



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MINAS DE SANTA QUITERIA

Segunda serie - Primera edición



651	652	653	654	655	656	657
SERRANILLA 12-26	JABALCEJO 13-26	VILLANUEVA 14-26	EL PUENTE DEL ACORDEON 15-26	LOS NAVALMOLINOS 16-26	CAÑIZO 17-26	SANZELA 18-26
679	680	681	682	683	684	685
ALTA DE TROQUEL 12-27	ALDECENTENERA 13-27	CASTANAR DE TIRÓ 14-27	SEVILLA DE LA MA 15-27	ESPINOZA DEL ESTE 16-27	SANTONIQUINA LOS VIEJOS 17-27	18-27
705	706	707	709	710	711	
TREJOLO 12-28	MADERNEZA 13-28	LOGROÑAN 14-28	MADRUGA 16-28	PESETA DEL VILLANO 17-28	LA 18-28	
730	731	732	733	734	735	736
MONTAÑEZ 12-29	ZORRA 13-29	VALDECANILLO 14-29	CASILLERO 15-29	EL MOLIN 16-29	CANTABREJO 17-29	VALDORN 18-29
753	754	755	756	757	758	759
MILANAS 12-30	MADERALEJO 13-30	NAVA LLAN 14-30	HERRERA DEL COPÉ 15-30	TOLELA DE DON MIGUEL 16-30	ETATAS DEL P. R. PEÑAMBIEN 17-30	18-30

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

MINAS DE SANTA QUITERIA

Segunda serie - Primera edición

**SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por IBERGESA con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

En *Cartografía*: Francisco Nozal Martín.

En *Memoria*: Francisco Nozal Martín y Antonio Pérez Rojas.

En *Paleontología*: Teodoro Palacios, en Micropaleontología del ante-ordovílico; Enrique Villa, en el Paleozoico, del equipo de la Universidad de Zaragoza, Dep. de Paleontología, bajo la dirección del Dr. Eladio Liñán.

En *Petrología*: Antonio Pérez Rojas, de Ibergesa, con el estudio petrológico de las rocas.

Asesoramiento estratigráfico y regional de las formaciones ante-ordovílicas: Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid, bajo la dirección del Prof. Dr. D. Lorenzo Vilas Minondo y los señores Dr. D. José Ramón Peláez y D. Miguel Ángel de San José.

Supervisión de estudios petrográficos: Dra. D.^a Casilda Ruiz García.

Dirección y Supervisión del IGME: Dr. D. José María Barón Ruiz de Valdivia y Dra. doña Casilda Ruiz García (Petrología).

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

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

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - 28036-Madrid

Depósito Legal: M - 2.284 - 1985

Imprenta IDEAL, S. A. - Chile, 27 - Teléf. 259 57 55 - 28016-MADRID

INTRODUCCION

La Hoja de Minas de Santa Quiteria, número 15-28 del Mapa Nacional, escala 1:50.000, se encuentra situada entre las provincias de Ciudad Real, Toledo, Cáceres y Badajoz.

Está limitada por los paralelos 39° 20' 04,8"-39° 30' 04,8" de latitud Norte, y por los meridianos 4° 51' 10,7"-5° 11' 10,7" de longitud Oeste, referidos al meridiano de Greenwich.

Comprende parte de los términos municipales de Anchuras, Puerto de San Vicente, Sevilleja de la Jara, Alfa, Herrera del Duque, Castilblanco y Helechosa de los Montes.

La localización geológica de la Hoja, podemos enmarcarla en el Macizo Ibérico, dentro de la denominada Zona Luso-Oriental Alcudiana, según la distribución establecida por LOTZE para el Paleozoico de la Península Ibérica, modificada por JULIVERT et al. (1974), que la denomina Zona Centro-Ibérica meridional.

La estructura general de la zona es de edad hercínica. Las directrices estructurales son claramente NO-SE y aparecen dispuestas de la siguiente forma: En el centro y cruzando diagonalmente la Hoja, el Sinclinal del Guadarranque, constituido por materiales Ordovícicos y Silúricos; al norte aparece el borde meridional del Anticlinorio de Valdelacasa-Sevilleja, y al sur, el flanco septentrional del Anticlinorio de Ibor-Guadalupe, en ambas estructuras afloran materiales de edad Precámbrico-Cámbrico.

Los materiales Terciarios y Cuaternarios se distribuyen indistintamente sobre los materiales antes mencionados, pero adquieren un mayor desarrollo en el tercio SO de la Hoja, recubriendo en más de un 80 por 100 a los del Precámbrico.

Morfológicamente las cotas más elevadas (1.000-650 m.) corresponden a los flancos cuarcíticos del Ordovícico Inferior del Sinclinal, y se corresponden con las Sierras de Altamira y del Aljibe al NE y la Palomera al SO.

El Precámbrico aparece como un «paisaje alomado», surcado por ríos y arroyos bastante encajados y recubiertos parcialmente por depósitos terciarios que culminan con las «rañas».

Topográficamente las rañas se presentan como grandes mesetas o plataformas digitadas por valles bien marcados.

El río más importante que cruza la Hoja es el Guadiana, que aparece regulado por el embalse de Cíjara, que ocupa gran parte del ángulo SE de la Hoja. Otros ríos importantes son el Fresnedoso, el Guadarranque y el Guadalupejo.

Los primeros conocimientos en la zona de estudio, sobre la estratigrafía y paleontología del Sinclinal de Guadarranque, se deben a EGOZQUE y MALLADA (1876). A partir de estos estudios hay dilatado lapso de tiempo, en el que apenas hay aportaciones interesantes, tan sólo las de HERNANDEZ PACHECO (1912) y GOMEZ DE LLARENA (1914 y 1916).

RAMIREZ Y RAMIREZ, E. (1952, 1955) aporta valiosos datos sobre la litología, estratigrafía y sobre el límite cámbrico-ordovícico, tanto en Las Villuercas como en el Sinclinal de Guadarranque.

Contemporáneamente comienzan en la zona las investigaciones de LOTZE (1952 a 1961) y de sus alumnos MACHENS (1954), MERTEN (1955), WEGGEN (1955) y RANSWEILER (1967), que estudian y definen los rasgos generales estratigráficos y tectónicos del Paleozoico Inferior y Precámbrico terminal, especialmente en los sectores oriental y meridional de los Montes de Toledo.

DE SAN JOSE (1970) establece la cartografía y síntesis geológica de la región comprendida entre Las Villuercas, los Montes de Toledo y la Serena Extremeña.

GUTIERREZ ELORZA, VEGAS y CAPOTE (1970, 1971) realizan síntesis estratigráficas y algunas observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del este de la provincia de Cáceres.

MORENO (1974, 1975, 1977), Tesis doctoral Univ. Madrid (1977) inédita. MORENO, VEGAS Y MARCOS (1976) estudian las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico y del Ordovícico Inferior en el Anticinal de Valdelacasa.

En 1976, GIL CID, M. D., et al., levantan un perfil lito y bioestratigráfico del Ordovícico y Silúrico del sinclinal de Guadarranque en base a faunas de trilobites y graptolites.

HERRANZ, P.; SAN JOSE, M. A., y VILAS, L. (1977) describen las diferentes unidades del Precámbrico en los Montes de Toledo.

BRASIER, M. D.; PEREJON, A., y DE SAN JOSE, M. A. (1979) describen brevemente los macrofósiles e icnofósiles que aparecen en una sucesión de cerca de 2.500 m. por debajo de las calizas con arqueociatos y trilobites del cámbrico inferior-alto en el anticinal de Valdelacasa.

Por último, ROBARDET, M.; VEGAS, R., y PARIS, P. (1980) estudian los fósiles y las litofacies del techo del Ordovícico en los sinclinales de Herrera del Duque y del Guadarranque.

1 ESTRATIGRAFIA

Los materiales representados en la Hoja abarcan edades comprendidas en el Precámbrico, Ordovícico y Silúrico, además de las formaciones post-orogénicas, miocenas, pliocuaternarias y cuaternarias actuales.

La datación de las diferentes unidades cartografiadas ha sido realizada por métodos paleontológicos y estratigráficos, la continuidad lateral y consistencia regional de litofacies ha facilitado la resolución de la problemática cronoestratigráfica del ámbito de la zona.

La descripción por orden cronológico de las distintas unidades estratigráficas que aparecen en la Hoja sería la siguiente:

1.1 PRECAMBRIICO

Los materiales precámbricos de estratigrafía, no del todo resuelta, aparecen a ambos lados del Sinclinal del Guadarranque.

A grandes rasgos está formado por dos conjuntos, el inferior, de pizarras arcillosas y areniscas grauváquicas de aspecto monótono y masivo, y el superior, también esquistoso-grauváquico, pero con intercalaciones calcáreas y niveles conglomeráticos de distinta naturaleza y características.

En la bibliografía, a este último conjunto se le ha denominado —Serie de Tránsito del Precámbrico al Cámbrico—, habiéndosele correlacionado con las «mixtitas», que caracterizan la distribución global del Precámbrico Superior.

La distribución, desarrollo y características litológicas serían las siguientes:

1.1.1 ANTICLINORIO DE IBOR-GUADALUPE

1.1.1.1 Pizarras y areniscas grauváquicas (2) (2')

En general, estos materiales, dadas sus características litológicas, aparecen muy alterados y recubiertos. Sin embargo, se pueden hacer buenas observaciones al NO, en los Arroyos de la Jarigüela y del Bargel, al norte y sur respectivamente de la carretera de Puerto de San Vicente y Alía;

al SE en las proximidades del Guadiana, aguas abajo de Portillo de Cíjara, y en la carretera a Herrera del Duque.

Los tramos inferiores están formados principalmente por alternancias de grauvacas y pizarras en secuencias de 10 a 50 cm., con paso gradual de un término a otro; en ocasiones puede llegar a dominar una de las litologías en paquetes de más de 50 metros confiriéndoles un aspecto bastante homogéneo.

Por encima, son características las «facies bandeadas», secuencias centimétricas a milimétricas compuestas por un término de color pardo y naturaleza grauváquica con escasa matriz en la base, y un término superior de limos y arcillas con laminación paralela y color verde-oscuro en fresco y pardo en alteración.

La base de las secuencias son planas, y el tránsito de un término a otro brusco, observándose en algunos puntos huellas de carga.

Al microscopio las grauvacas se muestran constituidas por cuarzo, sericitas, plagioclasa ácida, cloritas o biotitas, carbonatos, óxidos de hierro, materia carbonosa, minerales opacos, turmalina, circón y apatito. Todas ellas presentan textura blastosamítica definida por la presencia de clastos de cuarzo, plagioclasa y de fragmentos de rocas englobados en una mesostasis microcristalina.

Los clastos de cuarzo presentan unos tamaños medios comprendidos entre 0,1 y 1 mm. y forma generalmente angulosa a subangulosa. Otras veces adoptan la apariencia de clastos volcanogénicos, con formas redondeadas y golbos de corrosión o bien con morfología muy fragmentaria, que recuerdan por su forma a esquistos de rocas volcánicas. La plagioclasa, con carácter muy ácido, presenta a veces ligera sericitización y casi siempre maclas según la ley de la albita. En cuanto a su granulometría, ésta es igual o algo inferior a la del cuarzo y generalmente los granos son menos heterométricos, y con formas más redondeadas. Los fragmentos de rocas corresponden a lilitas, a veces recristalizadas y filitas moscovíticas, cloríticas o biotíticas, todos ellos con tamaños similares a los del cuarzo y la plagioclasa y con formas redondeadas.

El carbonato se presenta en forma de granos dispersos, ligeramente ovoides, de 0,1 a 0,2 mm. de tamaño medio, y más rara vez, formando parte de la matriz. Esta está constituida por cuarzo microcristalino entremezclado con laminillas serícitas o cloríticas que frecuentemente forman lechos monominerales. En algunas ocasiones se observa en vez de clorita una incipiente formación de biotita, pero el grado de metamorfismo es siempre muy bajo, según la terminología empleada por WINKLER (1978). Existen, además, laminillas de moscovita y biotita de origen clástico, con formas curvadas y algo desflecadas. Los accesorios más comunes (turmalina, circón y apatito) son siempre de origen detrítico.

