafía. Universidad de Granada. Inédito
- DELGADO, F.; y SANZ de GALDEANO, C. (1981). *Estudio geológico de la Sierra de Gibalto y sectores próximos* (provincias de Granada y Málaga). *Est. Geol.*, 37; pp. 69-75.
- DIDON, J. (1969). *Etude géologique du Campo de Gibraltar* (Espagne méridionale). Tesis Universidad de Paris. Inédita.
- DIDON, J. (1977). *Rôle des phénomènes de glissement et d'écoulement par gravité dans la mise en place du matériel flysch a la périphérie de l'arc de Gibraltar. Conséquences*. *Bull. Soc. Géol. France*, 1977, (7), t. XIX, n°4, pp. 765-771.
- DIDON, J.; FERNEX, F.; LORENZ, C.; MAGNE, J.; PEYRE, Y. (1969). *Sur un niveau remarquable de silixite dans le Néogène inférieur d'Espagne méridionale et d'Italie du nord*. *Bull. Soc. Geol. France*, 7, (9), pp. 841-853.
- DUBAR, G.; y PEYRE, Y. (1960). *Observations nouvelles sur le Jurassique inférieur et moyen dans les Cordillères Bétiques sur la transversale de Málaga*. *Bull. Soc. Geol. France* (7), II, pp. 330-399.
- DURAND-DELGA, M. (1980). *La Méditerranée occidentale: étapes de sa genèse et problèmes structuraux liés à celle-ci*. *Mèm. h. sèr. Soc. Geol. France*, n°10. Livre Jubilaire Soc. Geol. Fr., 1830-1980.
- DURAND-DELGA, M.; y FONTBOTE, J.M. (1980). *Le cadre structural de la Méditerranée occidentale*. 26^e Congrès Geol. Intern Paris, 1980. Colloque 5: Les chaînes alpines issues de la Téthys. *Mèm. B.R.G.M.*, n°115, Orléans, pp. 67-85.
- DURAND-DELGA, M.; y FOUCAULT, A. (1967). *La Dorsale Bétique, nouvelle élément paléogéographique et structural des Cordillères Bétiques au bord sud de la Sierra Arana* (Prov. Grenade, Espagne). *Bull. Soc. Geol. France* (7), IX, pp. 723-728.
- DURAND-DELGA, M.; MAGNE, J.; y PEYRE, Y. (1959). *Découverte du Crétacé moyen dans le Bétique de Málaga et le Pénibétique d'Antequera* (Andalousie). *C.R. Ac. Sc.*, t. 249, pp. 2796-2798. Paris.
- DÜRR, S.H. HOEPPENER, R.; HOPPE, P.; y KOCKEL, F. (1960-62). *Géologie des montagnes entre le río Guadalhorce et le Campo de Gibraltar* (Espagne méridionale). Livre *Mèm. prof. P. Fallot. Soc. Géol. France*, t. I, pp. 209-227.
- FALLOT, P. (1927). *Sur la géologie de la région d'Antequera* (Andalousie). *C.R. Acad. Sc. Paris*, T. 185, pp. 1499-1501.
- FALLOT, P. (1932). *Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides Espagnoles, II: Le Lias*. *Geol. Me Occid.* vol. IV. n°1 part. II pp 30-64.
- FALLOT, P. (1939). *Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine de Alpides Espagnoles, III: Le Dogger*. *Geol. Medit. Occidental*, Barcelona, t. IV, n°1, pp. 65-72.
- FALLOT, P. (1934). *Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides Espagnoles, IV: Le Jurassique supérieur*. *Geol. Medit. Occidental*, Barcelona, t. IV., n°1, pp. 73-118.
- FALLOT, P. (1943). *Les Cordillères Bétiques*. *Est. Geol.*, n°8, pp. 83-172.

- FONTBOTE, J.M. (1963). *Observations sur la géologie de la région centrale del chaines bétique*. Géol. Runds.
- FONTBOTE, J.M. (1970). *Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas*. Cuad. Geol. Univ. Granada, T.I., n°1, pp. 71-78.
