



IGME

651

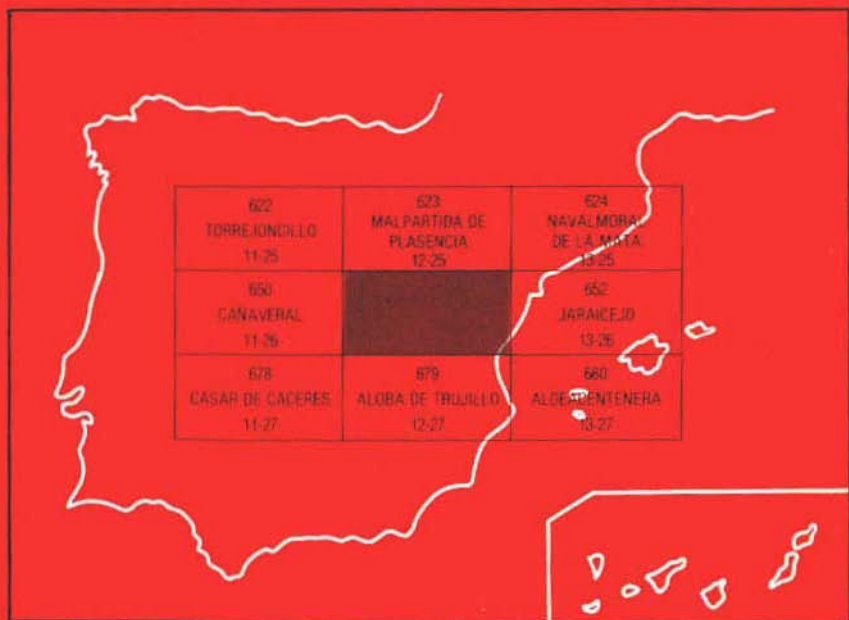
12-26

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

SERRADILLA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1 : 50.000

SERRADILLA

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por INTECSA (Internacional de Ingeniería y Estudios Técnicos, S.A.) en el año 1982 con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E. habiendo intervenido los siguientes autores:

Cartografía y Memoria:

MARTIN HERRERO, D.
BASCONES ALVIRA, L.

COLABORACIONES

- Geología estructural: González Lodeiro, F., y Martínez Catalán de los Dep. de Geología Interna de las U. de Granada y Salamanca, respectivamente.
- Sedimentología: Carballeira Cueto, J., del Dep. de Estratigrafía de la U. de Salamanca.
- Cuaternario y Geomorfología: Zazo, C., y Goy Goy, J.L., del Dep. de Geología Externa de la U. de Madrid.
- Petrográficas: Corretge, L.G.; Suárez, O; Cuesta, A; Galán, G.; Gallastegui, G., y Rodríguez, J., del Dep. de Petrología de la U. de Oviedo.
- Macropaleontologías: Gutiérrez, J.C.; Prieto, M., y Rábano, I., del Dep. de Paleontología de la U. de Madrid.
- Micropaleontologías: Liñan, E., y Palacios, T., del Dep. de Paleontología de la U. de Zaragoza y Badajoz.

DIRECCION Y SUPERVISION DEL I.G.M.E.

- Barón Ruiz de Valdivia, J. M^a
- Ruiz García, Casilda (Petrología).

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

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Análisis químicos.
- Informe petrológico y paleontológico.
- Fichas bibliográficas.
- Album fotográfico.

Servicio de Publicaciones — Doctor Fleming, 7 — Madrid-16

INDICE

	Págs.
0. INTRODUCCION	5
1. ESTRATIGRAFIA	6
1.1. PRECAMBRICO SUPERIOR	6
1.1.1. Grauvacas, esquistos y pizarras	6
1.2. PALEOZOICO	9
1.2.1. Ordovícico Inferior	10
1.2.1.1. <i>Cuarcitas. Cuarcita americana</i>	10
1.2.2. Ordovícico Medio	13
1.2.2.1. <i>Pizarras con intercalaciones de cuarcitas</i>	13
1.2.3. Ordovícico Medio-Superior	16
1.2.3.1. <i>Cuarcitas</i>	16
1.2.4. Ordovícico Superior	18
1.2.4.1. <i>Pizarras</i>	18
1.2.5. Silúrico Inferior	22
1.2.5.1. <i>Cuarcitas</i>	22
1.2.5.2. <i>Pizarras, areniscas y pizarras ampelíticas. Tuff diabásico (V)</i>	23
1.3. TERCIARIO	23
1.3.1. Mioceno	25
1.3.1.1. <i>Arcillas (Cuenca de Talaván-Torrejón El Rubio)</i> ...	25
1.3.1.2. <i>Arcosas (Cuenca de Talaván-Torrejón El Rubio)</i> ..	26
1.3.1.3. <i>Arcosas (Cuenca del río Tiétar)</i>	27
1.4. PLIO-CUATERNARIO	27
1.4.1. Cantos redondeados y subredondeados cuarcíticos en una matriz arcillo arenosa roja. Raña	27
1.5. CUATERNARIO	28
1.5.1. Pleistoceno Inferior	28
1.5.1.1. <i>Cantos, arenas y arcillas. Terrazas</i>	28
1.5.1.2. <i>Cantos subangulosos cuarcíticos con matriz arenar-cillosa rojiza. Galacis</i>	28
1.5.2. Pleistoceno Medio	28
1.5.2.1. <i>Cantos, arenas y arcillas. Terrazas</i>	28
1.5.2.2. <i>Cantos subangulosos cuarcíticos con matriz arenar-cillosa rojiza. Galacis</i>	29
1.5.3. Pleistoceno Superior	29
1.5.3.1. <i>Cantos, arenas y arcillas. Terrazas</i>	29
1.5.4. Pleistoceno Superior-Holoceno	29
1.5.4.1. <i>Bloques y/o cantos de cuarcita y areniscas con matriz arenar-cillosa rojiza. Coluvión</i>	29
1.5.5. Holoceno	29
1.5.5.1. <i>Arcosas con cantos sueltos de cuarcitas. Conos de deyección</i>	29
1.5.5.2. <i>Cantos, arenas y arcillas. Aluvial</i>	30

	<u>Págs.</u>
2. TECTONICA	30
2.1. INTRODUCCION	30
2.2. PLIEGUES SARDICOS	31
2.3. ESTRUCTURAS HERCINICAS	32
2.3.1. Pliegues	32
2.3.1.1. <i>Pliegues de la primera fase Hercínica</i>	32
2.3.1.2. <i>Pliegues tardihercínicos</i>	33
2.3.2. Esquistosidades	35
2.3.2.1. <i>Esquistosidad de primera fase hercínica</i>	35
2.3.2.2. <i>Esquistosidad tardihercínica</i>	35
2.3.3. Lineaciones	35
2.3.3.1. <i>Lineaciones de primera fase hercínica</i>	35
2.3.3.2. <i>Lineaciones tardihercínicas</i>	37
2.3.4. Fracturas	37
3. GEOMORFOLOGIA	39
4. HISTORIA GEOLOGICA	41
5. GEOLOGIA ECONOMICA	45
5.1. MINERIA	45
5.2. CANTERAS	46
5.3. HIDROLOGIA	46
6. BIBLIOGRAFIA	49

0. INTRODUCCION

La Hoja de Serradilla (n° 12-26) se encuentra situada en la zona suroccidental de la provincia de Cáceres, siendo sus rasgos geográficos más significativos la Sierra de las Corchuelas, al NE y el río Tajo, que forma en la actualidad parte del vaso de la presa de Alcántara.

Geológicamente se encuentra dentro del Macizo Hespérico y más exactamente en la zona meridional de la Unidad Geológica Centroibérica (JULIVERT, M. et al 1974).

Desde el punto de vista litoestratigráfico se distinguen una serie de materiales, de origen sedimentario cuyo máximo exponente a escala regional es el denominado Complejo Esquisto Grauváquico (C.E.G.) de posible edad Precámbrico superior, que dentro del marco de la Hoja queda recubierto en una gran superficie por materiales detrítico neógenos. A parte, y localizados en la zona NE afloran sedimentos paleozoicos que abarcan desde el Ordovícico inferior al Silúrico inferior, también parcialmente recubiertos por materiales neógenos.

Tectónicamente, la característica más acusada, es la existencia de una primera fase de deformación hercínica que origina pliegues de dirección NO-SE de plano axial subvertical, a los cuales, a escala regional, se asocian fallas sensiblemente paralelas a aquellos.

Desde el punto de vista morfológico se caracteriza por el dominio de las diversas sierras, formadas por materiales paleozoicos. Fuera de él, donde aflora el C.E.G., la característica más esencial es el encajonamiento de los ríos y arroyos que tienden a formar verdaderas hoces.

Sobre los materiales arcósicos terciarios, con formas más o menos alomadas, se disponen sedimentos pliocuaternarios y cuaternarios, que van a dar lugar a superficies aplanadas.

Entre los antecedentes geológicos más recientes, cabe mencionar entre otros, los trabajos de LOTZE (1945-1966), FIGUEROLA (1963-1975), PARGA (1970), BOUYX (1970), SOS BAYNAT, V., y PE-

REZ REGODON (1958); las tesis doctorales de BOCHMAN (1956), KELCH (1957) y SCHMIDT (1957) y las Hojas geológicas del plan MAGNA, realizadas por TENA DAVILA; RUIZ, M. (1980) y MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1978-1982), dentro de la provincia de Cáceres. Por último hay que mencionar en áreas próximas de la zona portuguesa, los trabajos realizados por THADEO (1951), TEXEIRA (1955-1959); TORRE DE ASUNÇAO et al (1965) y OEN ING SOEN (1970).

Con relación a las áreas graníticas mencionaremos el trabajo histórico de EGOZCUE Y MALLADA, (1876) y los ya recientes realizados por CORRETGE CASTAÑON, L.G. (1976-1981) y GARCIA DE FIGUEROLA, CORRETGE y SUAREZ (1971).

1. ESTRATIGRAFIA

La Hoja de Serradilla (n° 12-26) se encuentra ocupada en casi un 50% de su superficie por sedimentos neógenos, perteneciente a dos cuencas bien diferenciadas: Cuenca de Talaván-Torrejón El Rubio y Cuenca del Tiétar. Aparte, merecen especial atención los materiales del Complejo Esquisto Grauváquico, cuyos afloramientos se extienden por toda la Hoja, aunque cubierto, en una gran superficie, por los sedimentos terciarios. Sobre aquellos (C.E.G.), y en clara discordancia erosiva se disponen los materiales paleozoicos que abarcan términos desde el Ordovícico inferior al Silúrico inferior.

Finalmente cabe señalar los sedimentos cuaternarios que en el marco de la Hoja que nos ocupa tienen un especial desarrollo en lo que se refiere a depósitos de terraza y glacis principalmente.

1.1. PRECAMBRICO SUPERIOR

1.1.1. Grauvacas, esquistos y pizarras (1)

Esta unidad cartográfica se encuentra constituida por grauvacas, esquistos y pizarras que se disponen en niveles alternantes de muy diversa potencia, que varía entre niveles milimétricos a capas métricas.

Se han observado en numerosos puntos, estructuras sedimentarias inorgánicas, como: ripples, estratificación lenticular y fláser, laminaciones horizontales, estratificaciones cruzadas curvas y estratificaciones gradadas.

Por otra parte el estudio al microscopio de diversas muestras, ha permitido reconocer los siguientes tipos de materiales.

– Metagrauvascas verdosas con textura esquistosa o granoblástica y componentes principales cuarzo, fragmentos de chert, clorita, sericita, plagioclasas y feldespato potásico, que llevan a su vez turmalina, circón y opacos como minerales accesorios. Estas rocas detríticas tienen una matriz sericitica-clorítica de más de 15%, con clastos de cuarzo, plagioclasa y feldespatos de tamaño arena fina. En algunas láminas aparecen fragmentos de rocas grauvaquizadas, micas detríticas fuertemente plegadas y efectos de presión solución en granos de cuarzo en contacto con los planos de esquistosidad ricos en hematites.

– Filitas grises con textura lepidoblástica muy fina con sericita-moscovita, clorita y cuarzo como componentes principales.

– Cuarzofilitas con textura blastopelítica con cuarzo, sericita-moscovita, clorita y algunos feldespatos como minerales principales.

– Esquistos cuarzosos (grises y verdes) con textura esquistosa que tienen como minerales principales cuarzo, sericita, clorita, ilmenita, plagioclasa y biotita, siendo sus accesorios circón, turmalina y opacos. El tamaño modal del grano corresponde a arenas finas y muy finas, según las bandas, y una matriz limo-arcillosa muy abundante con un clivaje algo grosero que tiene, en sus planos, abundantes minerales opacos (ilmenita).

– Pizarras sericiticas-cloríticas con textura granolepidoblástica (esquistosa) y color gris-verdoso, ocasionalmente negro, en donde se encuentran cuarzo, clorita y sericita como componentes principales, y que tienen hematites, opacos y circón como minerales accesorios. Estas rocas detríticas tienen por lo general, un tamaño de grano inferior a las 10 micras e incluyen de un 10% de clastos de tamaño limo. Son frecuentes los cuarzos alargados recristalizados de más de 30-40 micras de longitud y nódulos ferruginosos microesféricos, transformados posteriormente en hematites, así como micronódulos detríticos de 60 micras aproximadamente de clorita con hábito diferente del de la sinmetamórfica. Finalmente, más del 50% corresponde a entramados lepidoblásticos de clorita y sericita recristalizada durante la esquistogénesis.

Aparte, y en menor proporción se han identificado niveles centimétricos de cuarcitas de grano fino o formadas por grandes cristales de cuarzo. Micasquistos con cuarzo de grano fino y cloritas alargadas en secciones de pequeño tamaño y orientadas según la esquistosidad principal.

– También en menor proporción, y con características lentejonares aparecen niveles conglomeráticos (metaconglomerados) con cuarzo y plagioclasas como minerales principales, en una matriz cuarzo-micácea.

La potencia total es imposible de determinar, estimándose en más de 2.000 m. a partir de los cortes realizados. Sobre esta unidad y en clara

discordancia, se sitúan los sedimentos paleozoicos del Ordovícico Inferior, caracterizados en esta Hoja por cuarcitas (cuarcita armónica).

Finalmente, hay que señalar que esta unidad presenta una importante zona de alteración a escala regional en el contacto con el Paleozoico que imprime unas tonalidades rojizas y violáceas muy características.

A toda esta potente serie detrítica, definida en Portugal por CARRINGTON DA COSTA (1950) y equivalente a las capas de Valdelacasa descritas por LOTZE (1956), se le atribuye una edad Precámbrico Superior-Cámbrico inferior.

La posición que a nivel regional y en vertical poseen las facias descritas anteriormente, pese a la falta de un estudio macrosecuencial más detallado, dado la falta de buenos afloramientos y el intenso plegamiento existente, hace pensar en un ambiente menos profundo que evoluciona de condiciones proximales a distales, en relación con abanicos submarinos profundos.

Se han tomado 18 muestras para estudios palinológicos en los materiales de esta hoja, de las cuales, 5 han dado resultados positivos. Estos son:

– Lutitas grisáceas con posibles piritas de oxidación. Microfósiles escasos y mal conservados. Se encuentran:

Synsphaeridium sp.