La proporción clastos-matriz es variable, pero en general ésta suele ser

dominante. En este último caso es común que aparezca una facies ban-deada con lechos grauváquicos y filíticos alternantes cuya mineralogía no suele diferir de las grauvacas descritas y que pasa gradualmente a filitas sericítico-cloríticas o sericítico-biotíticas.

1.1.1.2 Calizas estromatolíticas y calcoesquistos (3)

Aunque no existe una continuidad física de afloramientos, dadas sus características sedimentológicas, se han podido reconocer hasta dos niveles carbonatados distintos, con forma de lentejones más o menos dispersos.

Al NO se pueden reconocer en la carretera de Alía, muy próximos al Estrecho de la Peña, y se continúan hacia el SE donde quedan recubiertos por la raña.

Los mejores afloramientos están en el Arroyo de la Gargantilla y de los Lobos, pudiendo seguirse hasta las «huertas» de la Mimbra. Al SE, al otro lado de la raña, estos niveles adquieren mayor entidad, al menos en cuanto a potencia, aflorando en el borde sur de la Hoja, en el valle del Rinconcillo.

Se pueden distinguir en el conjunto de los afloramientos varias facies:

- Calcoesquistos, con niveles centimétricos de carbonatos intercalados en un conjunto limolítico de laminación paralela muy marcada (Estrecho de la Peña, Arroyo de Los Lobos).
- Calizas dolomíticas ferruginosas (Arroyo de la Gargantilla).
- Calizas fuertemente recristalizadas, en bancos de hasta 1 m. de potencia, colores gris a marrón claro y laminaciones atribuidas a algas; los planos de estratificación son irregulares o alabeados, intercalándose a veces pizarras y calcoesquistos de color verde-gris (Valle del Rinconcillo).

En lámina delgada estos tres tipos de rocas carbonatadas, se presentan por lo general separadamente.

Los calcoesquistos están formados por granos de calcita homométrica de 0,5 mm. de tamaño medio y bordes poco indentados que alternan con niveles cuarcíticos formados por granos de cuarzo redondeado con cemento silíceo en continuidad óptica con ellos y escasa matriz sericítica. En estos niveles arenoso-cuarcíticos, se encuentran esporádicos fragmentos de plagioclasa y numerosas laminillas de moscovita detrítica muy bien orientadas.

Los niveles ferruginosos contienen siderita y dolomita, de grano medio. Además de los óxidos de hierro contienen diminutos granos de cuarzo autigénico.

La tercera facies enumerada corresponde a calizas o dolomías cristalinas, de grano fino, formadas por granos heterométricos y de bordes indentados, con forma algo alargada y deformación frecuente de los planos de macia. En ocasiones se observan microclastos de filitas sericíticas que pueden contener materia carbonosa.

1.1.1.3 Conglomerados (4 bis)

Estratigráficamente estos niveles de conglomerados se sitúan por encima de los niveles calcáreos, aunque en zonas próximas (Hoja 14-27) aparecen también por debajo de las calizas, a la vez que adquieren mayor desarrollo tanto en potencia como en la abundancia de intercalaciones. En el Anticlinorio de Ibor-Guadalupe, dentro de la Hoja, sólo se han reconocido en el Estrecho de la Peña, en afloramientos muy próximos a las cuarcitas ordovícicas discordantes.

Se presenta como lentejones no superiores al metro de potencia, compuestos por cantes de hasta 4 cm. de diámetro, de cuarzo fundamentalmente, y de cuarcita micácea, arenisca serícita y lítica en menor proporción, todos ellos bien redondeados, la matriz es cuarzoserícita criptocristalina, apareciendo en proporciones variables, siendo en algunos casos auténticos paraconglomerados, con los cantes dispersos dentro de la matriz.

1.1.2 ANTICLINORIO DE VALDELACASA-SEVILLEJA

Al igual que en la estructura anterior, los afloramientos son de muy mala calidad, a excepción de los cortes que pueden proporcionar las cunetas de las carreteras y caminos y por supuesto la trinchera del ferrocarril abandonado, en el borde norte de la Hoja.

Las Series Infra-Cámbicas del Anticlinorio de Valdelacasa han sido estudiadas con anterioridad por LOTZE (1956). Considerando como Precámbrico las «capas de Valdelacasa», serie monótona de grauvacas y pizarras, y como serie de transición al Cámbico, un conjunto análogo al anterior, sólo que de menor potencia (1.000 m.), con intercalaciones conglomeráticas. Con posterioridad, BOUYX (1970) vio en las «capas de Valdelacasa» una «facies Alcudia» típica.

F. MORENO (1974) describe así las series del anticlinorio:

- Capas de Valdelacasa: Serie rítmica que comprende grauvacas y esquistos pelíticos en finas alternancias, dándose a mayor escala, alternancias también de tramos de predominio grauváquica con tramos esencialmente pelíticos. Cada tramo tiene de 8 a 15 m. de espesor. Este conjunto, es asimilable a la facies «Alternancia de esquistos y grauvacas», descrita por BOUYX en el Valle de Alcudia.
- Serie de transición: Conjunto detrítico de unos 1.500 m., que comprende cinco niveles importantes de conglomerados de 5 a 10 metros de potencia cada uno; grauvacas y esquistos pelíticos, formando secuencias de orden menor (escala decimétrica) y mayor (escala métrica); observándose una disminución hacia el este del contenido en conglomerados.

En trabajos posteriores (1975, 1977) dentro de la Serie de transición identifica olistostromas, «slide-conglomerates», «slimp-sheet», y reconoce algunas características afines a series turbidíticas proximales.

1.1.2.1 **Pizarras, grauvacas y areniscas (2)**

Siguiendo el cauce del Estomiza, desde la carretera de Navahermosa, se corta una serie volcada hacia el SO, de más de 1.000 m., constituida por grauvacas y limolitas en alternancias rítmicas decí y centimétricas que progresivamente hacia el techo se va haciendo más pelítica.

Frecuentemente las capas presentan contactos netos, con techo y muro plano y gran continuidad lateral. Localmente en algunos puntos se pueden observar canalizaciones y deformaciones por carga; son frecuentes las estructuras de corriente (flute-cast) en el muro de las capas, y en algunas capas se reconocen niveles de la secuencia de Bouma Ta-c.

Se reconocen también estratificaciones cruzadas de climbing-ripples, y wavy bedding, etc.

Teniendo en cuenta el ordenamiento interno de las capas, las características geométricas de las mismas y la proporción arenisca/lutita dentro de la clasificación de Mutti y Ricci-Lucchi podrían corresponder a facies de tipo «C», «D» y «E».

En conjunto todas estas facies parecen representar la sedimentación en una zona de talud con influencias e indentaciones (desbordamientos) de un abanico submarino, estando representadas en esta zona las facies correspondientes al área de borde del abanico interno.

Las facies pizarrosas y grauváquicas presentan idénticos caracteres microscópicos a los que se describieron anteriormente para los materiales de esta composición del anticlinorio de Ibor-Guadalupe. Parece que, en las grauvacas del anticlinorio de Valdelacasa-Sevilleja, son más escasos los cuarzos de apariencia volcanogénica y los clastos de plagioclasas, que por otro lado suelen ser de menor tamaño.

Por el contrario, son más numerosos los granos de calcita y los fragmentos de lítidas y de filitas o cuarzofilitas.

1.1.2.2 **Conglomerados (4)**

Presentan distintos aspectos, en general con techo y muro planos, aunque a veces se ve que es claramente erosivo (canalizado) a escala de afloramientos.

En el Arroyo Estomiza aparecen varios niveles de 3 a 5 m. de potencia, intercalados en las facies antes descritas.

Están formados por cantos de areniscas grauváquicas y limolitas funda-

mentalmente de 3 a 15 cm. de diámetro, la mayoría de ellos son intraclastos; de forma subordinada, aparecen también cuarzos y liditas en general bien redondeadas de 1 a 4 cm. Ø, así como cantos de calizas.

La matriz limolítico-grauváquica es de composición análoga a la de las litofacies dominantes, se presentan en proporciones variables, siendo en algunos casos muy abundante (paraconglomerados).

Otros niveles son, por el contrario, monogénicos, constituidos casi exclusivamente por cantos de cuarzo bien redondeados de 2 a 5 cm. de diámetro, siendo la matriz escasa y de naturaleza pelítica.

Dentro de la clasificación de facies de Mutti y Ricci-Lucchi equivaldrían a facies de Tipo A (subtipo A₂) y corresponderían a sedimentos de «relleno de canal».

1.1.2.3 **Lutitas con cantos (slump-brecha) (5)**

Aparecen como una banda de 12 a 15 km. de desarrollo y hasta 400 m. de potencia que se acuña, o no se ha podido identificar y seguirse más al norte del Puerto del Rey. Hacia el sur, tiene a techo el Ordovícico discordante, y casi en su totalidad está cubierto por las aguas del embalse.

Este nivel fue identificado ya por F. MORENO, al cual denominó —olistostroma sin calizas—, utilizando el término olistostroma según la definición de HOEDEMAEKER (in MORENO, F., 1975).

En la «isla de los viaductos» de la carretera de Navahermosa, aparecen sobre esta banda «olistostómica» los conglomerados del Ordovícico Inferior, pero debido a la mala calidad del afloramiento, y estar tectonizado se hace difícil identificar la discordancia y separar los dos conjuntos conglomeráticos, sobre todo si no es posible observar los restantes afloramientos por debajo del nivel medio de las aguas en el embalse.

Esta banda «conglomerática», que se sitúa a techo de las series rítmicas anteriormente descritas, presenta una abundante matriz en la que existen dispersos fragmentos de los materiales anteriores, los más abundantes son los de grauvacas, angulosos o redondeados de todos los tamaños, incluso bloques de hasta 40 cm. de diámetro; en menor proporción destacan cantos de filitas sericítico-cloríticas y cantos de conglomerados como los anteriormente descritos; algunos de estos cantos no presentan contornos netos, sino que parecen como disgregándose en todo el conjunto, esto junto con la presencia de capas intensamente deformadas (slump-sheets) que se «disgregan» dentro de la masa olistostómica, indican un origen sinsedimentario para la misma, originando un depósito de tipo «slump-brecha» (Facies «F»).

Esta formación representa el depósito originado por un «debris-flow» en un ambiente de talud-abanico submarino.

1.2 ORDOVICICO

Los materiales ordovícicos están ampliamente representados, ocupando gran parte de la Hoja y se localizan en dos amplias bandas correspondientes a los flancos de la gran estructura sinclinal.

Litológicamente forman un conjunto transgresivo de materiales detríticos con facies muy constantes a escala regional, abundante fauna característica en los niveles lutíticos y pistas bien conservadas en los tramos cuarcíticos.

Los principales conjuntos sedimentarios representados en la cartografía, han sido establecidos siguiendo criterios litológicos y fotogeológicos, y son fácilmente correlacionables con los descritos en la bibliografía regional.

El límite inferior del Ordovícico se sitúa en la discordancia erosiva y angular de la base de las «alternancias inferiores», en las que no siempre están presentes las areniscas y conglomerados basales de color morado-rojizo (serie púrpura) característicos en casi todo el ámbito de los Montes de Toledo.

1.2.1 CONGLOMERADOS, ARENISCAS Y CUARCITAS (6)

El «corte» más completo para esta formación, y en general, para todo el Ordovícico Inferior, se encuentra en el «portillo del Estena» (carretera de Navahermosa) y aguas arriba del río Fresnedoso (embalse) al NO de los viaductos.

Es de resaltar que este «corte», a pesar de ser el más completo, no es representativo para toda la Hoja, ya que las facies de areniscas y conglomerados, que tienen más de 100 m. de potencia, deben sufrir fuertes acuñamientos, pues no se han observado ni en la prolongación hacia el norte de ese mismo flanco ni en todo el flanco sur.

En la base y discordante aparecen 2-3 m. de un conglomerado de matriz lutítica verdosa con cantos de grauvacas, que llegan a alcanzar unas dimensiones de hasta 7 cm. de diámetro, y cuarzo lechoso filoniano (anguloso y de forma aplanada); inmediatamente encima, 20 m. de conglomerado con matriz detrítica fina y color morado-púrpura típico, al igual que los cantos, fuertemente alterados (oxidados) constituidos por areniscas, grauvacas, pizarras y cuarzos de 2-3 cm. de diámetro.