- FONTBOTE, J.M.; y GARCIA DUEÑAS, V (1968). *Essais de systematisation des unités subbétiques allochtones dans le tiers central des chaines Bétiques*. C.R. Ac. Sc. paris, T 2616 pp. 186-189.
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; GONZALEZ DONOSO, J.M.; LINARES, A.; RIVAS, P.; y VERA, J.A. (1976). *Características ambientales del Lías Superior y Medio en la Zona Subbética y su significado en la interpretación general de la Cordillera Reunión Geodinam. Cord. Bética y Mar de Alborán*, pp. 125-157
- GARCIA-HERNANDEZ, M.; LOPEZ-GARRIDO, A.C.; RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C.; y VERA, J.A. (1980). *Mesozoic paleogeographic evolution of the external zones of the Betic. Cordillera*. Geologie en Mijnbouw, 59 (2), pp. 144-168.
- GARCIA-YEBRA, R.; RIVAS, P.; y VERA, J.A. (1972). *Precisiones sobre la edad de las coladas volcánicas jurásicas en la región Algarinejo-Lojilla (Zona subbética)*. Acta. Geol. Hisp., t. VII, n°5, pp. 133-137.
- GARCIA DUEÑAS, V. (1967). *Unidades paleogeográficas en el sector central de la Zona Subbética*. Not. y Com. IGME., 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. Geogr. Phys. et. Géol. Dynam., (2), XI, n°2, pp. 211-222, 6. fig., 1. tabl.
- GARCIA ROSSELL, L.; TORRES-RUIZ, J.; y FENOLL HACH-ALI, P. (1979). *Mineralizaciones de hierro tipo ocre rojos en las cercanías de Baena (Córdoba)*. I Reunión de Mineralogía y Metalogenia del hierro; Temas geológico-mineros (tema 3), pp. 71-85. IGME.
- GONZALEZ DONOSO, J.M.; LINARES, A.; LOPEZ GARRIDO, A.C.; y VERA, J.A. (1970). *Bosquejo estratigráfico del Jurásico de las Cordilleras Béticas*. Cuad. Geol. Ibérica. V-11; pp. 55-90.
- GONZALEZ DONOSO, J.M.; y VERA, J.A. (1969). *Mapa geológico Nacional a escala 1/50.000 (1ª serie) y memoria explicativa de la Hoja, n°1025 (Loja)*. IGME.
- HERMES, J.J.; y SMIT, J. (1976). *New data on silixites of the west Mediterranean area*. Koninkl. Nederl. Akademie van Wetenschappen. Amsterdam. Reprinted from Proceedings, Series B, 79, n°2.
- IGME (1973). *Mapa Metalogenético de España a escala 1:200.000*. Hoja n°83 (Granada-Málaga).
- JEREZ MIR, F. (1981). *Propuesta de un nuevo modelo tectónico general para las Cordilleras Béticas*. Bol. Geol. Min., t. XCII-I, pp. 1-18.
- KILIAN, W. (1886). *Sur les terrains jurasiques et crétacés des provinces de Grenade et de Málaga*, C.R. Ac. Sc. Paris, t-102, pp. 186.
- KLEBELSBERG, R. VON (1928). *Beitrag zur Geologie der Sieren zwischen Granada und Málaga (Andalusien)*, Z. deutsch. geol. Ges. Abhdalg., LXXX, n° 4, pp. 535-616, 3 fig., 2 pl. et 1 dépl. h.t.

- LHENAFF, R. (1967). *Problèmes géomorphologiques de la vallée du Guadalhorce (Andalousie)*. Mélanges Casa de Velasquez, III, pp. 5-28, 3 fig. h.t.
- LHENAFF, R. (1981). *Recherches géomorphologiques sur les Cordillères Bétiques centro-occidentales* (Espagne). Thèse. Univ. de Lille, III, 2.; 713 pag.
- LINARES, A.; y RIVAS, P. (1971). *Metacronía del Ammonítico rosso liásico de la Zona Subbética*. Cuad. Geol. Ibérica, vol-2; pp. 183-204.