Pterospermopsimorpha sp.

– Lutitas finamente laminadas. Color gris oscuro y cristales de pirita. Se han reconocido:

Lophosphaeridium sp.

Bavlinella faveolata

Pterospermopsimorpha sp.

Leiosphaeridia sp.

Cianofíceas del orden Chroococcales.

– Lutita compacta de color gris oscuro. Contienen:

Bavlinella faveolata

Protosphaeridium flexosum

Pterospermopsimorpha sp.

Restos de Cianofíceas.

– Lutitas compactas de color gris oscuro. Contienen:

Lophosphaeridium ? sp.

Bavlinella faveolata

Microfósiles escasos pero bien conservados.

– Lutita de color gris oscuro. Contiene:

Leiosphaeridia sp.

Trachisphaeridium sp.

- Lutita gris, compacta y con piritita alterada.

Materia orgánica diseminada en el residuo palinológico.

Se han visto dos asociaciones de fósiles.

La primera muestra de las antecitadas dió la siguiente microfauna:

Synsphaeridium sp.

Pterospermopsimorpha sp.

La distribución de la asociación es Rifeense-Cámbrico, pero la posición geométrica que presentan induce más a considerar como precámbricas las capas que la contienen, que como cámbricas.

La segunda asociación que aparece al norte está representada por acritarcos:

Bavlinella faveolata

Protosphaeridium flexosum

Pterospermopsimorpha sp.

Lophosphaeridium sp.

Leiosphaeridia sp.

Trachysphaeridium sp.

y por metazoos:

Neonereites ? sp.

Esta asociación tiene una distribución para los acritarcos entre el Véndico y el Cámbrico inferior. La abundancia de la especie *faveolata* y el tipo de icnofósiles existentes apuntan a que deba ser incluida en el Vendense (probablemente superior).

1.2. PALEOZOICO

Los sedimentos que configuran las diferentes sierras de la Hoja, (Serradilla, Umbría, Canaleja, Corchuelos y de la Peña) son en su totalidad de edad paleozoica. En su conjunto forman una estructura sinclinal que se ha dado en llamar Sinclinal de Cañaverál, al estar esta localidad geográficamente situada en la zona media de su largo recorrido longitudinal, tanto hacia el O por donde continúan internándose en Portugal, como hacia el E, en donde termina próximo al Puerto de Miravete.

La serie tipo la hemos establecido en la carretera de Trujillo a Plasencia por lo que parte de ella se encuentra ya en la Hoja n° 12-25 Malpartida de Plasencia, situada en el borde N de la que nos ocupa.

Son seis los tramos cartográficos separados, de los cuales los cuatro primeros corresponden al Ordovícico y los dos superiores al Silúrico Inferior.

Con relación a la litología, nos encontramos con una serie detrítica for-

mada por cuarcitas y pizarras en distintos tramos, que son a su vez los que condicionan morfológicamente todo el contexto geográfico de los diferentes relieves.

1.2.1. Ordovícico Inferior

1.2.1.1. *Cuarcitas. Cuarcita armoricana (2)*

Los sedimentos de este tramo constituyen la unidad basal de los depósitos paleozoicos de la Hoja, o al menos, la unidad basal no visible o inexistente, ya que hacia el O y N y dentro de las Hojas nºs 10-25, 12-25 y 11-26, Coria, Malpartida de Plasencia y Cañaveral respectivamente aparecen por debajo de ella y en diversos puntos: un tramo cuarcítico y pizarroso, y otro conglomerático, ambos pertenecientes al Ordovícico inferior.

Este tramo da lugar a los mayores relieves dentro de la Hoja, y que por su gran continuidad fuera de la misma, constituye un claro nivel guía a escala regional.

En conjunto se compone de cuarcitas blancas, dispuestas en dos tramos (Figura nº 1):

El inferior se encuentra formado por cuarcitas blancas y grises claras en capas de 1 m a 1,6 m, bien estratificadas en donde se observan superficies muy deformadas y estratificaciones cruzadas a mediana escala.

Son características la fusión de bancos y la uniformidad lateral. La potencia media para este tramo se estima entre los 70-80 m.

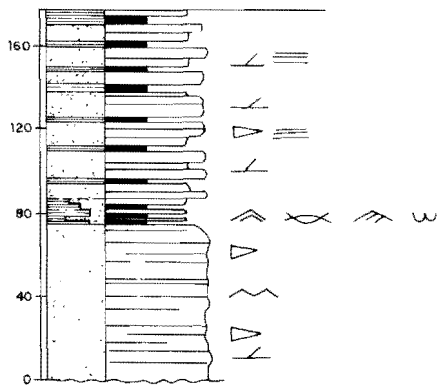
El superior consiste en una serie formada por cuarcitas y areniscas cuarcíticas grises con intercalaciones de pizarras grisáceas micáceas. Los niveles cuarcíticos tienen una potencia media de 8 cm-10 cm, no superando a nivel de estrato los 35-40 cm. La potencia total para este tramo se estima del orden de los 100 m.

Para los niveles de pizarra la potencia se estima 4 cm-7 cm, siendo de 15 cm las capas máximas observadas. Las características sedimentarias más significativas corresponden a bandeados que pueden dar lugar a hojas, laminaciones cruzadas y laminaciones de ripples de olas.

La abundancia de recubrimientos cuaternarios de tipo coluvionar que bordean estos resaltes cuarcíticos impide tomar series completas. No obstante, y a nivel puntual se han podido determinar para el tramo superior las siguientes características sedimentarias:

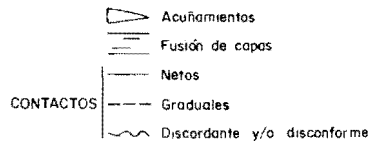
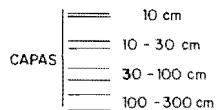
– En el Salto del Gitano (carretera de Trujillo-Plasencia) se observan en un tramo 12 m de potencia, secuencias positivas en tramos que oscilan entre 6 cm y 65 cm con dos términos bien definidos:

1^{er} término: areniscas y/o cuarcitas en laminaciones de ripples de ola y cruzadas en la base. Potencia de paquetes 13 cm-18 cm.

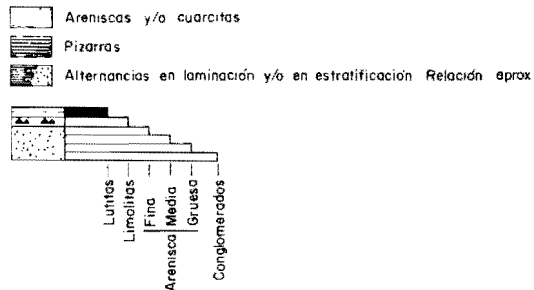


LEYENDA

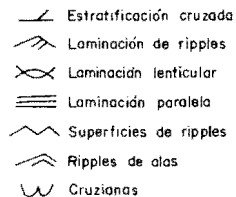
I - ESTRATIFICACION



II - LITOLOGIAS



III - ESTRUCTURAS



2° término: alternancia a nivel de láminas de lutitas, limolitas o areniscas de grano gris con laminaciones de ripples. Potencia de paquetes 20 cm a 24 cm.

– Para el Puerto de la Serrana (Hoja n° 12-25 Malpartida de Plasencia) se ve en el corte con la carretera de Trujillo a Plasencia, una megasecuencia negativa de 7 m de potencia, formada por cuatro secuencias, que en vertical aumentan de potencia y que están constituidas por dos términos.

1^{er} término: alternancia de cuarcitas-areniscas con pizarras, limolitas o areniscas de grano fino. Presentan como estructuras sedimentarias más frecuentes, en los niveles de granulometría más gruesa: estratificación lenticular, superficies de ripples, laminaciones de ripples y pistas horizontales.

2° término: cuarcitas gris claras en capas de 10 cm-70 cm con superficies entre capas muy netas, y en donde predominan las estratificaciones cruzadas.

En conjunto este tramo cartográfico que hemos dado en llamar cuarcita armonicana, se podría interpretar como originado, en un medio marino de plataforma somera con características transgresivas.

Del estudio petrográfico de diversas muestras, se desprende la existencia, para la parte basal de todo el tramo cartográfico, de cuarcitas, con textura granoblástica heterogranular o inequigranular con tendencia esquistosa. Su componente principal es el cuarzo en un 95%, siendo sus accesorios sericita-moscovita, clorita, circón, minerales opacos, rutilo, xenotima y esfena.

El tamaño de los granos de cuarzo varía desde 20 micras a cristales próximos a 1 mm, aunque los tamaños más frecuentes corresponden a 100-250 micras. Los granos de cuarzo aparecen, en alguna muestra, algo alargados, lo que nos indica una esquistosidad muy poco marcada. Los filosilicatos aparecen en escasa proporción y situados entre los granos de cuarzo, no existiendo ninguna orientación preferente. El hecho de que aparezcan diseminados entre estos cristales indica la escasez de matriz arcillosa de la roca original.

Para la parte superior se han reconocido:

– Filitas de tendencia limolítica con textura blastopelítica de tendencia blastosamítica y esquistosa con ligero bandeado, cuyos componentes principales son moscovita-sericita, clorita y cuarzo, en tanto que aparecen opacos (hematites), turmalina y feldespatos, como minerales accesorios.

Es característica la disposición de los filosilicatos tanto por reorientación como por crecimiento orientado, según los planos de esquistosidad S_1 .

También, y según estos mismos planos se observan cuarzos elongados y acumulación de opacos (hematites), en forma de granos finos.

– Cuarzitas recristalizadas con textura granoblástica heterogranular de tendencia esquistosa, cuyo componente principal es el cuarzo, que alcanza el 90-95% en tanto que los opacos (pirita), circón, rutilo, sericitamoscovita y turmalina, entran a formar parte como minerales accesorios.

La recristalización es muy acusada con contactos entre granos fuertemente suturados e interpenetrados. El tamaño de grano de los cuarzos suele ser medio-grueso, existiendo en la zona de deformación más interna, bandas de deformación y láminas de Boehm. Tanto el circón como el rutilo, este último más escaso, son granulares y muy redondeados.

Todo este tramo descrito ha sido tradicionalmente admitido como representante del Skidaviense, sirviendo a su vez de nivel cronoestratigráfico dentro del ámbito hercínico.

Aparte de los restos de cruzianas y skolithos inclasificables, vistos en toda nuestra área de trabajo, hemos localizado icnofósiles clasificados como *Cruziana rugosa* D'ORBIGNY y *Skolithos*, sp. que corresponden al Ordovícico Inf. (probable Arenig). Por ello asignamos a estas cuarcitas una edad Ordovícico Inferior.

1.2.2. Ordovícico Medio

1.2.2.1. Pizarras con intercalaciones de cuarcitas (3)

En concordancia con la cuarcita armonicana, se deposita una serie pizarrosa con intercalaciones cuarcíticas, más frecuentes hacia el techo, cuya potencia total se estima entre 300 m y 350 m, y que forma una clara depresión topográfica.

En la zona central de la estructura (carretera de Trujillo a Plasencia) se ha establecido una columna tipo (figura n° 2), parte de la cual queda incluida en la Hoja n° 11-26 (Malpartida de Plasencia) y que de muro a techo corresponde a:

– Pizarras violetas y negras masivas con restos de trilobites y abundantes cubos de pirita, potencia 100 m.

– Pizarras negras con intercalaciones cuarcíticas. Las cuarcitas son por lo general grises y se presentan bien en tramos de 2 m a 3 m, cuyos bancos van de 0,3 m a 1,1 m, o bien se localizan en zonas de areniscas de grano fino alternando con limolitas y pizarras, a nivel de lámina o capas de 2 cm a 30 cm, en cuyo caso adquieren geometría lenticular presentando laminación cruzada y laminación debida a ripples. Potencia 150 m-160 m.

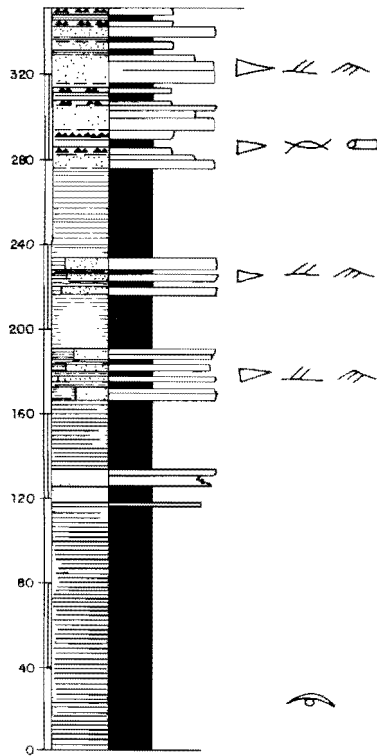
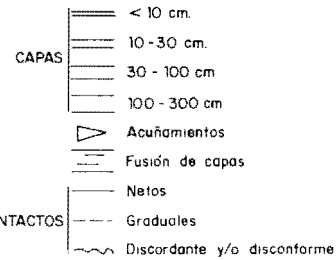
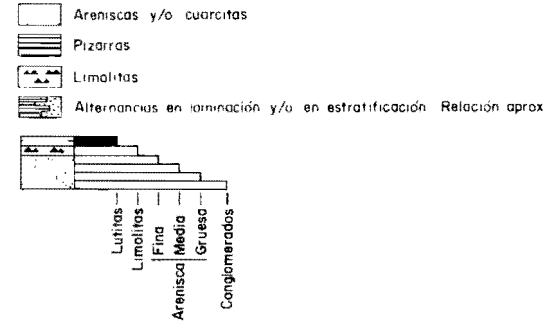
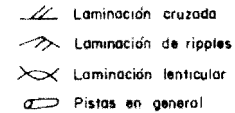


Fig. nº 2

LEYENDA**I - ESTRATIFICACION****II - LITOLOGÍAS****III - ESTRUCTURAS****FOSILES**

– Areniscas cuarcíticas con niveles pizarrosos intercalados. Los niveles areniscosos presentan potencias de 4 cm a 20 cm cuando son de grano fino, y de 50 cm a 60 cm al ser de grano grueso. En algunos niveles la transición entre las dos litologías citadas a nivel de lámina proporcionan a esta facies el aspecto característico bandeado en donde los términos de grano más fino, lutitas y limolitas son de tonos gris oscuro, siendo las arenas cuarcíticas más claras. Como estructuras sedimentarias se pueden citar: laminación cruzada, laminación de ripples y pistas en los términos lutíticos. Potencia de 60 m a 75 m.

El medio de sedimentación en que se depositaron los materiales de esta unidad corresponderían a una plataforma somera ya establecida en donde la existencia de grandes tramos pizarrosos sin estructuras ni secuencias aparentes, las colocaría en zonas de plataforma con escaso aporte arenoso y poco energéticas en las que era posible, no obstante, el desarrollo de trilobites. Únicamente en los tramos cuarzo-areníticos intercalados en ellos, pueden determinarse oleajes y corrientes capaces de aportar detríticos más gruesos, dando lugar a la acumulación de cuerpos arenosos de distintas escalas, que llegan a ser dominantes a techo de todo el conjunto.