Este conjunto, masivo en apariencia, está estratificado en bancos de hasta 2-3 m., separados por tramos de 10-15 cm. de limolitas o areniscas de grano fino de color claro y bandeados muy patentes (laminaciones), que aparecen a techo de cada banco.

A continuación 80 m., al menos, de areniscas, también de color morado-púrpura, y fuertemente bioturbadas (Daedalus), que les confiere un aspecto de pseudo-esquistosidad muy patente; ocasionalmente presentan intercalaciones de lutitas y limolitas.

ciones centimétricas de micro-conglomerados y limolitas de color pardo-claro. El resto de la serie (150 m. aproximadamente) hasta las cuarcitas masivas, es ya más constante en cuanto a distribución, está formado por cuarcitas y areniscas pardas con intercalaciones limolíticas; los tramos inferiores están bioturbados, observándose además amalgamaciones y bases canalizadas, laminaciones paralelas y cruzadas de gran escala, ripples de diversos tipos, etc.

En conjunto, esta sucesión representa una sedimentación clástica marina de medio mareal.

A esta serie aquí descrita se le ha denominado «Alternancias inferiores» (MARTIN ESCORZA, 1977), o «capas intermedias» (LOTZE, 1956), pero él las consideró como del Cámbrico Superior.

Los conglomerados presentan textura blastosefítica y samítica con matriz a veces con lechos lepidoblásticos, dominante sobre las fracciones sefíticas y samíticas. Mineralógicamente están formados por cuarzo, sericitas, cloritas, materia carbonosa, óxidos de hierro, minerales opacos, moscovita detrítica, turmalina y círcón. Los cantes conglomeráticos de contornos subangulosos a subredondeados corresponden a cuarzo, macro o policristalino (muchas veces con estructura plumosa), con tamaños comprendidos entre 0,3 mm. y 1 cm. También aparecen en elevadas proporciones fragmentos de pizarras serícitas poco esquistosas y con forma aplanada muy frecuente; cantes de lidita con impregnación carbonosa, como asimismo de arenisca, en la que se observan clastos cuarcíticos subangulosos rodeados por una mesostasis cuarzo-serícita de grano muy fino y baja cristalinidad. La matriz que rodea estos clastos está formada por cuarzo volcanogénico de 0,2 mm. de tamaño medio y cuarzo criptocristalino que se entremezcla con laminillas o agregados orientados de sericitas y clorita.

Las facies arenosas y cuarcíticas presentan la misma mineralogía que se ha mencionado anteriormente. Las areniscas están formadas por cuarzo subanguloso o subredondeado, de 0,25 mm. de tamaño medio, casi homométrico, que está rodeado por una mesostasis generalmente subordinada, serícita, medianamente orientada y poco recristalizada, en la que se encuentran pequeñas moscovitas detríticas. Las cuarcitas presentan esqueleto rígido y granos de cuarzo subanguloso, heterométrico, de 0,1 mm. de tamaño medio, con escaso cemento silíceo recristalizado en continuidad óptica con los clastos y agregados de pocas láminas serícitas intersticiales entre ellos. La impregnación ferruginosa suele ser importante a veces.

Hay que añadir que en estas tres litologías descritas el metamorfismo es siempre de grado muy bajo (clorita).

1.2.2 ORTOCUARCITAS «FACIES ARMORICANA» (7)

Sobre los materiales anteriores, y sin ser posible establecer un límite

neto, sino más bien un tránsito gradual, aparece una serie cuarcítica muy característica en todo el ámbito del Macizo Ibérico, no sólo por sus características litológicas, sino además por ser el elemento constructor del relieve, formando alineaciones de cumbres y aspectos de riscos escarpados que se sigue a lo largo de muchos kilómetros.

Está constituida por la típica cuarcita armoricana, blanca o rojiza, masiva, con niveles micáceos menos compactos intercalados. Su potencia oscila entre los 100 y 250 m., y al igual que en la unidad inferior, pasa de forma gradual al conjunto alternante superior.

Aparecen estratificadas en capas de potencia 0,5 a 1,5 m., y bancos (2-5 m.) muy homogéneos en la vertical y de gran continuidad lateral; normalmente están formando dos o tres «barras» cuarcíticas blanco-grisáceas, dando un relieve de crestas separadas por depresiones menores intermedias, cubiertas por derrubios y que corresponden a intercalaciones más finas.

Dadas sus características texturales, que dan a la roca poca plasticidad, se ha comportado como un material resistente y frágil, respondiendo al plegamiento con un sistema de fracturación muy intenso, de tal forma que es a veces difícil diferenciar la superficie de estratificación, por ser la de fractura más penetrativa.

En toda la formación son frecuentes los icnofósiles, *skolithos*, *rusophycus* y diversas especies de cruziana del «grupo Rugosa», (*C. Rugosa*, *C. furcifera*, *C. Goldfussi*) características del Arenig.

La composición mineralógica que se observa en estas rocas es de cuarzo, sericita, moscovita, óxidos de hierro, minerales opacos, turmalina y circón. El cuarzo es comúnmente anguloso a subanguloso (en ocasiones tienen bordes poligonales) parcialmente recristalizado, con tamaños medios en los diferentes tipos de muestras. La sericita se presenta en forma de laminillas intersticiales entre los cuarzos o formando microlechos sericíticos dando a la roca un aspecto bandeados. La moscovita detrítica y de tamaño igual o superior al del cuarzo, se presenta orientada, pudiendo también formar delgadas bandas en las que junto a ella se dan concentraciones verdaderamente anómalas de minerales pesados.

1.2.3 CUARCITAS Y PIZARRAS ALTERNANTES (8)

Concordante con las «cuarcitas armoricanas» se dispone una serie alternante de cuarcitas y pizarras, localizadas en los flancos del sinclinal. Su observación no es fácil, debido a la alteración superficial de los niveles menos competentes y a la disposición topográfica que ocupan, siempre enmascarados por depósitos de ladera. Litológicamente se trata de areniscas de grano medio a fino, muy micáceas, protocuarcitas de color pardo-claro bastante compactas y pizarras sericíticas de colores claros (alteración);

aparecen estratificadas en capas de 0,10 a 0,50 metros, hacia el muro hay un mayor predominio de materiales cuarcíticos, que va disminuyendo hacia el techo, donde los tramos pizarrosos tienen mayor desarrollo.

La potencia, a pesar de la dificultad de observación, se estima entre 150 y 200 metros.

Este tramo es semejante y correlacionable con los «estratos Pochico» de Sierra Morena Oriental (TAMAIN et al., 1969).

La composición mineralógica de los tramos cuarcíticos es totalmente idéntica a la que se ha enumerado para la cuarcita armoricana. Como caracteres diferenciales de ella sólo puede mencionarse el que el cuarzo presenta siempre bordes poligonales, en vez de indentados, una mayor tendencia a orientarse con minerales micáceos y más concentraciones de minerales pesados, principalmente de circón, en proporciones aún más anómalas, que en algún caso han llegado hasta más del 5 por 100 en las preparaciones realizadas para su observación microscópica.

En cuanto a las pizarras, no hay tampoco ningún cambio en su composición mineralógica. Están formadas por abundante sericita, medianamente orientada, en la que flotan numerosas moscovitas detríticas orientadas y diminutos granos de cuarzo anguloso de 0,005 mm. de tamaño medio. Por lo demás, los minerales pesados son también abundantes, si bien menos que en las cuarcitas que se han descrito con anterioridad.

1.2.4 PIZARRAS CON «CALYMENE» (9)

Tienen unas características litológicas totalmente opuestas a las del tramo anterior; se trata de un potente conjunto (300-500 m.) de pizarras oscuras, generalmente negras, que por alteración pasan a colores claros, verdes o pardos, y en donde ésta ha sido muy intensa, tiene colores rojo violáceos y aspecto arcilloso.

Localmente pueden tener intercalaciones de areniscas pardas y «sills» intrusivos concordantes con la estratificación de hasta 2 m. de potencia (Arroyo del Corazoncillo, flanco N del extremo SE del Sinclinal), de composición diorítica, o de rocas afines.

El comportamiento disarmonioso de este tramo, extraordinariamente plástico, del Ordovícico hace que aparezca muy replegado, esto junto con la densa y fuerte pizarrosidad penetrativa dificulta la estimación precisa de la potencia.

Presentan textura lepidoblástica y es frecuente observar en ellas la esquistosidad plegada, con desarrollo de una crenulación muy débil. Están formadas por sericita, clorita, óxidos de hierro, materia carbonosa, minerales opacos, apatito, circón y en algunos casos cloritoide. Este mineral aparece en las rocas con crenulación, en forma de pequeños cristales pris-

máticos desarrollados durante una de las fases tardías de plegamiento. En ocasiones las pizarras pueden estar bandeadas, encontrándose microlechos cuarcíticos, formados por granos de cuarzo de 0,1 mm. de tamaño medio, que tienen escasísima matriz sericítica y algo de cemento silíceo, recristalizado en continuidad óptica. Otro tipo de bandeados muy común es el definido por lechos micáceos, que se impregnan con diferente intensidad por materia carbonosa.

1.2.5 ARENISCAS Y CUARCITAS (10)

Como ya hemos mencionado en el apartado anterior, dentro del conjunto pizarroso, y hacia la mitad superior, aparecen intercalaciones de areniscas y cuarcitas, que en la prolongación NO del Sinclinal adquieren mayor entidad.

Litológicamente son areniscas y cuarcitas micáceas pardas, a veces con manchas de óxidos de hierro, estratificadas en bancos de 20-60 cm. alternando con pizarras arenosas, que cuando adquieren gran desarrollo pueden confundirse con las que forman el resalte cuarcítico correspondiente al Ordovícico Superior.

El tipo de arenisca más común está constituida por diminutos granos de cuarzo de 0,1 mm. de tamaño medio, que están implantados en una mesostasis sericítica, orientada y generalmente dominante.

En todas las muestras se observan, además, moscovitas y biotitas (o cloritas) detríticas, óxidos de hierro, turmalina, circón y rutilo. En menor proporción pueden aparecer también plagioclasas macladas, feldespatos caolinizados, granos de sericita o rutilo detrítico. Todos estos últimos minerales no suelen encontrarse en las facies cuarcíticas, cuya principal diferencia con las areniscas estriba en que la matriz sericítica pasa a ser poco importante.

1.2.6 CUARCITAS Y ARENISCAS PARDAS (11)

Se trata de un conjunto de unos 150-200 m. de potencia, que topográficamente se manifiesta en una serie de lomas o cerros alargados, de dirección NO-SE, la misma de los estratos, y que forman el segundo resalte morfológico dentro de la estructura sinclinal. Está formado por cuarcitas y areniscas pardas micáceas «lajosas» o compactas, con manchas de óxidos de hierro en fracturas.

Se observan laminaciones paralela y cruzada, ésta última muy abundante en los tramos inferiores, donde aparece en forma «lenticular», correspondiente a ripples de gran tamaño (1-1,5 metros).

Morfológicamente dentro de todo el conjunto, destacan dos resaltes, que corresponden a bancos más cuarcíticos y potentes (hasta 2 m.).

Este tramo equivale al denominado en Almadén «Cuarcita de Canteras» (ALMELA y otros, 1962).

Las cuarcitas presentan texturas granoblásticas y están formadas por cuarzo heterométrico cuyo tamaño medio es alrededor de 0,15 mm. Los bordes de los granos son siempre redondeados o poligonales y con frecuencia también tienen forma alargada además de orientación. Las rocas contienen también impregnación o filoncillos de óxidos de hierro, láminas orientadas de moscovita detrítica, circones y turmalina, rodados. Estos dos últimos pueden ser también abundantes pero nunca tanto como en las cuarcitas armoricanas.

Las facies arenosas presentan granos de cuarzo de igual tamaño y granulometría, con poca matriz o intersticial que contiene además clorita y presenta esquistosidad mal desarrollada.