- LINARES, A.; y VERA, J.A. (1966). *Precisiones estratigráficas sobre la serie de Sierra Gorda, Cordilleras Béticas*. Est. Geol. V-XXII, pp. 65-99.
- LOPEZ-PEÑA, M. (1970). *Estudio geológico del Sector de Archidona (Málaga)*. Tesis de Licenciatura. Dpto. Geotectónica y Geomorfología, Univ. de Granada. Inédito.
- MARTIN-SERRANO GARCIA, A. (1982). *Mapa geológico de España a escala 1/50.000 (2ª serie, MAGNA) y memoria explicativa de la Hoja nº16-42 (1023)*, (Antequera). IGME.
- MAUTHE, F. (1971). *La Gología de la Serranía de Ronda* (Cordillera Bética occidental). Bol. Geol. Min. t LXXXII-1, pp. 1-36.
- MEGIAS, A.G. (1982). *La evolución del mar de Alborán y Cadenas Bético-maghrébides durante el Neógeno*. V. Congreso latinoamericano de Geología, Argentina; actas, II; pp. 329-340.
- OLORIZ, F. (1978). *Kimmeridgiense-Tithónico inferior en el sector Central de las Cordilleras Béticas* (Zona Subbética). Tesis doctoral, Universidad de Granada. 758. pág.
- ORUETA, D. de (1877). *Bosquejo físico-geológico de la región septentrional de la provincia de Málaga*. Bol. Com. Mapa Geol. España, IV, pp. 89-171.
- PENDON, J.G. (1977). *Sedimentación turbidítica de las Unidades del Campo de Gibraltar*. Tesis Univ. Granada, 243 pág. (Public. Secr. Publ. Univ. Granada).
- PEYRE, Y. (1960). *La Série du Pedroso, serie-type d'une zone paléogéographique nouvelle dans le Jurassique des Cordillères Bétiques*. C.R. Ac. Sc. Paris, t 251. pp. 1883-1885.
- PEYRE, Y. (1962). *El Subbético con Jurásico margoso o Subbético meridional, como unidad paleogeográfica y tectónica de las Cordilleras Béticas*. Not. y Com. IGME, nº67, pp. 133-144.
- PEYRE, Y. (1962). *Etat actuel de nos connaissances sur la structure des Cordillères Bétiques sur la transversale de Málaga. Faits nouveaux, problèmes et hypothèses*. Livre Mem. Prof. Fallot. Mem. hors série Soc. Geol. France, I, pp. 199-208, 2 fig.
- PEYRE, Y (1969). *Presentación de dos cortes tectónicos d'ensemble dans les Cordillères Bétiques au nord de Málaga*. (Andalousie). C.R. Somm. S. Geol. France, nº2, pp 38-39.
- PEYRE, Y (1969). *Essai sur la paléogéographie des Cordillères Bétiques au Crétacé Inférieur: la transversale de Málaga*. C.R. somm. Soc. Géol. France, pp. 45-49, 2 fig.
- PEYRE, Y, (1974). *Géologie d'Antequera et de sa région* (Cordilleras Béticas), Espagne. These. Univ. Paris, 250 pág.
- RIVAS, P. (1972). *Estudio paleontológico-estratigráfico del Lías en el sector central de las Cordilleras Béticas*. Tesis. Univ. Granada (inédita).
- RIVAS, P.; SANZ DE GALDEANO, C.; y VERA, J.A. (1979). *Itinerarios geológicos en las zonas externas de las Cordilleras Béticas*. Itinerario: Granada-Jaén y Cabra-Loja. 97 pág. Publicaciones de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Granada.

- SANZ DE GALDEANO, C. (1983). *Los accidentes y fracturas principales de las Cordilleras Béticas*. Est. Geol. 39, pp. 157-165.
- SEQUEIROS, L. (1975). *Paleogeografía del Calloviense y Oxfordiense en el sector central de la Zona Subbética*. Tesis doctoral Univ. de Granada, 636 pág.
- VERA, J.A. (1966). *Estudio geológico de la Zona Subbética en la transversal de Loja y sectores adyacentes*. Tesis Univ. Granada (Mem. IGME, T. LXXII 191 pág. publ. 1969).