Las características petrográficas más representativas, son las siguientes:

– Filitas con textura blastopelítica lepidoblástica o blastosamítica y esquistosa. Los minerales principales son: moscovita-sericita, clorita y cuarzo, y los accesorios turmalina, óxidos de hierro, circón y opacos. Son abundantes los granos de cuarzo alargados según planos de esquistosidad S_1 , así como finos filosilicados, situados en esos mismos planos.

Por último, las turmalinas cuando aparecen, se encuentran muy redondeadas con aspecto típicamente detrítico.

– Cuarcitas algo ferruginosas o micáceas con textura blastosamíticas a granoblásticas que tiene como principal componente el cuarzo y en algún caso moscovita y como accesorios, turmalina, circón, opacos-limolita, rutilo, y moscovita-sericita. Los granos de cuarzo parecen en su mayoría nuevos, no observándose contornos o formas típicamente detríticas. En general parece existir una elongación muy poco marcada, concordante con la que tienen los filosilicatos y que correspondería con la esquistosidad S_1 .

En un análisis petrológico de areniscas de estas mismas rocas se ha observado que se encuentran formadas por un 85% de cuarzo, con un 2% de cemento ferruginoso y un 12% de matriz clorítica. Las fracciones son del 85% de limo y 13% de arcilla.

En todo el tramo no hemos encontrado fauna representativa, pero para

la zona de Mirabel (Hoja n° 11-25 Torrejoncillo) SCHMIDT (1957) en facies equivalentes a la que nos ocupa clasifica:

Calymene (Synhomalonotus) tristani (BROGN), *Iliaenus giganteus BURMEISTER*, *Iliaenus* sp. Restos de Trilobites, *Orthis ribeiroi SHARPE* y *Orthis* sp. pertenecientes al Llandeilo.

Por nuestra parte y en esta misma zona de Mirabel hemos recolectado fauna en la que se han clasificado:

Neseuretus (Neseuretus) cf. Tristani (BRONGNIART), *Ctenobolbina hispanica (BORN)* y *Primitia?* sp. que corresponde a una edad Llanvirniense.

También en la Sierra de Serradilla, dentro ya de la Hoja n° 12-25 (Malpartida de Plasencia) recolectamos fauna clasificada como:

Redonia deshayesi ROUAULT, *Praeleda cf. ciae (SHARPE)*, *Neseuretus cf. Tristani (BRONGNIART)*.

Cacemia ribeiroi? (SHARPE) y Orthocerida indet., cuya asociación pertenece al Llanvirniense probablemente superior.

Finalmente, y en el ámbito de la Hoja n° 10-25 (Coria) en un afloramiento equivalente a las areniscas del techo de todo este tramo cartográfico, hemos encontrado fauna clasificada como:

Heterorthina cf. Kerfornei MELOU y *Heterorthina* sp. que pertenecen ya al Llandeilo.

Por todo lo expuesto, consideramos a todo este tramo como de edad Llanvirniense-Llandeilo.

1.2.3. Ordovícico Medio-Superior

1.2.3.1. Cuarcitas (4)

Esta unidad que se dispone concordante con la anterior, se encuentra formada por cuarcitas que son fácilmente identificables, al dar lugar a un resalte que destaca entre dos unidades que generalmente ocupan zonas de depresión topográfica.

Las cuarcitas son gris claras de grano medio-fino, bien estratificadas en capas de 0,1 m a 1,2 m, en donde son frecuentes las acuñaciones que originan geometrías lenticulares.

Todo el conjunto se dispone en paquetes que van desde los 2,5 m a los 3,0 m de potencia.

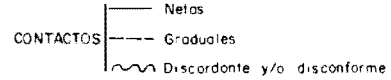
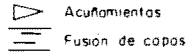
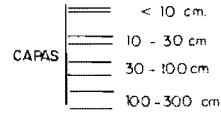
Intercalados entre estos paquetes aparecen niveles más areniscosos en capas de 1 a 5 cm, y lutitas que presentan laminaciones de ripples y pistas (Figura n° 3).

Las condiciones establecidas hacia el techo de la unidad anterior (3) se acentúan para ésta, ya que aquí el depósito arenoso es fundamental.

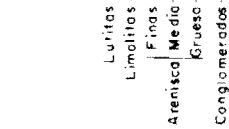
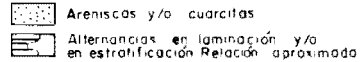
Se puede pensar en una zona de plataforma muy agitada, sujeta a la

LEYENDA

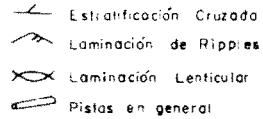
I - ESTRATIFICACION



II - LITOLOGIAS



III ESTRUCTURAS



FOSILES

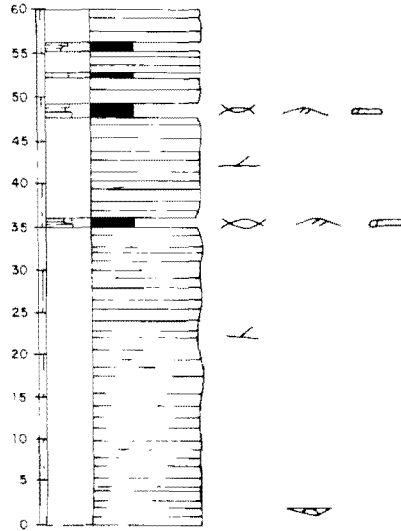
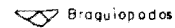


FIG. 3

acción de olas y corrientes con desarrollo de fauna y bioturbación importante.

La potencia total en toda la sierra es bastante uniforme, siendo del orden de los 60 m.

En el estudio petrográfico de muestras representativas de esta unidad se observa:

– Cuarzitas y cuarcitas micáceas, con textura granoblástica, bien con tendencia elongada y algo esquistosa o poligonal, en donde el componente mineralógico principal es el cuarzo, en tanto que como accesorios aparecen circón, turmalina, chert, rutilo, leucoxeno y minerales opacos.

El tamaño de los granos de cuarzo varía entre 30 micras y 150 micras, en donde se pueden observar o una cierta elongación al tener los contactos suturados o interpenetrados o bien aparecen con bordes rectos que dan lugar a una tendencia poligonal. El chert suele encontrarse en forma de nódulos irregulares o redondeados con tamaños medios de 0,1 a 0,12 mm. Las micas son finas y aciculares con longitudes de 10 micras a 30 micras.

La turmalina suele estar asociada con óxidos de hierro y normalmente recrecida. El circón puede presentar formas redondeadas o irregulares. Finalmente el rutilo suele estar muy alterado a leucoxeno.

Del análisis petrográfico de areniscas, para este tipo de rocas en las que se observa, que el cuarzo forma parte del 90% de la lámina con un 10% restante de matriz clorítica. Las fracciones corresponden un 90% limo y 10% arcillas. Los granos son de tamaño medio con un gran redondeamiento.

Los únicos restos de fauna clasificable, corresponden a los existentes en una muestra tomada en el camino particular a los saltos de Torrejón (Hoja n° 12-25 Malpartida de Plasencia). Dicha muestra se situaría en la base de todo este tramo cartográfico y en ella se han clasificado:

(Sinuites) cf. hispanica, (BORN) y Echinodermata? indet. que permiten datar estos depósitos como Llandeilo-Caradoc Inferior.

Al no tener fauna que nos delimite con exactitud el techo de estas cuarcitas, no nos es posible precisar cuando terminó su sedimentación, por lo que les asignaremos una edad global de Llandeilo-Caradoc.

1.2.4. Ordovícico Superior

1.2.4.1. Pizarras (5)

Finaliza la sedimentación del Ordovícico con unos depósitos pizarrosos que intercalan algunos niveles, que se hacen más frecuentes hacia el techo de la serie.

Se ha establecido una serie en la confluencia de los ríos Tajo y Tiétar, al N. de la Sierra de la Umbría (Hoja n° 12-25 Malpartida de Plasencia) que consideramos representativo para toda la sierra (Figura n° 4). De muro a techo:

- Lutitas y limolitas grises oscuras con capas de areniscas en bancos de 4 a 50 cm., de tonos blancos o gris-verdosos. Las areniscas presentan geometría lenticular, laminaciones de ripples y a veces estratificación en surco y pistas. Potencia, 28 m.
- Pizarras negras dando tonos verdosos por alteración. Los 5 metros superiores son arenosos, presentando laminaciones y apareciendo muy bioturbadas. Contienen a techo restos de fauna. Potencia 20 m-24 m.
- Alternancia de areniscas laminadas con pizarras; estas últimas están subordinadas. Aparece bioturbación en todo el tramo. Potencia 1,6 m.
- Areniscas feldespáticas en capas de 0,35 a 1,10 metros de tonos grises claro a pardos. Separándolos aparecen capas de naturaleza pizarrosa-lutítica de hasta 0,13 m de potencia. En la base de los bancos de areniscas se localizan cantos blandos. Potencia 10 m.
- Alternancia de pizarras y limolitas y niveles de areniscas de grano fino (1 a 5 cm de potencia). Algunos tramos presentan bioturbación muy alta de tipo horizontal. Potencia 50 m a 60 m.
- Areniscas grises en capas de 8 a 30 cm., pueden alcanzar hasta 1,5 metros. Aparecen separadas por areniscas de grano más fino y limolitas de aspecto lajeado que presentan laminación de ripples y bioturbación abundante. Es frecuente el acúñamiento de capas de areniscas y la presencia de estratificación cruzada. En este tramo se localizan restos de Braquiópodos. Potencia 20 m.
- Pizarras negras, verdosas por alteración, con algunos niveles de limolitas y areniscas de grano fino. Presenta bioturbación. Potencia 50 m.
- Lutitas y areniscas ordenadas secuencialmente, dando una ritmita con predominio de las lutitas. La potencia de las secuencias oscila entre los 15 y 32 cm. Su característica fundamental es la existencia de marcas de corriente de dirección S-N. La secuencia más sencilla comienza con una superficie erosiva muy plana, con flutes, tool marks y otras marcas, que da paso a areniscas con granoselección positiva, ripples y a veces laminación convoluted. El término final lo constituyen lutitas. A veces aparecen secuencias más complejas. Potencia 53 m.
- Lutitas negras masivas con capas slumpizadas de areniscas. Potencia 36 m.
- Areniscas de tonos amarillentos con lutitas negras. Es frecuente en

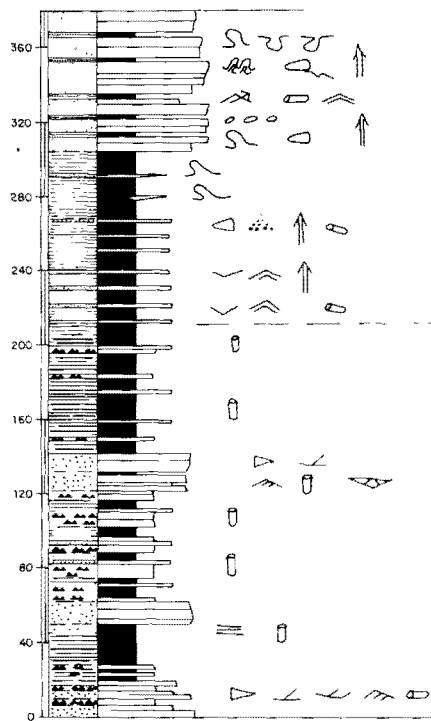


FIG 4

LEYENDA

I - ESTRATIFICACION

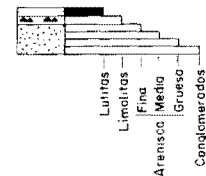
CAPAS		10 cm
		10 - 30 cm
		30 - 100 cm
		100 - 300 cm
CONTACTOS		Acuñamientos
		Fusión de capas
		Netos
		Graduales
		Discordante y/o disconforme

II - LITOLOGIAS

	Areniscos y/o cuarcitas
	Pizarras
	Limolitas
	Alternancias en laminación y/o en estratificación Relación aprox

III - ESTRUCTURAS

	Estratificación cruzada
	Estratificación cruzada en surco
	Laminación de ripples
	Laminación paralela
	Laminación gradada
	Laminación convoluta
	Ripples de alas
	Climbing ripples
	Flute cast
	Flute cast deformados
	Load cast
	Load cast deformadas
	Tool marks
	Slumps
	Paleocorrientes
	Pistas en general
	Bioturbación



FOSILES

	Braquipodos
--	-------------

todo el tramo la existencia de capas de areniscas deslizadas y slumpizadas, laminación convoluted, estructuras de deformación, climbing ripples y pistas horizontales. También existen ortoconglomerados con cantos redondeados y deformados unidos a niveles con estructuras de deformación. Lateralmente las capas se acuñan o pasan de tener una posición normal a estar slumpizadas. Las direcciones obtenidas en las marcas de corriente (fundamentalmente flutes) dan también dirección S-N. Potencia 75 m.

Con relación al medio de deposición, se ha podido ver que en la parte inferior de esta Unidad (los 210 metros basales), las condiciones de sedimentación se pueden considerar análogos a las de las unidades infrayacentes. El depósito se verifica en zonas de plataforma marina, caracterizada por condiciones energéticas bajas que se ven interrumpidas esporádicamente por el incremento de la energía y el aporte de materiales detríticos tamaño arena que llegan a dar megaformas. En estos ambientes serían capaces de desarrollarse diferentes organismos que llegan a producir una bioturbación total del sedimento.

Estas condiciones muestran un cambio importante en la mitad superior de la Unidad que se manifiestan por la inestabilidad de la plataforma y la modificación en el tipo de sedimentación.

La acción de corrientes unidireccionales persistentes de dirección S-N y de olas, dan lugar a secuencias rítmicas que probablemente haya que relacionar más con capas turbidíticas generadas por tormentitas que con abanicos turbidíticos profundos. En este marco la tasa de sedimentación es elevada y se crea además una paleopendiente ligeramente oblicua a las direcciones de corrientes.

La bioturbación pasa a ser casi exclusivamente de tipo horizontal.

La potencia total de esta unidad para toda la Sierra del Cañaveral, se estima entre los 260 m y 350 m.

Del estudio de diversas muestras tomadas en distintos niveles de la serie, ha permitido observar las siguientes características petrográficas:

– Filitas con textura de blastosamítica o blastopelítica, según los casos, cuyos componentes mineralógicos principales corresponden a cuarzo, moscovita y clorita y como accesorios más abundantes aparecen feldespatos, opacos-óxidos de hierro y circón. Las moscovitas que aparecen orientadas por efecto tectónico son de gran tamaño y muy abundantes, por lo que se podría pensar en la existencia de gran cantidad de minerales arcillosos en la roca original. Los granos de cuarzo, suelen estar elongados unas veces por aplastamiento y otras por un crecimiento, ya que sus bordes son muy irregulares, y van asociados con filosilicatos.

– Cuarzitas con textura blastosamítica de grano fino esquistosa que se compone fundamentalmente de cuarzo. Como accesorios más frecuentes

aparecen opacos, cloritas, sericita, moscovita, plagioclasa, circón y rutilo. Los contactos entre los granos de cuarzo son de formas irregulares y algo interpenetrados. Los filosilicatos se encuentran orientados y a veces constituyen lechos finos. El carácter heterogranular es debido a la existencia de recristalización intergranular, en general de tamaños más inferiores y subordinadas a los de mayor tamaño.