1.2.7 PIZARRAS GRIS-NEGRUZCAS MASIVAS (12)

Este nivel aparece enmarcado entre dos barras de cuarcita (11) y (13). Está constituido por pizarras arcillosas, que hacia el techo se hacen más silíceas y de aspecto más masivo y compacto. La potencia de este tramo oscila entre 250 y 300 metros, y es equivalente a la «Serie pelítica media» (RANSWEILER, M., 1967) del Ordovícico Superior.

A techo de este conjunto y en algunos puntos se han observado unas areniscas de color negro y pardo en alteración que suelen presentar disyunción en bolos y capas concéntricas; los estudios petrológicos indican un carácter volcanogénico manifiesto para algunos de sus componentes.

Materiales de las mismas características existen en la continuación hacia el NO del Sinclinal de Guadarranque, donde se les ha denominado «Pelitas con fragmentos» (ROBARDET, VEGAS y PARIS, 1980), apareciendo también por encima de las cuarcitas del Silúrico, lo cual concuerda con observaciones propias más al SE (MAGNA Hoja 16-29, Villarta de los Montes).

Estas pizarras muestran textura lepidoblástica y grano extremadamente fino. Están formadas por sericita, moscovita, óxidos de hierro, cuarzo, biotita, clorita, materia carbonosa, plagioclasa y cirón. La sericita forma finas bandas netamente orientadas ricas en biotita, cloritas y moscovíticas que que pueden alternar con otras más ricas en diminutos granos de cuarzo. La impregnación ferruginosa suele ser en ellas importante.

1.3 SILURICO

Muy homogéneo en facies y desarrollo, se distingue por tener en la base un nivel cuarcítico característico, de diversa amplitud, al que siguen alter-

nancias de cuarcitas y pizarras con graptolites. Estructuralmente ocupan el núcleo del Sinclinal.

1.3.1 CUARCITAS (13)

Al igual que el tramo cuarcítico del Ordovícico Superior, esta formación da un conjunto de lomas y crestas muy acusadas, formando el tercer resalte morfológico de la estructura.

Está constituido por ortocuarcitas grises o blancas o veces con manchas rosadas de óxidos de hierro, en bancos de hasta 5 metros, siendo lo frecuente de 1 a 2 metros; hacia el muro se hacen más impuras y menos compactas, pasando a areniscas de color blanco-ocre; a techo es frecuente un banco de cuarcitas de color gris-negro.

La potencia puede estimarse entre 150 y 200 metros. En la «apertura del Salteiro», cerca del poblado de Cíjara, hay un buen corte de esta formación, en el que resaltan tres niveles cuarcíticos, siendo el central de 60 metros, el que forma la cresta más acusada.

Este conjunto equivale a la «Serie psamática superior» (RANSWEILER, 1967) y en Almadén a las «Cuarcitas del Criadero».

Al microscopio las cuarcitas muestran textura granoblástica u orientada. Están todas ellas formadas por cuarzo, sericita, moscovita, minerales opacos, turmalina y círcón. El cuarzo forma granos de 0,2 mm. de tamaño medio, equidimensionales o alargados y orientados, con los bordes indentados, poligonales o alargados. La sericita se dispone en delgadas películas alrededor de ellos y la moscovita en forma de pequeñas láminas, que aparecen en baja proporción; tiene tendencia a orientarse. Los accesorios menores son detríticos y están diseminados.

1.3.2 PIZARRAS, PIZARRAS Y CUARCITAS (14)

Sobre el nivel de cuarcitas aparece un conjunto de pizarras y alternancias de pizarras y cuarcitas, que por la posición estructural que ocupan aparecen muy replegadas, por lo que es difícil calcular la potencia, pudiendo estimarse en unos 300 m., aproximadamente.

Litológicamente se trata de pizarras arcillosas negras o grises, en general bastante alteradas en superficie, los lechos de cuarcitas en general no sobrepasan los 30 cm. de potencia.

Las cuarcitas presentan textura blastosamítica y están constituidas por diminutos granos de cuarzo y plagioclásas alargadas, heterométricos que se implantan en una matriz subordinada formada por cuarzo criptocristalino y sericita mal orientada. Las rocas contienen también granos diseminados de

siderita, además de moscovitas y cloritas detriticas, como así mismo turmalina y circón.

En el ámbito de la Hoja se han podido reconocer las «pelitas con fragmentos» (ROBARDET et al., 1980).

Se trata de un tramo de areniscas de grano fino, oscuras, casi negras, que por alteración pasan a pardoverdosas; presentan un aspecto masivo, sin juntas de estratificación aparente y que al alterarse presentan una disyunción en «bolas» con capas concéntricas que recuerdan a las estructuras «ball and pillow».

En lámina delgada se presentan como grauvacas de grano muy fino, constituidas por cuarzo muy claramente volcanogénico y escasas plagioclasas rodadas, que están rodeadas por una matriz poco abundante de cuarzo y sericita. Las rocas contienen además moscovita detritica, turmalina y círcones. Esta asociación y estructura descartan un origen ígneo, aunque sí tienen un área madre de esta naturaleza.

1.4 TERCARIO, NEOGENO

1.4.1 MIOCENO

1.4.1.1 Mioceno Inferior. Arcosas, calizas (costras calcáreas) (15)

Atribuimos esta edad a este conjunto de materiales, únicamente por sus analogías litológicas y posición estratigráfica con otras de áreas próximas citados en la bibliografía.

Los afloramientos en la Hoja son escasos, parciales y de mala calidad, ya que están recubiertos por depósitos posteriores, rañas y glacis-terrazas, por lo que sólo es posible la observación de cortes parciales en las trincheras de las carreteras y donde la topografía es favorable.

En la carretera de Cíjara a Castilblanco afloran las calizas discordantes sobre el Precámbrico, y al norte en el Arroyo del Cofral; más adelante aparecen también en el Arroyo Canalejas.

Al NE, al otro lado del Sinclinal del Guadarranque, sólo se ha observado un afloramiento muy restringido en el cerro Alcubilla. Litológicamente son calizas blanco-rosadas, y compactas o a veces pulverulentas, presentan aspecto noduloso y en algunos casos clastos de cuarzo y pizarra.

Las margas de color gris-verdoso presentan en algunos casos gran proporción de arena y a veces pequeños nívellos o concreciones calcáreas.

1.4.1.2 Arenas arcillosas y niveles conglomeráticos (16)

La datación de esta unidad, al igual que la anterior, es por referencias

bibliográficas, ya que como único dato que se posee es que aparecen recubiertas por la raña, formación por otra parte que tampoco tiene muy comprobada la posición estratigráfica. Se trata de arcillas arenosas rosadas y ocres y niveles frecuentemente canalizados de gravas y cantes de cuarcita subredondeados de hasta 10 cm. de diámetro.

Esta formación, discordante sobre el Precámbrico, Paleozoico y Mioceno Inferior presenta potencias variables, ya que fosiliza un paleorrelieve y está decapitada por las «rañas»; no obstante, en la Hoja no debe sobrepasar los 80 m.

1.4.2 PLIOCENO

1.4.2.1 Rañas, arcillas, cantes y bloques (17)

Recubriendo y dispuestos discordantemente sobre los materiales más antiguos descritos anteriormente aparecen las «rañas».

Se trata de una formación conglomerática muy típica constituida por cantes, ocasionalmente bloques, subangulosos y heterométricos de cuarcita y arenisca, generalmente rubefactados y con matriz arcillo-arenosa de color rojizo o anaranjado.

La potencia de esta formación es muy variable, llegando en algunos casos a sobrepasar los 30 metros.

Se relaciona siempre con relieves cuarcíticos acusados, apreciándose un suave descenso al alejarse de dichos relieves, enlazando de forma gradual con los depósitos de ladera cuando existe continuidad.

1.5 CUATERNARIO

1.5.1 PLEISTOCENO

1.5.1.1 Glacis-terrasa, conglomerados, gravas, arena y limos (18) (19) (20)

Estos depósitos existen en el borde sur de la Hoja, en ambas márgenes del río Guadalupejo.

Se trata de formaciones conglomeráticas muy semejantes a la «raña», pero de potencia mucho menor; en general, no superan los 2 m.; regionalmente reciben la denominación de «rañizos».

A estos depósitos algunos autores les han atribuido un origen claramente fluvial (terrazas fluviales), pero en realidad deben corresponder a «glacis de depósito» originados por el retroceso de los «frentes de rañas» circundantes, debido a la acción remontante de los Arroyos secundarios, afluentes del río Guadalupejo.

Se han reconocido dos niveles muy claros de aterrazamiento y en la margen izquierda (aguas abajo) un tercero intermedio, pero no muy desarrollado.

Los rebordes y cabeceras de estos glaci-terrasa, en el borde inferior de la Hoja (zona de Almansa) se sitúan de la siguiente forma, respecto a la cota del río:

	<i>Margen derecha</i>	<i>Margen izquierda</i>
1. ^a Terraza	20-80 m.	20-60 m.
2. ^a Terraza	—	—
3. ^a Terraza	10 (15)-25 (30)	10 (15)-40

Al sur de Alía, y en la margen izquierda, los rebordes aparecen topográficamente más altos: 1.^a Terraza 40-60 m.; 2.^a Terraza 25-40 m.; 3.^a Terraza 15-25 m.

1.5.2 HOLOCENO

1.5.2.1 Derrubios de ladera, canchales, arcillas y cantos (21)

Se pueden diferenciar dos tipos: un fanglomerado arcilloso de tonos amarillentos o rojizos con fragmentos angulosos de cuarcita y arenisca, y los típicos «canchales» o «pedrizas» exclusivamente constituidos por cantos cuarcíticos sin matriz alguna.

La formación fanglomerática, que debe ser más antigua, enlaza sin solución de continuidad con la raña.

Los canchales aparecen dispuestos en forma de «abanico» o «cortina», los cuales, debido a su carencia casi absoluta de vegetación, destacan en las vertientes de las sierras, bajo los crestones cuarcíticos culminantes, que son su área fuente.

Los canchales se deben a fenómenos de crioclastismo, que aunque con una intensidad más atenuada, se siguen desarrollando en la actualidad.

1.5.2.2 Cono de deyección, arenas y limos (22)

Se trata de un depósito de origen fluvio-torrencial, originado por una pérdida en la capacidad de transporte del torrente al cambiar bruscamente la pendientes del perfil.

Se ha cartografiado por su mayor desarrollo el de la huerta de «La Venta», originado por el Arroyo de la Garganta, al desembocar en la «dehesa» del Guadarranque.

Está formado por arenas y limos de color pardo-negro, que proporcionan suelos muy fértiles.

1.5.2.3 Aluvial, fondo de valle: Conglomerados, arenas y limos (23)

Los depósitos más importantes son los del Guadiana, aguas abajo de la presa de Cíjara, y los del río Guadalupejo.

Están formados fundamentalmente a expensas de las «rañas», aunque también incorporan las litologías por las que discurre el cauce.

Están constituidos por cantos y gravas bien rodadas, sin pátina ni oxidación y de naturaleza fundamentalmente cuarcítica, la matriz arenolimosa es de análoga composición.

1.5.2.4 Llanura de inundación, limos y arenas (24)

Son depósitos análogos a los anteriores, aunque predominan los términos litológicos más finos, los más importantes corresponden a los ríos Guadarranque y Guadalupejo.

1.5.2.5 Limos de decantación (25)

Sobre la «raña» del tercio SO de la Hoja, y por dificultades de drenaje consecuentes a la pequeñísima pendiente topográfica y al carácter de depósito semipermeable, se originan pequeñas lagunas y zonas encharcadas, que al secarse, dejan depósitos limosos de color gris-negruzcos.

2 TECTONICA

2.1 SITUACION Y ANTECEDENTES

La Hoja de Minas de Santa Quiteria se encuentra localizada, dentro de las distintas zonas del Hercínico Ibérico, en la denominada «Zona Centro Ibérica», según el esquema de JULIVERT et al. (1972), esquema basado fundamentalmente, aunque modificado, en la primitiva división del Macizo Ibérico, realizada por LOTZE (1945).

La Zona Centro-Ibérica, que agrupa las Zonas Galaico-Castellana y Lusitana-Alcúdica de LOTZE, se caracteriza por la gran abundancia de materiales graníticos y por la existencia de grandes diferencias en la deformación y el metamorfismo dentro de ella. En la parte sur, que es la que corresponde a esta región, predominan los pliegues subverticales y el metamorfismo es poco intenso. Estratigráficamente la Zona Centro-Ibérica se caracteriza por la gran extensión que ocupan los materiales pre-ordovícicos y por el carácter discordante y transgresivo de la cuarcita del Arenig.

Ya en capítulos anteriores se ha dado referencia de los trabajos realizados en la zona, no obstante, hacemos un especial hincapié dentro de este apartado en los principales trabajos realizados en el campo específico de la tectónica de la región.

Son numerosos los autores que han puesto de relieve la existencia de discordancias prehercínicas en la región, concretamente entre el Ordovícico-Cámbrico Inferior y entre el Cámbrico Inferior-Precámbrico, opinión mantenida por LOTZE (1956), DE SAN JOSE, M. A. et al. (1974, 1977). Por otra parte, BOUYX (1970) indica la existencia de dos discordancias dentro del ciclo sedimentario precámbrico.

En Portugal, a partir del estudio de pliegues con dirección N-S y NE-SO, OEN ING SOEN (1970) reconoce la presencia de deformaciones de edad sárdica.

CAPOTE et al. (1971), a partir de la presencia de niveles conglomeráticos en las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico, con cantos heredados de series infrayacentes y clara discordancia anteordovícica, les llevan a hablar de movimientos tectónicos ante-hercínicos.

Respecto a la asignación dentro de los distintos ciclos orogénicos de las estructuras y deformaciones presentes en la región, hay un acuerdo casi unánime en atribuir la totalidad de estas deformaciones al Hercínico, sobre todo como fases generadoras de esquistosidad, ya que diversos autores admiten la existencia de una fase de plegamiento anterior, la Sárdica, pero sin esquistosidad al menos regionalmente. Por el contrario, hay una disparidad de criterios, al menos regionalmente, de las fases responsables de las distintas deformaciones hercínicas; así, para APARICIO YAGUE (1971), dentro de las dos fases hercínicas responsables de la tectónica de los Montes de Toledo, la primera generaría un plegamiento de dirección principal E-O y la segunda otro de dirección N-S. Sin embargo, para MARTIN ESCORZA (1974) en la zona de Urda, aceptando también la existencia de dos fases hercínicas, invierte la edad de las deformaciones, es decir: la primera generaría pliegues de dirección N-S y la segunda, E-O. CAPOTE et al. (1971), GUTIERREZ ELORZA y VEGAS (1971) reconocen también la existencia de dos fases de deformación hercínica sinesquistosas. MORENO, F. (1977), en su tesis doctoral sobre la región de Valdelacasa y Las Villuercas, encuentra cuatro fases de deformación hercínicas. La primera fase se manifiesta sólo por la presencia ocasional de una esquistosidad tumbada y pliegues menores en el macizo de Las Villuercas.

La segunda fase sería la responsable de los grandes pliegues de dirección NO-SE y del plegamiento de todas las escalas, su esquistosidad crenula a la anterior en aquellos lugares donde aparecen juntas. Las otras fases aparecen distribuidas de una forma irregular y trastocan ligeramente, donde aparecen, a las estructuras anteriores.

En la Memoria de la Hoja MAGNA de las Guadalerzas (28-18) (IGME

1978) se considera a la primera fase hercínica como la generadora de los grandes pliegues y de la esquistosidad dominante y de plano axial de aquéllas; sobre estas estructuras se sobreimponen otras fases tardías, al parecer con direcciones y estilos variables de unas localidades a otras.

VEGAS y ROIZ (1979) delimitan las estructuras cartografiadas del basamento hercínico de toda la región, atribuyéndolas a la «fase principal hercínica, a la cual se adscribe la esquistosidad regional presente en esta región; esta fase la hacen corresponder con la primera fase en el extremo occidental de la zona (Región de Salamanca), donde la deformación es más intensa y existe más de una fase sinesquistosa.

Las estructuras definidas sufren una deformación transversa que modifica la geometría de los pliegues más regulares de la región de Las Villuercas, constituyendo estructuras de aspecto redondeado como resultado de la interferencia de una fase tardía con la fase principal sinesquistosa.

2.2 MACROESTRUCTURAS

Tradicionalmente en estas regiones se viene utilizando como elemento de referencia en la determinación de las megaestructuras, la disposición de las «cuarcitas en facies armónica», que constituyen una verdadera formación en el sentido lito-estratigráfico.

La elección de esta formación como referencia para definir las estructuras, viene obligada por su extraordinaria continuidad y su buena definición como elemento principal constructor del relieve, sin competencia con otras formaciones cuarcíticas y, por tanto, como nivel fotogeológico de buena identificación.

El estilo tectónico de los Montes de Toledo, se caracteriza por la coexistencia de sinclinos estrechos y grandes anticlinorios con charnela subhorizontal suavemente plegada; esta disposición puede corresponder a un efecto de zócalo-cobertera, donde los materiales precámbricos se han comportado con mayor viscosidad que la cobertera paleozoica (RAMSAY, 1967).

El área correspondiente a la Hoja se halla ocupada por varias macroestructuras de dirección NO-SE, de las cuales sólo aparece completa (en sección transversal) el Sinclinal del Guadarranque.

Según el criterio de determinación expuesto anteriormente y de NE a SO se distinguen las siguientes estructuras:

— *Anticlinorio de Valdelacasa-Sevilleja*

Con dirección NO-SE a ONO-ESE, se extiende desde la Fosa del Tajo hasta Horcajo de los Montes; presenta una anchura de 15 Km. y una longitud de 80 m. aproximadamente. Viene a significar desde el punto de vista

estructural el elemento de transición entre los Montes de Toledo propiamente dichos y Las Villuercas. La terminación Sur-oriental de este anticlinal se desarrolla mediante una extensa y compleja terminación periclinal formada por el Anticlinal del Chorito, Sinclinal de La Chorrera y Anticlinal de Miraflores.

En el núcleo de esta gran estructura se encuentra el mayor afloramiento de serie ante-ordovicica (Series de tránsito Precámbrico-Cámbrico) existente en la zona; de esta estructura solamente aflora, dentro de la Hoja, parte de su flanco sur. Las crestas cuarcíticas, fuertemente inclinadas, que van desde Bohonal de Ibor hasta Horcajo limitan por el SO esta estructura, y constituyen el flanco oriental del Sinclinal del Guadarranque.

— Sinclinal del Guadarranque

Es el único sector de los Montes donde afloran materiales supra-ordovicicos (Silúrico); de dirección NO-SE, su anchura media es de sólo 6 Km., siendo para esta zona el buzamiento de su flanco norte algo más fuerte que el del sur (ligera vergencia SO).

Se trata de una estructura bastante simple, con gran desarrollo longitudinal; se extiende desde el terciario de la Fosa del Tajo, al NO, hasta el embalse de Cíjara, continuándose hacia el SE mediante el Sinclinal de Navalonguilla, de dirección ONO-ESE, y el Alcoba-Porzuna (dirección E-O) hasta los terciarios de la Mancha (Zona de Malagón), presentando por tanto en conjunto unos 150 Km. de desarrollo.

En la zona del embalse de Cíjara y concretamente en parte de esta Hoja, esta estructura sufre algunas complicaciones por estar replegada, al menos a nivel del Ordovícico Superior y Silúrico. Estos repliegues se deben a que el Guadarranque experimenta un «relevo» con el sinclinal de Navalonguilla mediante un cierre anticlinal, que a nivel de las «cuarcitas americanas» se desarrolla más al SE, y que corresponde a la terminación nor-occidental del anticlinal de Villarta-Fontanarejo.

El «relevo» de estas estructuras a nivel cartográfico viene reflejado al NO de Helechosa por el cierre periclinal sinclinal, que a nivel de las cuarcitas del Caradoc cierran la estructura más meridional.

— Anticlinal de Ibor-Guadalupe

Ocupa el tercio meridional de la Hoja y corresponde a los afloramientos pizarroso-grauváquicos de Alía y del Guadiana.

De rumbo ONO a ESE se extiende también desde el Tajo hasta más allá de la margen izquierda del Guadiana (Fuenlabrada de los Montes). Hacia el NO se estrecha, terminando por coalescer con los anticlinales de Robledo-llano-Navezuelas y Mirabete, mientras que hacia la mitad suroriental se

abre, a partir de la Calera-Guadalupe, por lo que parece que presenta una ligera inmersión hacia el NO.

De acuerdo con el buzamiento de las cuarcitas, en ambos flancos se deduce una vergencia al SO (hacia el NO, en Valdecañas es claramente NE). En el núcleo de esta estructura afloran con bastante continuidad materiales conglomeráticos y carbonatados del Precámbrico Superior; pero que, en la Hoja que nos ocupa aparecen en gran parte recubiertos por depósitos terciarios y pliocuaternarios.

En el ámbito de la Hoja, por tanto, estas estructuras tienen planos axiales subverticales o buzando ligeramente hacia el NO, marcando una vergencia sur poco acusada. El gran desarrollo longitudinal de las mismas indica la horizontalidad de las charnelas y por el perfil que presentan pueden asimilarse a pliegues cilíndricos.

2.3 ANALISIS Y DESCRIPCION DE ESTRUCTURAS MENORES

2.3.1 PLIEGUES

Dentro de la Hoja no son frecuentes las observaciones que se pueden realizar sobre pliegues a escala de afloramiento.

En la zona correspondiente al Anticlinorio de Valdelacasa las capas están muy verticalizadas, pues prácticamente corresponden al flanco SO de una gran estructura anticlinal, lo que dificulta la observación e identificación de pliegues menores; por otra parte, en esta zona son frecuentes los pliegues intraformacionales o slump-Folds dentro de la serie, por lo que en algunos casos pueden confundirse con pliegues de origen tectónico.

Inmediatamente al norte, dentro de la Hoja de Sevilleja (15-27), la trinchera del ferrocarril abandonado de Talavera-Logrosán proporciona un buen corte en el que aparecen tramos de serie bastante plegados; las características de los mismos son las siguientes: Son pliegues de tamaño métrico con una amplitud media de 4-5 metros y una longitud de onda del orden de 30 metros; son asimétricos, con flancos de distinta longitud con una vergencia bastante acusada hacia el NE. El ángulo entre flancos oscila entre 67 y 100°, por lo que pueden considerarse como abiertos (FLEUTY, 1964) la morfología de los perfiles corresponde a las divisiones 2E, 3E y 3F de HUDLETON (1973).

En el río Fresnedoso, en afloramientos puestos al descubierto por las aguas del pantano, aparecen pliegues simétricos o con ligera vergencia al SO. Los pliegues presentan una reducida zona de charnela y los flancos prácticamente rectos, sin puntos de inflexión; presentan amplitud en general no superior a 5 m. y una longitud de onda entre 10-15 m.; el ángulo entre flancos varía entre 60 y 100°; los perfiles que presentan correspon-

derían a las casillas 3,4-E,F. De acuerdo con RAMSAY (1967), equivaldrían a pliegues de clase 1C en grauvacas y de clase 2 en los términos más pelíticos.

Dentro del anticlinal de Ibor-Guadalupe, en el Arroyo de Jariguela, en capas grauváquicas de potencia métrica a decimétrica aparecen pliegues de eje ONO a N-S con planos axiales verticales, son pliegues abiertos y perfiles que oscilan entre 2E y 3E.

En materiales ordovícicos, en el flanco norte del Sinclinal de Guadarranque, al SO del Collado del Torozo y en las alternancias, a techo de la cuarcita armoricana, aparecen pliegues métricos a decamétricos, cerrados (60°) o abiertos (120-140°), los perfiles varían entre las casillas (2, 3-C, D) a (1-C, D), en las cuarcitas serían del tipo 1B a 1C de RAMSAY, en las alternancias se engrosan las charnelas y corresponden a clase 3.

En general, se observan disarmonías en estos pliegues que podrían interpretarse como interferencias, pero que nosotros pensamos que se deben a la «acomodación» de capas de distinta potencia y forma, no sólo dentro del conjunto «multi-layer», sino incluso considerando capas individualizadas; hacemos notar también que esta zona está junto o entre fracturas N 80-100 E, con desplazamientos bastante importantes; por lo que no descartamos que algunos de estos pliegues estén relacionados con las mismas.

En las pizarras del Silúrico, en la carretera del Puerto de San Vicente a Alía, aparecen pliegues con planos axiales desde horizontales a verticales, bastante cerrados, con ángulo entre flancos entre 30° y 60°, perfiles 4E-4D y de tipo similar, clase 2 de RAMSAY.

En las cuarcitas del Silúrico que constituyen el flanco NE del sinclinal en el ángulo SE de la Hoja, aparece un pliegue sinclinal de orden métrico con plano axial buzando 50° al este; es un pliegue cerrado, con ángulo entre flancos de 60°-70° y perfil de tipo 3C-3D.

En esta misma formación, y también en el flanco norte del Sinclinal de Navalonguilla, prolongación hacia el SE del Guadarranque (Hoja de Villarta de los Montes, 16-29), en el paraje denominado «Cuevas del Pedregón», aparecen capas cuarcíticas de espesor métrico a decimétrico plegadas simétricamente con flancos axiales verticales y forma de «chevron folds» métricos, con amplitud del orden de 6 m. y longitud de onda próxima a 18 m.; son pliegues cerrados, con ángulo entre flancos de 65° y perfiles del tipo 3E a 3F, presentando importantes despegues o «vacíos» en la zona de charnela, de ahí la denominación del lugar.

2.3.2 ESQUISTOSIDADES

Dentro de la Hoja sólo se ha observado claramente una esquistosidad. En general está bien desarrollada en los materiales ante-ordovícicos; es

de tipo «rough-cleavage» (esquistosidad grosera) espaciada, dando microlitones de 0,5 a 1 cm. en limolitas; en grauvacas presenta mayor espaciado o no llega a ser penetrativa; en algunos términos pelíticos más favorables del precámbrico o del paleozoízo pasa a ser de tipo «rough slaty cleavage», con un espaciado más continuo. En los niveles cuarcíticos paleozoicos la esquistosidad no es penetrativa en la mayoría de los casos. En afloramientos, sobre todo del Precámbrico y de forma puntual, en algunas láminas delgadas, y siempre en las litologías más finas se ha observado esta primera esquistosidad débilmente crenulada.

2.4 FRACTURAS

Las grandes fracturas existentes en la zona y representadas en la cartografía corresponden en su mayoría a fallas de desgarre, tanto levógiros como dextrógiros, observándose en algunas de ellas saltos en la componente vertical, pero siempre según planos subverticales como lo demuestra la traza rectilínea cartográfica de las mismas. Los sistemas de fractura más importantes son los siguientes:

- Grandes fracturas de desgarre con dirección N 80-100° E y que son las que originan el Estrecho de la Peña, el Collado del Torozo y los Portillos del Cíjara y del Estena.
- Grandes fracturas de dirección N 150-160° E, en las que el bloque este se desplaza al sur (Puerto Rey, Puerto de San Vicente) o hacia el norte (Estrecho del Guadarranque).

Otros sistemas con gran complicación en detalle, pero poco desarrollo, son N 30° E y N 60° E, este último muy relacionado con mineralizaciones.

Es importante la fractura (o flexura?) de dirección aproximada N 70° E, deducida del estudio del relieve y de la disposición de los depósitos de «raña» y terciarios, no sólo en esta Hoja, sino en la más occidental (14-28, Logrosán).

Este accidente, que ha originado un hundimiento del bloque sur, ha «jugado» muy recientemente, puesto que condiciona los afloramientos de rañas, limitándolas al sur (labio tectónicamente hundido). Calculamos que tiene una componente en la vertical de por lo menos 200 m., a tenor de las cotas de los relieves cuarcíticos a uno y otro lado del mismo.

Al final del Oligoceno, la fase Sávica de la Orogenia Alpina reactiva de forma generalizada las fracturas hercínicas, creando la Fosa del Tajo y dando sus caracteres actuales a la cuenca de sedimentación manchega; durante el Neógeno y el Cuaternario se sigue desarrollando una tectónica de bloques que condiciona la disposición de las rañas (MUÑOZ JIMÉNEZ, J., 1976).

2.5 EDAD DE LAS DEFORMACIONES

2.5.1 DEFORMACIONES PRE-ORDOVICICAS

En esta Hoja no se han encontrado criterios para pensar en una deformación importante durante el Precámbrico Superior. Sin embargo, si existe una clara discordancia en la base del Ordovícico. En la región se ha venido admitiendo la existencia de dos fases tectónicas definidas por LOTZE y denominadas Fase Toledánica y Fase Ibérica, la primera datada como Cámbrico Superior bajo y la segunda en el límite Cámbrico-Ordovícico.

LOTZE sitúa en el límite Cámbrico-Ordovícico la Fase Ibérica en el muro de la formación cuarcítica en «facies armoricana», que yacería discordante sobre el Cámbrico, ya que para él, el conjunto detrítico inferior a dichas cuarcitas —las «capas intermedias»— corresponderían al Cámbrico Superior, con la reserva de no encontrar fauna significativa.

Siendo esta edad aceptada tradicionalmente, la posibilidad de que correspondieran al Ordovícico Inferior, ha venido siendo admitida o sugerida por algunos autores: «schistes rouges» (BOUYX, 1970), «serie púrpura» (MORENO, 1976), «alternancias inferiores» (MARTIN ESCORZA, 1977), quedando confirmada por las observaciones realizadas en Hojas próximas (Villarta de los Montes (16-29), Fontanarejo (17-29) y Sevilleja (15-27), así como en esta Hoja, allí donde fueron definidas por el propio LOTZE, en las proximidades del Portillo del Estena, junto al río Frenedoso. Aparte de la evidencia cartográfica en este punto se da una discordancia angular entre los conglomerados de la base del Ordovícico y las pizarras, grauvacas y «slump-brecha» del Precámbrico.

La discordancia importante es, por tanto, la pre-«capas intermedias», discordancia que se sitúa como pre-«cuarcita armoricana» donde las «capas intermedias» faltan. Entre las «capas intermedias» y la «Cuarcita armoricana» transgresiva, existiría en todo caso una pequeña disconformidad.

Por tanto, la Fase Ibérica se situaría a niveles litoestratigráficamente más bajos, superponiéndose o coincidiendo con la Toledánica, por lo que esta última no tiene razón de seguir manteniéndose. Esta discordancia, erosiva (cartográfica) y claramente angular en el flanco norte del Guadarranque, correspondería a movimientos que únicamente podemos datar como ante-ordovícicos, pero teniendo en cuenta los datos de áreas próximas en las que el Ordovícico se sitúa sobre materiales del Cámbrico Inferior; podemos considerar que los movimientos tuvieron lugar entre el Cámbrico Inferior y el Ordovícico Inferior y equivaldrían al plegamiento sárdico, que en esta zona al menos no iría acompañado de esquistosidad.

2.5.2 DEFORMACION HERCINICA

Respecto a la deformación hercínica, ya en la primera parte de este capítulo se han puesto de manifiesto la problemática y las opiniones de diversos autores.

Por nuestra parte, consideramos una primera fase de deformación que no generaría macroestructuras, aunque sí pliegues de menor escala (pliegues vergentes en el Paleozoico). Esta fase es responsable de un aplastamiento generalizado en el área que dio lugar a la esquistosidad subparalela al plano axial de los pliegues citados anteriormente.

En los materiales precámbricos, al afectar a superficies previamente plegadas o inclinadas (deformación sárdica), la lineación de intersección entre la estratificación y la esquistosidad hercínica presenta inclinaciones variables. La dirección del plegamiento sárdico de acuerdo con la traza de los distintos niveles cartografiados debió de ser próxima a la hercínica (NO-SE) aunque algo más norteada.

Una segunda fase de deformación sería la responsable de las principales estructuras cartografiadas. Para esta región la vergencia de la segunda fase es hacia el SO, aunque poco acusada, por lo que el buzamiento del flanco norte del Guadarranque se presenta más certicalizado que el del sur.

No obstante, otros autores (CAPOTE et al., 1971; GUTIERREZ ELORZA y VEGAS, 1971) sostienen que las grandes estructuras y la esquistosidad regional más generalizada son debidas a la fase principal de deformación hercínica (primera fase).

3 GEOMORFOLOGIA

Desde el punto de vista geomorfológico podemos observar en la Hoja dos grandes unidades; la primera, la Unidad Hercínica, que es la que constituye el armazón, el esqueleto del relieve; la segunda, unidad neógena, lo forman los depósitos terciarios coronados por el glacis de «raña», que suavizan y colmatan las formas anteriores.

3.1 UNIDAD HERCINICA

La Unidad Hercínica muestra en la actualidad un relieve prácticamente invertido; los anticlinales están erosionados, aflorando el conjunto pizarroso-grauváquico anteordovícico, permaneciendo los sinclinales, aunque no topográficamente «colgados», en donde se conservan materiales Ordovícico-Silúricos.

Como ya se mencionó anteriormente, el elemento principal constructor del relieve lo constituyen las «cuarcitas armorianas», y así, las dos grandes alineaciones montañosas que, con dirección NO-SE, cruzan la Hoja, se corresponden con los flancos Ordovícicos del Sinclinal del Guadarranque.

Estas sierras se caracterizan por la fuerte inclinación de sus laderas y por la terminación en «risco» de los niveles de cuarcita culminantes.

El núcleo del sinclinal está marcado por un conjunto de lomas —«cuachillas»— y valles paralelos a la dirección anterior; estos relieves se corresponden con las restantes formaciones, también cuarcíticas, aunque de menor entidad, que componen el conjunto sedimentario paleozoico. Así, pues, claramente se observa un condicionamiento litológico-estructural en la morfología resultante: las directrices del relieve son estructurales, y, precisamente, las topográficas más acusadas se corresponden con las litologías más resistentes (cuarcitas y areniscas), mientras que los valles y zonas intermedias se corresponden con materiales blandos y fácilmente erosionables (pizarras).

Respecto al «nivel de cumbres», característico de los Montes de Toledo, atribuido siempre a una antigua superficie de erosión, correspondiente a una penillanura antigua —«superficie fundamental de la Meseta»— (M. TERAN), y que como resultado de un «apalachismo» quedaría reflejada en la iso-altitud de cumbres, la explicación que más nos convence y que aceptamos por ser la más lógica, y fundada en criterios geológicos razonados es la explicación de MUÑOZ JIMENEZ, J. (1976). Según su interpretación, las superficies de cumbres son testigos de lo que podríamos definir como un sistema de «superficies estructurales derivadas», resultantes del arrasamiento de los niveles superiores, blandos y plásticos, de la serie sedimentaria, hasta alcanzar las duras, pero intensamente fracturadas, cuarcitas arenigüenses, en las zonas de charnela de los anticlinorios.

Por tanto, la homogeneidad altitudinal de los conjuntos montañosos de los montes no es testigo del estado final de un ciclo erosivo, sino de un momento en el continuo y complejo proceso morfogenético que los viene afectando desde su levantamiento orogénico.

Este momento es aquel en que la erosión pasa de actuar sobre una litología homogénea y blanda a incidir sobre los niveles inferiores de la serie, culminados por un conjunto duro, bajo el que se encuentran materiales de menor resistencia. Es decir, cuando, como consecuencia de factores estructurales, la acción erosiva pasa de simple arrasamiento a iniciar el desmantelamiento de los anticlinorios, que aún hoy se pueden reconocer.

Respecto a la morfología de los anticlinales, donde afloran materiales anteordovícicos, litológicamente homogéneos y blandos, se desarrolla un relieve de cerros y valles más o menos encajados.

Al SE del río Fresnedoso y por debajo de los depósitos terciarios se

puede observar todavía un nivel de arrasamiento con cotas que oscilan entre 500 y 550 m., desde el cortijo de Peñascosa hasta el borde SE de la Hoja.

Esta superficie debe corresponder a un glacis erosivo (de piedemonte) sin duda pre-terciario, puesto que está «fosilizado» por él.

3.2 NEOGENO, DEPOSITOS TERCIARIOS, GLACIS DE RAÑA

Al final del Oligoceno, la región dista mucho de ser una penillanura, sino que presenta como en la actualidad una disposición en dos niveles, uno de cumbres y otro de piedemonte.

Sobre un relieve de tipo «apalachiano» y que como acabamos de mencionar, con formas características según los dominios estructurales, se depositan un conjunto de materiales que son los sedimentos originados por la continuación del «apalachismo», que ponen el piedemonte y las depresiones internas a un nivel altitudinal aproximadamente igual al actual.

En aquellos lugares donde es posible observar el contacto de la raña sobre los materiales de las series anteordovícicas o sobre las pizarras de la unidad superior, particularmente sobre las del Llanvirn-Llandeilo, éste aparece considerablemente alterado, por lo que parece indicar que el Mioceno Superior se desarrolló bajo condiciones de intensa biostasia, con morfogénesis caracterizada por un ataque químico de los materiales y arrastres poco intensos.

Topográficamente las rañas aparecen como grandes mesetas o plataformas fragmentadas por valles bien marcados.

Desde el punto de vista de su forma, la raña se define como un glacis de acumulación: es una superficie suavemente inclinada de las cercanías de los relieves montañosos a las zonas más alejadas, constituida por aportes detriticos que tienen en éstos su área fuente. Salvo en aquellos casos en que la erosión posterior ha separado el glacis de acumulación de los relieves montañosos, convirtiéndolo en una meseta aislada, existe una total continuidad entre la raña y las laderas.

Geomorfológicamente la evolución posterior a la raña, hasta hoy, consiste en la organización y desarrollo de una red fluvial.

El cambio a este nuevo régimen morfoclimático no parece brusco, sino como períodos, a veces importantes, en el que se retorna en mayor o menor grado a las condiciones anteriores. Estos espasmos semiáridos dan lugar a detenciones en el proceso de disección de la raña, y al modelado de glacis encajados y que hoy presentan el aspecto de «terrazas de raña» o «rañizos», depósitos conglomeráticos de aspecto parecido a la raña, aunque más arenoso y con cantos de apariencia más desgastada.

4 PETROLOGIA

4.1 ROCAS SUBVOLCANICAS

Las rocas subvolcánicas aparecen como «sills» intrusivos concordantes con la estratificación.

Se han identificado en el ángulo SE de la Hoja, al sur de la Sierra del Aljibe, siguiendo el Arroyo Corazoncillo.

Están intercalados dentro del conjunto pizarroso del Llanvirn-Llandeilo y próximos a los niveles de areniscas y cuarcitas.

La potencia de los «sills» oscila entre 0,70 y 1,60 metros aproximadamente; aparecen en general bastante alterados, de color ocre a verde pardo y gris claro en fresco; es frecuente observar en ellos disyunción columnar y concentraciones de burbujas de desgasificación muy abundantes, sobre todo hacia el techo, en algunos de los niveles se pueden reconocer fenocristales de hasta más de 3 cm., con color blanquecino o acaramelado.

El avanzado grado de alteración que presentan estas rocas impide darles una clasificación exacta. En principio se las supone de composición diorítica y/o diabásica. La única facies que se conserva relativamente fresca presenta textura heterogranular, hipidiomorfa, de grano medio a fino y están constituidas esencialmente por plagioclasa y anfíbol, a los que acompañan calcita, clorita, esfena, minerales opacos y apatito. La plagioclasa es siempre xenomorfa, con maclas en damero, salpicada de esfena idiomorfa y de apatitos muy aciculares. Casi siempre presenta alteración parcial en sericitita y calcita. El anfíbol, prismático, muy idiomorfo, presenta color pardoraranjado y caracteres ópticos próximos a los de la barquevíquita. Puede encontrarse en cristales frescos o bien en otros en los que quede sólo un relicto del mineral, estando el resto convertido en cloritas y carbonatos salpicados de abundante esfena xenomorfa.

En otras rocas se observa una textura porfídica definida por fenocristales idiomorfos de augita que están rodeados por una mesostasis de microcristales tabulares de plagioclasa entrecruzados con otros, posiblemente máficos, convertidos en cloritas y minerales opacos.

Lo más común es que las rocas estén fuertemente alteradas a calcita y cloritas, siendo visibles texturas porfídicas, pero sin que se pueda reconocer ningún componente primario.

4.2 METAMORFISMO

El metamorfismo regional que afecta a las rocas anteriores al Sistema Ordovícico es de grado muy bajo, empleando la terminología de WINKLER.

Las condiciones máximas que sólo ocasionalmente llegan a alcanzarse son las de la transformación incipiente de la clorita en biotita.

En el Ordovícico y Silúrico las condiciones son aún de grado más bajo, a veces próximas, a los límites superiores de la diagénesis. El metamorfismo se traduce más en recristalizaciones de micas blancas y orientaciones que en neoformación de minerales. En las pizarras con Calymene se desarrolla cloritoide prismático tardío respecto a la crenulación que desarrolla una de las fases póstumas. Su presencia se atribuye más a una alta relación Fe y Mg en los sedimentos que a una proximidad a los límites del metamorfismo de grado muy bajo y bajo.

5 HISTORIA GEOLOGICA

Para la región comprendida en la Hoja 15-28, la historia geológica se inicia en el Precámbrico Superior con la sedimentación de pizarras, grauvacas y areniscas con niveles de conglomerados que deben corresponder a depósitos de Plataforma-Talud con cierta inestabilidad, en el que son frecuentes los «slumps» y los deslizamientos subacuáticos de importantes tramos de serie ya depositada, pero todavía no consolidados (slump-brecha).

Las facies calcáreas aparecen ligadas al crecimiento de mallas de algas planas y estromatolitos en un medio intertidal y supratidal VILAS, L. et al., 1979).

La sedimentación continuó con facies de aguas someras de plataforma intermareal, correspondientes a series rítmicas de perimareales arrecifales (calizas de los Navalucillos); hasta completar el Cámbrico Inferior alto, estos materiales no llegan a aflorar en la Hoja, pero sí en otras más septentrionales.

A partir de este conjunto existe una laguna estratigráfica hasta el Ordovícico Inferior; durante este intervalo de tiempo que comprende el Cámbrico Medio y Superior, o bien no se depositó, o en caso de hacerlo fue erosionado, correspondiendo entonces esta etapa erosiva con la fase de deformación sárdica (LOTZE, 1956; MARTIN ESCORZA, 1977; MORENO, 1977) la cual, según dichos autores, no dio lugar a pliegues y por tanto a discordancias angulares (?) sino que se manifestó en forma de grandes abombamientos de poca intensidad y gran radio, con una emersión generalizada.

El Ordovícico Inferior se inicia con una transgresión, por lo que las aguas vuelven a cubrir gran parte de la región, iniciándose la sedimentación con facies conglomeráticas, indicadoras de un medio de alta energía.

La sedimentación continúa con la presencia de una serie potente de areniscas bioturbadas y cuarcitas con pistas de tipo cruziana y estructuras

indicadoras de una facies costera probablemente entre las zonas intermareal y submareal.

Estas condiciones se mantienen durante la sedimentación de las «cuarcitas armoricanas»; las alternancias superiores con las que se continúa la serie, marcan ya un ambiente de mayor profundidad, por debajo al menos de la oscilación mareal, y las pizarras debieron depositarse en un ambiente más profundo, pero de plataforma.

Una nueva regresión viene marcada por las facies arenosas del Caradoc, continuando con una sedimentación pelítica más tranquila y profunda.

El Silúrico comienza nuevamente regresivo, con sedimentos clásticos cuarcíticos, evolucionando a materiales con fauna de graptolites y ambiente de plataforma.

Durante el Devónico y hasta el Carmonífero, cuando tiene lugar el plegamiento hercínico, la región debió de permanecer emergida, constituyendo una laguna estratigráfica, pues no se han datado hasta ahora los correspondientes materiales.

Todo el conjunto Precámbrico-Paleozoico es plegado por la primera fase Hercínica, a la que se asocia la esquistosidad de fractura S_1 más visible en toda la Hoja. Al finalizar la primera fase Hercínica tiene lugar la intrusión (tardicinemática) de rocas graníticas.

La segunda fase Hercínica genera un conjunto de grandes estructuras anticlinorias y sinclinorias y lleva asociada una esquistosidad de fractura muy débil, que localmente origina una crenulación.

Las fases póstumas son débiles y afectan a un área prácticamente cratonizada, resolviéndose en un importante sistema de fracturas y desgarres tardihercínicos (ROIZ y VEGAS, 1979).

Como resultado de todo esto la región queda organizada al final de la Era Primaria como una serie de macroestructuras plegadas y falladas. Desde el mismo momento de su emersión y plegamiento, la Cordillera Hercínica sufre un intenso ataque erosivo, que para esta región comprende desde el Estefaniense al Paleógeno.

Al final del Oligoceno, la fase Sávica de la Orogenia Alpina vuelve a reactivar las fracturas, creándose la fosa del Tajo y la Cuenca Manchega.

Fragmentado y desnivelado el macizo hercínico, y levantado claramente sobre fosas tectónicas, comienza en los sectores más deprimidos y en las fosas circundantes la deposición de un mioceno detrítico continental.

Al final de la deposición de la Serie Miocena se desarrolla un largo y poco claro proceso erosivo plioceno, el cual como sedimento correlativo se han venido atribuyendo las rañas, en relación con una crisis climática bajo condiciones de evidente aridez, quedando ya sólo la instalación de la red hidrográfica actual, que se establece sobre las rañas y que ha venido atacando con mayor o menor intensidad según los sectores.

Los glacis-terrazas o «rañizos» corresponden a varios episodios de

aridez cuaternarios (¿Pleistoceno-Holoceno?), quedando ya sólo la disección fluvial con sus depósitos correspondientes y el «tapizado» de las vertientes por los depósitos de ladera más recientes: «Los canchales» o «pedrizas» y que se siguen formando en la actualidad.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA

Los indicios mineros en la zona no son muy abundantes, concentrándose en el anticlinorio de Valdelacasa-Sevilleja, y sobre todo en la zona NE de la Hoja.

Las labores mineras, bastante antiguas y totalmente abandonadas, aparecen en forma de trincheras y calicatas, y en algunos casos pozos, pero en mal estado, hundidos e inundados. Los más importantes se encuentran en el ángulo NE de la Hoja, junto a la carretera de Sevilleja-Anchuras y adquieren mayor importancia en las Hojas colindantes, donde parece ser que se van a reanudar las explotaciones.

Se pueden observar dos sistemas filonianos, diferentes en dirección, paragénesis y estructura filoniana. El primero rellena fracturas de dirección principal N 60° E y buzamiento 80° N, presenta una caja filoniana de 1-1,20 m. y la paragénesis es de esfalerita, pirita, galena y calcopirita, siendo la ganga de cuarzo, baritina y carbonatos. El segundo rellena fracturas de dirección N 110°-120° E y buzamiento 80° Sur y verticales, oscilando la potencia de 3 a 30 cm., siendo 5 cm. lo más frecuente; los filoncillos son de forma lenticular y de tipo «brechoide», aparecen cortando la esquistosidad («cross-cuttings-veins»), apareciendo desplazados por fracturas posteriores N 160° E, la paragénesis está constituida por estibina, antimonio nativo y ocres de antimonio.

Junto al pueblo de Minas de Santa Quiteria, unos 500 metros al NE, aparecen otras labores abandonadas, habiéndose explotado un filón plumbífero de dirección N 60-70° E, buzamiento subvertical y que corta casi ortogonalmente las direcciones de la roca caja (N 110-150° E y buzamiento subvertical).

Al NO de la estación abandonada de ferrocarril de Santa Quiteria, existe otro indicio, el filón de dirección N 60° E, que debe corresponder con alguna de las fracturas que afectan a la «cuarcita armoricana» (Collado del Torozo); la paragénesis está constituida por galena, barita, malaquita y óxidos de hierro, siendo la ganga de cuarzo.

En la zona NO, en el anticlinorio de Guadalupe-Ibor, al sur de la carretera del Puerto de San Vicente de Alía y junto al Arroyo del Bargel, se han observado varias calicatas, aunque se desconoce el mineral prospectado.

6.2 CANTERAS

Como rocas apropiadas para la utilización industrial, la Hoja es bastante pobre, no existiendo ninguna explotación de este tipo; no obstante, se pueden destacar tres tipos de materiales susceptibles de explotación:

— *Aridos de trituración*

Los materiales cuarcíticos, abundantes en el centro de la Hoja, pueden considerarse buenos para su utilización en obras públicas para firmes y áridos. La dureza de estos materiales hace difícil y costosa su extracción y machaqueo, pero el gran desarrollo de los canchales, con cantos subangulosos, los hace susceptibles de aprovechar directamente una vez clasificados por tamaños, habiendo sido utilizados localmente para acondicionar caminos vecinales y particulares. Los accesos son regulares y las reservas medianas.

— *Zahorras*

Se engloban bajo esta denominación mezclas de cantos, gravas, arenas y arcillas. Estas zahorras están relacionadas estratigráficamente con los depósitos neógenos: arenas y arcillas miocenas, «rañas» y «rafizos».

En general están constituidos por «cantos» heterométricos, con predominio de los de naturaleza cuarcítica, de subredondeados a subangulosos y «finos» limo-arenosos y arcillosos de tonos rojizos o pardos amarillentos.

La principal utilización de estos materiales es como árido de compactación en carreteras y caminos, los accesos son buenos, las reservas abundantes y su explotación sencilla.

— *Gravas*

Unicamente merecen destacarse las formaciones aluviales del río Guadalupejo, constituidas por cantos cuarcíticos fundamentalmente y en general bastante redondeados; su calidad variable, dependiendo del contenido en finos, aunque no existen en ningún punto gravas limpias con alguna continuidad; sus reservas son medianas y sus accesos, en general, buenos.

6.3 HIDROGEOLOGIA

El conjunto litológico que aflora en la Hoja, constituido fundamentalmente por pizarras, cuarcitas y areniscas y, fosilizados con mayor o menor continuidad por los depósitos arcillosos miocenos y las rañas, podemos

considerarlo en general como impermeable; sin embargo, dado el diaclasamiento, la «lajosidad» y la tectonización que presentan, poseen una cierta permeabilidad.

No hay posibilidad de que se formen acuíferos definidos y continuos, sino solamente pequeños mantos relacionados siempre con hechos estructurales, especialmente la red de fracturación.

Las pizarras son el material más impermeable, sólo en relación con grandes fracturas o áreas muy meteorizadas es posible el funcionamiento de mantos acuíferos, siempre muy locales y de bajísimo caudal.

Las cuarcitas y areniscas, muy diaclasadas en general, presentan unas condiciones algo más favorables para la infiltración de las aguas, y su circulación subterránea, siempre en sistemas escasos, irregulares y aislados.

Las rañas, por su litología, tendrían el carácter de depósitos impermeables, pero en la realidad presentan una clara tendencia a la permeabilidad, por lo que es normal en ellas la formación de acuíferos de escasa importancia y caudal.

En el área de la Hoja la escasez de agua presenta problemas, tanto para el abastecimiento de los núcleos de población (escasos y de poca población) como para la ganadería; las captaciones de agua más importantes se hacen en los torrentes mediante obras de mampostería y saneando los manantiales, excavando pozos de poca profundidad y depósitos reguladores.

7 BIBLIOGRAFIA

- APARICIO YAGÜE, A. (1971).—«Estudio geológico del macizo Cristalino de Toledo». *Estudios Geol.*, 27: pp. 369-414.
- APARICIO YAGÜE, A., y GIL CID, M. D. (1972).—«Hallazgo de Trilobites en el Cámbrico de Los Montes-Isla de Toledo». *Estudios Geológicos*, volumen XXVIII, pp. 105-109.
- BOUYX, E. (1970).—«Contribution a l'étude des formations Ante-Ordovi-ciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz)». *Mem. Inst. Geol. Min.*, 73.
- BRASIER, M. D.; PEREJON, A., y SAN JOSE, M. A. (1979).—«Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain». *Estudios Geológicos*, vol. 35, pp. 379-383.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ-ELORZA, M., y VEGAS, R. (1971).—«Observaciones sobre la tectónica de las Series precámbricas y paleozoicas del E de la provincia de Cáceres». *Bol. Geol. Min.*, 82, pp. 147-151.

- CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNANDEZ-CASALS, M. J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M., y VEGAS, R. (1977).—«The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif». *Estudios Geológicos*, 33.
- FLEUTY, M. J. (1964).—«The description of folds». *Geol. Assoc. Proc.*, 75, 461-492.
- GEHRENKEMPER, I. (1978).—«Rañas and Reliefgenerationen der Montes de Toledo in Zentralspanien». *Institutes für Physische Geographie der Freien Universität Berlin*. Heft. 29.
- GIL CID, M. D.; GUTIERREZ ELORZA, M.; ROMARIZ, C., y VEGAS, R. (1976).—«El Ordovícico y Silúrico del sinclinal del Guadarranque-Gualija (prov. de Cáceres, España)». *Com. Serv. Geol. Portugal*.
- GIL CID, M. D.; PEREJON, A., y SAN JOSE, M. A. (1976).—«Estratigrafía y Paleontología de las calizas cámbicas de los Navalucillos (Toledo)». *Tecniterrae*, 13, pp. 1-19.
- GOMEZ DE LLARENA, J. (1916).—«Bosquejo geográfico-geológico de los Montes de Toledo». *Trab. del Mus. Nac. Cienc. Nat. (Serv. Geol.)*, 15, pp. 5-74.
- GUMIEL, P., y VINDEL, E. (1981).—«Geología y metalogenia de las mineralizaciones de Pb, Zn, Sb del grupo minero "Dolores", Anchuras de los Montes (Ciudad Real)». *Libro Homenaje a la memoria de don Carlos Felgueroso*.
- GUTIERREZ-ELORZA, M., y VEGAS, R. (1971).—«Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E de la provincia de Cáceres». *Estudios Geológicos*, vol. 27, pp. 177-180.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1932).—«Ensayo de la morfogénesis de la Extremadura Central». Madrid. Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales.
- (1949).—«Las rañas de las sierras centrales de Extremadura». Lisboa, Comptes Rendues des Congrés International de Geographie.
- HERRANZ, P.; SAN JOSE, M. A., y VILAS, L. (1977).—«Ensayo de correlación del Precámbrico entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle de Matachel». *Estudios geol.*, 33, 327-342.
- HUDLESTON, P. J. (1973).—«Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development». *Tectonophysics*, 16, 1-46.
- IGME (1971).—«Mapa geológico de España 1:200.000, Hoja 52, Talavera de la Reina». *IGME*.
- (1971).—«Mapa geológico de España, E. 1:200.000, Hoja 53, Toledo». *IGME*.
- (1971).—«Mapa geológico de España, E. 1:200.000, Hoja 60. Villanueva de la Serena». *IGME*.
- (1971).—«Mapa geológico de España, E. 1:200.000, Hoja 61, Ciudad Real». *IGME*.
- (1970).—«Mapa geológico de España, E. 1:50.000, Hoja 711, Las Guadalerzas». *IGME*.

- (1980).—«Mapa geológico de España, E. 1:50.000, Hoja 734, Villarta de los Montes». *IGME* (en prensa).
- (1980).—«Mapa geológico de España, E. 1:50.000, Hoja 735, Fontanarejo». *IGME* (en prensa).
- LOTZE, F. (1960).—«El Precámbrico en España». *Not. y Com. del IGME*, vol. 60, pp. 227-239.
- (1961).—«Sobre la estratigrafía del Cámbrico en España». *Not. y Com. del IGME*, vol. 61, pp. 137-161.
- (1970).—«El Cámbrico de España». *Mem. del IGME* núm. 75, 256 pp.
- MARTIN ESCORZA, C. (1971).—«Estratigrafía del Paleozoico en Mora de Toledo». *Bol. de la Real Soc. Esp. de Hist. Nat.*, tomo 69, pp. 262-265.
- (1976).—«Las capas de transición». Cámbrico Inferior y otras series preordovícicas (Cámbrico Superior), en los Montes de Toledo Surorientales. Sus implicaciones geotectónicas». *Est. Geol.*, vol. 33, pp. 591-613.
- MARTIN ESCORZA, C. (1977).—«Nuevos datos sobre el Ordovícico Inferior, el límite Cámbrico-Ordovícico y fases sárdicas en los Montes de Toledo. Consecuencias geotectónicas». *Est. Geol.*, vol. 33, pp. 57-58.
- MARTIN CARO, I.; MORENO EIRIS, E.; PEREJON, A., y SAN JOSE, M. A. (1979). «Hallazgo de arqueociatos en las calizas de La Estrella (Montes de Toledo occidentales, Toledo, España)». *Est. Geol.*, vol. 35, pp. 385-388.
- MORENO, F. (1974).—«Las formaciones Anteordovícicas del Anticinal de Valdelacasa». *Bol. Geol. y Min.*, 85.
- (1975).—«Olistostromas, fanglomerados y "slump folds". Distribución de facies en las series de tránsito Cámbrico-Precámbrico en el anticinal de Valdelacasa (provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real)». *Estudios Geológicos*, 31.
- MORENO, F. (1977).—«Tectónica y sedimentación de las series de tránsito (Precámbrico terminal) entre el anticinal de Valdelacasa y el Valle de Alcudia. Ausencia de Cámbrico». *Studia Geológica*, 12.
- MORENO, F.; VEGAS, R., y MARCOS, A. (1976).—«Sobre la edad de las series ordovícica y cámbricas relacionadas con la discordancia "Sárdica" en el Anticinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)». *Breviora Geol. Asturica*, 20, núm. 1.
- MUÑOZ JIMENEZ, J. (1976).—«Los Montes de Toledo. Dep. de Geografía de la Universidad de Oviedo». *Instituto J. S. Elcano (CSIC)*.
- MUTTI, E., y RICCI LUCCHI, F. (1972).—«Le torbiditi dell'Appenine settentrionale: introduzione all'analisi di facies». *Mem. Soc. Geol. Ital.*, vol. 11, pp. 161-199.
- RAMIREZ RAMIREZ, E. (1965).—«El sinclinal del Guadarranque (Cáceres)». *Estudios Geológicos*, vol. XI, pp. 409-436.
- RAMIREZ Y RAMIREZ, E. (1955).—«El límite Cámbrico-Silúrico en el borde noroccidental de los Montes de Toledo». *Not. y Com. del IGME*, vol. 40, pp. 53-87.

- RAMSAY, J. G. (1967).—«Folding and fracturing of rocks». *Mc. Graw Hill, Co.*
- RANSWEILLER, M. (1967).—«Geologische Karte der Ostlichen Extremadura». (Inédito) (PNIM-IGME).
- RICCI-LUCHI, F. (1980).—«Sedimentología». *C.L.U.B.E.*, Bologna, vol. 2, 222 p.
- ROBARDET, M.; VEGAS, R., y PARIS, F. (1980).—«El techo del Ordovícico en el Centro de la Península Ibérica». *Studia Geologica*, Salamanca, XVI, 103-121.
- SAN JOSE, M. A.; PELAEZ, J. R.; VILAS, L., y HERRANZ, P. (1974).—«Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de los Montes de Toledo». *Bol. Geol. y Min.*, 85.
- VEGAS, R., y ROIZ, J. M. (1979).—«La continuación hacia el E de las estructuras hercínicas de las regiones de Las Villuercas, Guadalupe y Almadén (Zona Luso-Oriental-Alcudiana)». *Tecniterrae*, 5-1.
- VEGAS, R.; ROIZ, J. M., y MORENO, F.—«Significado del complejo esquistoso-grauváquico en relación con otras series "pre-arenig" de España Central». *Studia Geologica*, XII, pp. 207-215.
- VILAS, L.; PELAEZ, J. R., y ARCHE, A. (1979).—«El Precámbrico del Anticlinal de Ibor. (I): Zona de La Calera (Cáceres)». *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (geol.)*, 77, 141-152.
- VIDAL BOX, C. (1944).—«La edad de la superficie de erosión de Toledo y el problema de sus Montes-Islas». *Las Ciencias t., IC*, pp. 82-111.
- WINKLER, H. G. F. (1978).—«Petrogenésis de rocas metamórficas». *N. Blume Ediciones*.



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

PROYECTO DE INVESTIGACIONES



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA