



IGME

650

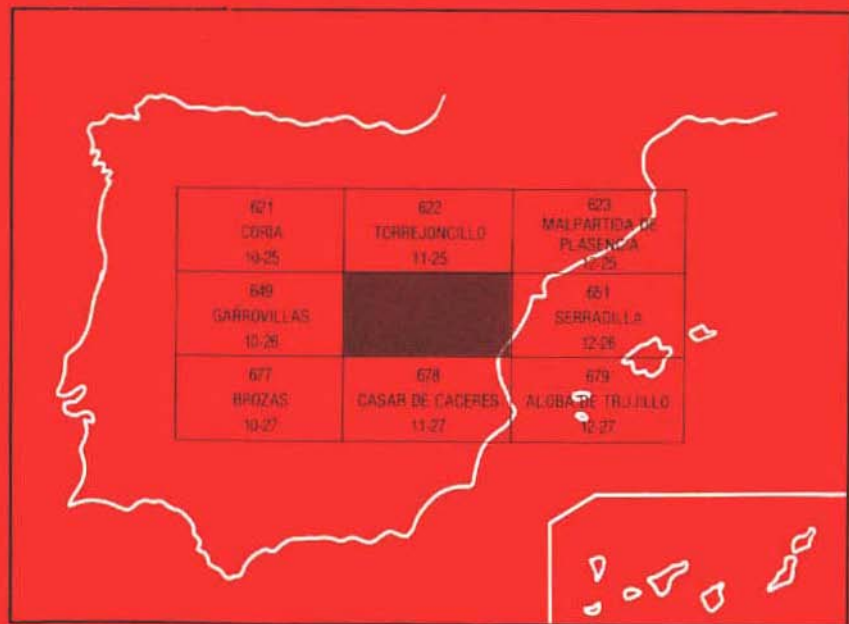
11-26

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CAÑAVERAL

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CAÑAVERAL

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.

CORRETGE CASTAÑÓN, L.G. (Rocas Igneas)

COLABORACIONES

- Geología estructural: González Lodeiro y Martínez Catalán de los Deptos. de Geología Interna de las U. de Granada y Salamanca, respectivamente.
- Sedimentología: Carballeira Cueto J., del Depto. de Estratigrafía de la U. de Salamanca.
- Cuaternario y Geomorfología: Zazo, C. y Goy Goy J.L. del Depto. de Geología Externa de la U. de Madrid.
- Petrográficas: Corretge, L.G.; Suárez, O.; Cuesta, A.; Galán, G.; Gallas-tegui, G. y Rodríguez, I. del Depto. de Petrología de la U. de Oviedo.
- Micropaleontología: Liñan, E. y Palacios, T. del Depto. de Paleontología de la U. de Zaragoza y Badajoz respectivamente.

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 complementaria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Análisis químicos.
- Informes petrológicos y micropaleontológicos.
- Fichas bibliográficas.
- Álbum fotográfico.

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

INDICE

	Págs.
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>Pizarras, areniscas y cuarcitas</i>	10
1.2.2. Conglomerados	11
1.2.2.1. <i>Cuarcitas. Cuarcita armoricana</i>	11
1.2.3. Ordovícico Medio	15
1.2.3.1. <i>Pizarras con intercalaciones de cuarcitas</i>	15
1.2.4. Ordovícico Medio-Superior	17
1.2.4.1. <i>Cuarcitas</i>	17
1.2.5. Ordovícico Superior	20
1.2.5.1. <i>Pizarras</i>	20
1.3. ROCAS PLUTONICAS	23
1.3.1. Batolito de Cabeza Araya s.str.	23
1.3.1.1. <i>Granitos biotíticos-moscovíticos son megacrístales feldespáticos</i>	23
1.3.1.2. <i>Microgranitos granatíferos con megacrístales feldespáticos</i>	25
1.3.2. Granitos moscovíticos turmaliníferos	26
1.4. ROCAS FILONIANAS	27
1.4.1. Aplitas	27
1.4.2. Cuarzo	27
1.4.3. Diabasas	27
1.4.3.1. <i>Diabasas y lamprófidos</i>	27
1.4.3.2. <i>Dique toleítico Alentejo-Plasencia (diabasas y grabos)</i>	28
1.5. ROCAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO	30
1.5.1. Pizarras mosqueadas y pizarras nodulosas y cornubianitas	30
1.6. Terciario	30
1.6.1. Mioceno	31
1.6.1.1. <i>Conglomerados (brechas) (Cuenca de Coria)</i>	31
1.6.1.2. <i>Arcosas, arcillas y conglomerados (Cuenca de Coria, Sector II)</i>	33
1.6.1.3. <i>Arenas y conglomerados (Sedimentos asociados a la falla de Plasencia)</i>	34
1.6.1.4. <i>Arcosas (Cuenca de Talaván-Torrejón el Rubio)</i> ...	34
1.7. PLIO-CUATERNARIO	34
1.7.1. Cantos redondeados y subredondeados cuarcíticos en una matriz arcillo-arenosa roja. «Rana»	34
1.8. CUATERNARIO	35
1.8.1. Pleistoceno Inferior	35
1.8.1.1. <i>Cantos redondeados de cuarcita, arenista y cuarzo con matriz arenosa. Terrazas</i>	35
1.8.1.2. <i>Cantos cuarcíticos subredondeados con matriz arcillo-arenosa rojiza. Conos aluviales</i>	36
1.8.2. Pleistoceno Medio	36
1.8.2.1. <i>Cantos redondeados de cuarcita, arenisca y cuarzo con matriz arenosa. Terrazas</i>	36

	Págs.
1.8.2.2. <i>Cantos cuarcíticos subredondeados con matriz arcillo-arenosa rojiza. Conos aluviales</i>	36
1.8.2.3. <i>Cantos cuarcíticos subangulosos con matriz arcillo-arenosa roja. Glacis de vertiente</i>	36
1.8.2.4. <i>Cantos de cuarcita subredondeados con matriz arcillo-arenosa roja. Glacis de cobertura</i>	35
1.8.3. Pleistoceno Superior	37
1.8.3.1. <i>Cantos cuarcíticos subangulosos con matriz arcillo-arenosa roja. Glacis de vertiente</i>	37
1.8.3.2. <i>Cantos cuarcíticos subredondeados con matriz arcillo-arenosa rojiza. Conos aluviales</i>	37
1.8.3.3. <i>Bloques y cantos de cuarcitas y areniscas empastados en una matriz areno-arcillosa. Coluvión</i>	37
1.8.4. Holoceno	37
1.8.4.1. <i>Cantos cuarcíticos subangulosos en matriz arcillo-arenosa roja. Glacis de vertiente</i>	37
1.8.4.2. <i>Cantos cuarcíticos redondeados empastados en una matriz areno-arcillosa. Coluvión</i>	38
1.8.4.3. <i>Cantos, arenas y arcillas. Aluvial</i>	38
2. TECTONICA	38
2.1. INTRODUCCION	38
2.2. PLIEGUES SARDICOS	39
2.3. ESTRUCTURAS HERCINICAS	40
2.3.1. Pliegues	40
2.3.1.1. <i>Pliegues de la primera fase Hercínica</i>	40
2.3.1.2. <i>Pliegues tardihercínicos</i>	41
2.3.2. Esquistosidades	42
2.3.2.1. <i>Esquistosidad de primera fase hercínica</i>	42
2.3.2.2. <i>Esquistosidad tardihercínica</i>	43
2.3.3. Lineaciones	43
2.3.3.1. <i>Lineaciones de primera fase hercínica</i>	43
2.3.3.2. <i>Lineaciones tardihercínicas</i>	46
2.3.4. Fracturas	46
4. PETROLOGIA	47
4.1. PETROLOGIA IGNEA	47
4.1.1. Características generales	47
4.1.2. Geoquímica	47
4.1.2.1. <i>Rocas graníticas</i>	47
4.1.2.2. <i>Rocas básicas</i>	48
4.2. PETROLOGIA METAMORFICA	50
4.2.1. Metamorfismo regional	50
4.2.1.1. <i>Relaciones metamorfismo-deformación</i>	50
4.2.2. Metamorfismo de contacto	51
4.2.2.1. <i>Relaciones metamorfismo de contacto-deformación</i>	51
5. HISTORIA GEOLOGICA	51
6. GEOLOGIA ECONOMICA	55
6.1. MINERIA	55
6.2. CANTERAS	55
6.3. HIDROGEOLOGIA	56
7. BIBLIOGRAFIA	57

INTRODUCCION

La Hoja de Cañaveral (n.º 11-26) se encuentra situada en la zona suroccidental de la provincia de Cáceres, siendo sus rasgos geográficos más significativos el río Tajo, que cruza la hoja de Este a Oeste, y que actualmente forma parte del embalse de Alcántara, y la sierra de Cañaveral, situada al norte.

Geológicamente, se encuadra 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 litológico-estratigráfico se distinguen una serie de materiales de origen sedimentario cuyo principal exponente es el denominado Complejo Esquisto Grauvaquico (C.E.G.) de posible edad Precámbrico superior. Aparte, revisten especial interés los sedimentos paleozoicos pertenecientes al Ordovícico que forman las diferentes sierras situadas al Norte de la Hoja, y la cobertera terciario-cuaternaria localizada principalmente el SE y el NW y bordeando las mencionadas sierras.

Finalmente hay que destacar la presencia de rocas graníticas, que se limitan a dos zonas; una de ellas perteneciente al batolito de Cabeza Araya, situado en el extremo suroccidental, y otra, al Norte, que corresponde a la pequeña intrusión ($\approx 3 \text{ Km}^2$) de Pedroso de Acim.

Tectónicamente, y desde el punto de vista regional, la característica más acusada es la existencia de una primera fase de deformación hercínica que origina pliegues de dirección NO-SE a E-W de plano axial subvertical y fallas asociadas sensiblemente paralelas. A continuación tienen lugar movimientos tardihercínicos que serán los responsables de las fracturas de desgarre y de los pliegues de dirección perpendicular u oblicuos a las estructuras de la primera fase. No obstante, con anterioridad a esta primera fase hercínica, tiene lugar otra, posiblemente sárdica, que puede observarse puntualmente en pequeños pliegues, fuera del contexto de la Hoja, cortados por la esquistosidad S_1 (primera fase hercínica), y que en general queda probada por la existencia de lineaciones de intersección L_1 fuertemente inclinadas.

La morfología de la Hoja tiene un relieve muy contrastado presentando las mayores cotas en la zona de sierras paleozoicas, al Norte. La zona central, ocupada por materiales del C.E.G. se caracteriza por el fuerte encajamiento de los cursos de agua. Aparte, se observan amplias superficies desarrolladas sobre los materiales terciarios, en el borde suroriental. Finalmente, los afloramientos graníticos dan dos formas bien definidas: berrocales, en el extremo suroccidental y Tors y superficies de bolos, en los granitos de Acim.

Entre los antecedentes geológicos más recientes cabe mencionar entre otros, los trabajos de LOTZE (1945-1969), FIGUEROLA (1963-1975), PARGA (1970), BOUYX (1970), SOÛ BAYNAT, V. y PEREZ REGODON (1958); Las tesis doctorales de BOCHMAN (1956), KELCH (1957) y SCHMIDT (1957) y las hojas geológicas del plan MAGNA realizados 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 ASSUNCAO 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. (1969-1971) y GARCIA DE FIGUEROLA, CORRETGE y SUAREZ (1971).

1. ESTRATIGRAFIA

La Hoja de Cañaveral (n.º 11-26) está ocupada en más de un 70% por sedimentos anteordovícos pertenecientes al Complejo Esquisto Grauváquico. El resto de la Hoja como ya se mencionó en el apartado de introducción, está ocupado por sedimentos ordovícos, rocas graníticas y materiales terciarios, pertenecientes, estos últimos, a tres cuencas neógenas: Coria, Talaván-Torrejón el Rubio y la de la falla de Plasencia.

1.1. PRECAMBRICO SUPERIOR

1.1.1. Grauvacas, esquistos y pizarras (16)

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 flaser, 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:

— 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 sericíticas-cloríticas con textura grano lepidoblástica (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 más de un 10% de clastos de tamaño limo. Son frecuentes los cuarzos alargados recrystalizados 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 recrystalizada durante la esquistogénesis.

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

— Metapelitas silíceas con textura bandeada y granoblástica con cuarzo como componente principal formando granos de 0,1 a 0,5 mm. de diámetro.

— En menor proporción dentro del conjunto de rocas que constituyen el C.E.G. se distinguen también cuarcitas algo esquistosas formadas por grandes cristales de cuarzo y caracterizadas por una ausencia casi total de matriz.

— 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 paleozóicos del Ordovícico Inferior caracterizados por pizarras, areniscas y cuarcitas.

Finalmente, hay que señalar que esta unidad presenta una importante zona de alteración a escala regional en el contacto con el Paleo-

zoico que imprime unas tonalidades rojizas y violáceas muy características y que en la presente Hoja no se ha visto por estar dicho contacto cubierto por sedimentos cuaternarios.

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 Precámbrica Superior - Cámbrico Inferior.

La posición que a nivel regional y en vertical poseen las facies 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 marino profundo que evoluciona de condiciones próximas a distales, en relación con abanicos submarinos profundos.

Para el estudio palinológico se han seleccionado muestras en un corte realizado a lo largo de la carretera de Cáceres a Plasencia, aprovechando el nuevo trazado sobre el embalse de Alcántara, de las cuales 6 han dado resultados positivos. Estas son:

— Lutitas finamente tableadas de color gris oscuro. Esquistosidad no demasiado penetrativa. Microfósiles bien conservados.

Eomicristidium sp (muy abundante).

Synsphaeridium sp (en racimos).

Pterospermopsimorpha sp.

— Lutitas compactas de color negro que alternan con limolita y lutitas finamente bandeadas. Microfósiles mal conservados.

Eomicristidium sp (escaso).

Synsphaeridium sp.

— Lutitas algo bandeadas de color gris oscuro.

Synsphaeridium sp (en cadenas y aislados)

Trachisphaeridium levís

Protosphaeridium flexosum

Eomicristidium sp

Microfósiles muy escasos.

— Lutitas y grauvacas con fuerte esquistosidad que se refracta.

Synsphaeridium sp

Pterospermopsimorpha sp

Eomicristidium sp (escaso).

— Lutita compacta de color gris oscuro. Algo metamorfizada. Abundante materia orgánica.

Eomicristidium sp

— Lutitas y grauvacas de grano fino, alternando. Color gris y cierta esquistosidad.

Eomicristidium sp (muy escaso).

Synsphaeridium sp indet

El resto de las muestras contiene abundante materia orgánica diseminada no reconocible.

En el corte realizado, las huellas de *metazoos* sobre el sustrato son escasas y corresponden fundamentalmente a pistas endógenas rectilíneas, de anchura variable y recorrido más o menos paralelo a la estratificación.

Los microfósiles vegetales encontrados son:

Eomicristidium sp

Synsphaeridium sp

Pterospermopsimorpha sp

Trachysphaeridium levis

Protosphaeridium flexosum

Las primeras pistas de metazoos comienzan a aparecer en el Rifeense superior, por lo que la edad de las capas no puede ser inferior a este.

Por otra parte, la edad de los microfósiles palinológicos es precámbrica (parte alta del Rifeense medio-Vendiense) por lo que combinando ambos datos podemos datar estas facies como Rifeense Superior-Vendiense.

1.2. PALEOZOICO

Los sedimentos que configuran las diferentes sierras de la Hoja (Portezuelo de Arco, Cañaveral, Santa Marina, Marimorena y Santa Catalina) son en su totalidad de edad paleozoica. En su conjunto forman una estructura sinclinal que se ha dado en llamar Sinclinal de Cañaveral, al estar esta localidad geográficamente situada en la zona media de su largo recorrido longitudinal tanto hacia la O. por donde continua internándose en Portugal, como hacia el E. en las proximidades del Puerto de Miravete.

La existencia de grandes recubrimientos dificulta en gran parte el estudio de la serie paleozoica de esta Hoja. Al comprobar que las facies a nivel de tramo cartográfico tienen poca o nula variación a lo largo del Sinclinal, hemos creído oportuno incluir datos de la serie tipo establecida por nosotros en la carretera de Trujillo a Plasencia situada al E. de esta zona (Hojas n.º 12-25 y 12-26, Malpartida de Plasencia y Serradilla, respectivamente).

En la hoja que nos ocupa solamente se han separado cinco tramos cartográficos, pertenecientes todos ellos al Ordovícico, siendo litológicamente una serie detrítica formada por cuarcitas y pizarras en distintos paquetes, que son a su vez los que condicionan morfológicamente todo el contexto geográfico de las diferentes sierras.

1.2.1. Ordovícico Inferior

1.2.1.1. Pizarras, areniscas y cuarcitas (9)

En discordancia con los materiales precámbricos descritos en el apartado anterior, tiene lugar la sedimentación de los primeros depósitos detríticos con los que se inicia el Ordovícico Inferior localizados en la ladera N. de la Sierra de Valdecocos y en la S. de la Sierra de Cañaveral.

Su litología corresponde a una serie formada por pizarras azuladas-grisáceas micáceas que intercalan tramos areniscosos rojizos y cuarcitas blancas.

Los niveles de pizarras y areniscas aparecen en capas centimétricas, en tanto que los tramos cuarcíticos van de 10 cm. a 1 m. de potencia. Para todo el conjunto se observa la presencia de pizarras en tramos de 20 m. de potencia media, mientras que las areniscas y las cuarcitas dan paquetes de 8 m. de espesor máximo.

Es en los tramos detríticos gruesos donde se han observado estructuras sedimentarias inorgánicas abundantes, como son laminaciones, estratificaciones cruzadas y ripples. También son frecuentes los niveles con bioturbación y pistas orgánicas.

Debido a las condiciones del afloramiento no ha sido posible realizar un estudio sedimentológico para este tramo, no obstante teniendo en cuenta las características litológicas, continuidad de los bancos cuarcíticos, presencia de pistas y bioturbación y, sobre todo, su similitud con facies de Ordovícico Inferior en esta región, nos hace pensar que el medio deposicional de estos sedimentos correspondería a un ambiente marino de plataforma somera.

La potencia total para este tramo se estima del orden de los 100 m.

Al microscopio se han clasificado:

— Filitas con textura blastopelítica, orientada, que tienen como minerales principales, cuarzo, moscovita, clorita o biotita y accesorios (turmalina, minerales opacos y circón). En las muestras con biotita, éstas aparecen en dos generaciones, la primera de las cuales corresponde con la orientación penetrativa general, mientras que la segunda crece sobre la anterior con una dirección que no coincide con la general, ni con la crenulación existente en la roca.

— Cuarcitas algo micáceas que tienen textura granoblástica. Sus componentes mineralógicos principales son cuarzo y moscovita, y los accesorios, circón, turmalina, y minerales opacos. En general se observa que el cuarzo presenta bordes netos y una textura bastante equilibrada y las moscovitas definen una orientación grosera, que indicaría la presencia, al menos, de una fase de deformación.

Con relación a la edad de este tramo cartográfico, consideramos debe corresponder al Ordovícico Inferior tanto por su posición estratigráfica como por su similitud litológica a escala regional.

1.2.2. Conglomerados (10)

En discordancia con los materiales descritos en el apartado anterior, aparece una serie conglomerática que aflora únicamente en la zona central oeste de la hoja (Alto de la Silleta).

Sus características más significativas corresponden a las de un conglomerado formado por cantos de cuarcitas y areniscas blancas, grises y rojas empastados en una matriz de naturaleza arenosa.

El tamaño de los cantos es muy variable, pero se puede observar una cierta clasificación en todo el conjunto. Así, hacia la base predominan los cantos más gruesos de tamaño superior a los 20 cm. y bloques de hasta 1,5-1 m. con una gran heterometría. Los cantos son angulosos y subangulosos e incluso subredondeados, observándose una gran variedad en su naturaleza en donde es posible ver estratificaciones cruzadas y laminaciones.

Hacia el techo el tamaño de los cantos disminuye pasando a tener centiles de orden de 12-15 cm. y tamaños medios de 5-7 cm. En este caso los cantos son más uniformes y predominan las cuarcitas blancas.

Todo este conjunto conglomerático se le podría considerar como una megasecuencia positiva. A su vez, la parte más basal, presenta unas características masivas, que hacia el techo pasan a bancos métricos.

La potencia total varía de 0 a 100 m. El carácter lentejonar de este tramo no supera en longitud cartográfica los 3,2 Km.

Atendiendo al carácter masivo que presentan, al hecho de tener los cantos y bloques en contacto y con una matriz arenosa, así como por su geometría lentejonar, nos permite considerarlas como una facies Gm (MIXLL, 1977) que se pueden interpretar como depositadas en ambientes continentales, posiblemente aluviales.

Finalmente hay que hacer constar que en todo este tramo cartográfico los cantos se encuentran deformados en elipsoides que tienen su eje mayor según los planos de esquistosidad S_1 .

Con relación a la edad consideramos debe corresponder su sedimentación al Ordovícico Inferior, en función a los materiales infra y suprayacentes.

1.2.2.1. Cuarcitas. Cuarcita armoricana (11)

La sedimentación del Ordovícico Inferior, continúa en concordancia aparente sobre los conglomerados descritos en el apartado anterior y en discordancia sobre las pizarras, areniscas y cuarcitas del Ordovícico Inferior infrayacentes, o sobre los materiales precámbricos del C.E.G. Estos sedimentos dan lugar a los mayores relieves dentro del área de estudio, que por su gran continuidad fuera del mismo, constituye un claro nivel guía a escala regional.

En conjunto se compone de cuarcitas blancas dispuestas en dos tramos (Figura n.º 1):

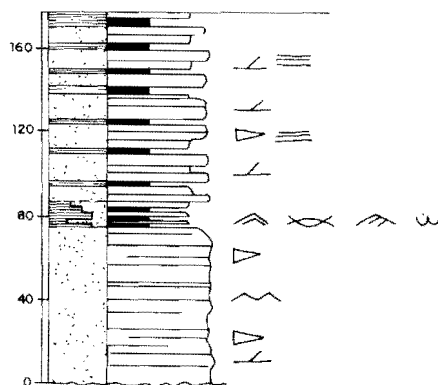


FIG. 1

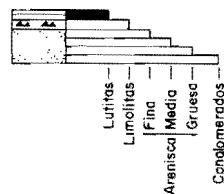
LEYENDA

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

- Areniscas y/o cuarcitas
- Pizarras
- Alternancias en laminación y/o en estratificación. Relación aprox.



III - ESTRUCTURAS

- Estratificación cruzada
- Laminación de ripples
- Laminación lenticular
- Laminación paralela
- Superficies de ripples
- Ripples de alas
- Cruzados

El inferior se encuentra formado por cuarcitas blancas y grises claras en capas de 1 m. a 1,6 m. bien estratificados en donde se observan superficies de ripples 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. Para los niveles de pizarra la potencia se estima en 4-7 cm. siendo de 15 cm. las capas máximas observadas. Las características sedimentarias más significativas corresponden a bandeados que pueden dar lugar a lajas, laminaciones cruzadas y laminaciones de ripples de olas. La potencia total para este tramo se estima del orden de los 100 m.

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) y dentro ya de la hoja n.º 12-26 Serradilla, al E. de nuestra zona de estudio, se observan, en un tramo de 12 m. de potencia, secuencias positivas en tramos que oscilan entre 6 cm. y 65 cm. con dos términos bien definidos:

1.º término: Areniscas y/o cuarcitas con laminaciones de ripples de ola y cruzianas en la base. Potencia de paquetes 13-18 cm.

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

— Para el Puerto de la Serrana (Hoja n.º 12-25 Malpartida de Plasencia) se observa en el corte en 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.º 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 y superficies de ripples, laminaciones de ripples y pistas horizontales.

2.º término: Cuarcitas gris claras en capas de 10-70 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 podrá interpretar como originado, en un medio

marino de plataforma somera, con características transgresivas y regresivas progadantes.

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 mequigranular 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 elongados lo que nos indicaría 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 indican 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 bandeo, 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 cuarzoes elongados y acumulación de opacos (hematites) en forma de granos finos.

— Cuarcitas recrystalizadas 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, sericita-moscovita y turmalina entran a formar parte como minerales accesorios. La recrystalización es muy acusada, con contactos entre granos fuertemente suturados e interpenetrados. El tamaño de grano de los cuarzoes suele ser medio-grueso, existiendo, en la zona de deformación más intensa, 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 en la hoja n.º 12-26 (Serradilla) al S. de esta zona 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.

1.2.3. Ordovícico Medio

1.2.3.1. Pizarras con intercalaciones de cuarcitas (12)

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

En la columna, tipo, establecida fuera de la hoja (carretera de Trujillo a Plasencia) ya mencionada, se ha obtenido la siguiente serie de muro a techo (Figura n.º 2):

— Pizarras violetas y negras masivas, con restos de trilobites y abundantes cubos de pirita. Potencia 100-115 m.

— Pizarras negras con intercalaciones cuarcíticas. Las cuarcitas, son por lo general grises y se presentan, bien en tramos de 2 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 alternado con limolitas y pizarras a nivel de lámina o en capas de 2 a 30 cm., en cuyo caso adquieren geometría lenticular, presentando laminación cruzada y laminación debida a ripples. Potencia 150-160 m.

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

El medio de sedimentación en que se depositaron los materiales de esta unidad, correspondería a una plataforma somera ya establecida, en donde la existencia de grandes tramos pizarrosos sin estructuras ni secuencias aparentes, indicaría zonas de plataforma, con escaso aporte arenoso y poca energía, en las que era posible, no obstante, el desarrollo de trilobites. Únicamente en los tramos cuarzo-areníticos intercalados en ellas, pueden detectarse 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

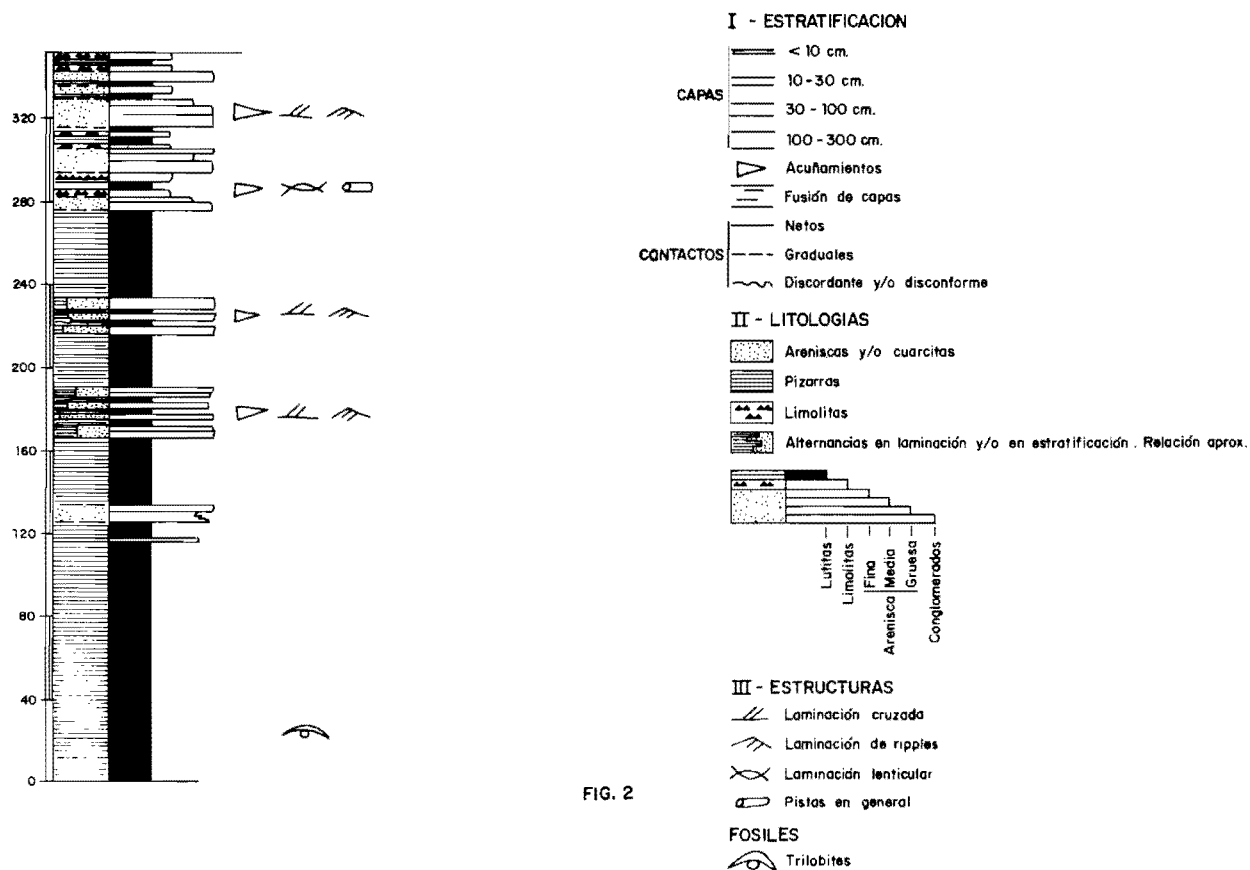


FIG. 2

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 o granoblásticas, que tiene como principal componente el cuarzo y en algún caso la moscovita; y como accesorios, turmalina, circón, opacos (limolita), rutilo y moscovita-sericita. Los granos de cuarzo parecen en su mayoría nuevos no observándose contorno o formas típicamente detríticas. En general parece existir una elongación muy poco marcada concordante con la que se tiene 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 11-25 Torrejoncillo) SCHMIDT (1957) en facies equivalente a la que nos ocupa clasifica:

Calymene (Synhomolonotus) tristani (BROGN), *Iliaenus giganteus* BURMEISTER, *Iliaenus* sp. Restos de Trilobites *Orthis ribeiroi*: SHARPE y ORTHIS sp. a la que asigna una edad Llandeilo.

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

Neseuretus (Neseuretus) cf. Tristani (BRONGNIART) *ctenobolbina hispánica* (BORN) y *Primitica? sp.* que corresponde a una edad Llanvirniense. También en la Sierra de Serradilla, dentro ya de la Hoja n.º 12-25 (Malpartida de Plasencia), recolectamos fauna clasificada como: *Redonia deshaysi* ROVAULT *Praeleda of ciae* (SHARPE), *Neseuretus of Tristani* (BRONGNIART). *Cacemia ribeiroi?* (SHARPE) y Orthocerida indet, cuya asociación pertenece al Llanvirniense, probablemente superior.

Finalmente, y en el ámbito de la hoja n.º 10-25 (Coria), en un afloramiento equivalente a las areniscas del techo de todo este tramo cartográfico hemos recolectado fauna clasificada como: *Heterorthima of Kerformei* MELON y *Heterorthima* sp, que pertenecen ya al Llandeilo.

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

1.2.4. Ordovícico Medio-Superior

1.2.4.1. Cuarcitas (13)

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 a 1,2 m. en donde son frecuentes los acúñamientos que originan geometrías lenticulares.

Todo el conjunto se dispone en paquetes que van desde los 2,5 a los 30 m. de potencia. Intercalados entre estos paquetes aparecen niveles más areniscos en capas de 1 a 5 cm. y lutitas que presentan laminaciones de ripples y pistas (Figura n.º 3).

Las condiciones establecidas hacia el techo de la unidad anterior (12) se acentúan para esta ya que aquí el depósito arenoso es fundamental. Se puede pensar en una zona de plataforma muy agitada sujeta a la 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.

El estudio petrográfico de muestras representativas para esta unidad corresponde a:

— Cuarcitas 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 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 nodulos 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 petrológico de areniscas, para este tipo de rocas, 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.º 12-25 Malpartida de Plasencia). Dicha muestra se situaría en la base de todo este tramo cartográfico y en ella se han clasificado: *Sinuities* (*Sinuities*) c.f. *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.

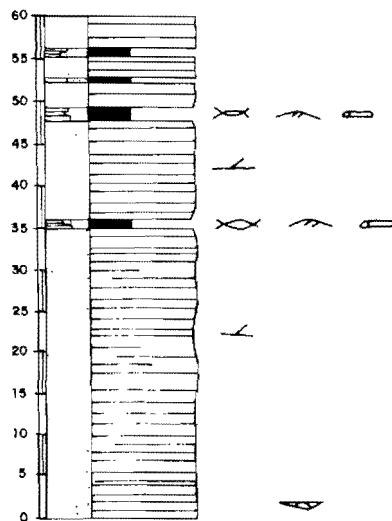
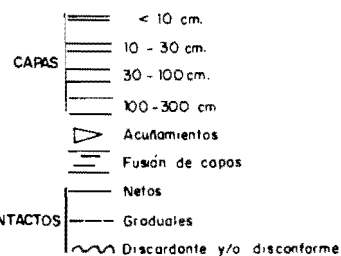


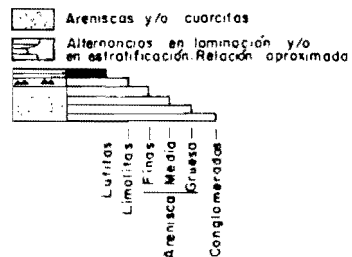
FIGURA Nº 3 -

LEYENDA

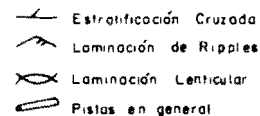
I - ESTRATIFICACION



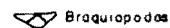
II - LITOLOGIAS



III ESTRUCTURAS



FOSILES



1.2.5. Ordovícico Superior

1.2.5.1. Pizarras (14)

Finaliza la sedimentación del Ordovícico con unos depósitos pizarrosos que intercalan algunos niveles areniscosos, 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.º 12-25 Malpartida de Plasencia) que consideramos representativa para toda la sierra. De muro a techo (Figura n.º 4); se observa:

— 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 cruzada 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 20-24 m.

Alternancia de areniscas laminadas con pizarras; estas últimas están subordinadas. Aparece bioturbación en todo el tramo. Potencia 1,6 m.

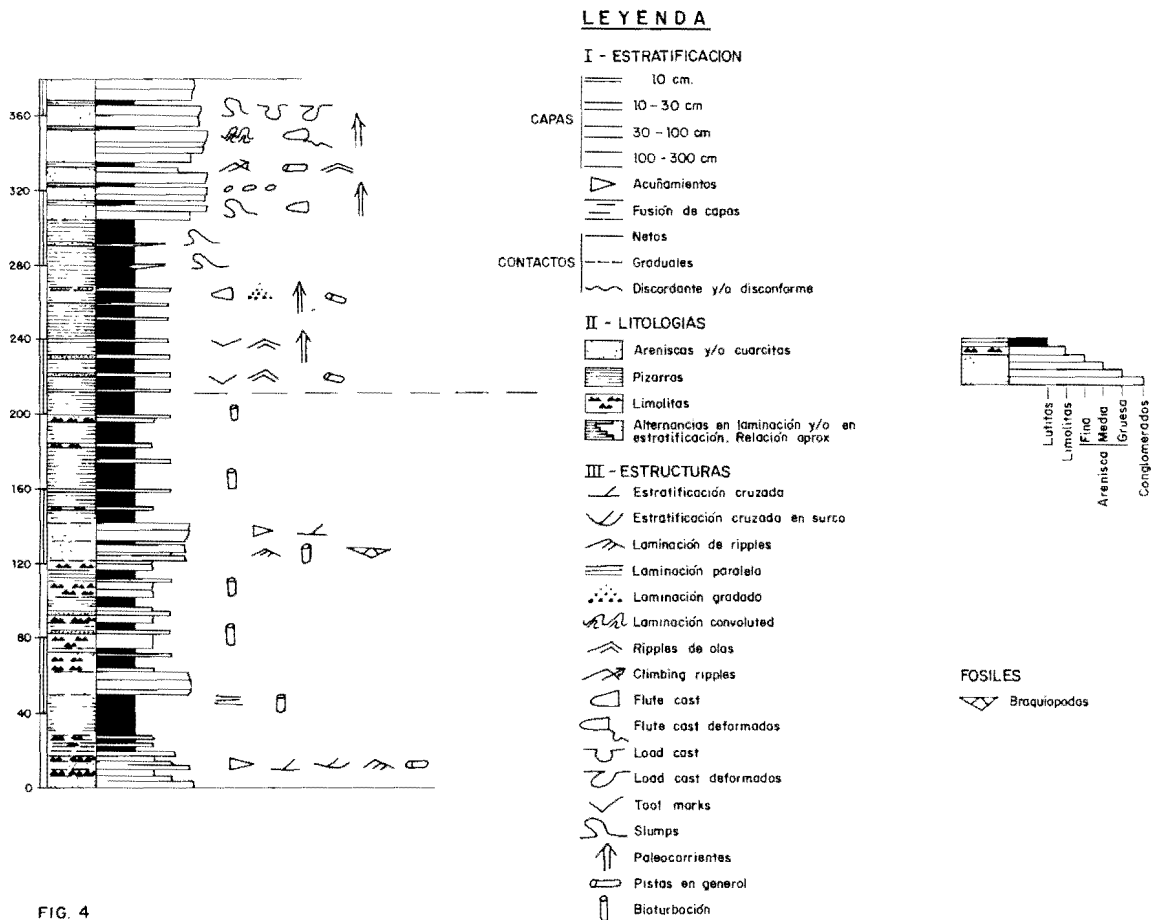
— Areniscas feldespáticas en capas de 0,35 a 1,10 metros de tonos gris claro a pardos. Separándolo aparecen capas de naturaleza pizarrosa lutítica de hasta 0,13 m. de potencia. En la base de los bancos de areniscas se localizan cantos blandos. Potencia 10 m.

— Alternancias 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 a 60 m.

— Areniscas grises en capas de 8 a 30 cm., pueden alcanzar hasta 1,5 m. Aparecen separados 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. Presentan 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 planar, con flutes, tool marks y otras marcas, que da paso a areniscas con granoselección positiva, ripples y a veces laminación convoluta. 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 todo el tramo la existencia de capas de areniscas deslizadas y slumpizadas, laminación convoluta, 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 a tener una posición normal a estar slumpizadas. Las direcciones obtenidas a 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 análogas 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 generales 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 debe de estar entre los 260 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 blastosamítica a 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 alargados unas veces por aplastamiento y otras por 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, clorita, 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 zonas de recrystalización intergranular en general de tamaños inferiores y subordinados 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 los materiales infrayacentes y en las pizarras ampeíticas, suprayacentes de las hojas limítrofes.

1.3. ROCAS PLUTONICAS

En la hoja de Cañaveral aparecen rocas graníticas correspondientes a dos unidades intrusivas diferentes. Por un lado, en el borde sur-occidental de la hoja aparecen granitos que forman parte del batolito de Cabeza de Araya s. str. Por otro, en la parte septentrional de esta hoja afloran los granitos moscovíticos de Pedroso de Acim, conocidos desde los trabajos de PEREZ REGODON Y SOS BAYNAT (1959) como granitos del Palancar.

1.3.1. Batolito de Cabeza Araya s.str.

De esta importante unidad granítica (CORRETGE, 1976) afloran únicamente dos facies o tipos petrográficos:

— Granitos biotítico-moscovíticos cordierítico con megacristales feldespáticos.

— Microgranitos granatíferos con megacristales feldespáticos.

1.3.1.1. *Granitos biotíticos-moscovíticos con megacristales feldespáticos* (5)

En las cartografías y memorias de las hojas contiguas de Garrovillas y Casar de Cáceres se hace un estudio exhaustivo de estos tipos de granitos, en este epígrafe resaltaremos especialmente en el carácter tan marcadamente cordierítico que tiene este granito. En general las características macroscópicas a resaltar son las siguientes:

— Tamaño de grano muy grueso a grueso.

— Presencia de grandes fenocristales de feldespato con abundantes inclusiones de biotita, débil zonamiento y, por lo general, con maclas de Karlsbad.

— Carácter predominantemente biotítico, pero conteniendo siempre cantidades apreciables de moscovita. En los trabajos petrográficos y cartografías de estas áreas, y otras adyacentes, se suelen designar con frecuencia con el nombre de granitos de biotita $\pm$ moscovita, CORRETGE (op. cit.).

— Presencia de grandes cristales idiomorfos o subidiomorfos de cordierita, total o parcialmente pinnitizada. La abundancia de este mineral es tal que puede recibir el calificativo de granitos cordieríticos.

Considerando aparte los fenocristales de feldespato potásico, el resto de la roca es normalmente de grano medio a grueso. No obstante, en determinados afloramientos esta matriz es de grano tan sumamente fino que confiere a la roca una verdadera naturaleza de pórfido.

Los fenocristales de feldespato suelen estar orientados con los planos (010) paralelos o subparalelos al contacto granito-rocas encajantes. Con idéntica disposición se presentan las schlieren biotíticos y las bandas leucocráticas, que, aunque no son muy abundantes si suelen observarse bastante bien en los desmontes de la carretera.

Petrografía general:

Texturalmente son rocas porfídicas, hipidiomórficas con tamaño de grano grueso a muy grueso. Como minerales esenciales se observan los siguientes: feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo, biotita parda y moscovita y cordierita. Como componentes accesorios destacan el cirkón, apatito, andalucita, turmalina y óxidos de Fe.

El feldespato potásico es extraordinariamente pertítico.

El tipo pertítico más abundante es el «mein pertite», pero se observan igualmente otros tipos especialmente «film pertite».

No presenta maclas en enrejado, o cuando aparecen no suelen ocupar la superficie total del cristal.

La cantidad de inclusiones suele ser muy variable. Se encuentran fenocristales totalmente cargados de inclusiones orientadas de biotita mientras que en otros apenas se observan. Las restantes inclusiones suelen ser de cuarzo, plagioclasas y en ocasiones, cordierita.

Otro de los rasgos texturales de los feldespatos es la presencia de cuarzo reticular tardío que se introduce a modo de pequeños canales anastomosados en la estructura del tectosilicato.

Las plagioclasas son subhedrales, tienen zonación constituida por núcleos básicos An_{25-30} y disminución progresiva hacia la periferia, donde la composición es totalmente albítica.

Entre las inclusiones más frecuentes aparecen cristales de biotita, cuarzo y cordierita.

Respecto al cuarzo puede decirse que existen varias generaciones o tipos. El presente en forma de inclusión en los feldespatos potásicos y plagioclasas suele tener formas redondeadas a veces subhedrales,

corresponde a un tipo de alta temperatura. El cuarzo principal, que pudiéramos denominar cuarzo II tiene formas anhedrales, suturas indentadas y casi siempre muestra extinción ondulante. El resto de los tipos de cuarzo corresponden al cuarzo reticular y al mirmequítico.

Las láminas de biotita tienen color pardo, son ricas en inclusiones de circón y apatito y no conserva el idiomorfismo más que en los casos en los que se presenta como inclusión dentro de las plagioclasas o feldespatos potásicos.

La moscovita, como dijimos anteriormente, aparece en todas las preparaciones. Suele ser muy blástica y está relacionada principalmente con el feldespato potásico de la que deriva en parte y con los polimorfos de Al_2SiO_5 , andalucita principalmente, en los casos en los que abunda este mineral.

La cordierita es, sin lugar a dudas, el mineral característico de estos granitos. En mayor o menor proporción aparece en todas las muestras con formas prismáticas achaparradas comprendidas entre 0,5 y 3 cm. de longitud. Los cristales son idiomorfos o subidiomorfos, tienen morfología exagonal y están parcial o totalmente transformados en pinnita.

1.3.1.2. *Microgranitos granatíferos con megacristales feldespáticos* (6)

En el ángulo sur-occidental de la hoja aparece un pequeño retazo de microgranitos (pórfidos) granatíferos que se prolongan en la hoja de Garrovillas en forma de banda filoniana continua de 21 Km. de longitud por 700 a 900 metros de anchura. Las características petrográficas y petrogenéticas de esta importante formación han sido estudiadas por CORRETGE (1971, 1973).

Macroscópicamente se trata de una roca de color ceniciento masiva en la que se observan grandes fenocristales de feldespato potásico algunos con estructura Rapakiwi, que llegan a alcanzar 6 cm. de longitud, algo más achaparrados que los megacristales del granito anteriormente descrito. Junto a estos feldespatos destacan los cristales de cuarzo subredondeado, granates subidiomorfos y prismas de cordierita pinnitizada. Todos estos cristales «flotan» en una mesostasis holocristalina de grano medio a fino.

Desde el punto de vista microscópico podemos decir que la roca está formada por los megacristales anteriormente citados, por cristales 4 a 5 mm. de longitud y por una pasta (mesostasis) en la que aparecen los mismos minerales que en la fracción correspondiente a los fenocristales.

En conjunto los fenocristales (incluyendo en este grupo a los megacristales) son de feldespato potásico, plagioclase, cuarzo, granate y cordierita. La biotita es de tamaño un poco menor pero tiene igualmente carácter de fenocristal.

La mesostasis está formada por un agregado anhedral de plagioclase, biotita, feldespato potásico, apatito, circón y moscovita. Esta mesostasis ejerce una notable acción corrosiva sobre los minerales porfídicos.

El feldespato potásico de la mesostasis y el que aparece como fenocristal son completamente diferentes, aunque los dos son en general bastante pertíticos. Su tiempo de cristalización corresponde a dos períodos diferentes, ya que puede observarse como la parte externa de los fenocristales de feldespato muy rica en inclusiones pasa casi sin solución de continuidad a la mesostasis que presenta feldespato casi idéntico al que se observa en los márgenes de dichos fenocristales.

Las plagioclasas pertenecen igualmente a dos generaciones. Los fenocristales son idiomorfos o subidiomorfos y tienen zonado continuo. La composición de las zonas más básicas alcanza valores próximos a An_{30} , las zonas medias An_{23} y los bordes, son francamente albiticos.

El cuarzo presenta tres morfologías. La primera corresponde al cuarzo porfídico y se caracteriza por hábitos anhedrales, o subhedrales, superficies con grietas intracristalinas y bastantes inclusiones.

En la mesostasis se observan dos morfologías: cuarzo II anhedral o subhedral incluido frecuentemente en los bordes de los fenocristales feldespáticos. Cuarzo III con bordes irregulares y lobulados. Esta última variedad es tardía y marcadamente blástica.

La biotita es parda, fuertemente pleocroica, está corroída parcialmente por el cuarzo II y tiene signos evidentes de deformación (flexiones, micro kinks, etc., etc.). Además de esta biotita se observa una segunda variedad de biotita verde reaccional que aparece en asociación simplectítica en los bordes del granate, asociada igualmente a gránulos de cordierita.

El granate y la cordierita son minerales muy abundantes; ambos son idiomorfos. El primero por lo general esté desestabilizado a una mezcla de cordierita y biotita. La segunda, que se presenta generalmente en prismas hexagonales pinnitizada, tiene dos aspectos morfológicos diferentes. La cordierita presente, en forma de fenocristales, es idiomorfa y está transformada en una variedad de pinnita que se denomina gigantolita. La cordierita asociada al granate está alterada igualmente pero su alteración más común es a una sustancia amarillenta semiisótropa.

1.3.2. Granitos moscovíticos turmaliníferos (7)

Es el único tipo representativo del stock de Pedroso de Acim (granito del Palancar), pequeña unidad leucogranítica situada al norte de Cañaveral.

La textura de la roca es hipidiomórfica granular y está formada por los siguientes componentes principales:

Cuarzo, plagioclasa (An_8), feldespato potásico y moscovita. Como minerales accesorios destacan el apatito, turmalina y muy especialmente una posible kornepupina. Entre los componentes secundarios de alteración citaremos principalmente la sericita y el kriptotilo.

Los rasgos a destacar de la mineralogía normal es el idiomorfismo o subidiomorfismo de los cristales de plagioclasa. Parece existir una

segunda generación de pequeños cristales de albita más sódica, algo más idiomórfica.

La ortosa es muy abundante. Siempre es anhedral y se comporta como componente tardío intersticial.

La moscovita es marcadamente blástica. Tiene $2V_x = 30 \pm 4^\circ$ y su birrefringencia no es muy alta. Este hecho puede ser significativo, pues puede tratarse de una mica blanca rica en Li.

El cuarzo forma grandes placas anhedrales tectonizadas, extinción ondulante y poligonización; es muy rico en inclusiones fluidas.

El rasgo más importante de estos granitos es la presencia, en todas las muestras estudiadas de cristallitos de posible Kornerupina relacionados con la albita de la que parece proceder. Las características ópticas encontradas son: formas globulares a prismáticas, cristales incoloros, $2V_x = 27^\circ - 30^\circ$ n y 1,65, $n_2 - n_x = 0,017$ a 0,020 elongación (—). Los cristales están, a veces alterados a una sustancia verdoso-parda (Kryptotilo?).

1.4. ROCAS FILONIANAS

1.4.1. Aplitas (2)

Aparecen ligadas a la unidad granítica de Pedroso de Acim donde suelen estar mineralizadas.

Tienen texturas sacaroideas formadas por un conjunto granular de cuarzo, albita, turmalina, moscovita y proporciones muy variables de biotita.

En algunos diques aplíticos se observan zonas pegmatíticas ricas en moscovita.

1.4.2. Cuarzo (3)

Están formados por mosaicos de cuarzo con carácter lechoso. Los minerales secundarios son por lo general sulfuros y óxidos.

1.4.3. Diabasas (4)

1.4.3.1. Diabasas y lamprófidos

Aunque no se representan en la cartografía dada su escasa potencia y evolución vertical, el granito de Cabeza de Araya está atravesado por algunos diques de diabasa y de lamprófido. Los primeros suelen dar disyunción en bolas mientras que los segundos tienen una disyunción prismática.

Diabasas.— Tienen texturas diabásico-subofíticas y están formados por clinopiroxeno, plagioclasas y olivino. Entre los minerales accesorios

destacan magnetita y pirita y como productos secundarios abundan serpentinas, talco, clorita y carbonatos. A veces se observan algunas estructuras cumulo porfídicas y, en ocasiones se manifiestan algunas estructuras vesiculares.

Lamprófidos.—Son rocas microporfídicas afaníticas o faneríticas de grano muy fino. Los fenocristales son de olivino y augita y la pasta está constituida por augita acicular, olivino, carbonatos, horblenda, opacos y analcima?

La composición de este tipo de rocas basáltico lamprófida es bastante próxima a los lamprófidos camptoníticos-monchiquíticos, es decir lamprófidos de serie alcalina.

1.4.3.2. Dique toleítico Alentejo-Plasencia (diabasas y gabros)

Esta importante formación fisural que atraviesa gran parte de la península fue denominada por primera vez con el nombre de Dolerita de Messejana por ZBYSZEWSKY y FREIRE DE ANDRADE (1957). A partir de los primeros estudios de TORRE DE ASSUNCAO (1949) este dique ha sido tema de estudio de muchos investigadores desde varios puntos de vista: petrográficos, geoquímicos, geocronológicos y geofísicos (ver G.O.E. FIGUEROLA, CORRETGE y BREA (1974); SCHERMERHORN et al. (1978); SCHOTT, MONTIGNY y THUIZAT (1981).

El dique atraviesa por completo la hoja de Cañaveral y ofrece excelentes cortes para su observación en varios puntos. Desde el punto de vista macroscópico hay que destacar el hecho de su heterogeneidad granulométrica. Efectivamente las rocas de las partes centrales del dique son de tamaño grueso con textura típicamente gabroidea, mientras que en las proximidades de los contactos la roca adquiere una fina granulometría idéntica a la que presentan todas las diabasas del campo extremeño. Otro rasgo que resaltaremos en este capítulo es la presencia de pequeños diques intrusivos en la diabasa cuya composición varía de básica a ácida.

En conjunto los gabros-diabasas tienen texturas algo variables que son de las texturas ofíticas típicas a las intersertales dado que, si bien es cierto que la disposición de plagioclasas y piroxenos es claramente ofítica, en muchas zonas intersticiales aparecen abundantes cloritas y otros productos secundarios.

Mineralógicamente están formados por plagioclasa básica ($An_{65}-An_{70}$), diálaga y pigeonita, como componentes principales, junto con proporciones muy variables de anfíbol actinolítico, en ocasiones relictos de olivino y pajuelas de biotita. Los componentes accesorios más abundantes son la ilmenita, apatito acicular y áreas micropegmatíticas muy abundantes, en el centro del dique. En mayor o menor grado de alteración es bastante común; abundan, por tanto, dos tipos de componentes secundarios: clorita y bastita.

En las preparaciones estudiadas suelen aparecer siempre dos piroxe-

nos de características ópticas ligeramente diferentes pero genéticamente relacionados. Uno de ellos es pigeonita anhedral con $2V = 14^\circ \pm 4^\circ$ y otro que normalmente engloba a la anterior diálaga con $2V = 32^\circ \pm 3^\circ$.

La pigeonita, salvo algunos retazos está, por lo general, transformada en bastita mientras que la diálaga es siempre más fresca y tiene, además, abundantes inclusiones de «schiller». Ocasionalmente la diálaga se transforma totalmente en anfíbol prismático o acicular con pleocroismo de color verde yerba.

La plagioclasa es idiomorfa, por lo general, está zonada y muy fresca. En los intersticios plagioclásicos suelen encontrarse acumulaciones micropegmatíticos originados por los fluidos residuales.

Filones póstumos

En la ribera de Araya se observan dos tipos de diques, en general centimétricos que cortan el grabro-diabasa. Como dijimos anteriormente son de naturaleza un poco diferente. En el afloramiento mencionado el dique felsítico está atravesado por otro más básico que buza unos 45° . Petrográficamente pueden clasificarse ambos tipos como felsita y lamprófidio respectivamente.

a) Felsita

Tiene textura holocristalina esferulítica. Está constituida por esferulitos cuarzo-feldespáticos, deficientemente formados, aprovechando como medio de nucleación cristales de filosilicato, pseudomorfos de plagioclasea idiomórficos y como minerales accesorios anatasa, hematites y apatito. Los féficos se han transformado totalmente en carbonatos.

Los esferulitos, en contacto unos con otros, forman un entramado y mosaico irregular poligonal sobre el que destacan los antiguos féficos idiomórficos alterados. La composición de los esferulitos es esencialmente silícea pero en su superficie muy poco limpia se ven algunos bastoncillos de $2V$ muy pequeños y signo óptico positivo, puede tratarse por tanto de feldespatos de la serie «high albite-high sanidina».

b) Lamprófidio

Tiene textura microgranuda con tendencia ofítica intersertal. Están constituidos por sílice, carbonato y sericitas sobre los que destacan cristaltitos de apatito, hematites y leucoxeno. No quedan restos de féficos y plagioclasas que se transforman totalmente en carbonatos o carbonatos, clorita y sericita.

El rasgo más llamativo de esta roca es la base silícea feldespática que forma un conjunto alotriomórfico cargado de inclusiones sobre el que flotan los pseudomorfos de plagioclasas y féficos.

1.5. ROCAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO

El metamorfismo de contacto en la hoja de Cañaveral no es muy intenso. Las cornubianitas están poco representadas e incluso en algunas zonas, como, por ejemplo, en el contacto con el microgranito granatífero el metamorfismo de contacto es de grado tan débil que apenas se observa un tenue moteado.

1.5.1. Pizarras mosqueadas y pizarras nodulosas y cornubianitas (1)

Pizarras mosqueadas: Tienen texturas granolepidoblásticas y están constituidas por cuarzo, clorita, sericita y pequeños porfidoblastos de biotita como minerales fundamentales. Entre los accesorios abundan opacos, circón y turmalina.

Entre los caracteres texturales de importancia es la presencia de un tenue moteado blanquecino desprovisto de opacos.

Pizarras nodulosas: El moteado blanquecino anteriormente descrito se individualiza y va ganando abultamiento hasta constituir verdaderos nódulos de cordierita. En estos nódulos es posible apreciar en ocasiones, una zona o corona externa más blanca. Las pizarras nodulosas están constituidas por cuarzo, clorita, biotita, cordierita y plagioclasa como minerales fundamentales. No se observan cristales de andalucita.

Cornubianitas: Tienen textura granoblástica, aunque es perfectamente apreciable, en muchas de ellas, típicas microestructuras blastopelíticas o blastopsamíticas. No tienen en general nódulos cordieríticos individualizados y la paragénesis normal es: cuarzo, biotita, moscovita, cordierita, muy poiquiloblástica y, en ocasiones, xenoblastos de feldespato potásico.

Las rocas blastopsamíticas suelen transformarse en corneanas muy compactas: en especial las grauvacas presentan cuarzoes totalmenterecristalizados y una matriz sericitica-cloritica (pinnítica) con grandes lepidoblastos de moscovita y biotita.

1.6. TERCIARIO

Dentro del marco de la presente Hoja existen sedimentos terciarios pertenecientes a tres cuencas claramente diferenciadas: Cuenca de Coria, sedimentos asociados a la falla de Plasencia y la Cuenca de Talaván-Torrejón el Rubio.

a) Cuenca del Coria

Caracterizada por un claro control estructural según dos direcciones preferentes, una próxima E-W y otra NE-SW (N 50°E), se extiende desde las proximidades de la Sierra de Cañaveral, por el sur, dentro de las Hojas de Garrovilla y Cañaveral, hasta las proximidades de Oliva de Pla-

sencia, dentro de la Hoja de Plasencia, al Norte, presenta una serie de sectores claramente diferenciados, sin embargo, sus límites son, en muchos casos, poco claros a tenor de los datos disponibles actualmente, ya que más del 50% de la superficie de la cuenca queda fuera de la zona por nosotros estudiada (Figura 5).

Los sectores que se pueden diferenciar en esta cuenca y sus características son los siguientes (su ubicación queda gráficamente expresada en la Figura n.º 5):

Sector I: Corresponde a una facies de borde. Se distinguen dos litologías diferentes: Conglomerados y fangos procedentes del C.E.G. y conglomerados cuarcíticos, y arcillas y arenas, procedentes de los relieves paleozoicos situados al Sur.

Sector II: Caracterizado litológicamente por arcosas, niveles de conglomerados y arcillas de posible procedencia de SW (batolito de Cabeza de Araya). Este sector se ubica al N y S de la Sierra de Cañaveral.

Sector III: Ocupa una superficie de unos 50 Km² de forma casi rectangular en cuyo extremo SE se encuentra la localidad de Coria. Litológicamente se distinguen en general tres tipos de facies: arenas fangosas y fangos, arenas blanco amarillentas micáceas y limos, arcilla y arenas de grano fino. Este sector puede corresponder a una evolución del sector V.

Sector IV: Litológicamente constituido por conglomerados y arenas y localizado al norte del sector III. Correspondería a una facies de borde de cuenca, análogo a la del sector I, de escasa continuidad lateral.

Sector V: Eminentemente arcósico con aportes del NE y del E y con esporádicos cantos procedentes del C.E.G. y del granito.

b) Sedimentos asociados a la falla de Plasencia

Se trata de una cuenca muy restringida asociada a la falla de Plasencia y cuyos afloramientos quedan en la actualidad parcialmente cubiertos por el embalse de Alcántara.

c) Cuenca de Talaván-Torrejón el Rubio

Se trata de una cuenca donde no se aprecia ningún control estructural y que se extiende al Sur del río Tajo, siendo sus afloramientos más occidentales los que se localizan dentro de la presente hoja.

1.6.1. Mioceno

1.6.1.1. Conglomerados (brechas) (Cuenca de Coria) (15)

Bajo los sedimentos detríticos que constituyen el denominado sector II de la cuenca de Coria se localizan puntualmente en las proximidades

ESQUEMA GENERAL DE LA CUENCA NEOGENA DE CORIA Y SUS DIFERENTES SECTORES

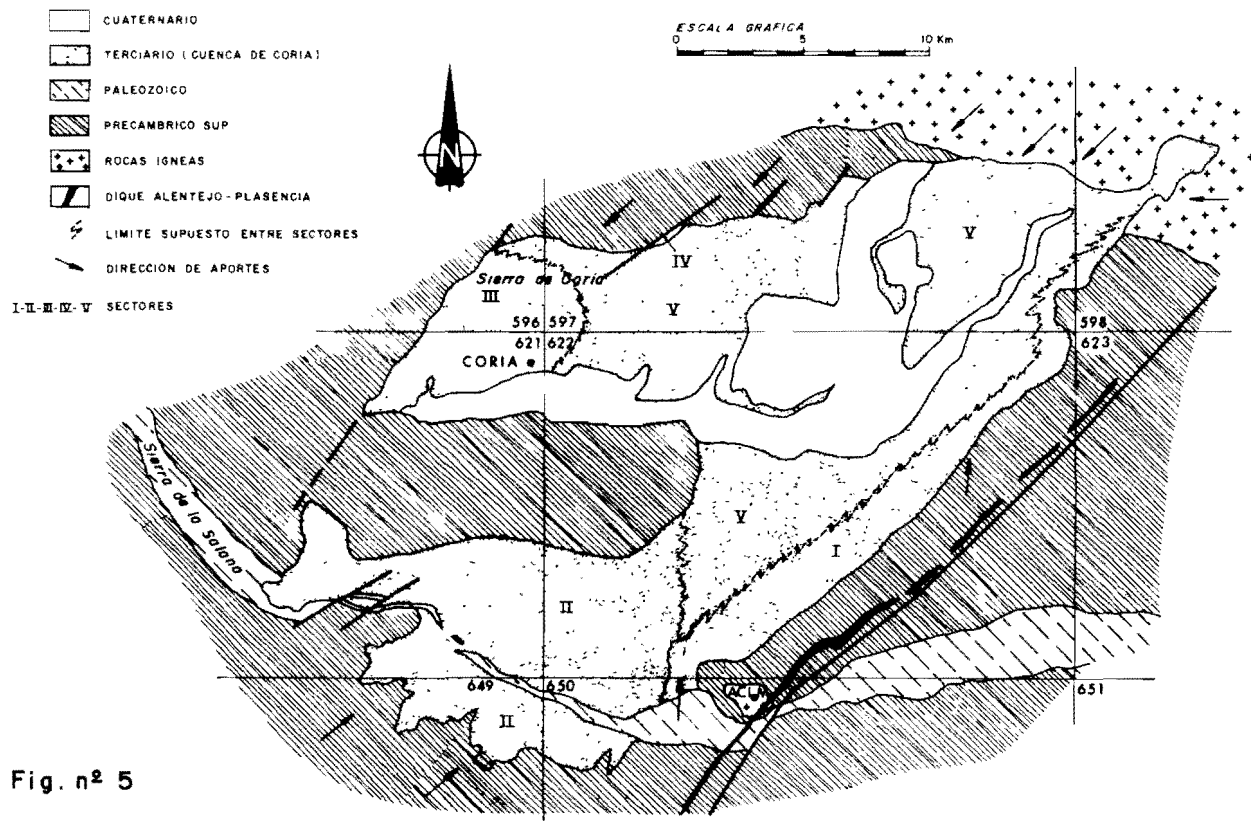


Fig. nº 5

de Portezuelo, una unidad basal formada por una brecha constituida fundamentalmente por dolomita, y cuarzo, y filosilicatos en menor proporción. De los filosilicatos el predominante es la illita (70%), siendo el resto fundamentalmente clorita (15%) y Esmectitas (15%).

La potencia de esta unidad, que suponemos perteneciente al Mioceno, está comprendida entre 0 y 100 m.

1.6.1.2. Arcosas, arcillas y conglomerados (Cuenca de Coria Sector II) (16)

Los afloramientos de esta unidad cartográfica se extienden por la zona NW de la hoja, prolongándose por las limitrofes por el W (Garrovilla) y por el N y NE, Torrejoncillo y Coria, respectivamente.

Se trata de una formación eminentemente detrítica formada por arenas blanquecinas (arcosas), arcillas versicolores y conglomerados de características lentejonares.

Del estudio granulométrico de varias muestras se deduce que el porcentaje el tamaño arena (de fino a grueso) oscila entre un 4 a un 27%, el tamaño grava de un 6 a un 15%, en tanto que los finos más arcilla aparecen en una proporción del 18 al 35%.

Del estudio de los niveles de conglomerados se deduce un contenido en cuarzo comprendido entre un 49 a 91%, siendo el resto cantos de cuarcita y de pizarras, existiendo también cantos de feldespato K, con un contenido próximo al 5%. El conjunto está empastado en una matriz endurecida arena fangosa con presencia de dolomita y feldespatos.

Para la zona sur de Portezuelo se tienen los siguientes resultados de minerales pesados:

— En muestra tomada en la misma carretera a Portezuelo aparece: como abundante la ilmenita y como trazas la moscovita y el circón. En porcentajes, la turmalina en cualquier morfología aparece en un 98% en tanto que el granate y la andalucita angulosos aparecen con un 1% cada uno.

— En muestra tomada en el arroyo Ballesteros aparecen como frecuentes las moscovitas; el leucoxeno y la ilmenita son escasos y sólo hay trazas de biotita. El 95% corresponde a la turmalina con variada morfología, el 2% le corresponde a las andalucitas angulosas y el 3% respectivamente al circón, granates y anfíboles.

A partir de estos datos cabe pensar que la procedencia de estos materiales serían las áreas graníticas y zonas de metamorfismos de contacto situadas en áreas próximas.

El espesor de esta unidad detrítica que asimilamos al Mioceno por correlación regional, no sobrepasa los 60 m.

1.6.1.3. Arenas y conglomerados (Sedimentos asociados a la falla de Plasencia) (17)

A pesar de la poca extensión superficial de los afloramientos adosados a la falla y al dique, los aportes y su distribución es bastante compleja, con procedencia del Sur (Granito de Cabeza de Araya), de la Sierra de Cañaveral al Norte, del C.E.G. circundante e incluso de las diabasas del dique.

Su litología se caracteriza por formar coladas de arenas arcósicas, fangos arenosos y conglomerados que se disponen dando geometrías fundamentalmente tabulares.

En uno de los cortes más occidentales (corte de la carretera a Portezuelo) los conglomerados de cantos angulosos-subangulosos incluidos en una matriz arenosa-fangosa rojiza están formados por cuarcita (71%), esquisto (18%) y cuarzo (11%) y algún canto aislado de diabasa alterada. El centil oscila entre 18 y 23 cm.

Más al noreste en los afloramientos situados en las proximidades de la vía férrea Cáceres-Salamanca, los espectros son ligeramente diferentes, predominando los esquistos y el cuarzo sobre la cuarcita. Los centiles en este caso oscilan entre 12 y 16 cm.

Estructuralmente, presentan una inclinación de 10°-15° hacia el Sur, con un espesor que no sobrepasa los 70 m. en ningún punto.

En cuanto a la edad de esta unidad, relacionada directamente con los últimos movimientos de la falla de Plasencia, no podemos aportar ningún dato faunístico, por lo que el atribuirlo al Mioceno es únicamente en base a consideraciones de tipo regional y de facies.

1.6.1.4. Arcosas (Cuenca de Talaván-Torrejón el Rubio) (18)

Sus afloramientos se extienden por el ángulo SE de la hoja, y está constituida esta unidad por arenas feldespáticas de grano muy grueso y gravas, de tonos grises claros con parches rojizos. Es frecuente la presencia de cantos dispersos de cuarzo o constituyendo niveles conglomératicos en cuyo caso la composición es prácticamente cuarcítica y los cantos se incluyen en una matriz arenosa de tamaño grueso. Localmente aparecen también cantos de esquisto grauwáquico. Las arenas pueden aparecer masivas o bien con estratificación cruzada en surco.

El espesor total de esta unidad, que atribuimos al Mioceno, no sobrepasa los 50 m. aunque hacia el Este, fuera ya del contexto de la presente Hoja, es algo superior.

1.7. PLIO-CUATERNARIO

1.7.1. Cantos redondeados y subredondeados cuarcíticos en una matriz arcillo-arenosa roja. «Rana» (19)

Se trata de una serie de materiales, que dan lugar a una superficie horizontal, desarrollada sobre los materiales terciarios de la zona SE de

la Hoja. La pendiente general establecida para esta zona, es de 0,3% y su dirección de aporte es 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 cm. y están econstradas presentando una aureola de alteración de color negrozco de pocos milímetros de espesor.

Aunque en realidad las características litológicas difieren un poco de la «Raña» típica de Guadalupe, 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 el infrayacente no es visible en casi ningún caso, debido a procesos de degradación.

1.8. CUATERNARIO

A falta de datos cronológicos precisos como la existencia de fauna, industria, etc. que nos sirviera para realizar una cronología más precisa, la leyenda intenta, dar una secuencia de procesos realizados a escala regional, en donde, por supuesto, se han tomado como base los distintos niveles de terrazas.

En este apartado se describen los diferentes tipos de materiales cuaternarios cartografiados, entre los que cabe destacar, por su extensión superficial, las distintas superficies de glacis, y los depósitos de tipo coluvionar. También dentro de este apartado se describen los diferentes niveles de terrazas, conos de deyección y aluviales existentes en la Hoja.

1.8.1. Pleistoceno Inferior

1.8.1.1. *Cantos redondeados de cuarcita, arenista y cuarzo con matriz arenosa. Terrazas (20, 21, 22)*

En este grupo se incluyen tres niveles de terrazas que forman parte de las existentes en la margen derecha del río Tajo. Todas ellas tienen escasa entidad y se encuentran a cotas de 196 m., 160 m. y 150 m. aproximadamente del antiguo cauce, ya que en la actualidad el río se encuentra embalsado y por tanto con cota distinta a la mencionada.

La litología, uniforme para las tres terrazas se compone de cantos y bolos de hasta 25 cm. de diámetro, más abundantes en la superior, de cuarcitas, areniscas y cuarzo con una matriz arenosa.

1.8.1.2. Cantos cuarcíticos subredondeados con matriz arcillo-arenosa rojiza. Conos aluviales (23)

Se localizan dos pequeños conos aluviales a favor de los Arroyos de la Barrosa y de la Aldea situados al N. de Casas de Millán. Se adosan, a su vez, al flanco sur de la estructura sinclinal que forman en esa zona las Sierras de Marina y Marimorena de donde reciben sus aportes.

La litología de estos conos se compone en esencia de cantos subredondeados de naturaleza cuarcítica con una matriz arcillo-arenosa, que aparece en igual proporción que los cantos.

1.8.2. Pleistoceno Medio

1.8.2.1. Cantos redondeados de cuarcita, arenisca y cuarzo con matriz arenosa. Terrazas (24, 25)

Pertenecientes ya al Pleistoceno Medio, aparecen las dos últimas superficies de terrazas del río Tajo situadas a 80 y 50 m. del antiguo cauce.

Su litología es igual que la ya mencionada para las terrazas más antiguas, es decir, están constituidas por cantos redondeados de cuarcitas, areniscas y cuarzo dispersos en una matriz arenosa.

1.8.2.2. Cantos cuarcíticos subredondeados con matriz arcillo-arenosa rojiza. Conos aluviales (26)

Están localizados en la misma zona de los conos aluviales descritos en el apartado (1.8.2.1.) a los cuales están ligados directamente por la parte superior.

La entidad de los mismos es escasa y su litología corresponde a cantos cuarcíticos subredondeados con matriz arcillo-arenosa rojiza.

1.8.2.3. Cantos cuarcíticos subangulosos con matriz arcillo-arenosa roja. Glacis de vertiente (27)

Este grupo litológico corresponde al resto más antiguo de los diversos glacis existentes al SE de Portezuelo, en la ladera sur de la Loma de Pedro Cabrero.

Forma un pequeño replano en el que se encuentran cantos cuarcíticos subredondeados en una matriz arcillo-arenosa de tonos rojos.

1.8.2.4. Cantos de cuarcita subredondeados con matriz arcillo-arenosa roja. Glacis de cobertura (28)

Pertenecen a este tipo de glacis los materiales que deben su origen a los sedimentos de tipo «raña» descritos en el apartado (1.7.1.) a los cuales se adosa.

Se encuentran ubicadas en la zona SE de la Hoja y tienen en la actualidad una extensión superficial máxima de 3 Km. con relación al área madre. Lo forman, cantos de cuarcita subredondeados y redondeados con un tamaño medio de unos 4-5 cm. de diámetro dispersos en una matriz arcillo-arenoso rojiza.

1.8.3. Pleistoceno Superior

1.8.3.1. *Cantos cuarcíticos subangulosos con matriz arcillo-arenosa roja. Glacis de vertiente (29, 32, 33)*

Los glacis de vertiente de este apartado aparecen situados en la zona SE de Portezuelo y al E de casas de Millán. Los de la primera zona están escasamente representados por unos restos, aislados entre sí, que quedan depositados sobre los materiales del C.E.G. y los de la segunda, aparecen adosados a las cuarcitas armoricanas de la Sierra de Marimorena, aunque su contacto se encuentra recubierto por sedimentos más modernos de tipo coluvionar.

La litología, común para ambas zonas, está formada por cantos subangulosos de cuarcitas y areniscas cuarcíticas con una matriz arcillo-arenosa roja.

1.8.3.2. *Cantos cuarcíticos subredondeados con matriz arcillo-arenosa rojiza. Conos aluviales (30)*

Aparecen adosados a los relieves paleozoicos situados al N de Cañaveral y Casas de Millán.

Su litología corresponde a cantos de cuarcitas y areniscas cuarcíticas subangulosas con matriz arcillo-arenosa rojiza.

1.8.3.3. *Bloques y cantos de cuarcitas y areniscas empastados en una matriz areno-arcillosa. Coluvion (31)*

Se sitúan adosados a los relieves paleozoicos enmascarando gran parte de los tramos cartográficos establecidos.

Lo constituyen bloques y cantos de cuarcitas y areniscas con matriz areno-arcillosa rojiza en proporciones variables, según las zonas.

1.8.4. Holoceno

1.8.4.1. *Cantos cuarcíticos subangulosos en matriz arcillo-arenosa roja. Glacis de vertiente (34)*

Representan los depósitos de glacis más modernos de la Hoja y se han localizado al Sur de Portezuelo.

Aparecen en pequeños replanos topográficos y están formados, como el resto de los glaciares, por cantos cuarcíticos subangulosos con matriz arcillo-arenosa rojiza.

1.8.4.2. Cantos cuarcíticos redondeados empastados en una matriz areno-arcillosa. Coluvión (35)

Se han localizado únicamente en la zona SE de la Hoja y están ligados a los materiales de tipo «raña» y glaciares de cobertura descritos en los apartados 1.7.1. y 1.8.2.4.

Tienen escasa representación y su litología viene condicionada por los depósitos de donde proceden. Son por tanto, cantos redondeados de cuarcita, en general, dispersos en una matriz areno-arcillosa rojiza.

1.8.4.3. Cantos, arenas y arcillas. Aluvial (36)

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 de cuarcitas, grauvacas y esquistos, según las zonas, por lo general redondeadas o subredondeadas, y arenas y arcillas grisáceas.

2. TECTONICA

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 Cañaveral, 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 amplio 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 Orogenia 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 antesquistosos y de lineaciones de intersección (L_1) de la primera fase hercínica, subverticales o con fuertes inclinaciones en los materiales del Ordovícico.

Un estudio de estos pliegues, que han sido asignados a una fase Sárdica, fue 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, al Sur de esta zona hemos observado en la Hoja n.º 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 c.c. Alburquerque-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 y dentro del ámbito de la Hoja n.º 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 atravesando 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 esquistosidad, o al menos ésta no se ha detectado.

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

Una vez plegado todo el conjunto de materiales que constituyen el C.E.G. por la fase Sárdica prehercínica, y después de un período 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 1ª 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 RAMSAY (1967). No obstante, varias de estas estructuras se han interpretado a lo largo de toda la zona, correspondiendo 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 80° 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 tardihercínicos.

Finalmente, y a nivel puntual, se han visto pequeños 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 hercínica.

b) Dominio paleozoico

Los materiales paleozoicos presentan pliegues cilíndricos, dado que la deformación afecta a superficies originariamente planas. Su amplitud varía entre 0,5 y 2,5 Km y la longitud de onda entre 1,5 y 4 Km. El estilo corresponde a pliegues isopacos en las capas competente, 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 nº 12-25 y 12-26 Malpartida de Plasencia y Serradilla, respectivamente),

La dirección general de todo el Sinclinal es de N 120°-130°, que coincide con la que origina la primera fase de deformación Hercínica a la que debe su origen. No obstante y por efecto del sistema de fallas senes-tras 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 nº 10-25, 11-25 y 11-26).

2.3.1.2. *Pliegues tardihercínicos*

Con posterioridad a la primera fase de deformación, tienen lugar una serie de movimientos tardihercínicos 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 las siguientes características:

Pliegues de dirección N 100-120 E

Son escasos los puntos en donde se han visto este tipo de pliegues. Como más representativos podemos mencionar los existentes en la CN-630 Cáceres-Salamanca, a unos 500 m. al N del contacto con el Batolito de Cabeza Araya, y también en el localizado en la carretera de Coria, a unos 2.300 m. al Sur de Torrejuncillo.

En ellos vemos que se trata de pliegues asimétricos cuyos flancos tienen distintas longitudes (más largos los que buzcan hacia el Norte que los que buzcan hacia el Sur). Los planos axiales llevan una dirección N 110° E, que es paralela a la estratificación S_0 , 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 buzcan al N o al S de O a 15°, y que su tamaño varía de 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 S_1 de primera fase, son frecuentes en el área de estudio.

Los pliegues a que dan lugar estos movimientos tardihercánicos 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 subverticales, 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 Schmidt, se ha realizado el conteo de 154 polos de (S_1), obteniéndose una dirección aproximada preferente N 115° E y buzamiento de 86° S (Figura n° 6).

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 sólo 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 de Schmidt (Hemisferio sur) se ha realizado la representación polar de 150 medidas, obtenidas en campo o en gabinete (Figura 7) resultando un máximo bien definido N 130° E con buzamiento de 52° S.

En este gráfico no se han incluido las medidas correspondientes a puntos en donde los planos S_0 y S_1 aparecen subverticales y que representan aproximadamente el 20% de las medidas que figuran en el plano geológico.

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:

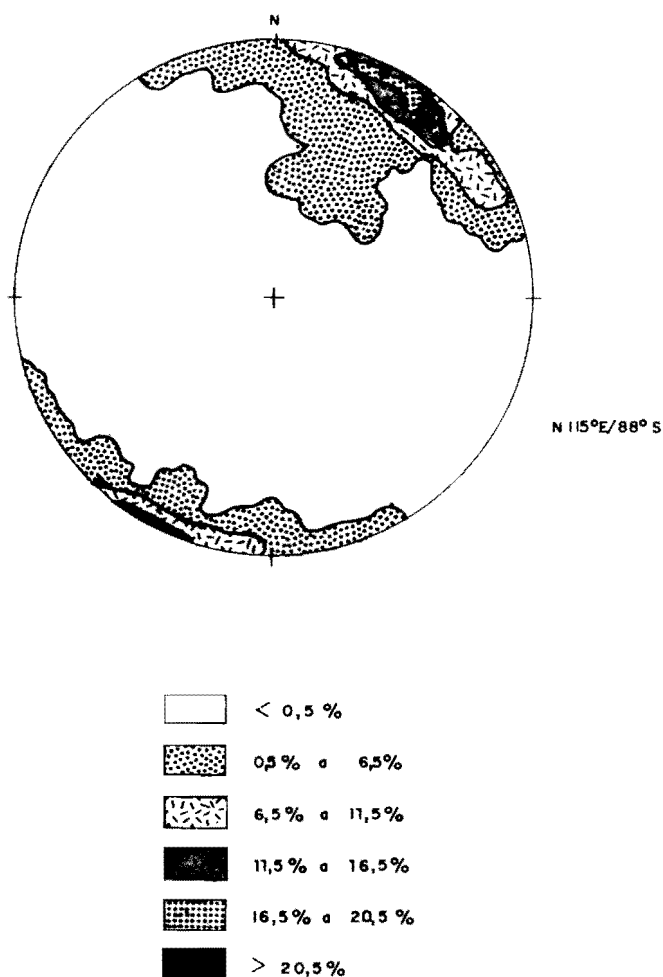


FIGURA Nº 6 - Proyección de 154 polos* de la equistosidad primaria S_1 .Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior).

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

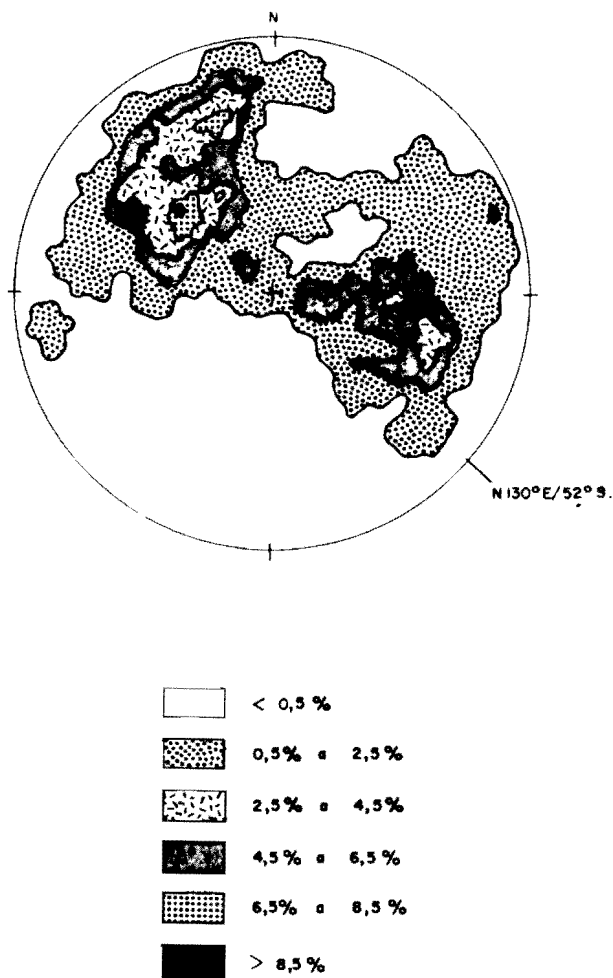


FIGURA N° 7 - Proyección de 158 polos* de la lineación de intersección L_1 . Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior).

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

— Deformaciones de granos de cuarzo con un tamaño no superior a los 0,5 cm. de diámetro, visibles en capas samíticas con granulometría grosera 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.

Este tipo de deformaciones se han localizado únicamente en dos puntos. En un afloramiento en la c.c. a Portezuelo a unos 500 m. al S del contacto con los sedimentos neógenos, y en otro, más contínuo, situado al N del área de estudio dentro de la hoja de Coria, a unos 1.000 m. al N del paraje del Arenal.

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 80° E y N 90° 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.

La existencia de estrías 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 los 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 Alentejo-Plasencia. Esta fractura tiene un recorrido de más de 400 Km. de longitud, corresponde a una falla direccional senestra con desplazamiento horizontal de 3 Km.

Estas fallas son causantes de la inflexión que presentan todas las estructuras, tal como se puede observar en las medidas de S°, S¹ y L¹ existente en sus proximidades.

2. Dirección N 30°-35° E

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

3. Dirección N 160°-130° E

Tienen escasa representación y son en su mayoría dextrogiras con desplazamientos máximos del orden de los 80 m.

4. PETROLOGIA

4.1. PETROLOGIA IGNEA

4.1.1. Características generales

La escasez de afloramientos graníticos no permite hacer grandes generalizaciones sobre la historia petrogenética de este grupo de rocas. Cualquier esquema petrogenético ha de referirse necesariamente a los utilizados en las hojas de Garrovillas y Casar de Cáceres donde los granitos que aquí se presentan (salvo el granito de Pedroso de Acim) cobran una importancia considerable.

4.1.2. Geoquímica

4.1.2.1. Rocas graníticas

En el cuadro adjunto se recogen las características geoquímicas más representativas de las rocas graníticas del área.

	Granitos moscovíticos		Microgranitos granatíferos		Granitos bi-mos con megacristales	
SiO ₂	74,46	78,79	72,47	71,55	71,18	73,79
TiO ₂	0,18	0,05	0,31	0,35	0,49	0,35
Al ₂ O ₃	14,29	14,92	14,76	14,60	14,33	14,45
Fe ₂ O ₃	0,24	0,27	0,21	0,38	0,49	0,08
FeO	0,41	0,41	2,08	1,92	2,69	2,08
MgO	0,12	0,12	0,46	0,69	0,75	0,53
MnO	0,03	0,04	0,02	0,02	0,04	0,04
CaO	0,27	0,17	0,87	0,88	0,87	0,81
Na ₂ O	3,66	4,00	3,25	3,54	3,62	3,39
K ₂ O	3,17	3,63	4,60	4,82	4,60	4,47
P ₂ O ₅	0,09	0,10	0,17	0,16	0,19	0,23
M.V	2,68	2,01	0,51	1,06	0,84	0,46
TOTAL	99,60	99,51	99,71	99,97	100,09	100,68
ppm						
Li	338	241	204	87	233	238
Rb	461	507	250	233	278	338
Sr	9	12	28	57	44	25
Ba	284	341	619	728	564	509

En el diagrama de DE LAS ROCHE et al. (1980) en el que se establece una correspondencia sobre la composición química y los nombres tradicionalmente utilizados en la nomenclatura petrográfica puede observarse en la Figura n.º 8 los tres grupos de granitos caen en el campo de los granitos propiamente dichos (granitos moscovíticos: cruces, granitos de megacristales: círculos, microgranitos granatíferos: triángulos).

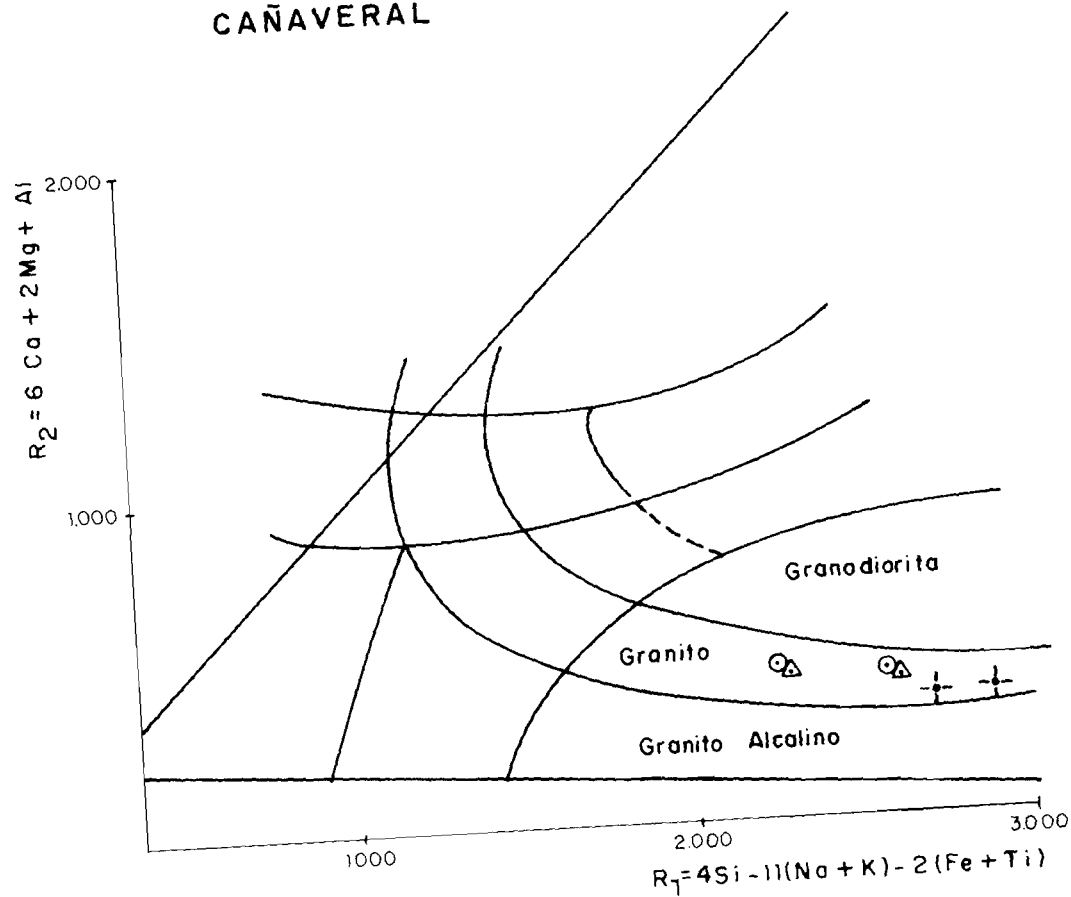
En los parámetros de Niggli obtenidos se ve que el «al» es muy superior a la suma de «alti» + «c» los tres grupos de granitos son, por tanto aluminicos, y están muy evolucionados geoquímicamente por transformaciones tardimagmáticas hecho que queda reflejado en el contenido de elementos traza.

4.1.2.2. Rocas básicas

Disponemos de dos nuevos análisis de dique toleítico de Alentejo-Plasencia.

SiO ₂	52,76	53,89
TiO ₂	1,62	1,80
Al ₂ O ₃	17,22	17,11

CAÑAVERAL



Fe ₂ O ₃	2,70	2,36
FeO	6,90	7,85
MgO	3,24	3,14
MnO	0,15	0,16
CaO	9,62	9,39
Na ₂ O	2,49	2,46
K ₂ O	1,04	0,99
P ₂ O ₅	0,14	0,12
P.F.	1,63	0,85
TOTAL	99,51	100,11
ppm		
Li	26	31
Rb	50	47
Sr	142	155
Ba	564	509

Los quimismos son inequívocamente toleíticos y similares a las rocas toleíticas continentales que proceden del manto superior siempre con relaciones muy altas de Rb/Sr y relaciones altas de K con respecto a la relación K/Sr.

4.2. PETROLOGIA METAMORFICA

En la hoja de Cañaveral los materiales hercínicos y los esquistos y grauvacas del C.E.G. están afectados por dos tipos de metamorfismo. Uno de ellos es regional y afecta a todo el área, el otro es de contacto y está localizado en torno a los focos térmicos de los plutones graníticos.

4.2.1. Metamorfismo regional

Es de bajo grado, la asociación de minerales fundamentales es: cuarzo+clorita+moscovita+albita presente tanto en las áreas pelíticas como en las grauvácicas. La facies de metamorfismo regional correspondiente a esta asociación mineral es la de los esquistos verdes.

4.2.1.1. Relaciones metamorfismo-deformación

Podemos establecer la relación de la blastesis mineral con relación a la esquistosidad principal S₁ y con relación a la esquistosidad de crenulación S₂ de carácter mucho más local.

Los minerales de bajo grado clorita y moscovita recrystalizan en los planos de esquistosidad y aparecen también como elementos de neoforación en colas de presión de cuarzos aplastados por la S₁. Las paragénesis de metamorfismo regional son por tanto sincinemáticas con la S₁.

Las crenulaciones tardías flexionan clarísimamente a los filosilicatos demostrando por tanto su carácter postmetamórfico.

4.2.2. Metamorfismo de contacto

Las paragénesis correspondientes a este metamorfismo se sobrepone al metamorfismo regional preexistente. Las asociaciones minerales más frecuentes son:

cuarzo + moscovita + clorita
cuarzo + clorita + moscovita + biotita
cuarzo + biotita + moscovita + cordierita

constituyen asociaciones que varían entre grado bajo y grado medio.

4.2.2.1. Relaciones metamorfismo de contacto-deformación

Los metablastos formados en la etapa de metamorfismo de contacto engloban de una forma muy clara a la esquistosidad regional y a los minerales del metamorfismo regional. No cabe duda por tanto que el metamorfismo de contacto es post-cinemático con respecto a la etapa principal de deformación hercínica.

5. HISTORIA GEOLOGICA

Como hemos visto en el apartado de estratigrafía, la serie paleozoica existente en la hoja, culmina con los sedimentos pizarrosos del 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 del Silúrico Inferior existentes en las hojas limítrofes (MARTIN-HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L., 1982) y 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 (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 silícea 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.º 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 formadas 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.º 10-25, 11-25 y 11-26) (Coria, Torrejoncillo y Cañaveral 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.º 11-26 Cañaveral), y que podrían tener su equivalente en los niveles conglomeráticos rojizos existentes en algunos puntos del flanco Sur del Sinclinal de la Sierra de S. Pedro (Hoja n.º 10-28 Arroyo de la Luz) MARTÍN 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 continua 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 constantes 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 tufíticos (Hojas n.º 12-25 y 12-26 Malpartida de Plasencia y Serradilla respectivamente).

La serie detrítica continua 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 sí 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 cuales sólo las tres primeras se encuentran presentes en la hoja que nos ocupa.

El relleno de las cuencas terciarias en esta zona se realiza 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 con-

glomerados de cantos de esquisto y cuarzo 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 Cañaveral) 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 Talavan-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 Cañaveral 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 distinguir 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.

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA

La única mina activa dentro del marco de la hoja de Cañaveral es la situada en el término municipal de Casas Millán. Se trata de mineralizaciones de origen Neumatolítico de estaño de tipo filoniano y/o masivo cuya mena la constituyen estaño y wolframio principalmente, en una ganga silicatada, siendo la roca encajante los materiales del Complejo Esquisto Grauváquico. A parte, existen varios indicios de este mismo mineral en el término de Pedro de Acim, de las mismas características pero en este caso los filones arman en granitos. En este mismo término existen también un indicio de fosfatos de tipo catatermal dentro de las pizarras de C.E.G.

Por otro lado existen también indicios de minerales nativos en el Término de Cañaveral, de tipo filoniano neumatolítico, que encajan en pizarras del C.E.G.

6.2. CANTERAS

No existen grandes explotaciones para uso industrial dentro del ámbito de la hoja. No obstante son de destacar las explotaciones para áridos existentes en el dique de Alentejo-Plasencia siempre de forma esporádica y puntual en zonas de menor alteración.

También es de destacar una cantera abierta en los niveles Cuarcíticos del Ordovícico (Cuarcita armoricana) al norte de la localidad de Cañaveral en una zona afectada por la falla de Plasencia. En este caso la explotación se ve favorecida por estar la cuarcita bastante disgregada por efecto de la falla.

A parte existen pequeñas canteras abiertas en los granitos de SW y N de la Hoja, siempre con carácter local, para uso como áridos o como materiales de construcción rústico.

6.3. HIDROGEOLOGIA

La zona ocupada por la Hoja de Cañaveral n.º 11-26) pertenece en su totalidad a la cuenca del río Tajo, el cual atraviesa la Hoja de E a W y que actualmente forma parte del embalse de Alcántara. A parte de esta arteria principal existen multitud de arroyos, que discurren generalmente muy encajados, y vierten sus aguas a ella por ambas márgenes. Unica-

mente algunos arroyos situados al Norte de la Hoja vierten al río Alagón.

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

a) Sedimentos precámbricos del C.E.G. Tienen 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, a parte de las fuentes existentes siempre de escaso caudal, no será posible en principio alumbrar aguas subterráneas, por lo que, y debido a la importante escorrentía superficial, resultado de la baja permeabilidad de estos materiales, la forma más común de almacenamiento de aguas, 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.

c) Sedimentos terciarios. Dentro de estos depósitos los que en principio ofrecen mayor posibilidades para el almacenamiento de agua subterránea son los pertenecientes a la cuenca de Talaván-Torrejón el Rubio, que constituirán un acuífero colgado cuya base sería, en unos casos las arcillas de la unidad inferior (localizada únicamente en la hoja de Serradilla) o bien los materiales del C.E.G. No obstante, la escasa profusión de fuentes en las proximidades de dicho contacto, o al menos relacionada 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 sólo 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.

e) Materiales graníticos: En estos materiales, que se localizan en el ángulo SW de la hoja y al Norte (Pedros de Acim) es posible, en principio alumbrar caudales suficientes para el abastecimiento de pequeñas comunidades, siempre que la investigación se oriente hacia las zonas de fuerte disgregación, por meteorización y de intensa fracturación. Ahora bien, los caudales que podrían obtenerse están claramente limitados por la zona de recarga existente, sobre todo en el caso del batolito de Pedroso de Acim.

7. BIBLIOGRAFIA

- ALIA MEDINA, M. (1963): «Rasgos estructurales de la Baja Extremadura». *Bol. R. Soc. Española Hist. Natur.* (G) 61 247-262.
- ALDAYA, F.; ARIBAS, 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.º 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 (pp. 5-23).
- ARRIBAS, A. (1975): «Carácteres geológicos de los yacimientos españoles de uranio». *Studia Geológica t-IX* (7-63).
- BARD, J.P. (1966): «Quelques precisions sur la litologie du silurien de la region d'Aracena (Huelva-Espagne)». *Notas y com. Inst. Geol. y Min. de España*, n.º 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.º 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.º 676 (9-27) Membrío. *IGME*.

- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO y CORRETGE CASTAÑON, L.G. (1981): Mapa Geológico de España, E 1/50.000 2ª Serie. Hoja n.º 678 (11-27) Casar de Cáceres. *IGME*.
- BEA, F. (1976): Anomalías 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 pp.
- BOUYX, E. (1962): La edad de los esquistos de la Alcudia. *Separata de notas y comunicaciones del Inst. Geol. y Min. de España* n.º 66 (p.p. 197-200).
- BOUYX, E. (1964): Extensión de los terrenos ante-ordovicenses del Sur de Ciudad Real (España Meridional). *Separata de Notas Comunicaciones del Inst. Geol. y Minero de España*, n.º 76 (pp. 249-254).
- BOUYX, E. (1970): «Contribución a l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real at Badajoz)». *Mem. del Inst. Geol. y Min. de España*.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ ELORZA, M.; VEGAS, R. (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. 7 LIMPO DE FARIA, F. (1955): «Granitos de afloramento de Castelo Branco. Idanha a Nova e Gardunha». *Comunicacoes dos Servicos Geologicos 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 n.º 648 (9-26) Alcántara. *IGME*.
- CORRETGE, G. y GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1971): «Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal de Cañaveral y la Sierra de San Pedro (Cáceres)». *I Congreso Hispano Luso-Americano de Geología Económica*. Tomo I-Sección I (Geología). E-1-17.
- CORRETGE CASTAÑON, L.G.; MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA L. (1981): Mapa geológico de España. E 1/50.000 2ª Serie. Hoja n.º 649 (10-26). Garrovillas. *IGME*.

- CORRETGE CASTAÑON, L.G.; MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA L. (1981): Mapa geológico de España E 1/50.000 2ª Serie. Hoja n.º 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 Geológico-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.* TLXXXI-II-III p. 245-248.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1963): El dique diabásico del Norte de Extremadura». *Notas y coms. Instit. Geol. de España*, n.º 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.º 77 (129-164).
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1970): «La existencia de pliegues en el complejo esquisto-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. 45-56.
- 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 Cañaveral (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 Pirítica Ibérica*. Lisboa 1977.
- CONCALVES, C. y TEIXEIRA LOPES, J.V. (1971): «Jazigo de uranio de Nisa. Aspectos geológicos de sua descoberta e Valorizacao». *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*. Tomo 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 metalogénia del yacimiento de Estibina-Scheelita de San Antonio». Alburquerque (Badajoz).» *Studia Geologia*, X, pp. 61-93.
- GUTIERREZ ELORZA, M. y VEGAS, R. (1971): «Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E. de la provincia de Cáceres». *Est. Geol.* vol. XXVII, 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.
- HAMMANN, W. y HENRY, J.L. (1978): Quelques speas de *Calymenella*, *Eohomalonotus* et *Kerfornella* (Trilobita, Phychopariida) de L'Ordovicien du Massif Armoricaín et de la Peninsule Iberique. *Senckenbergiera lethaea*, 59 (4-6) págs. 401-429. Frakfurt 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 Nac. Cienc. Nat. Serv. Geol.* n.º 38.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1939): «Las sierras centrales de la Extremadura». *Las ciencias año IV*, n.º 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.º 50 (p.p. 329-344).
- HURTADO FERNANDEZ, A. (1971): «Memoria de la hoja n.º 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.º 2-7. Valencia de Alcántara.
- I.G.M.E. (1971): «Mapa Geológico E: 1/200.000 n.º 3-7. Cáceres.
- I.G.M.E. (1975): *Proyecto de Investigación Geológico-Minera de la Zona de Malpartida de Cáceres*.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, 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. Oviendo n.º 4 pág. 57.

- KELCH (1957): Stratigraphie und Tectonik der zentralen. Extremadura im Bereich der westlichen. Sierra de San Pedro (Spanien). *Münster* 1977.
- LAVES, F. & SOLDATOS, K. (1963): «Die Albit-Mikroclin Orientierungs-Beziehungen in Mikroclinperthiten und deren genetische Deutung». 2. *Krist.* 129, 69-102.
- LOTZE, F. (1945): «Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta». *Geotekt. Forsch.* 6, 78-92.
- LOTZE, F. (1960): «El Precámbrico de España». *Notas y com. Inst. Geol. y Min.* n.º 60. Pág. 227-240.
- LOTZE, F. (1969): El Cámbrico de España. 1.ª parte, I.G.M.E.
- MARTIN ESCORZA, C. (1976): «Las capas de transición», Cámbrico inferior y otras series preordovicianas (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. 2.ª Serie. Hoja n.º 702 (9-28). S. Vicente de Alcántara. I.G.M.E.
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L. y CORRETGE CASTAÑÓN, L.G. (1980): Mapa Geológico de España E 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja n.º 703 (10-28). Arrojo de la Luz. I.G.M.E.
- MATTE, P.; RIBEIRO, A. (1975): *Forme et orientation de l'ellipsoïde de déformation dans la virgation Hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la genèse de l'arc Ibero-armoricain.* C.R. Acad., Sc. Paris. t. 280 (30 Junio, 1975).
- MENDES, F. (1967-1968): Theses - 1.ª T. Contribution à l'étude géochronologique pour la méthode au strontium, des formations cristallines du Portugal. *Bol. Mus. e Labor. Min. e Geol. de Fta. de Ciências.* Vol. 11º Fac. 1º.
- MIALL, A.D. (1977): Fluvial sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologist, Calgary, Alberta, Canada.
- MIDDLEMOST, E.A.K. (1972): «A simple classification of volcanic Rocks». *Bull. Volcanolog.* 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, n.º 1, Oviedo.
- MUTTI, E. y RICCI LUCHI, F. (1975): Turbidite facies and facies associations in examples of turbidite facies and associations from selected formations. IX Intec. Congr. Sedim. Libro Guía de Excursiones A-11, pp. 21-36 NICE (Italia).
- OEN ING. SOEN (1970): «Granite intrusion Folding and Metamorphisme in Central northern Portugal». *Bol. Geol. España* 1970/6, T. 81 n.º 2.
- PARGA, J.R. (1969): Sistema de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Trabajos de Lab. de Lage*, n.º 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* n.º 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 n.º 650, Cañaveral. *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 n.º 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 extranjerías 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.º 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 Común del Instituto Geol. y Minero de España II*. Trimestre, n.º 50 (p.p. 195-233).
- TEIXEIRA, C. y THADEU (1969): «El Devónico en Portugal». *Bol. R. Sc. Esp. H.N.Y.* 67, n.º 2. Reseña de H.P. 1969.
- TEMPLADO D. Y ALVARADO, A. (1946): Mapa Geológico Nacional E 1/50.000. Hoja n.º 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.º 704 (11-28). Cáceres. *I.G.M.E.*
- THADEU, O. (1957): «Geología y jazmíos de Chumbo e Zinco de Beira Baixa». *Boll. Soc. Geol. de Portugal*. IX. 1-144.
- TORRE DE ASUNÇÃO, C. (1969): «Sur la pétrographie du Complexe des schistes et gneiss anté-ordoviciens (Tras-Os-Montes)», *Separata do Tomo III das Comunicacoes dos Servicos Geológicos de Portugal*.
- UGIDOS, J.M. (1976): «Significado Petrológico de cordierita, sillimanita y andalucita en migmatitas y granitos de Plasencia-Bejar 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. Geol.* Vol. XXVI. p.p. 225-231, n.º 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 (Extramadura 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 grauwáquico en relación con otras series «prearenig» 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