No se ha recolectado fauna en esta unidad cartográfica, por lo que la suponemos situada en el Ordovícico Superior en base a los datos faunísticos situados en materiales infra y suprayacentes.

1.2.5. Silúrico Inferior

1.2.5.1. Cuarcitas (6)

En concordancia sobre los sedimentos del Ordovícico Superior, se inicia la sedimentación del Silúrico con un pequeño tramo cuarcítico de 5 m a 15 m de potencia que entraña, en muchos puntos gran dificultad cartográfica, pero que se ha creído oportuno separar a riesgo de exagerar su espesor, al ser un tramo de gran interés dentro de todo el contexto de la serie paleozoica.

Se trata de cuarcitas gris-blancas bien estratificadas en paquetes gruesos próximos a 1 m, en donde se pueden ver algunas granoselecciones y estratificaciones cruzadas.

Las condiciones de sedimentación serían una continuación de la plataforma ya existente en donde los aportes detríticos más gruesos se depositan de una forma preferente.

Al microscopio se han determinado cuarcitas con textura granoblástica a veces heterogranular que tienen como minerales principales cuarzo, sericita-moscovita y clorita y como accesorios rutilo, leucoxeno, óxidos de hierro, circón, turmalina y feldespatos sódicos. El cuarzo, que está como principal componente, varía tanto en forma como en tamaño de grano, existiendo en algunos poligonización. También se observa en algunas muestras elongaciones de cuarzo, así como óxidos en sus bordes. A su vez los filosilicatos suelen presentar una cierta orientación.

El hecho de no haber encontrado fauna en este nivel cuarcítico, nos obliga a suponer que su sedimentación se produciría dentro del Silúrico, ya que las dataciones más precisas de las pizarras ampelíticas con graptolites del tramo suprayacente, corresponden al Llandovery Medio-Superior. Por ello, parece lógico considerar el tránsito Ordovícico-Silúrico en la base de este tramo cuarcítico.

1.2.5.2. *Pizarras, areniscas y pizarras ampelíticas. Tuff diabásico (V) (7)*

Sobre los materiales cuarcíticos de la base del Silúrico, continúa en concordancia una serie pizarrosa con algún nivel arenoso, que constituye el tramo superior de la serie paleozoica aflorante en esta zona.

Se trata de pizarras vinosas y grises y pizarras ampelíticas en niveles que no superan los 10 cm., y que intercalan areniscas rojizas en capas de 3 cm a 5 cm.

En la parte basal existen algunos niveles interestratificados con carácter lentejonar, de rocas tuffíticas (V) de los que hemos representado en cartografía, a modo de capa guía, uno de ellos que alcanza puntualmente los 5 m de potencia.

Los afloramientos existentes terminan hacia el NO en las proximidades a Villarreal de S. Carlos (Hoja n° 12-25 Malpartida de Plasencia). En el camino particular de los Saltos de Torrejón, situado en esta última Hoja, se ha podido obtener la siguiente serie:

- Cuarzitas infrayacentes (6).
- Pizarras violetas y verdes arenosas en niveles milimétricos a centimétricos. Potencia 8 m.
- Alternancia centimétrica de niveles arenosos marrones y blancos y pizarras verdosas con abundantes piritas. Potencia 8 m.
- Rocas volcánicas alteradas 7 m.
- Pizarras arenosas grises y areniscas rojizas en niveles centimétricos. Potencia 2 m.
- Rocas volcánicas alteradas. Potencia 0,7 m.
- Alternancia centimétrica de areniscas y pizarras arenosas grises con laminaciones. Potencia 8 m.
- Pizarras grises. Potencia 1 m.
- Rocas volcánicas alteradas. Potencia 2,5 m.
- Pizarras verdosas con laminaciones. Potencia 2 m.
- Alternancia de pizarras-areniscas gris-marrón con laminaciones en capas de hasta 10 cm, y areniscas rojizas en niveles de 3 cm a 5 cm. En todo el tramo abundantes cubos de pirita de hasta 1 cm. Potencia 10 m a 15 m.
- Alternancia de pizarras arenosas, areniscas y pizarras ampelíticas negras, en capas centimétricas. Potencia 10 m a 15 m.
- Pizarras ampelíticas y pizarras negras con abundantes piritas y nódulos piritosos de hasta 3 cm de diámetro. Restos de Graptolites.

Las condiciones de plataforma marina somera ya establecidas, continúan durante la sedimentación de esta unidad, que se inicia con un régimen energético menor alternante que da lugar a niveles de pizarras y areniscas. En esta época existiría una cierta reactividad volcánica puesta de manifiesto por la existencia lenticular de rocas tuffíticas. Seguidamente la plataforma tendría escasos o nulos aportes arenosos que pasaría a un régimen estable con predominio de pizarras negras y pizarras ampelíticas con graptolites.

La potencia total para toda la Sierra se estima que no supera los 100 m.

Del estudio petrográfico sobre láminas realizadas en muestras tomadas en diversos puntos de esta unidad, ha permitido clasificar:

- Filitas con textura blastopelítica orientada, cuyos componentes mineralógicos principales corresponden a cuarzo, moscovita-sericita y clorita, en tanto que sus accesorios principales son grafito, opacos, turmalina, circón y rutilo. Los filosilicatos predominan sobre el cuarzo, y se presentan en láminas elongadas orientadas según la esquistosidad S_1 .
- Metagrauvascas con textura blastosamítica algo orientada con cuarzo, sericita-moscovita y clorita como minerales principales y opacos, turmalina y circón como accesorios. Los granos de cuarzo presentan un bajo grado de recristalización al tener formas angulosas y bordes bastante netos. Los filosilicatos provienen de la fracción-arcillosa.
- Diabasa anfibólica cuarcífera con textura dolerítica (intergranular) con plagioclasa, actinolita, feldespato potásico? y cuarzo como componentes principales y como accesorios ilmenita, apatito, anatasa, clorita, epidota, clinozoisita, calcita y sericita.

En esta Hoja no se han encontrado restos de graptolites clasificables, que existen en los niveles de pizarras ampelíticas pero en muestras tomadas en niveles equivalentes de la Hoja n° 12-25 (Malpartida de Plasencia), se han obtenido las siguientes clasificaciones:

- *E. Casas de las Navazuelas*: *Climacograptus innotatus* NICHOLSON; *Petalograptus cf. palmeus* (BARRANDE); *Spirograptus? cf. spiralis* (GEINITZ); *Monograptus* sp. y *Pristiograptus?* sp. Edad: Llandovery, probablemente zonas crispus-griestonensis.
- *E. Casas de las Navazuelas*: *Climacograptus cf. scalaris* (HISINGER); *Climacograptus aff. innotatus* (NICHOLSON); *Pristiograptus c.f. nudus* (LAPWORTH); *Monograptus cf. tullbergi* (BOUCEK) y *Monoclimacis? cp.* Edad Llandovery Medio-Superior.
- *Casa Blanca*: *Monograptus halli* (BARRANDE); *Monograptus cf. sedgwicki* (PORTLOCK); *Spirograptus? turriculatus* (BARRANDE) s.l.; *Petalograptus giganteus* BOUCEK y PRIBYL y *Ortograptus? aff. insectiformis* NICHOLSON. Edad Llandovery Medio-Superior.

– *Casas de la Hidroeléctrica:*

Climacograptus sp.; Plistiograptus? sp. y Monograptidae? gen. et sp. indet. Edad Llandovery.

Por todo ello consideramos que los depósitos que constituyen esta unidad tienen una Edad Llandovery.

1.3. Terciario

Dentro del marco de la presente Hoja existen sedimentos terciarios, pertenecientes a dos cuencas claramente diferenciadas:

Cuenca de Talaván-Torrejón El Rubio y cuenca del río Tiétar.

La primera de ellas se extiende por la zona centro y sur de la Hoja y la segunda queda localizada en el extremo nororiental.

a) *Cuenca de Talaván-Torrejón El Rubio*

Se localiza el Sur de la Sierra de las Corchuelas, extendiéndose por la zona centro y sur de la presente Hoja y prolongándose por el Oeste hasta la localidad de Talaván, por el Sur hasta la de Monroy y por el Este hasta Jaraicejo.

Se diferencian, al menos dentro del marco de la presente Hoja, en esta cuenca, dos unidades cartográficas con litologías bien definidas: una inferior arcillosa, discordante sobre el Complejo Esquisto Grauvaquico y de carácter discontinuo; y otro superior, que se extiende por toda la cuenca, formada por arenas feldespáticas y gravas.

b) *Cuenca del Río Tiétar*

Fosiliza los niveles paleozoicos situados al NE de la Hoja y se prolonga hacia el NE hasta la Sierra de Gredos. Su litología dominante son arenas arcósicas de grano grueso.

1.3.1. Mioceno

1.3.1.1. *Arcillas (Cuenca de Talaván-Torrejón El Rubio) (3)*

Esta unidad cartográfica inferior se caracteriza por su intenso color blanco y se pueden diferenciar dos facies fundamentales que confieren a la unidad carácter cíclico. Los ciclos pueden tener potencias entre 2 y 4 metros. Una está constituida por arenas de grano muy grueso, microconglomeráticas de tonos blancos o gris verdoso, no feldespáticas. Localmente (minas de Torrejón) se ha observado la presencia de cicatrices erosivas sobre las que se apoyan conglomerados con cantos de hasta 5 cm. de tamaño máximo que pueden interpretarse como facies de relleno

de fondo de canal. La otra facies está constituida por arcillas, con las que culminan los ciclos. La composición mineralógica responde así exclusivamente a palygorskita (85%) y en menor proporción clorita (15%).

Como se mencionó en la introducción tiene, esta unidad un carácter discontinuo y sus afloramientos se restringen en pequeñas manchas localizadas preferentemente al SW de la localidad de Torrejón El Rubio, en las proximidades de la carretera que une dicha población con la de Monroy, dentro de la Hoja de Casar de Cáceres.

No obstante, no se descarta la posibilidad de que esta unidad tenga mayor continuidad que la que se expone en la cartografía, pero debido a que el contacto con el infrayacente suele aparecer cubierto por pequeños derrubios, no es posible asegurarlo.

El espesor de esta unidad, que atribuimos al Mioceno, no debe sobrepasar los 15 m. en ningún punto.

1.3.1.2. Arcosas (Cuenca de Talaván-Torrejón El Rubio). (9)

Esta segunda unidad cartográfica está constituida por arcosas feldespáticas de grano muy grueso o grueso y gravas de tonalidades grises con zonas rojizas. Es frecuente la existencia de cantos dispersos de cuarzo o constituyendo niveles conglomeráticos de carácter lentejónar, en cuyo caso la composición es prácticamente cuarcítica y los cantos se incluyen en una matriz arenosa de tamaño grueso. De forma esporádica, y muy local, aparece también algún canto pizarroso o grauváquico procedente del Complejo Esquisto Grauváquico.

Por lo que se refiere a las arenas pueden presentarse en forma masiva o bien con estratificación cruzada en surco.

Del estudio de varias muestras para minerales pesados, se desprende que la moscovita y biotita, ilmenita y los fragmentos de micaesquistos son los minerales que cuantitativamente aparecen de una forma abundante, el leucoxeno aparece como frecuente y escaso en algunas muestras, moscovita, biotita e ilmenita. Porcentualmente hay que señalar que la turmalina varía de 67% a 92% a la vez que la andalucita lo hace de 29% a 6%. El resto, circón, rutilo-estauroлита granate anataxa clinzoisita, anfíboles y zoisita aparece en muy pequeña proporción, que varía según los casos del 1% al 5%.

A partir de estos datos, cabe pensar que la procedencia de estos materiales sería de zonas afectadas por un metamorfismo de contacto y de áreas graníticas próximas.

El espesor máximo de esta unidad cartográfica que atribuimos al Mioceno por correlaciones con sedimentos equivalentes en la región, se estima en 80 m., aproximadamente.

1.3.1.3. *Arcosas y subarcosas (Cuenca del río Tiétar). (10)*

Los afloramientos de esta unidad se restringen al ángulo NE de la Hoja y erosionan y fosilizan los relieves paleozóicos, prolongándose en dirección NNE.

Esta unidad cartográfica está constituida fundamentalmente por arenas arcósicas y subarcósicas de grano grueso y muy grueso de tonos blanquecinos, entre los que se individualizan esporádicamente algún nivel lentejonar conglomerático de composición más cuarcítica. Son frecuentes los niveles arenosos endurecidos.

Por lo general se presenta esta unidad de forma masiva o bien con estratificaciones cruzadas grosera en surco.

La potencia de esta unidad de clara procedencia de las rocas graníticas situadas al N, no sobrepasa los 45 m. dentro del marco de la Hoja. No obstante más al Norte existen datos de algún sondeo realizados con fines hidrogeológicos que indican espesores próximos a los 100 m.

La edad de esta unidad eminentemente arcósica no podemos precisarla por carecer de datos paleontológicos. Así pues le atribuimos al Mioceno por correlaciones de facies y de tipo regional.

1.4. PLIO-CUATERNARIO

1.4.1. **Cantos redondeados y subredondeados cuarcíticos en una matriz arcillo arenosa roja. Raña (11).**

Se trata de una superficie con depósitos, desarrollada sobre los materiales terciarios en el sector meridional de la Hoja. La pendiente general es de un 0,3% y se extiende desde el Cerro del Cristo (542 m.) en el borde Suroccidental de la Hoja, hasta el Alto del Ratón (458 m.) en el extremo Suroccidental, con una dirección prácticamente E-W.

Los depósitos que se encuentran asociados a esta superficie corresponden a materiales detríticos groseros cuya litología dominante son cantos de cuarcita fundamentalmente, y cuarzo empastados en una matriz arcillosa rojiza. El tamaño medio de las gravas es de 3-4 cms. y están misificadas presentando auréola de alteración de color negruzco de pocos milímetros de espesor.

Aunque en realidad las características litológicas difieren un poco de la «Raña» típica de Gauadalupe, área de mayor proximidad a la zona estudiada, donde han sido definidas, su posición geomorfológica es la misma, por lo que cronológicamente lo situamos en el Plio-Cuaternario.

La potencia estimada de estos depósitos es inferior a los 5 m. aunque el contacto con la infrayacente no es visible en casi ningún caso, debido a procesos de degradación.

1.5. CUATERNARIO

En este apartado se describen los diferentes tipos de materiales cuaternarios cartografiados, entre los que cabe destacar, por su gran desarrollo superficial, los diferentes niveles de terrazas y superficies de glacis que dan lugar a grandes zonas de canturreal cuarcítico. También se describen los depósitos de coluviones, conos de deyección y aluvial existentes en esta Hoja.

1.5.1. Pleistoceno Inferior

1.5.1.1. *Cantos, arenas y arcillas. Terrazas (12), (13) y (15)*

En este grupo litológico se incluyen los cuatro niveles de terrazas ubicadas en la zona S.E. de la Hoja que deberían su origen a un antiguo cauce localizado al N. de estos afloramientos.

Litológicamente, uniforme para todas las terrazas, se componen de cantos redondeados de cuarcitas, areniscas y cuarzo con una matriz de arenas y arcillas.

1.5.1.2. *Cantos subangulosos cuarcíticos con matriz areno-arcillosa rojiza. Galacis (16).*

En la zona central de la Hoja, se encuentran unos depósitos de glacis formados por cantos subangulosos de cuarcitas con matriz areno-arcillosa rojiza.

Estos sedimentos aparecen tectonizados, por efecto de la reactivación cuaternaria de los sistemas de fracturas tardihercínicas ya existentes en los materiales hercínicos.

1.5.2. Pleistoceno Medio

1.5.2.1. *Cantos, arenas y arcillas. Terrazas (17), (18), (19) y (21)*

El río Tajo y el Arroyo Retuerta depositaron en sus márgenes diversos niveles de terraza que para el Pleistoceno Medio corresponden a las existentes en las cotas 100 m, 80 m, 70 m y 24 m, con relación a sus cauces actuales.

La litología, igual que todas, corresponde a cantos cuarcíticos bien redondeados, dentro de una matriz de arenas y arcillas.

1.5.2.2. Cantos subangulosos cuarcíticos con matriz areno-arcillosa rojiza. Glacis (20) y (22).

Pertencen a este apartado dos tipos de glacis, localizados en la zona nord-oriental de la Hoja.

El primero de ellos (20), se encuentra adosado a la Sierra de las Corchuelas y sus depósitos, parcialmente tapados por materiales coluvionares, están formados por cantos cuarcíticos subredondeados, con tamaños que alcanzan los 20 cm. en algún caso, en una matriz areno-arcillosa rojiza.

El segundo tipo (22), situado sobre depósitos detríticos terciarios de la Cuenca de Talaván Torrejón el Rubio, se compone de cantos cuarcíticos redondeados con tamaño medio de 6-7 cm. en una matriz areno-arcillosa rojiza.

1.5.3. Pleistoceno Superior

1.5.3.1. Cantos, arenas, y arcillas. Terrazas (23)

Corresponden a los depósitos más modernos dejados por el Arroyo Reuerta en las proximidades a Torrejón el Rubio. Su litología es igual que la del resto de las terrazas de la zona, estando formada por cantos cuarcíticos redondeados, con una matriz areno-arcillosa rojiza.

1.5.4. Pleistoceno Superior-Holoceno

1.5.4.1. Bloques y/o cantos de cuarcita y areniscas con matriz areno-arcillosa rojiza. Coluvión (24)

Los sedimentos de este apartado, aparecen adosados a relieves paleozoicos y a depósitos tipo «raña», pliocuaternarios.

La litología es común para ambos, pero los primeros presentan bloques y cantos cuarcíticos subangulosos, mientras que los segundos solo tienen cantos cuarcíticos redondeados con un tamaño medio de 3-4 cm. de diámetro.

1.5.5. Holoceno

1.5.5.1 Arcosas con cantos sueltos de cuarcitas. Conos de deyección (25)

Los conos de deyección, tienen escasa entidad dentro del contexto de esta Hoja. Se encuentran formados por arcosas de granulometría media

que llevan dispersos cantos de cuarcita y cuarzo con tamaños medio de 4-6 cm. de diámetro.

1.5.5.2 Cantos, arenas y arcillas. Aluvial (26)

Son escasos los depósitos de tipo aluvial dadas las características de los arroyos existentes. En las zonas donde es posible su cartografía, para esta escala, se componen de cantos redondeados o subredondeados de cuarcitas, grauvacas y esquistos, según las zonas, y arenas de arcillas griseas.

2. TECTÓNICA

2.1. INTRODUCCION

Las deformaciones que han afectado a los materiales de la zona corresponden principalmente a la Orogenia Hercínica y, sobre todo, a una primera fase de plegamiento. Es evidente que las rocas precámbricas han sufrido un plegamiento anterior supuestamente sárdico, como se demuestra por la existencia de pliegues anteriores a la esquistosidad principal y atravesados por ésta, así como por la abundancia de lineaciones de intersección fuertemente inclinadas dentro del Complejo Esquisto-Grauváquico.

La primera fase de deformación hercínica es la responsable de las principales estructuras plegadas que se observan, entre las que se destaca el Sinclinatorio de la Sierra de Cañaverál, y también de un aplastamiento generalizado que ha dado lugar a la esquistosidad de flujo casi siempre presente.

En relación quizás con la primera fase, pero con posterioridad a los pliegues, se ha desarrollado un importante sistema de fracturas paralelas a las grandes estructuras hercínicas.

Estas fracturas subverticales han actuado seguramente en varias ocasiones y aparecen hoy día como fallas normales o inversas de gran ángulo, según los lugares, aunque es probable que su principal función haya sido la de fracturas de desgarre.

Después, aparece localmente una esquistosidad de crenulación subvertical que no va asociada a ningún tipo de macroestructuras y que correspondería a algunas de las fases hercínicas tardías.

Finalmente, existen una serie de fallas oblicuas a las estructuras, que han actuado como fallas normales y de desgarre con pequeños desplazamientos, y que asimilamos al sistema de fracturas tardihercínicas de am-

plio desarrollo en todo el Macizo Hespérico. Es a este sistema al que pertenece la falla de Alentejo-Plasencia que produce desplazamientos en la horizontal de hasta 3 km.

2.2. PLIEGUES SARDICOS

La presencia de una fase de plegamiento anterior a la Orogenía Hercínica ha sido puesta de manifiesto en numerosas ocasiones y por diversos autores, basándose tanto en la existencia de una discordancia por debajo del Ordovícico Inf., que descansa indistintamente sobre el Cámbrico o sobre el Precámbrico; como en la aparición de pliegues ante-esquistosos y de lineaciones de intersección (L_1) de la primera fase hercínica, subverticales o con fuertes inclinaciones en los materiales al Ordovícico.

Un estudio de estos pliegues, que han sido asignados a una fase Sárdica, fué efectuado por OEN ING SOEN (1970) en Portugal, concretamente al Norte y Sur del Sinclinal de Oporto-Satao. Este autor deduce que la dirección original de estos pliegues de edad Cámbrico Sup., sería aproximadamente entre N-S y NE-SO.

Por nuestra parte, el sur de esta zona hemos observado en la Hoja núm. 9-28 (S. Vicente de Alcántara) (MARTIN HERRERO, D y BASCONES ALVIRA, L 1978), un pequeño pliegue antehercínico atravesado oblicuamente por la esquistosidad (S_1) (Km 21,2 de la c.c. Albuquerque-Herreruela). El pliegue tiene un plano axial de dirección N 136° E y buzamiento 58° S, y un eje de dirección N 22° E y plunge 55° S y es cortado por la esquistosidad primaria hercínica (S_1) con una dirección N 136° E y buzamiento 80° S. Si descontamos, por medio de una falsilla de Wulff, el efecto del plegamiento hercínico llevando la estratificación media de la zona (dirección N 120° E, buzamiento 60° S) a la horizontal, nos queda una dirección primitiva para ese eje de aproximadamente N 35° E.

También dentro del ámbito de la Hoja núm. 9-27 (Membrío) (BASCONES ALVIRA, L y MARTIN HERRERO, D 1980), en el PK 10,900 de c.c. Membrío-Alcántara, se ha localizado otro pequeño pliegue, «tipo Mullions», de las mismas características con un eje de dirección N 85° E y plunge 52° N, y atravesado por una esquistosidad de primera fase (S_1) de dirección N 154° E con un buzamiento de 65° N, que corta a los dos flancos.

De acuerdo con OEN ING SOEN (1970) y con nuestros propios datos, creemos que los pliegues sárdicos tendrían, en la zona que nos ocupa, una dirección aproximada NE-SO, con un plano axial subvertical y flancos que buzarian entre 30° NO y 50° SE. Estos pliegues no llevarían asociados ningún tipo de esquistosidades, o al menos éstas no se han detectado.

De acuerdo con OEN ING SOEN 81970) y con nuestros propios datos, creemos que los pliegues sárdicos tendrían, en la zona que nos ocupa, una dirección aproximada NE-SO, con un plano axial subvertical y flancos que buzardían entre 30° NO y 50° SE. Estos pliegues no llevarían asociados ningún tipo de esquistosidad, o al menos esta no se ha detectado.

Finalmente, para la zona N, limitrófe con el área de estudio, cabe mencionar la existencia de pliegues de este tipo estudiados por RODRIGUEZ ALONSO, M^a D. (1982), en su tésis doctoral.

Por ello y aunque no hemos localizado ningún pliegue de estas características en la superficie precámbrica estudiada, consideramos que estos materiales también han debido ser afectados por esta fase de plegamiento.

2.3. ESTRUCTURAS HERCÍNICAS

Una vez plegado todo el conjunto de materiales que constituyen el C.E.G. por la fase Sárdica prehercínica, y después de un periodo erosivo, se produce la sedimentación del Paleozoico. Es al final del Carbonífero inferior cuando tiene lugar el inicio de la Orogenia Hercínica que va a dar lugar a las diferentes estructuras que aparecen con mayor o menor grado de deformación en todo el Dominio Hercínico.

Seguidamente se exponen las características estructurales más acusadas observadas en toda la Hoja.

2.3.1. Pliegues

2.3.1.1. *Pliegues de la primera fase Hercínica*

Todos los pliegues vistos deben su origen a la 1.º fase de deformación Hercínica, que afecta de diferente manera al conjunto de materiales existentes en la Hoja. Por ello, se distinguen dos tipos de pliegues, correspondientes a los dominios precámbrico y paleozoico, con las siguientes características.

a) Dominio precámbrico

En el Complejo Esquisto-Grauváquico del Precámbrico superior no existen los pliegues cilíndricos, ya que la deformación se produce sobre superficies (S_0) previamente plegadas.

Los pliegues correspondientes a este primer dominio, dan una interferencia que no se ha podido cartografiar por falta de niveles guía, pero creemos que debe ser de clase 1 de RAMSY (1967). No obstante, varias de estas estructuras se han interpretado a lo largo de toda la zona, corres-

pondiendo su estilo al de pliegues similares, simétricos y asimétricos con flancos bastante apretados y buzamientos generalizados superiores a los 70°. Los planos axiales son subverticales y las trazas axiales llevan una dirección general comprendida entre N 100° E y N 120° E.

La gran abundancia de estos pliegues métricos hace imposible su representación total en la cartografía. No obstante, las trazas axiales representadas en el plano estructural nos permiten conocer las características generales del plegamiento producido por esta primera fase de deformación, así como las modificaciones sufridas por los sucesivos movimientos tardihercánicos.

Finalmente, y a nivel puntual, se han visto repliegues que afectan a veces a diques centimétricos de cuarzo, budines en diques decimétricos también de cuarzo, y pequeños Kink-Bands a nivel milimétrico en tramos pizarrosos, todo ello como consecuencia del efecto de la primera fase de deformación hercánica.

b) Dominio paleozoico

Los materiales paleozoicos presentan pliegues cilíndricos, dado que la deformación afecta a superficies originariamente planas. Su amplitud varía entre 0,5 km y 2,5 km y la longitud de onda entre 1,5 km y 4 km. El estilo corresponde a pliegues isopacos en las capas competentes, tendiendo a similares en las incompetentes.

Todos los pliegues que configuran el llamado sinclinal de Cañaveral, que se sitúa, en parte, dentro de la presente Hoja, forma en su conjunto un gran sinclinorio convergencia NE.

A nivel individual los sinclinales tienen su flanco sur (equivalente al norte en los anticlinales) subverticales o invertidos con buzamientos superiores a los 70°. Para los flancos normales, tanto en anticlinales como en sinclinales, los buzamientos son muy variables y oscilan entre la subverticalidad y la subhorizontalidad (Hojas n.ºs 12-5 y 12-26 Malpartida de Plasencia y Serradilla, respectivamente).

La dirección general de todo el Sinclinal es de N 120°-130° E que coincide con la que origina la primera fase de deformación Hercánica a la que debe su origen. No obstante y por efecto del sistema de fallas senestras N 40-50° E, esta dirección sufre una clara modificación a N 90° E que afecta a toda la zona media de la estructura (Hojas n.ºs 10-25, 11-25, 12-25 y 11-26.).

2.3.1.2. *Pliegues tardihercánicos*

Con posterioridad a la primera fase de deformación, tienen lugar una serie de movimientos tardihercánicos que repliegan ligeramente las estructuras preexistentes.

Estos nuevos procesos de deformación, no dan lugar a estructuras de primer orden y solo están presentes a nivel puntual mediante pliegues menores con un tamaño que varía de 5 cm. a 1 m.

Se han localizado dos plegamientos diferentes, que, sin orden cronológico, responde a las siguientes características:

– *Pliegues de dirección N 100-120 E*

En esta hoja no se han localizado pliegues con esta dirección, pero al haberse comprobado su existencia en la hoja n° 11-26 (Cañaverál, MARTÍN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. 1983) no descartamos que también aparezcan en el presente zona.

Sus características más representativas se pueden observar, dentro de la hoja de Cañaverál, en los pliegues existentes en la C.N. de Cáceres-Salamanca, a unos 500 m. al N del contacto del C.E.C. son el Batolito de Cabeza de Araya y también los que se encuentran en la c.c. de Coria a Torrejoncillo, a unos 2.300 m. al S. de esta última localidad.

En ellos vemos que se trata de pliegues asimétricos cuyos flancos tienen distintas longitudes (más largos que buzanan hacia el Norte que los que buzanan hacia el Sur). Los planos axiales llevan una dirección N 100° E, que es paralela a la estratificación SO y su buzamiento es de unos 15° al N o al S.

Tomando como referencia la zona del dique de cuarzo plegado en la CN 630, se observa que la amplitud de los pliegues es de unos 20 cm. y la longitud de onda del orden de 1,75 m.

En general, y para todo el área de estudio, hemos visto que este tipo de pliegues tienen una traza axial de dirección N 100-120° E, con planos axiales que buzanan al N o al S de 0 a 15°, y que su tamaño varía en 10 cm. a 1 m.

Su génesis podría ser el resultado de una descompresión que daría lugar a repliegues en la vertical con planos axiales subhorizontales.

– *Pliegues de dirección N 10-35° E*

Este tipo de pliegues que afectan a la esquistosidad S₁ de primera fase, son frecuentes en el área de estudio.

Los pliegues a que dan lugar a estos movimientos tarfihéricos son en general simétricos con charnelas romas y un tamaño uniforme de 15 a 20 cm. de longitud de onda y de 1,5 a 2,5 cm. de amplitud.

Los planos axiales llevan una dirección N 10-35° E y buzamientos subverticales, mientras que las trazas axiales aparecen con buzamientos superiores a los 70° tanto al N como al S.

Se trata de pliegues simétricos con charnelas romas y un tamaño uniforme de 15 a 20 cm. de longitud de onda y de 1,5 a 2,5 cm. de amplitud.

Los planos axiales llevan una dirección N 10-35° E y buzamientos sub-verticales, mientras que las trazas axiales tienen buzamientos superiores a los 70° tanto al N como al S.

2.3.2. Esquistosidades

2.3.2.1. Esquistosidad de primera fase hercínica

La primera fase de deformación hercínica origina a nivel regional, una esquistosidad de flujo S_1 , que es subparalela al eje axial de los pliegues producidos por dicha fase, y que se encuentra bien desarrollada en todo el C.E.G., en tanto que en los materiales paleozoicos su representación es menor y llega a estar ausente en algunos puntos.

Sobre una falsilla Schmiat, se ha realizado el contaje de 108 polos de (S_1), obteniéndose una dirección aproximada preferente N 134° E y buzamiento de 80° S (Figura n° 5).

Comparando estos resultados con los obtenidos en las áreas ya estudiadas de la provincia de Cáceres, podemos observar que existe una gran uniformidad tanto en dirección como en cantidad de buzamiento.

2.3.2.2. Esquistosidad Tardihercínica

Las sucesivas etapas de plegamiento no llevan asociadas deformaciones mayores, por lo que solo existen pequeños pliegues, observados a nivel puntual, tal como se indicó en el apartado 2.3.1.2.

Se ha podido comprobar la existencia de una esquistosidad de crenulación localizada de visu en varios puntos y con frecuencia en el estudio al microscopio de diversas muestras.

Esta esquistosidad, en principio, la atribuimos a los pliegues de plano axial N 10-35° E. Por el contrario en los distintos afloramientos en donde están presentes los pliegues de plano axial N 100-120° E no hemos visto que lleve asociado ningún tipo de esquistosidad.

2.3.3. Lineaciones

2.3.3.1. Lineaciones de primera fase hercínica

a) Lineaciones de intersección

La intersección de la esquistosidad (S_1) con la estratificación origina una lineación (L_1) que es paralela a los ejes de los pliegues de la 1ª fase.

Sobre una falsilla Schmidt (Hemisferio sur) se ha realizado la representación polar de 90 medidas, obtenidas en campo o en gabinete (figura 6),

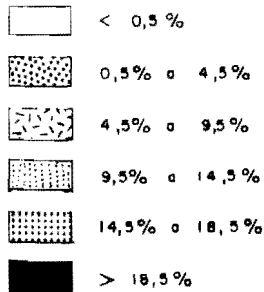
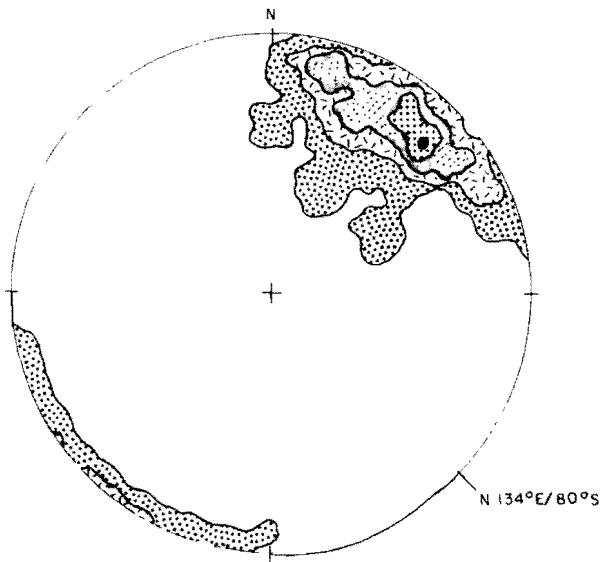


FIGURA N° 5 - Proyeccion de 108 polos* de la equitididad primaria S_1 . Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior).

* EL VALOR DE CADA POLO CORRESPONDE A LA MEDIA DE LAS MEDIDAS EFECTUADAS EN CADA PUNTO.

resultando dos máximos bien definidos N 135° E y N 145° E, con buzamientos de 52° S y 62° S respectivamente.

En el gráfico no se han representado las medidas correspondientes a puntos en donde los planos S_0 y S_1 , aparecen subverticales que representan aproximadamente el 16% de las medidas que figuran en el plano.

b) *Lineaciones de estiramiento*

A este tipo de lineaciones pertenecen los estiramientos sufridos por granos y cantos que se localizan siempre a nivel puntual y no siempre con una misma uniformidad.

Las observaciones efectuadas corresponden a dos tipos de afloramientos:

- Deformaciones de granos de cuarzo con un tamaño no superior a los 0,5 cm. de diámetro, visibles en capas samíticas con granulometría gruesa y en microconglomerados.
- Deformación de cantos de naturaleza cuarcítica y de cuarzo principalmente dispersas en pizarras. El tamaño medio de los cantos es de 4 a 6 cm., y alcanzan los 15 cm. según el eje mayor del elipsoide de deformación.

Por último diremos que en este tipo de marcadores no hemos visto indicios de posteriores deformaciones. Tan sólo, en algunos cantos grandes, se han observado pequeñas grietas rellenas de cuarzo que suponemos, al no estar replegadas, deben su origen a la misma fase de deformación.

2.3.3.2. *Lineaciones Tardihercínicas*

No se han localizado ningún tipo de lineaciones relacionadas con las distintas deformaciones tardihercínicas existentes en el área de estudio.

2.3.4. **Fracturas**

Se distinguen dos tipos dentro del marco de la presente Hoja:

- *Paralelas a las estructuras*

Esta familia está poco definida debido, quizás a las consideraciones expuestas en el apartado de introducción, y presenta direcciones comprendidas entre N 110° E y N 120° E, es decir subparalelas a los pliegues lo que hace pensar en un origen ligado a la formación de los mismos. No obstante serán en general algo posteriores ya que, los cortan oblicuamente en muchos casos.

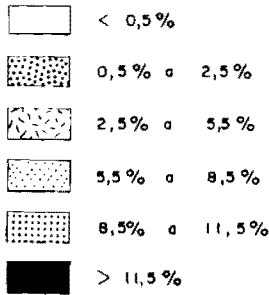
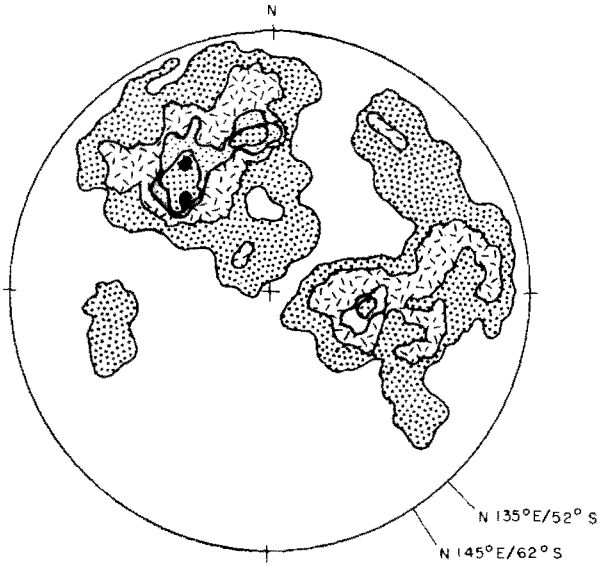


FIGURA N° 6 - Proyección de 90 polos* de la lineación de intersección L_1 Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior).

* EL VALOR DE CADA POLO CORRESPONDE A LA MEDIA DE LAS MEDIDAS EFECTUADAS EN CADA PUNTO.

La existencia de estrias en diversos puntos, pone de manifiesto que dichas fallas son inversas y con planos subverticales.

– *Oblicuas a las estructuras*

Toda la región se encuentra surcada por fracturas de este tipo originadas por esfuerzos tardihercínicos cuyas direcciones más importantes, se pueden incluir dentro de los sistemas siguientes:

1. Dirección N 35°-45° E

Constituye a nivel regional el principal sistema de fracturas del cual forma parte la falla de Plasencia-Alentejo. Esta fractura que tiene un recorrido de más de 400 kms. de longitud corresponde a una falla direccional senestra con desplazamiento horizontal superior, en zonas, a los 3 kms.

Se encuentra ubicada en la hoja n° 11-26 Cañaverall por lo que la zona de estudio que nos ocupa se encontraría en el bloque E desplazado hacia el N. Claro reflejo de ello son las direcciones de las S_0 , S_1 y L_1 , existentes en sus proximidades, que se van corrigiendo hacia el Este en que toman unas direcciones próximas a la originada por la primera fase de deformación hercínica.

2. Dirección 30°-35° E

Corresponde a un sistema de fracturas de segundo o tercer orden con ligero desplazamiento horizontal y que va asociado con el de dirección principal N 35° - 45° E, ya descrito.

3. Dirección N 160°-180° E

Tiene escasa representación y son en su mayoría dextrogiras con desplazamientos inferiores a los 50 m.

3. GEOMORFOLOGIA

La morfología de esta área viene claramente condicionada por la estructura y la litología. Los máximos relieves corresponden a las Sierras de las Conchuelas, Monfrague, Serradilla, etc., en que a su vez forman parte de un conjunto más amplio de orientación general NO-SO y que estructuralmente forman un sinclinal con el flanco Sur invertido, del que destacan las barras de cuarcitas ordivílicas. Fuera del dominio de la Sierra, las formas que se observan corresponden a superficies más o menos desmochadas, en general con depósitos y paisajes alomados generados sobre los materiales arcósicos del terciario.

Sobre los esquistos, las características morfológicas fundamentales, es el enorme encajamiento de los ríos y arroyos que los atraviesan, que llegan a constituir verdaderas hoces.

El río Tajo, principal arteria que recorre esta zona, presenta una serie de niveles de terraza asociadas al mismo en la actualidad, en el ángulo NE de la Hoja; una vez que cruza la Sierra, por el Estrecho del Salto del Gitano, el río se encaja en los materiales pizarrosos en los que no se observan restos de terrazas ni erosivas ni con depósito.

Otros cauces de menor importancia como el Arroyo de Retuerta dejan una serie de terrazas que se disponen de forma escalonada y con distribución asimétrica a lo largo del «talweg».

Las unidades morfológicas fundamentales de este sector son: La Sierra, La Superficie de Divisoria, Las Terrazas y los Glacis.

La Sierra

Constituye el relieve más sobresaliente de la zona, destacando en dicha unidad las barras de material cuarcítico a modo de crestones. En las laderas de la misma se desarrollan canchales, cuya evolución se continúa en nuestros días.

Al pie del relieve del glacis de corto recorrido y relacionados con los arroyos que corren paralelos a la Sierra, presentan su raíz en parte fosilizada por los coluviones que en este caso constituyen las vertientes de enlace de los mismos.

La Superficie de Divisoria

Se trata de una superficie (11) con depósito desarrollada sobre los materiales terciarios en el sector meridional de la Hoja. En la actualidad sirve de divisoria entre el Tajo y el río Almonte conservándose de ella tan sólo algunos retazos en el Cerro del Cristo, loma de Ventosilla, Alto de Murcia y Alto del Ratón. La pendiente general es de 0,3% y se extiende desde el Cerro del Cristo (542 m), hasta el Alto del Ratón (458 m) con una dirección prácticamente E-O.

Los depósitos que se encuentran asociados a la misma, corresponden a materiales detríticos groseros: canto de cuarcita, fundamentalmente, y cuarzo empastados en una matriz arcillosa roja, son ortoconglomerados. Las gravas de tamaño 3-4 m están misificadas, presentan una aureola de alteración de color negruzco de pocos milímetros de espesor. Aunque en realidad las características litológicas difieren un poco de la Raña típica de Guadalupe (área donde éstos han sido definidos, más próximos a esta zona), su posición geomorfológica es la misma, por lo que cronológicamente la hemos situado en el Plio-Cuaternario.

La degradación de dicha superficie por la zona Oeste, laguna de Bermudo, da origen a una serie de derrames que en la mayor parte de los casos fosilizan el contacto entre los materiales arcóscicos terciarios y la base de los depósitos de la superficie. La gran planitud que presentan en cortas distancias da origen a un mal drenaje, lo que se traduce en zonas de encharcamiento (laguna de Bermudo).

Terrazas

Por debajo de la superficie plio-cuaternaria se desarrollan una serie de niveles de terraza (12, 13, 14, 15) que en la actualidad se presentan desligadas de un cauce lo suficientemente importante como para generarlas y que, sin embargo, por su disposición geométrica y especial, así como por el depósito corresponden sin lugar a dudas a antiguas terrazas relacionados con una antigua red, hoy desaparecida, que con dirección general E-O recorría la zona desplegándose paulatinamente hacia el Norte, hasta llegar a su capturada.

No deja de llamar la atención el hecho de que en la actualidad las terrazas que realmente están relacionadas con el río Tajo sean escasas en número (zona del Embalse de Torrejón) y que su disposición con relación al Talweg: a +100 m (17) +80 m (18) +70 m (19) sea la opuesta al recorrido actual del río. Todo ello hace suponer que la dimensión de este gran cauce ha sufrido durante el Cuaternario grandes cambios ligados posiblemente a reajustes tectónicos recientes.

Glacis

Tres generaciones de glacis han sido distinguidos en este sector (16, 20, 22) todos ellos correspondientes al tipo de cobertura y relacionados con la red actual.

El más antiguo (16) se presenta tectonizado (Sur del Cortijo del Encinar), por una serie de fallas de dirección tardihercínica: N 45°; N 170; que hacen que el arranque de los mismos sea completamente rectilíneo en algunos casos, o que se presenten compartimentados a diferentes cotas.

Los glacis mejor desarrollados son los correspondientes en la segunda generación, y constituyen las vertientes de enlace entre antiguas terrazas y la red secundaria instalada con posterioridad a estas últimas.

Con relación a los glacis más recientes aparecen en general al pie de la Sierra estando su knick fosilizado por los coluviones más recientes que descienden del relieve.

4. HISTORIA GEOLOGICA

Como hemos visto en el apartado de estratigrafía, la serie paleozoica existente en la hoja, coluviones son los sedimentos pizarrosos de Ordovícico Superior.

Con el fin de dar una mejor visión regional de la evolución de la cuenca, hemos creído oportuno añadir las características sedimentarias de toda la serie paleozoica hasta el Carbonífero Inferior a partir del cual se intruyen las rocas ígneas y se produce la primera fase de deformación Hercínica.

Para ello se han tomado las características regionales desde el Silúrico Superior al Carbonífero Inferior, obtenidas de los trabajos de MAGNA realizados por MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1980) y TENA DAVILA RUIZ, M. (1980) en los Sinclinales de la Sierra de S. Pedro y Cáceres respectivamente, situados al Sur de esta zona de estudio.

Durante el Precámbrico Superior tiene lugar la sedimentación de los materiales más antiguos que se depositaron sobre una corteza silíceo erosionada e inmediatamente después de una fase distensiva (VEGAS et al 1977). Esta serie correspondería al denominado Complejo Esquisto Grauváquico.

Estos depósitos se acumulan de una forma continua dentro de un ambiente marino profundo caracterizado por la existencia de secuencias turbidíticas que se pueden relacionar con aparatos de sedimentación de abanicos aluviales que evolucionan a ambientes de plataforma marina somera, como se pone de manifiesto en la existencia de niveles microconglomeráticos y cuarcíticos (Río Alagón, hoja n° 10-25 Coria).

Sobre el C.E.G. se habría depositado una serie detrítica de edad Cámbrico Inf.-Med., no presente en la zona por efecto de la fase Sárdica, y que tiene su representación más próxima hacia el N. en la Peña de Francia, al E. en el Sinclinal de Guadarranque y al S. en las proximidades de Alburquerque.

Esta facie Sárdica se produce después del Cámbrico Medio y daría lugar a suaves pliegues de dirección NE-SO, al mismo tiempo que va acompañada o seguida por una fase erosiva importante. Según MORENO et al (1976), la discordancia Sárdica debe ser al menos anterior al Tremadoc Inferior.

El comienzo de la sedimentación ordovícica se caracteriza por la aparición de depósitos propios de una plataforma marina somera detrítica formada por cuarcitas, areniscas y pizarras en donde son abundantes los niveles bioturbados y las pistas orgánicas. Le sigue una discordancia intraordovícica ya mencionada por LOTZE (1969) que se puede observar en diversos puntos de la Sierra hacia Portugal (Hojas n° 10-25, 11-25 y 11-26) (Coria, Torrejoncillo y Cañaverál respectivamente).

Sobre ellos se deposita una serie conglomerática de carácter aluvial que implica una importante regresión, emersión y laguna que sólo aparece en el Alto de la Silleta (hoja n° 11-26 Cañaverál), y que podrían tener su equivalencia en los niveles conglomeráticos rojizos existentes en algunos puntos del flanco Sur del Sinclinal de la Sierra de S. Pedro (Hoja n° 10-28 Arroyo de la Luz) MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1980).

La transgresión marina posterior afecta ya a toda el área. El resto de los materiales que constituye el conjunto del Ordovícico, formado por cuarcitas, areniscas y pizarras, se caracteriza por su depósito de forma

continúa en un medio de plataforma marina somera relativamente estable. Hacia el Ordovícico Superior la plataforma se inestabiliza cambiando también el carácter de los depósitos, estando sometida también a la acción de corrientes y aumentando la pendiente.

La sedimentación del Silúrico se inicia con la aparición de cuarcitas originada en una plataforma somera con aportes detríticos groseros, a partir de la cual se registra una tranquilidad relativa de la cuenca depositándose fundamentalmente pizarras. Es en esta última época cuando tiene lugar un volcanismo que interestratifica materiales tuffíticos (Hojas n° 12-25 y 12-26 Malpartida de Plasencia y Serradilla respectivamente).

La serie detrítica continúa en el Silúrico Superior y Devónico, en donde se ponen de manifiesto diversas variaciones en la profundidad que origina los distintos tramos pizarrosos y/o cuarcíticos. Es en estos términos donde se encuentran mejor desarrolladas las estructuras sedimentarias, tanto orgánicas como inorgánicas.

La diferencia de potencias observadas entre las zonas de Cáceres y la Sierra de S. Pedro, hace pensar en el levantamiento de la cuenca que conllevaría la no deposición de materiales, o bien que arrasaría gran parte de los sedimentos devónicos, que si están presentes en el Sinclinal de la Sierra de S. Pedro. Ahora bien, esta supuesta fase erosiva no se ha detectado en ninguno de los cortes realizados.

Hacia el techo de la serie devónica aparecen intercalaciones de rocas subvolcánicas que van a tener su gran desarrollo durante el Carbonífero Inferior (Tournaisiense) con la presencia de tobas, coladas y diques (zonas de la Sierra de S. Pedro y Cáceres) que aparecen interestratificadas con sedimentos detríticos que intercalan a su vez, depósitos calcáreos.

Seguidamente la cuenca sufre una importante disminución en la profundidad, depositándose calizas con fauna de Crinoideos en un ambiente arrecifal. A continuación la cuenca vuelve a adquirir mayores profundidades, dando lugar a depósitos pizarrosos de características distales.

Todos estos materiales paleozoicos, hasta el Carbonífero Inferior, y anteordovícicos serán deformados por la Orogenia Hercínica que en sucesivas etapas produce micro y macro estructuras, así como fracturas paralelas y oblicuas a ellas. Aparte, y durante la deformación más intensa se produce un metamorfismo regional de bajo grado.

Con posterioridad, y antes de los últimos movimientos que van a originar las fracturas transversales a las estructuras mayores, tiene lugar la intrusión del batolito de Cabeza de Araya, Acim y Zarza la Mayor, que produce un metamorfismo de contacto que afecta tanto a los materiales anteordovícicos como a la serie paleozoica, hasta el Carbonífero Inferior (Sinclinal de Cáceres).

A continuación y como hecho estructural más relevante, se produce la

falla senestra de Alentejo-Plasencia que produce desplazamientos horizontales de hasta 3 km.

A partir del Carbonífero el área se encuentra emergida y es en el Terciario cuando tiene lugar la sedimentación de los depósitos continentales en cuencas muy restringidas y próximas entre sí. Estas son las que hemos denominado: Coria, detríticos asociados a la falla de Plasencia, Talaván-Torrejón el Rubio, Moraleja y Tiétar de las cuáles sólo las tres primeras se encuentran presentes en la hoja que nos ocupa.

El relleno de las cuencas terciarias en esta zona se realizan en condiciones continentales por medio de sistemas aluviales y fluviales. No existen evidencias paleontológicas para fijar su comienzo que se pueda establecer no obstante simultáneamente al relleno de la gran depresión del Tajo.

Los relieves previos, su naturaleza litológica, el tipo y grado de alteración, van a condicionar el tipo de sedimentación registrados en ellas. La naturaleza de las áreas madres responde a tres conjuntos litológicos: El Complejo Esquisto-Grauváquico, el conjunto Paleozoico y los plutones graníticos.

El primero proporciona sedimentos arcilloso-fangosos e incluso conglomerados de cantos de esquisto y cuarzo y más raramente areniscas. El segundo proporciona fundamentalmente cantos cuarcíticos, arenas y fangos y el tercero condiciona la sedimentación de areniscas feldespáticas.

En conjunto las cuencas responden a un modelo de relleno centrípeto procediendo los sedimentos de los relieves marginales. La orografía previa va a condicionar también la distribución de sedimentos. Dentro de este esquema general, de acuerdo con su estilo tectónico, se pueden clasificar en dos grupos. En el primero el relleno está ligado al menos en uno de sus bordes a la evolución de una falla cuyo plano elevado limita la depresión. Es el caso de las cuencas de Coria, Tajo (SW de Cañaverál) y Moraleja. Sus ejes se alinean más o menos paralelos a los accidentes que las limitan. En el segundo tipo el relleno no se relaciona directamente con accidentes, sino que responde más bien a un hecho paleomorfológico. Es el caso de las Cuencas de Talaván-Torrejón el Rubio y Tiétar.

La representación más baja del relleno terciario tiene lugar en el sector centro oriental de la cuenca de Coria, estando representado por depósitos propios de un sistema fluvial de procedencia Norte. Este sistema evoluciona en vertical hacia condiciones con características más distales probablemente lacustres. El relleno en el sector SO el sistema fluvial tiene características mucho más proximales y los aportes proceden del sur. Este sector estaría separado en dos zonas por los relieves del sinclinal de Cañaverál que condicionarían la existencia de depósitos de pendiente e incluso «debris flow» previas a la instalación del sistema fluvial.

En el relleno de la Cuenca de Talaván-Torrejón el Rubio se pueden dis-

tinguir dos etapas. La primera representada por sedimentos fluviales cuya naturaleza litológica permite relacionarlos con el desmantelamiento de un zócalo profundamente alterado y su depósito en una cuenca endorreica. Durante la segunda etapa el relleno es expansivo con respecto a la etapa anterior y al mismo tiempo cambia la naturaleza de los materiales aportados que podría relacionarse con relieves menos alterados y/o en estado de rejuvenecimiento. Durante esta etapa es posible que se estableciera la comunicación con la cuenca del Tiétar que recibe sus aportes de las áreas graníticas de la Sierra de Gredos.

El sector de Moraleja representa un relleno fluvial cuya procedencia es del oeste, controlado en parte por los relieves de la sierra paleozoica que llegan a dar al sistema aportes laterales.

En los depósitos detríticos del Tajo ligados al dique de Plasencia y fallas asociadas, debido a su configuración no llega a desarrollarse un verdadero sistema fluvial, siendo depósitos de «debris flow» ligados a un sistema de fracturas.

Finalmente el establecimiento de la historia evolutiva simultánea de todas estas cuencas, dada la ausencia de un control paleontológico, podría hacerse en base a los filosilicatos presentes. En este sentido es muy probable la existencia de una primera etapa de relleno común en las cuencas de Moraleja (sector de Zarza) y de Talaván-Torrejón el Rubio, caracterizada por la existencia de palygorskita y una segunda etapa controlada en las cuencas de Talaván-Torrejón el Rubio, Moraleja (sector de Zarza) y Coria donde no se ha detectado la palygorskita.

Las sucesivas etapas erosivas y el posterior encajamiento de la red hidrográfica, van a configurar en el Cuaternario la actual morfología de la Hoja.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA

Las únicas explotaciones mineras actuales dentro del marco de la Hoja de Serradilla son las de atapulgita, situada en el término municipal de Torrejón-El Rubio. Se trata de formaciones estratiformes de posible edad miocena que constituyen la base de los depósitos terciarios en la Hoja. Las explotaciones se realizan en general a cielo abierto.

Aparte, cabe mencionar los indicios existentes de caolín, también de características estratiformes cuya génesis parece corresponder a procesos de alteración.

5.2. CANTERAS

No existen explotaciones para uso industrial, dentro del ámbito de la presente Hoja. Únicamente cabe señalar las explotaciones puntuales de gravas y arenas en los niveles de terrazas y en los depósitos de raña, para uso como áridos.

5.3. HIDROLOGIA

La zona ocupada por la presente Hoja pertenece a la cuenca del río Tajo, el cual discurre por la zona septentrional formando parte, en la actualidad del vaso de la presa de Alcántara.

Desde el punto de vista hidrogeológico cabe distinguir una serie de materiales de diferente comportamiento.

a) *Sedimentos precámbricos* del C.X.G. con permeabilidad muy baja o nula, tanto por porosidad como por fracturación, ya que aunque esta puede ser importante, las discontinuidades suelen presentarse selladas.

En consecuencia, aparte de las fuentes existentes, siempre de escaso caudal, no será posible en principio alumbrar aguas subterráneas, por lo que, debido a la importante escorrentía superficial, resultado de la baja permeabilidad, la forma más común de almacenamiento de agua, sobre todo con fines ganaderos, es la construcción de pequeñas presas de tierra en zonas de vaguada o de regatos.

b) *Sedimentos paleozoicos*. Ofrecen escaso interés debido principalmente a sus características litológicas que imprimen al conjunto de estos materiales una permeabilidad baja o nula.

No obstante, debido a la existencia de una serie de fracturas, tanto transversales como longitudinales a la estructura general, cualquier investigación con el fin de alumbrar aguas subterráneas deberá dar preferencia a estas zonas fracturadas.

c) *Sedimentos terciarios*. Dentro de estos depósitos los que en principio ofrecen mayor posibilidad para el almacenamiento de agua subterránea son los pertenecientes a la cuenca de Talaván-Torrejón El Rubio, que constituirían un acuífero colgado cuya base sería, en unos casos las arcillas de la unidad inferior (8) o bien los materiales del C.E.G. No obstante, la escasa profusión de fuentes en las proximidades de dichos contactos, o al menos relacionados con él, hace pensar en una compactación de los sedimentos en profundidad, lo que haría disminuir en gran manera la porosidad que se observa en superficie.

d) *Depósitos cuaternarios*. Se pueden distinguir dos tipos preferentemente: derrubios de ladera y terrazas.

En los primeros, localizados, los de mayor entidad adosados a los relieves paleozoicos, existen fuentes de pequeño caudal. Sin embargo, debido a la escasa potencia de estos sedimentos y a su geometría, cualquier captación, solo serviría para abastecimientos rurales de escasa importancia.

Por lo que se refiere a los depósitos de terraza es de resaltar el escaso interés que ofrecen debido, sobre todo, a su reducida potencia y escasa capacidad de recarga.

6. BIBLIOGRAFIA

- ALIA MEDINA, M. (1963): Rasgos estructurales de la Baja Extremadura. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.* (G) 61 247-262.
- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTINEZ CATALAN, J.R.; MARTINEZ GARCIA, E. (1973): Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el Noroeste y centro de la Península Ibérica (Galicia Central, Zamora y Salamanca). *Separata de Studia Geológica* VI, págs. 29-48.
- ALVARADO, A. y HERNANDEZ-PACHECO, F. (1951): Hoja n° 701 (Valencia de Alcántara). *Inst. Geol. Min. de España*. E 1/50.000.
- ARRIBAS, A. (1963): Mineralogía y Metalogía de los yacimientos españoles de uranio Valderrascón (Alburquerque). *Separata de Notas y Comun. de Instit. Geol. y Minero de España*. Núm. 70 (p.p. 5-23).
- BARD, J.P. (1966): Quelques précisions sur la litologie du silurien de la region d'Aracena (Huelva-Espagne). *Notas y com. Inst. Geol. y Min. de España*, n° 83, p.p. 93-98.
- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R. ET MATTE, Ph. (1971): La structure de la chaine hercynienne de la Meseta Ibérique; comparaison avec les segments voisins. *Histoire structurale du golfe de Gascogne*. Tome 1.
- BARD, J.P. CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph. y RIBEIRO, A. (1973): Geotectonic model for the Iberian Variscan orogen. *Nature Physical Science*. V. 241. January 15.
- BASCONES ALVIRA, L y MARTIN HERRERO, D. (1978): Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2ª Serie. Hoja n° 674-675 (7-27/8-27) Sever-Santiago de Alcántara. IGME.
- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D. y CORRETGE CASTAÑÓN, L.G. (1980): Mapa Geológico de España. E. 1/50.000, 2ª Serie. Hoja n° 676 (9-27) Membrío. IGME.

- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO y CORRETGE CASTAÑÓN, L.G. (1981): Mapa Geológico de España, E. 1/50.000, 2ª Serie, Hoja nº 678 (11-27) Casar de Cáceres. *IGME*.
- BEA, F. (1976): *Anomalía geoquímica de los granitoides calcoalcalinos hercínicos de área Cáceres-Salamanca-Zamora (España). Implicaciones petrogenéticas. Separata de Studia Geológica XI* págs. 25-73. Salamanca.
- BOUMA, A.H. (1962): *Sedimentology of zone flysch deposits*. Elsevin, Amsterdam. 168 p.p.
- BOUYX, E. (1962): La edad de los esquistos de la Alcudía. *Separata de notas y comunicaciones del Inst. Geol. y Min. de España*. nº 66 (p.p. 197-200).
- BOUYX, E. (1964): Extensión de los terrenos ante-ordovicenses del sur de Ciudad Real (España Meridional). *Separata de Notas y Comunicaciones del Inst. Geol. y Minero de España*, nº 76 (p.p. 249-254).
- BOUYX, E. (1970): Contribution a l'étude des formations Ante-Ordoviennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz). *Mem. del Inst. Geol. y Min. de España*.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ ELORZA, M.; VEGAS, P. (1971): Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del Este de la Prov. de Cáceres. *Bol. Geol. y Min.* t. 82 Fasc. 2.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950): Quelques remarques sur la tectonique du Portugal. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 8, p. 193-206.
- CLOOS, H. (1925): Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik), *Gebrüder Borntraeger*, Berlin.
- COTELO NEIVA, J.M. & LIMPO DE FARIA, F. (1955): Granitos de afloramiento de Castelo Branco. Idanha a Nova e Gardunha. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal-Lisboa*. XXXVI, 53-66.
- CORRETGE, L.G. (1970): Contribución para el conocimiento del batolito Cabeza de Araya (Cáceres. España). El microgranito granatífero cordierítico con megacrístales feldespáticos. *Studia Geologica III*, 43-65.
- CORRETGE, L.G. (1971): Estudio petrológico del batolito de Cabeza Araya (Cáceres). Tesis doctoral. U. de Salamanca.
- CORRETGE, L.G.; BASCONES ALVIRA, L. y MARTIN HERRERO, D. (1981): Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2ª serie. Hoja nº 648 (9-26) Alcántara. *IGME*.
- CORRETGE, G. y GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1971): Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal de Cañaverál y la Sierra de San Pedro (Cáceres). *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*. Tomo I, Sección I (Geología). E-1-17.

- CORRETGE CASTAÑÓN, L.G.; MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA L. (1981): Mapa geológico de España. E 1/50.000; 2ª Serie. Hoja n° 649 (10-26). Garrovillas. IGME.
- CORRETGE CASTAÑÓN, L.G.; MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA L. (1981): Mapa geológico de España E 1/50.000; 2ª Serie. Hoja n° 677 (10-27). Brozas, IGME.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANOCLAUDE, P.; MARCHAL M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 . Diagram and major element analyses its relationships with current nomenclature.
- EGOZCUE, D.J. y MALLADA, D.L. (1976): Memoria Geológica-Minera de la Provincia de Cáceres. *Imprenta de Manuel Tello*. Madrid.
- FLOOR, P. (1970): Session de travail consacrée a la subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le nord-ouest penninsulaire. *Bol. Geol. Min.* T. LXXXI-II-III p.p. 245-248.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1963): El dique diabásico del Norte de Extremadura. *Notas y coms. Instit. Geol. de España*. n° 69 (p.p. 43-78).
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1965): La continuación hacia el SW del dique básico de Plasencia (Cáceres). *Notas y comens. Instit. Geol. y Min. de España*, n° 77 (129-164).
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1970): La existencia de pliegues en el complejo esquistoso-grauváquico de la provincia de Salamanca. *Acta Geológica Hispánica*, T. V. pág. 105-108.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1971): Una estructura interesante: el sinclinal Ordovícico-Silúrico de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros. *Separata de Studia Geológica*, II, pág. 45-46.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C.; CORRETGE, L.G.; BEA, F. (1974): El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos. *Boletín Geológico y Minero*. T. LXXXV-III.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. y UGIDOS MEANA, J.M. (1971): Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal Sequeros-Ahigal de los Aceiteros y Cañaverál (provincias de Salamanca y Cáceres). *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*. Tomo I, Sección 1 (Geología). E 1-18.
- GIL CID, M.D.; GUTIERREZ ELORZA, M.; ROMARIZ, C.; VEGAS, R. (1977): El Ordovícico y Silúrico del Sinclinal de Guadarranque Gualija (Prov. de Cáceres, España). *Faixa Piritosa Ibérica*. Lisboa, 1977.
- GONÇALVES, C. y TEIXEIRA LOPES, J.V. (1971): Jazigo de uranio de Nisa. Aspectos geologicos de sua descoberta e Valorização. *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*. Tommo II. Sección 4. Investigación Minera. P-4-23.

- GUMIEL, P. (1980): Essai sur la classification typologique des principaux gisements de Sn-W d'Extremadura (Espagne). *Chronique Recher. Minier.*
- GUMIEL, P.; ARRIBAS, A. y SAAVEDRA, J. (1976): Geología y metalogenia del yacimiento de Estibina-Scheelita de San Antonio, Alburquerque (Badajoz). *Studia Geologia* X, p. 61-93.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971): Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E. de la provincia de Cáceres. *Est. Geolog.* vol. XVII, p.p. 177-78.
- HAMMANN, W. (1974): Phacopina und cheirurina (Tribobita) aus dem Ordovizium von Spanien. *Senckenbergiera lethaea*, 55 (1-5), pág. 1-151, 42 figs.-texto, 2 tablas, 12 lám. Frankfurt am Main.
- HAMMAN, W. y HENRY, J.L. (1978): Quelques speas de *Calymenella*, *Eohomalonotus* et *Kerforrella* (Trilobita, Phychopariida) de l'Ordovicien du Massif Armoricain et de la Peninsule Iberique. *Senckenbergiera lethaea*, 59 (4-6) págs. 401-429. Frankfurt am Mein.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1933): Bosquejo preliminar de las comarcas geográficas de Extremadura. *Pub. Inst. Reforma Agraria*. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1934): Síntesis fisiográfica y geológica de España. *Trab. Museo NSac. Cienc. Nat. Serv. Geol.* n° 38.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1939): Las sierras centrales de la Extremadura. *Las ciencias* año IV, n° 2. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1954): Ensayo sobre tectónica paleozoica en Extremadura. *Publicaciones del Cons. Sup. de Invest. Cient. Real Sociedad Española de Historia Natural*. Tomo extraordinario. Homenaje a Eduardo Hernández Pacheco, p.p. 387-413. Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1958): Datos Geotectónicos de la Extremadura Central. *Separata de Notas y Comun. del Inst. Geol. y Minero de España*. II Trimestre n° 50 (p.p. 329-344).
- HURTADO FERNANDEZ, A. (1971): Memoria de la hoja n° 51 del Mapa Nacional de Síntesis Geológica a Escala 1:200.000. *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*. Tomo I, Sección 1 (Geología). E-1-22.
- I.G.M.E. (1971): *Mapa Geológico E. 1/200.000* n° 2-7. Valencia de Alcántara.
- I.G.M.E. (1971): *Mapa Geológico E. 1/200.000* n° 3-7. Cáceres.
- I.G.M.E. (1975): *Proyecto de Investigación Geológico-Minera de la Zona de Malpartida de Cáceres*.
- JULIVERT, M.; FONTBÔTE, J.M.; RIBEIRO, D. y CONDE, L. (1974): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1/1.000.000. *Servicio Publicaciones IGME*.

- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J. (1974): Nuevos datos sobre el ordovícico del sinclinal de Guadarranque (Cáceres). *Separata de Breviora, Geológica Astúrica*, Año XVIII, Oviedo, n° 4, pág. 57.
- KELCH (1957): Stratigraphie und Tectonik der zentralen. Extremadura im Bereich der westlichen. Sierra de San Pedro (Spanien). *Munster* 1977.
- LAVES, F. & SOLDATOS, K. (1963): Die Albit-Mikroklin Orientierungs-Beziehungen in Mikroklinperthiten und deren genetische Dentung. 2. *Krist.* 129, 69-102.
- LOTZE, F. (1945): Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Messeta. *Geotekt. Forsch.* 6, 78-92.
- LOTZE, F. (1960): El precámbrico de España. *Notas y com. Inst. Geol. y Min.* n° 60. Pág. 227-240.
- LOTZE, F. (1969): El Cámbrico de España. 1ª parte, I.G.M.E.
- MARTIN ESCORZA, C. (1976): Las capas de transición, Cámbrico inferior y otras series preordovícicas (Cámbrico Superior), en los Montes de Toledo surorientales: sus implicaciones geotectónicas. *Estudios geol.*, 32, 591-613.
- MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1978): Mapa Geológico de España, E. 1/50.000. 2ª Serie. Hoja n° 702 (9-28). S. Vicente de Alcántara. *I.G.M.E.*
- MARTIN HERRERO, D; BASCONES ALVIRA, L. y CORRETEGE CASTAÑÓN, L.G. (1980): Mapa Geológico de España. E. 1/50.000. 2ª Serie. Hoja n° 703 (10-28). Arroyo de la Luz. *I.G.M.E.*
- MATTE, P.; RIBEIRO, A. (1975): Forme et orientation de l'ellipsoïde de deformation dans la virgation Hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypotheses sur la general de l'arc Ibero-armoricain. *C.R. Acad. Sc. Paris. t. 280* (30 junio, 1975).
- MENDES, F. (1967-1968): Theses - 1ª T. Contribution a l'étude géochronologique para la méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal. *Bol. Mus. e Labor Minl. e Geol. de Fta. de Ciencias.* Vol. 11°. Fac. 1°.
- MIALL, A.D. (1977): Fluvial sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologist, Calgary, Alberta, Canadá.
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1972): A simple classification of volcanic Rocks. *Bull. Volcanol.* 36,2, 382-397.
- MIYASHIRO, A. (1975): Classification, characteristics and origin of ophiolites. *Journal of geology*, 83, 249-281.
- MONTEIRO PENHA (1973): Caracteres metalogenéticos de los yacimientos intragraníticos especiales de uranio. Tesis doctoral Universidad de Salamanca.

- M.O.P.U. (1978): *Estudio de los recursos hidráulicos de la M.I. del río Tajo (entre los ríos Gualija y Alburreal)*. Cáceres.
- MORENO, F. (1975): Olistostromas, fangoconglomerados y Slump folds. Distribución de facies de las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el anticlinal de Valdelacasa, provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real. *Separata de Estudios Geológicos*, vol. XXXI, p.p. 249-260. Agosto 1975.
- MORENO SERRANO, F. (1975): Las deformaciones anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa. *Boletín Geológico y Minero*, T. LXXXV-IV (396-400). Geología.
- MORENO, F.; VEGAS, R.; MARCOS A. (1976): Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia «sárdica» en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España). *Breviora Geol. Astúrica*. Año XX, nº 1. Oviedo.
- MUTTI, E. y RICCI LUCHI, F. (1975): Turbidite facies and facies association in examples of turbidite facies and associations from selected formations. IX Intec. Congr. Sedim. Libro Guía de Excursiones A-11, p.p. 21-36 NICE (Italia).
- OEN ING SOEN (1970): Granite intrusion Folding and Metamorphisme in Central northern Portugal. *Bol. Geol. Espa.* 1970/76. T. 81, nº 2.
- PARGA, J.R. (1969): Sistema de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Trabajo de Lab. de Lage*. nº 37. p. 1-15.
- PARGA, J.R. (1971): Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia de Eocámbrico en el Macizo Hespérico. Trabajos del Lab. Geol. de Lage nº 40. *Bol. Geol. y Min.*, t. 82, fasc. III y IV págs. 234-238.
- PARGA, J.R.; VEGAS, R. (1971): El Precámbrico en el cinturón hercínico de la Península Ibérica. *Separata Real Sociedad Española de Historia Natural*. Volumen extraordinario del primer centenario. Tomo I (1891-1971).
- PEREZ REGODON, J. y SOS BAYNAT, V. (1963): Mapa geológico de España. E. 1/50.000. Hoja nº 650, Cañaverál. *I.G.M.E.*
- RAMIREZ Y RAMIREZ, E. (1955): El sinclinal del Guadarranque, (Cáceres). Contribución al estudio de la estratigrafía del Silúrico hispano. *Estudios Geológicos*, núms. 27 y 28 (Tomo XI). Madrid.
- RODRIGUEZ ALONSO, M^a DOLORES (1982): Contribución al conocimiento del C.E.G. en el sector occidental del Sistema Central español (Las Hurdes y Sierra de Gata). Tesis doctoral inédita. Universidad de Salamanca.
- ROSO DE LUNA, I. y HERNANDEZ PACHECO (1941): Mapa Geológico. E. 1/50.000. Hoja nº 702. S. Vicente de Alcántara. *I.G.M.E.*

- SCHMIDT TOME, P. (1950): Basamento paleozoico y cobertura en la parte occidental de la España Central. (Prov. de Salamanca y Cáceres). *Public. extranjeras sobre Geología de España*. t. V. Madrid.
- SCHMIDT, H.J. (1957): Stratigraphie und Tektonik des nordlichen. Extremadura im Bereich der Flüsse Tajo und Alagon (Spanien). *Munster*, Junio 1977.
- SCHOTT, J.J.; MONTIGNY, R. & THVIZAT, R. (1981): Paleomagnetism and potassium-argon age of the Messejana Dike (Portugal and Spain): angular limitations to the rotation of the Iberian Peninsula since Middle Jurassic. *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 457-470.
- SOS BAYNAT, V. (1956): Geología y Morfología de las Sierras de las Villuercas (Cáceres). *Estudios Geográficos*. Año XVII, n° 64. Tomo II.
- SOS BAYNAT, V. (1958): La tectónica del Puerto de las Camellas (Cáceres) y la edad de las pizarras basales. *Separata de Notas y Comun. del Instituto Geol. y Minero de España II*. Trimestre, n° 50, (p.p. 195-233).
- TEIXEIRA, C. y THADEU (1969): El Devónico en Portugal. *Bol. R. Sc. Esp.* H.N.Y. 67, n° 2. Reseña de H.P. 1969.
- TEMPLADO D. y ALVARADO, A. (1946): Mapa Geológico Nacional, E. 1/50.000. Hoja n° 703. (Arroyo de la Luz) I.G.M.E.
- TENA-DAVILA RUIZ, M. y CORRETGE CASTAÑON, L.G. (1980): Mapa Geológico de España. E. 1/50.000, 2ª Serie. Hoja n° 704 (11-28) Cáceres. I.G.M.E.
- THADEU, O. (1957): Geología y jaziyos de Chumbo e Zinco de Beira Baixa. *Boll. Soc. Geol. de Portugal*. IX 1-144.
- TORRE DE ASUNÇAO, C. (1969): Sur la pétrographie du Complexe des schistes et grauvacoes ante-ordoviciens (Tras-Os-Montes), *Separata do Tomo LII das Comunicações dos Serços Geológicos de Portugal*.
- UGIDOS, J.M. (1976): Significado Petrológico de cordierita, sillimanita y andalucita en migmatitas y granitos de Plasencia-Béjar y áreas adyacentes (Salamanca-Cáceres). *Separata de Studia Geológica*, X pág. 31-43. Salamanca, 1976.
- VEGAS, R. (1970): Formaciones precámbricas de la Sierra Morena occidental. Relación con las series anteordovícicas de Almadén, Don Benito y Cáceres. *Est. Geológ.* Vol. XXVI. p.p. 225-231, n° 3.
- VEGAS, R. (1971): Precisiones sobre el cámbrico del Centro y S. de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcudia y en las Sierras de Cáceres y N. de Badajoz. *Est. Geol.* Vol. XXVII, p.p. 419-425. Octubre 1971.
- VEGAS, R. (1971): Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena occidental y las Sierras del N. de la prov. de Cáceres (Extremadura española), *Bol. Geol. Min. de Esp.* T. 82, p. 351-358.

- VEGAS, R. (1974): Repartición de las series anteordovícicas del S.O. de España *Bol. Geol. y Minero*. Tomo 85 (2); Págs. 157-170.
- VEGAS, R.; ROIG, J.M. y MORENO, F. (1977): Significado del complejo esquisto grauváquico en relación con otras series «prearening» de España Central. *Studia Geológica*. XII p. 207-215.



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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA