INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS 23 28003 MADRID

I.S.S.N. 0373-2096

Centro de Publicaciones
Ministerio de Industria y Energía

IGME

622
11-25

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

TORREJONCILLO

Segunda serie - Primera edición

INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

TORREJONCILLO

Segunda serie - Primera edición

CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por INTECSA (Internacional de Ingeniería y Estudios Técnicos, S. A.) en el año 1984, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Geología de campo, Síntesis y Memoria:
— BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D.

Colaboraciones:
— *Geología estructural:* DIEZ BALDA, M. A., y GONZALEZ LODEIRO, F., de los Deptos. de Geología Interna de las U. de Salamanca y Granada, respectivamente.
— *Sedimentología:* CARBALLEIRA CUETO, J., del Depto. de Estratigrafía de la U. de Salamanca.
— *Cuaternario y Geomorfología:* GOY GOY, J. L., y ZAZO, C., del Dpto. de Geología Externa de la U. de Madrid.
— *Petrografías:* RODRIGUEZ ALONSO, M.ª D., del Depto. de Petrología de la U. de Salamanca.
— *A. Químicos:* BEA, F., del Dpto. de Petrología de la U. de Salamanca.
— *Micropaleontología:* LIÑAN, E., y PALACIOS, T., del Dpto. de Paleontología de las U. de Zaragoza y Badajoz, respectivamente.
— *Macropaleontología:* RABANE, I.; GUTIERREZÑ, J. C., y PRIETO, M., del Dpto. de Paleontología de la U. Complutense de Madrid.
— *Granulometrías, minerales pesados y ligeros:* RINCON, R., del Dpto. de Estratigrafía de la U. de Madrid.
— *Rayos X:* BRELL, J. M., del Depto. de Estratigrafía de la U. de Madrid.

Dirección y Supervisión del IGME:
— BARON RUIZ DE VALDIVIA, J. M.ª

Revisión estudios petrográficos:
— RUIZ GARCIA, C.

INFORMACION COMPLEMENTARIA

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

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

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

Depósito Legal: M - 38.196 - 1987

NIPO 232 - 87 - 007 - 3

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

0 INTRODUCCION

La Hoja de Torrejoncillo (núm. 11-25) se sitúa en la zona centronorte de la provincia de Cáceres, siendo sus rasgos geográficos más significativos el río Alagón, al norte, y las sierras de Los Canchos y de Serradilla, formadas por sedimentos paleozoicos, que ocupan el ángulo SE.

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

Desde el punto de vista estratigráfico se distinguen sedimentos precámbricos, pertenecientes al Complejo Esquisto Grauváquico, sedimentos paleozoicos, que abarcan términos desde el Ordovícico Inferior al Silúrico, depósitos terciarios y sedimentos cuaternarios, principalmente terrazas.

Tectónicamente y desde un punto de vista regional, la característica más acusada es la presencia de una primera fase de deformación hercínica que origina pliegues de dirección general ONO-ESE, de plano axial subvertical y fallas asociadas paralelas a ellos. Con posterioridad se producen movimientos que dan lugar a deformaciones de escasa importancia. Finalmente, tienen lugar movimientos tardihercínicos que serán los responsables de las fracturas de desgarre y pliegues de dirección perpendicular y oblicua a las estructuras de la primera fase.

Con anterioridad a las deformaciones hercínicas, tiene lugar una fase de deformación, posiblemente sárdica, que puede ser observada puntualmente en pequeños pliegues, al SO de esta Hoja, cortados por la esquistosidad de primera fase hercínica (S_1) y que en general queda probada por la presencia de lineaciones (L_1) fuertemente inclinadas.

Entre los antecedentes geológicos más recientes cabe mencionar entre otros, los trabajos de LOTZE (1945-1966), la tesis doctoral de SCHMIDT (1957) y las Hojas geológicas del plan MAGNA realizadas por TENA DAVILA RUIZ, M. (1980), y MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L.

(1978-1982), dentro de la provincia de Cáceres, así como el «estudio geológico de los materiales anteordovícicos y paleozoicos del Sinclinal de Cañaveral (Cáceres)» IGME, 1982, realizado por estos últimos autores.

De otra parte, también hay que mencionar los trabajos elaborados por THADEO (1951), TEIXEIRA (1955-1959), TORRE DE ASSUNCAO et al. (1965) y OENG-ING SOEN (1970) para áreas próximas en la zona portuguesa.

1 ESTRATIGRAFIA

La presente Hoja está ocupada, en más de un 30 por 100 de su superficie, por sedimentos precámbricos pertenecientes al Complejo Esquisto Grauváquico sobre los que se depositó la serie paleozoica que actualmente está representada por sedimentos que abarcan términos entre el Ordovícico Inferior y el Silúrico. Estos depósitos paleozoicos se localizan únicamente en el ángulo SE de la Hoja, aparte de un pequeño retazo de cuarcitas del Ordovícico Inferior (cuarcita armoricana) localizado en el extremo suroccidental, que forma parte de la prolongación hacia el oeste de la misma estructura paleozoica.

Dentro de los sedimentos posthercínicos, existen depósitos detríticos terciarios pertenecientes a dos cuencas: Cuenca de Coria y cuenca asociada a la falla de Plasencia. Aparte, merecen especial mención los depósitos cuaternarios, principalmente terrazas, que ocupan más del 30 por 100 de la superficie de la Hoja.

Por lo que se refiere a las rocas filonianas es de destacar el dique básico Alentejo-Plasencia que cruza la Hoja por su zona oriental y que se encuentra parcialmente oculto bajo depósitos aluviales.

Finalmente, es de destacar la existencia de rocas pertenecientes al Complejo Esquisto Grauváquico y el Paleozoico Inferior afectadas por metamorfismo de contacto, en el área de Mirabel, al SE de la Hoja. Este metamorfismo de contacto debe estar relacionado con el batolito de Pedroso de Acím (Hoja de Cañaveral) que es la manifestación más próxima de rocas ígneas que existe.

1.1 PRECAMBRICO SUPERIOR

1.1.1 GRAUVACAS Y PIZARRAS (C. E. G.) (3)

Bajo esta denominación se agrupa una potente serie sedimentaria de características turbidíticas, constituida principalmente por grauvacas y pizarras que se disponen en niveles alternantes de muy diversa potencia. Sin

embargo, dentro de esta monotonía litológica se distinguen, a nivel muy puntual, intercalaciones conglomeráticas y/o cuarzograuvacas, que en ningún caso constituyen niveles guía.

Estas intercalaciones, que en zonas próximas se han podido diferenciar cartográficamente, son tan poco significativas en la presente Hoja que se puede hablar de un solo grupo litológico formado por grauvacas y pizarras.

Su característica litológica fundamental es el estar constituido por pizarras y limolitas grises que alternan con grauvacas grises y verdosas de grano fino a grueso, estratificadas en capas de 0,5 a 0,30 m., aunque no están ausentes los bancos métricos (1, 4 a 2 m.) que en general tienden a acuñarse, sobre todo los niveles de granulometría más gruesa.

Se han observado laminaciones paralelas, cantos blandos de pizarras negras y, en el techo de algunos bancos, ripples de crestas rectas o linguoides.

Estas características permiten considerar las facies como pertenecientes al tipo C de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975) y probablemente al tipo C_2.

El estudio al microscopio de diversas muestras ha permitido reconocer, entre otros, los siguientes tipos de materiales:

— Metagrauvacas cuarzosas con textura blastosamítica, con sorting de moderado a pobre en general, y con cuarzo, sericita, clorita, plagioclasa, feldespato potásico y fragmentos de roca como componentes mayoritarios.
— Metagrauvacas de características análogas a las metagrauvacas cuarzosas pero con menor proporción de cuarzo que, en general, es mono y policristalino.
— Metagrauvacas líticas donde el cuarzo y los fragmentos de roca son los principales componentes del esqueleto.
— Metapelitas con textura blastosamítica que en general aparecen bandeadas debido a la alternancia de láminas con diferentes proporciones de cuarzo y filosilicatos. El tamaño de los clastos de cuarzo es limo-arena fina y en las láminas de granulometría más fina no es raro encontrar material carbonoso disperso.
— Esquistos micáceos con textura granoblástica-lepidoblástica y con cuarzo, moscovita, clorita y albita como componentes principales. La clorita aparece frecuentemente con formas fibrosoradiales de pequeño tamaño.
— Metavulcanitas con textura microcristalina brechoide, constituida por una masa microcristalina cuarzo-feldespática en la que se individualizan algunos cristales de cuarzo o de plagioclasa.
— Esquistos micáceos turmaliníferos con textura granoblástica lepidoblástica y con cuarzo, moscovita, biotita y turmalina como componentes principales.

Como características generales, en la mayoría de las muestras se reconoce la textura original de las rocas aunque recristalizadas y tectonizadas, y la deformación principal produce una orientación, al menos parcial, de los filosilicatos, así como el aplastamiento y deformación de algunos fragmentos. En algunas muestras, que en general corresponden a metapelitas, se observa también una segunda deformación que queda marcada por una crenulación más o menos intensa.

Por otro lado, hay que hacer constar que en la presente Hoja son muy escasas las muestras con fragmentos de rocas volcánicas que a nivel regional, en áreas próximas, aparecen con bastante frecuencia.

Finalmente, como ya se mencionó en el apartado 1 (Estratigrafía) en las proximidades a Mirabel, zona SE, se ha podido observar la existencia de un leve metamorfismo de contacto, puesto de manifiesto en algunas muestras aisladas y que podría deber su origen a la acción térmica de rocas ígneas no aflorantes y relacionadas con el batolito de Pedroso de Acím, situado a unos 12 km. al SO.

Los estudios petrográficos en estos puntos nos determinan la existencia de esquistos cuarzobiotíticos, con textura esquistosa, lepidoblástica bandeada que tienen como componentes mineralógicos cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico, biotita, moscovita, opacos, circón, clorita y sericita. Las plagioclasas que aparecen, presentan manchas polisintéticas y tamaños variables. También son frecuentes los blastos biotíticos posteriores a la deformación de la roca y que tienen orientaciones al azar con respecto a la esquistosidad principal. Estas biotitas, ricas en hierro, indican el inicio de un metamorfismo de contacto.

A nivel regional los sedimentos del Complejo Esquisto Grauváquico (C. E. G.) que aquí se describen, pensamos que tienen su correlación en los materiales del C. X. G. descritos por TEIXEIRA (1979) en Portugal, con las capas de Valdelacasa mencionadas en su tesis doctoral por MORENO, F. (1977) para la zona SE y el Miembro Inferior definido por RODRIGUEZ ALONSO, M.ª D. (1982) en la zona NE, limítrofe con la que nos ocupa. A su vez, también sería equivalente a las Pizarras inferiores descritas por GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y FRANCO, P. (1975) y a la Formación Monterrubio establecida por DIEZ BALDA (1982), para la zona SO de Salamanca.

Del estudio palinológico de diversas muestras recolectadas en la carretera 526 (Torrejoncillo-Coria) se desprende la existencia de tres tipos de formas:

— Formas solitarias de pared posiblemente lisa que normalmente se encuentra corroida y con tonos grises debido al metamorfismo. Estas formas guardan gran similitud con las FORMAS A (MANSUY, 1983) que equivalen a *Palaecocryptidium cayensi* (DEFLANDRE, 1955) y que tienen una amplia distribución en el Brioveriense francés con una edad Rifeense Superior?-Vendiense.

— Formas en racimos que serían equivalentes a las FORMAS D, MANSUY (1983) de distribución similar a las anteriores o también al género *Synsphaeridium sensu* TIMOFEEV, de amplia distribución PC-Paleozoico. En general, las podemos considerar como una asociación de las anteriores formas.
— Formas con procesos angulosos o giberosos, dando incluso formas aberrantes. Su aspecto podría deberse al crecimiento de cristales en el interior de la vesícula (hecho corriente en los microfósiles orgánicos) por lo cual hay que tener cierta precaución al manejar este grupo. Casi siempre aparecen acompañando a las formas anteriores. En informes precedentes hemos asimilado parte de estas formas a *Eomicrhystridium* sp. Formas con procesos giberosos se han citado en la Formación KONGSFJORD en la Península de VARANGER que es una formación flysch-turbidítica, VIDAL y SIEDLECKA (1983) con una edad Rifeense Superior.

Las asociaciones afines a las encontradas aquí tienen una amplia representación en el Brioveniense francés por lo cual damos a esta unidad una probable edad Rifeense Superior-Vendiense.

En el aspecto paleoecológico, una gran pobreza de formas y la presencia de cianofíceas, son características en medios turbidíticos marinos. Por lo cual toda la unidad se puede asimilar a un ecosistema de este tipo con las reservas que supone el escaso número de muestras estudiadas y la conservación de los microfósiles, debido a las condiciones geológicas regionales.

1.2 PALEOZOICO

Los sedimentos paleozoicos dentro de la Hoja de Torrejoncillo (11-25) que abarcan términos desde el Ordovícico Inferior al Silúrico Inferior, se ubican en el ángulo SE, configurando las diferentes sierras y, en conjunto, forman una estructura sinclinal que se extiende por el E-SE hasta Guadalupe (Cáceres)-Herrera del Duque (Badajoz) y por el Oeste se adentra en Portugal.

La unidad basal, formada por pizarras, areniscas y cuarcitas, yace en discordancia bajo la «cuarcita armoricana» que, en general, y a lo largo de la estructura sinclinal constituye la unidad inferior paleozoica. Por encima de la cuarcita armoricana se distinguen hasta cinco unidades más, tres pertenecientes al Ordovícico y dos al Silúrico Inferior.

1.2.1 ORDOVICICO INFERIOR

1.2.1.1 **Pizarras, areniscas y cuarcitas (4)**

En discordancia con los materiales precámbricos descritos anteriormente,

tiene lugar la sedimentación de los primeros depósitos del Ordovícico Inferior que en la presente Hoja limitan sus afloramientos a la ladera norte de la Sierra de Zapatero. A techo se dispone, también en discordancia, una unidad cuarcítica (cuarcita armoricana) que constituye la base del Ordovícico a escala regional. No obstante, en la Hoja de Cañaveral (11-26), en la base de la cuarcita armoricana, existe una unidad conglomerática que no ha sido localizada en la presente Hoja.

Litológicamente, esta unidad inferior, está formada por pizarras azuladas-grisáceas micáceas que intercalan tramos areniscosos y 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/o cuarcitas dan paquetes de 8 m. de potencia máxima.

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 bioturbaciones y, sobre todo, su similitud con facies del 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 metros.

Al microscopio se han clasificado:

— Filitas con textura blastopelítica u orientada que tiene como minerales principales cuarzo, moscovita, clorita o biotita, y como accesorios turmalina, minerales opacos y circón. En las muestras con biotitas, 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.

1.2.1.2 **Cuarcitas. Cuarcita armoricana** (5)

Sobre los materiales descritos anteriormente, y en clara discordancia erosiva, se dispone una serie cuarcítica que constituye a su vez un claro nivel guía a escala regional.

En conjunto se compone de cuarcitas blancas dispuestas en dos tramos (figura 1).

El inferior se encuentra formado por cuarcitas blancas y gris claras en capas de 1 m. a 1,6 m., bien estratificadas, en donde se observan superficies de ripples muy deformadas y estratificadas 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 grises micáceas. Los niveles cuarcíticos tienen una potencia media de 8-10 cm., no superando a nivel de estratos los 35-40 cm. Para los niveles de pizarras 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 ola. La potencia total para este tramo se estima del orden de los 100 metros.

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 núm. 12-26 (Serradilla), MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1983), al sur 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:

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

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

— Para el Puerto de la Serrana, en el corte de la carretera de Trujillo a Plasencia, dentro de la Hoja de Malpartida de Plasencia (12-25), se

observa 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.

Primer término: Alternancia de cuarcitas y areniscas con pizarras, limolitas o areniscas de grano fino. Presentan como estructuras sedimentarias más frecuentes en los niveles de granulometría más gruesa, estratificación lenticular, superficies de ripples, laminación de ripples y pistas horizontales.

Segundo término: Cuarcitas gris claras en capas de 10 cm., 70 cm. con superficies entre capas muy netas y en donde predominan las estratificaciones cruzadas.

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

Del estudio petrográfico de diversas muestras se desprende la existencia, para la parte basal de todo el tramo cartográfico, de cuarcitas con textura granoblástica heterogranular o inequigranular con tendencia esquistosa. Su componente principal es el cuarzo en un 95 por 100, 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 cierta proporción y situados entre los cristales de cuarzo, no encontrando ninguna orientación preferente. El hecho de que aparezcan diseminados entre estos cristales indica la escasez de matriz arcillosa de la roca original.

Para la parte superior se han reconocido:

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

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

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

— Cuarcitas recristalizadas con textura granoblástica heterogranular de tendencia esquistosa cuyo componente principal es el cuarzo, que

LEYENDA

I - ESTRATIFICACION

CAPAS
- 10 cm.
- 10 - 30 cm.
- 30 - 100 cm.
- 100 - 300 cm.

Acuñamientos

Fusión de capas

CONTACTOS
- Netos
- Graduales
- Discordante y/o disconforme

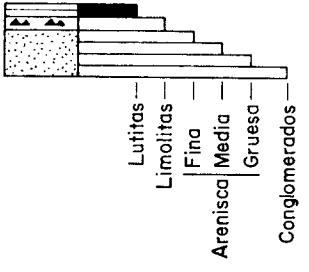
II - LITOLOGIAS

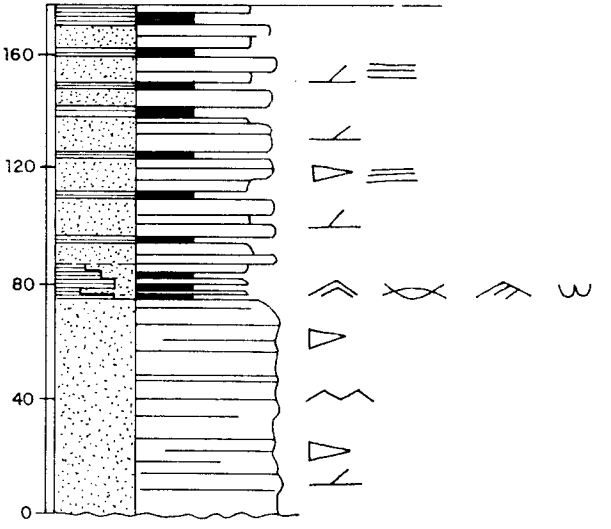
Areniscas y/o cuarcitas

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 olas
- Cruzianas

Figura 1

alcanza el 90-95 por 100, en tanto que los opacos pirita, circón, rutilo, sericita-moscovita y turmalina, entran a formar parte como minerales accesorios.

La recristalización es muy acusada, con contactos entre granos fuertemente suturados e interpenetrados. El tamaño de grano de los cuarzos suele ser medio grueso, existiendo, en la zona de deformación más intensa, bandas de deformación y láminas de Boelm. 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 existentes, hemos localizado en la Hoja núm. 12-26 (Serradilla), al S de esta zona, MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1982), icnofósiles clasificados como *Cruziana rugosa* D'ORBIGNY y *Skolithos* sp., que corresponden al Ordovícico Inferior (probable Arenig). Por ello asignamos a estas cuarcitas una edad Ordovícico Inferior.

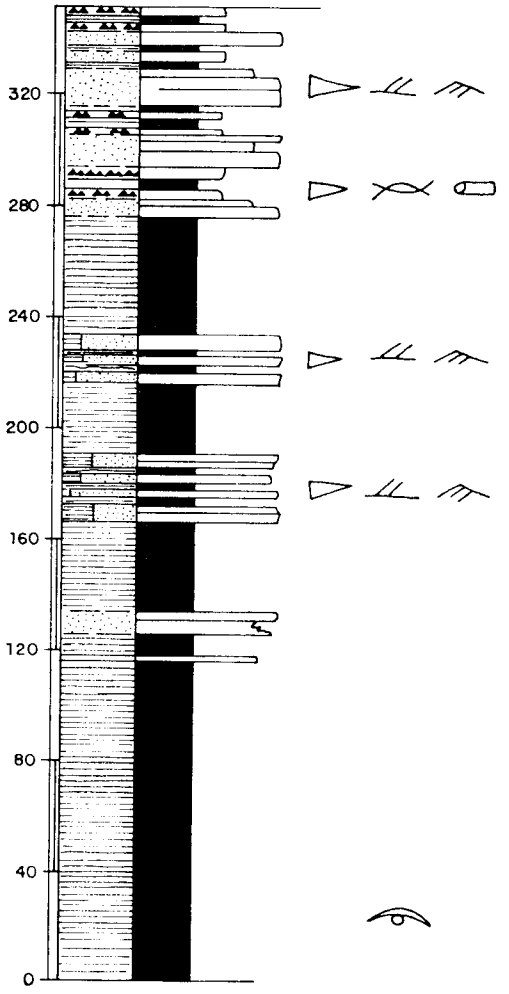
1.2.2 ORDOVICICO MEDIO

1.2.2.1 **Pizarras con intercalaciones de cuarcitas** (6)

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 zona central de la estructura (carretera de Trujillo a Plasencia, Hoja de Malpartida de Plasencia, 12-25), se ha establecido una columna tipo (figura 2), parte de la cual queda incluida en la Hoja núm. 12-26 (Serradilla) y que de muro a techo corresponde a:

— Pizarras violetas y negras masivas. contienen 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 ó 3 m., cuyos bancos tienen de 0,3 a 1,1 m., o bien se localizan en zonas de areniscas de grano fino alternando con limolitas y pizarras a nivel de lámina, o capas de 1 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 areniscosos presentan potencias 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



LEYENDA

I - ESTRATIFICACION

CAPAS
- < 10 cm.
- 10 - 30 cm.
- 30 - 100 cm.
- 100 - 300 cm.

Acuñamientos

Fusión de capas

CONTACTOS
- Netos
- Graduales
- Discordante y/o disconforme

II - LITOLOGIAS

Areniscas y/o cuarcitas

Pizarras

Limolitas

Alternancias en laminación y/o en estratificación. Relación aprox.

Lutitas — Limolitas — Arenisca: Fina, Media, Gruesa — Conglomerados

III - ESTRUCTURAS

Laminación cruzada

Laminación de ripples

Laminación lenticular

Pistas en general

FOSILES

Trilobites

Figura 2

transición entre las dos litologías citadas a nivel de lámina proporcionan a estas facies el aspecto bandeado característico, en donde los términos de grano más fino, lutitas y limolitas, son de tonos gris oscuro, 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 m.

El medio de sedimentación en que se depositaron los materiales de esta unidad corresponderá a una plataforma somera ya establecida, en donde la existencia de grandes tramos pizarrosos, sin estructuras ni secuencias aparentes, las colocaría en zonas de plataforma con escaso aporte arenoso y poco energético en la que era posible, no obstante, el desarrollo de Trilobites. Unicamente en los tramos cuarzo-areníticos intercalados en ellos 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 abundantes los granos de cuarzo alargados según planos de esquistosidad S_1, así como finos filosilicatos situados en esos mismos planos. Por último, las turmalinas cuando aparecen se encuentran muy redondeadas en su aspecto típicamente detrítico.
— Cuarcitas algo ferruginosas o micáceas, con texturas blastosamíticas o granoblásticas, que tienen como principal componente el cuarzo y, en algún caso, la moscovita, y como accesorios, turmalina, opacos-limolita, rutilo, circón y moscovita-sericita. Los granos de cuarzo parecen en su mayoría nuevos, no observándose contornos o formas típicamente detríticas. En general parece existir una elongación muy poco marcada concordante con la que tienen los filosilicatos y que correspondería con la esquistosidad S_1.

En un análisis petrológico de areniscas de estas mismas rocas se ha observado que se encuentran formadas por un 85 por 100 de cuarzo, un 2 por 100 de cemento ferruginoso y un 12 por 100 de matriz clorítica. Las fracciones son del 85 por 100 de limo y 13 por 100 de arcilla.

Con relación a la fauna existente en este tramo cartográfico, hay que hacer notar la presencia de restos en diversos puntos, tanto en la presente Hoja como en la prolongación hacia el oeste (zona portuguesa) de la estructura sinclinal.

Como antecedente citaremos la fauna recolectada por SCHMIDT (1957), para la zona de Mirabel en la cual clasifica Calymene *(Synhomalonotus)*

tristani (BROGN), *Illacnus giganteus* BURMEISTER, Illacnus 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 cf. Tristani* (BRONGNIART), *Cthenobolbina hispánica* (BORN) y Primitia sp., que corresponde a una edad Llanvirniense, MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1982).

También, y en el ámbito de la Hoja número 10-25 (Coria), en un afloramiento equivalente a las areniscas del techo de todo este tramo cartográfico, hemos encontrado fauna clasificada como: *Heterorthinma cf. Kerfornei* (MELOU) y *Heterorthina sp.* que pertenecen ya al Llandeilo, BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1982).

Finalmente en la Sierra de Serradilla, dentro del marco de la Hoja de Malpartida de Plasencia (12-25) recolectamos fauna clasificada como: *Redonia deshayesi* (ROUALT), *Praeleda cf. ciae* (SHARPE), *Neseuretus cf. Tristani* (BRONGNIART), *Cacemia ribeiroi* (SHARPE) y *Orthocerida indet.*, cuya asociación pertenece al Llanvirniense, probablemente Superior.

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

1.2.3 ORDOVICICO MEDIO SUPERIOR

1.2.3.1 **Cuarcitas** (7)

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 las acuñaciones que originan geometrías lenticulares.

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

Las condiciones establecidas hacia el techo de la unidad anterior se acentúan para ésta, ya que aquí el depósito arenoso es fundamental. Se puede pensar en una zona de la plataforma muy agitada sujeta a la acción de las olas y corrientes con desarrollo de fauna y bioturbación importante.

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

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

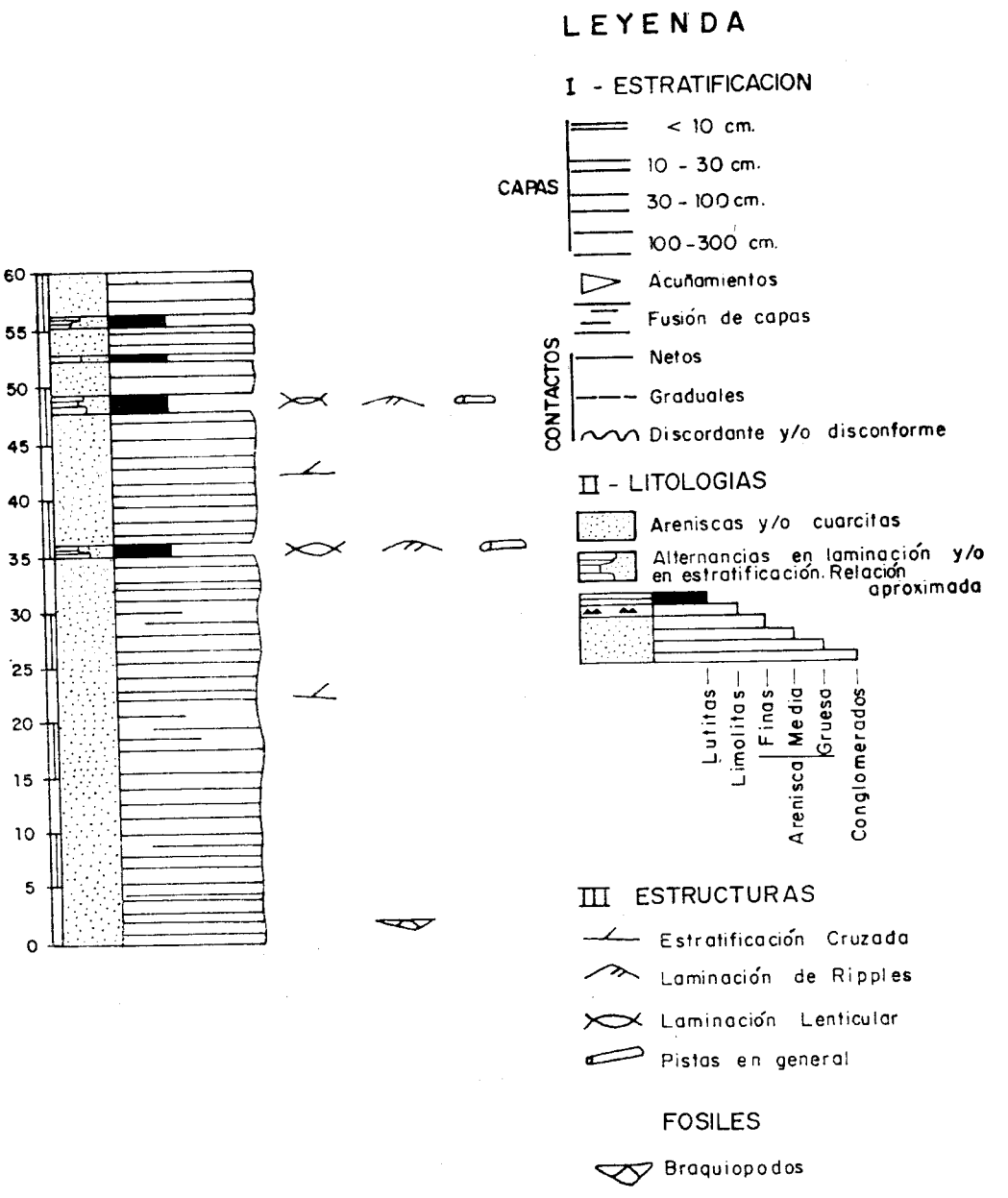

LEYENDA
I - ESTRATIFICACION
CAPAS
< 10 cm.
10 - 30 cm.
30 - 100 cm.
100 - 300 cm.
Acuñamientos
Fusión de capas
CONTACTOS
Netos
Graduales
Discordante y/o disconforme
II - LITOLOGIAS
Areniscas y/o cuarcitas
Alternancias en laminación y/o en estratificación. Relación aproximada
Lutitas
Limolitas
Finas
Media
Gruesa
Arenisca
Conglomerados
III ESTRUCTURAS
Estratificación Cruzada
Laminación de Ripples
Laminación Lenticular
Pistas en general
FOSILES
Braquiopodos
60
55
50
45
40
35
30
25
20
15
10
5
0

Figura 3

— 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 o una cierta elongación, al tener los contactos suturados o interpenetrados, o bien aparecer con bordes rectos que dan lugar a una tendencia poligonal. El chert suele encontrarse en forma de nódulos irregulares o redondeados con tamaños medios de 0,1 a 0,12 mm. Las líneas son finas y aciculares con longitudes de 10 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 por 100 de la lámina con el 10 por 100 restante de matriz clorítica. Las fracciones corresponden a: un 90 por 100 limo y 10 por 100 arcilla. 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 de Malpartida de Plasencia) (12-25). Dicha muestra se situaría en la base de todo este tramo cartográfico y en ellas se han clasificado: *Sinuites (Sinuites)*, cf. *hispánica* (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 cuándo terminó su sedimentación, por lo que les asignaremos una edad global de Llandeilo-Caradoc.

1.2.4 ORDOVICICO SUPERIOR

1.2.4.1 **Pizarras** (8)

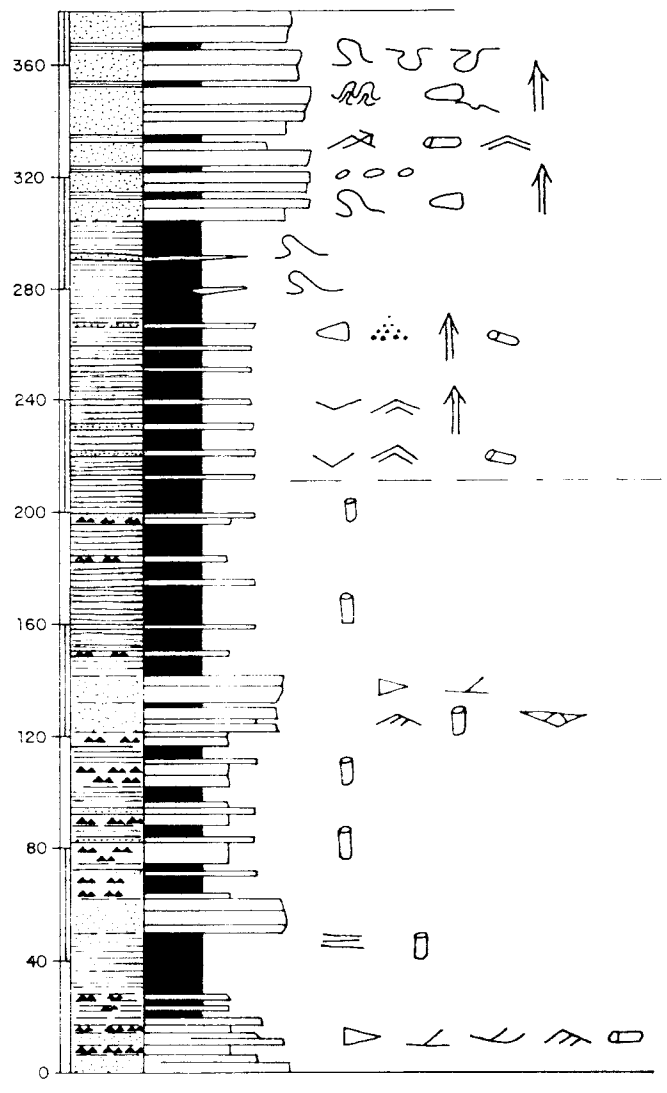
Finaliza la sedimentación del Ordovícico con unos depósitos pizarrosos que intercalan algunos niveles areniscosos que se hacen más frecuentes hacia el techo de la formación.

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

— Lutitas y limolitas grises oscuras con capas de areniscas en bancos de 4 a 50 cm. de tonos blancos o gris-verdosos. Las areniscas pre-

sentan 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 m. superiores son arenosos, presentando laminaciones y abundante bioturbación. Contienen a techo restos de fauna. Potencia: 20-24 m.
— Alternancia de areniscas laminadas con pizarras; éstas últimas están subordinadas. Aparece bioturbación en todo el tramo. Potencia: 1,6 m.
— Areniscas feldespáticas en capas de 0,35 a 1,10 m., de tonos gris claros a pardos. Separándolos aparecen capas de naturaleza pizarrosa-lutítica de hasta 0,13 m. de potencia. En la base de los bancos de areniscas se localizan cantos blandos. Potencia: 10 m.
— 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: 50-60 m.
— Areniscas grises en capas de 8 a 30 cm., pueden alcanzar hasta 1,5 m. Aparecen separadas por areniscas de grano más fino y limolitas de aspecto lajeado, que presentan laminación de ripples y bioturbación abundante. Es frecuente el acuñamiento 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 plana, con «flutes», «toolmarks» y otras marcas, que da paso a areniscas con granoselección positiva, ripples y a veces laminación convoluted. El término final lo constituyen lutitas. A veces aparecen secuencias más complejas. Potencia: 53 m.
— Lutitas negras masivas con capas slumpizadas de areniscas. Potencia: 36 m.
— Areniscas amarillentas con lutitas negras. Es frecuente en todo el tramo la existencia de capas de areniscas deslizadas y slumpizadas, laminación convoluted, estructuras de deformación, climbing ripples y pistas horizontales. También existen ortoconglomerados con cantos redondeados y deformados unidos a niveles con estructuras de deformación. Lateralmente, las capas se acuñan o pasan de tener una posición normal, a estar slumpizadas. Las direcciones obtenidas en las marcas de corrientes, fundamentalmente «flutes», dan también dirección S-N. Potencia: 75 m.



LEYENDA

I - ESTRATIFICACION

CAPAS
- 10 cm.
- 10 - 30 cm.
- 30 - 100 cm.
- 100 - 300 cm.

Acuñamientos

Fusión de capas

CONTACTOS
- Netos
- Graduales
- Discordante y/o disconforme

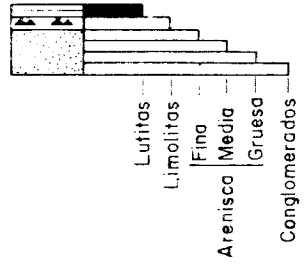
II - LITOLOGIAS

Areniscas y/o cuarcitas

Pizarras

Limolitas

Alternancias en laminación y/o en estratificación. Relación aprox.



III - ESTRUCTURAS

Estratificación cruzada

Estratificación cruzada en surco

Laminación de ripples

Laminación paralela

Laminación gradada

Laminación convoluted

Ripples de olas

Climbing ripples

Flute cast

Flute cast deformados

Load cast

Load cast deformados

Tool marks

Slumps

Paleocorrientes

Pistas en general

Bioturbación

FOSILES

Braquiopodos

Figura 4

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 las olas, dan lugar a secuencias rítmicas que probablemente haya que relacionar más con capas turbidíticas generales por tormentas 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 exclusivamente de tipo horizontal.

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

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

— Filitas con textura de 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 elongados unas veces por aplastamiento y otras por crecimiento, ya que sus bordes son muy irregulares, y van asociados con filosilicatos.

— Cuarcitas con textura blastosamítica de grano fino esquistosa, que se compone fundamentalmente de cuarzo. Como accesorios más frecuentes aparecen opacos, cloritas, sericitas-moscovitas, plagioclasa, circón y rutilo. Los contactos entre las zonas 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 recristalización intergranular, en general de tamaño muy inferior y subordinadas a las 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 de los materiales infra y suprayacentes.

1.2.5 SILURICO INFERIOR

1.2.5.1 **Cuarcitas** (9)

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

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

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

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

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

1.2.5.2 **Pizarras, areniscas y pizarras ampelíticas** (10)

Sobre los materiales cuarcíticos de la base del Silúrico continúa, en concordancia, una serie pizarrosa con algún nivel areniscoso, que constituye el tramo superior de la serie paleozoica en este área.

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

En la parte basal dentro de la Hoja de Malpartida de Plasencia (12-25) existen algunos niveles interestratificados con carácter lentejonar de rocas tufíticas con potencias inferiores a los 5 m. Los afloramientos existentes de estas rocas volcánicas se inician al O de Villarreal de S. Carlos (carretera de Trujillo-Plasencia, Hoja núm. 12-25) y continúan hacia el SE, dentro de la Hoja de Serradilla (12-26).

En el camino particular de los Santos de Torrejón (Hoja de Malpartida de Plasencia, 12-25), se ha podido obtener la siguiente serie. De muro a techo:

— Cuarcitas infrayacentes.
— Pizarras violetas y verdes arenosas. En niveles centimétricos y milimétricos. Potencia: 8 m.
— Alternancia centimétrica de niveles areniscosos marrones y blancos y pizarras vinosas con abundantes piritas. Potencia: 8 m.
— Rocas volcánicas alteradas, 7 m.
— Pizarras arenosas grises y areniscas rojizas en niveles centimétricos. Potencia: 2 m.
— Rocas volcánicas alteradas. Potencia: 0,7 m.
— Alternancia centimétrica de areniscas y pizarras arenosas grises con laminaciones. Potencia: 8-9 m.
— Pizarras grises. Potencia: 1 m.
— Rocas volcánicas alteradas. Potencia: 2,5 m.
— Pizarras vinosas con laminaciones. Potencia: 2 m.
— Alternancia de pizarras-areniscosas gris marrón con laminaciones en capas de hasta 10 cm. y areniscas rojizas en niveles de 3 a 5 cm. En todo el tramo abundan los cubos de pirita de hasta 1 cm. Potencia: 10 a 15 m.
— Alternancia de pizarras arenosas, y areniscas y pizarras ampelíticas negras, en capas centimétricas. Potencia: 10-15 m.
— Pizarras ampelíticas y pizarras negras con abundantes piritas y nódulos piritosos de hasta 3 cm. de diámetro. Restos de graptolites.

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

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

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

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

Dentro de esta unidad cartográfica son muy representativos los niveles de pizarras ampelíticas con graptolites, en donde se han obtenido las siguientes clasificaciones en muestras recolectadas en la Hoja de Malpartida de Plasencia (12-25).

— *O. Casas de las Navazuelas: Climacograptus innotatus* NICHOLSON: *Spirograptus ef. spiralis* (GEINITZ); *Petalograptus ef palmeus* (BARRANDE) *Monosgraptus* sp. y Pristiograptus sp. Edad: Llandovery, probablemente zonas Crispus-Gristonensis.
— *E. Casa de las Navazuelas: Climacograptus ef. scalaris* (MISINGER); *Climacograptus* aff. *Innotatus* (NICHOLSON); *Pristiogratus* cf. *nududs* (LAPWORTH); *Monograptus* cf. *marri* (PERNER), *Monograptus* cf. *tullbergi* (BOUCEK) y Monoclimacis; sp. Edad: Llandovery Medio-Superior.
— *Casa Blanca: Monograptus halli* (BARRANDE); *Monograptus* cf. *sedgwicki* (PORTLOCK); *Spirograptus? turriculatus* (BARRANDE) s.l. *Petalograptus giganteus* BOECK y PRIBYL y *Orthograptus?* aff. *insectiformis.* NICHOLSON. Edad: Llandovery Medio-Superior.
— *Casas de la Hidroeléctrica:* Climacograptus sp. Plistograpts? sp. y Monograptidae? gen. et sp. indet. Edad: Llandovery.

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

1.3 ROCAS FILONIANAS

Existen tres tipos de rocas filonianas: diques básicos, diques pegmatíticos y filones de cuarzo, éstos sin representación cartográfica.

Dentro de los diques básicos, que a nivel regional tienen gran representación, únicamente es de destacar el dique de Alentejo-Plasencia, que cruza la Hoja por el SE, con una dirección N 45° E.

Por otro lado, cabe mencionar los filones y vetas de cuarzo que se disponen con direcciones paralelas o subparalelas a la primera esquistosidad hercínica y que, en la presente Hoja, no tienen representación cartográfica, dado su escaso desarrollo y potencia. Estos pequeños diques, que en áreas adyacentes adquieren un desarrollo algo mayor, los suponemos anteriores o coetáneos con la primera deformación hercínica al encontrarlos, en algunos casos, «budinados» y plegados por ella.

1.3.1 DIQUE BASICO ALENTEJO-PLASENCIA (1)

Esta importante manifestación filoniana, con un recorrido de unos 500 Km., aflora en la zona suroriental de la Hoja de una forma discontinua, tanto por la extrusión en sí, como por quedar oculta bajo depósitos aluviales.

Sus características han sido consideradas en numerosos trabajos en España y en Portugal, en los que se hace referencia, tanto a su edad y significado en relación con la apertura del Atlántico Norte, SCHERMERHORN et al. (1978), como a diversos aspectos petrológicos y químicos, GARCIA DE FIGUEROLA (1963, 1965), CORRETGE (1971), CORRETGE y GARCIA DE FIGUEROLA (1971), GARCIA DE FIGUEROLA y CARNICERO (1973), y GARCIA DE FIGUEROLA et al. (1974).

El dique se compone petrográficamente de dos tipos de rocas, diabasa y gabro, predominando la primera en las zonas de borde y la segunda en zonas centrales. Los afloramientos situados en esta Hoja corresponden al tipo diabasa y se caracterizan por presentar la siguiente mineralogía principal: pigeonita, plagioclasas y serpentina, ésta procedente de un olivino bastante rico en magnesio. Los valores de la plagioclasa se sitúan entre el 50 por 100 de An. Como minerales accesorios aparecen hierro, clorita y caolinita.

Desde el punto de vista geoquímico presenta características típicamente toleíticas, GARCIA DE FIGUEROLA et al. (1974), y su edad ha sido establecida en varias ocasiones en distintas zonas con resultados que oscilan entre 275 m.a., SOARES DE ADRADE (1972), 220 m.a., TEIXEIRA y TORQUATO (1975), y 220-160 m.a., SCHERMERHORN et al. (1978), indicando estos últimos autores que la intrusión no ha tenido lugar en un episodio único, sino a lo largo de varias decenas de millones de años, abarcando

desde el Jurásico Inferior al Jurásico Medio, con probable comienzo en el Triásico Superior.

1.3.2 DIQUES PEGMATITICOS

Se trata de un haz de pequeños diques, situado al sur de la Hoja, que arman en las pizarras y grauvacas del C. E. G. con direcciones comprendidas entre N 30° E y N 45° E y potencias inferiores a 2,5 m.

Al microscopio se han clasificado como pegmatitas con textura holocristalina heterogranular seriada hipydiomorfa. Como minerales principales se observan: cuarzo, plagioclasas, moscovita y feldespato potásico. Como accesorios: sericita, topacio, casiterita y albita.

La importancia de estos diques, que deben estar relacionados con el batolito de Pedroso de Acím (Hoja núm. 11-26. Cañaveral), radica en la presencia de casiterita, por lo que están siendo explotados en la actualidad.

1.4 TERCIARIO

Dentro del marco de esta Hoja existen depósitos terciarios pertenecientes a dos cuencas claramente diferenciadas: Cuenca de Coria y Cuenca asociada a la falla de Plasencia, ambas caracterizadas por presentar un claro control estructural.

a) *Cuenca de Coria*

Caracterizada por un claro control estructural según dos direcciones preferentes, una próxima E-O y otra NE-SO (N 50° E), se extiende desde las proximidades de la Sierra de Cañaveral, por el sur, dentro de las Hojas de Garrovillas y Cañaveral, hasta las proximidades de Oliva de Plasencia, dentro de la Hoja de Plasencia, al norte. Presenta una serie de sectores claramente diferenciados cuyas características son las siguientes (su ubicación queda gráficamente expresada en la figura 5):

Sector I: Corresponde a una facies de borde, y se pueden distinguir dos litologías diferentes: Conglomerados y fangos, procedentes del C.E.G., y conglomerados cuarcíticos, arcillas y arenas procedentes de los niveles cuarcíticos paleozoicos.

Sector II: Caracterizado litológicamente por arcosas, niveles de conglomerados y arcillas de posible procedencia SO (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 Km^2, de forma casi rectangular, en cuyo extremo SE se encuentra la localidad de Coria. Litológica-

mente, 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, análoga 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.

En el ámbito de la presente Hoja están representados todos estos sectores, excepto el IV, que presenta características análogas al I.

b) *Sedimentos asociados a la falla de Plasencia*

Se trata de una cuenca muy restringida asociada a la falla de Plasencia y cuyos afloramientos se limitan a una pequeña mancha situada a la altura del Km. 144 de la carretera Cáceres-Salamanca.

La litología está constituida fundamentalmente por arenas y conglomerados procedentes del C. E. G.

1.4.1 MIOCENO

1.4.1.1 **Conglomerados y fangos (Cuenca de Coria. Sector I)** (11)

Los sedimentos del sector I se caracterizan, en el ámbito de esta Hoja, por facies conglomerático-fangosas de tonos rojizos y pardos derivadas del Complejo Esquisto-Grauváquico situado inmediatamente al sureste y al este. Los conglomerados están formados por un 99 por 100 de cantos de pizarras y esquistos y un 1 por 100 de cuarzo. Los cantos son de subredondeados a subangulosos y frecuentemente aparecen rubefactados, presentando una alta heterometría y con centiles de al menos 14 cm. De forma subordinada aparecen también niveles de arenas y gravas fangosas con contenidos en fango muy elevado (hasta un 45 por 100). En este caso la fracción arena-grava está formada casi exclusivamente por fragmentos de pizarras y escasísimos granos de cuarzo.

La potencia de esta unidad, que atribuimos al Mioceno por consideraciones regionales, no debe sobrepasar los 100 m., presentando, en conjunto, una ligera inclinación (10°) al O y NO.

1.4.1.2 **Conglomerados cuarcíticos, arenas y arcillas (Cuenca de Coria. Sector I)** (14)

Esta unidad podría corresponder a un cambio de facies de la unidad anteriormente descrita aunque la relación entre ambas no está del todo clara,

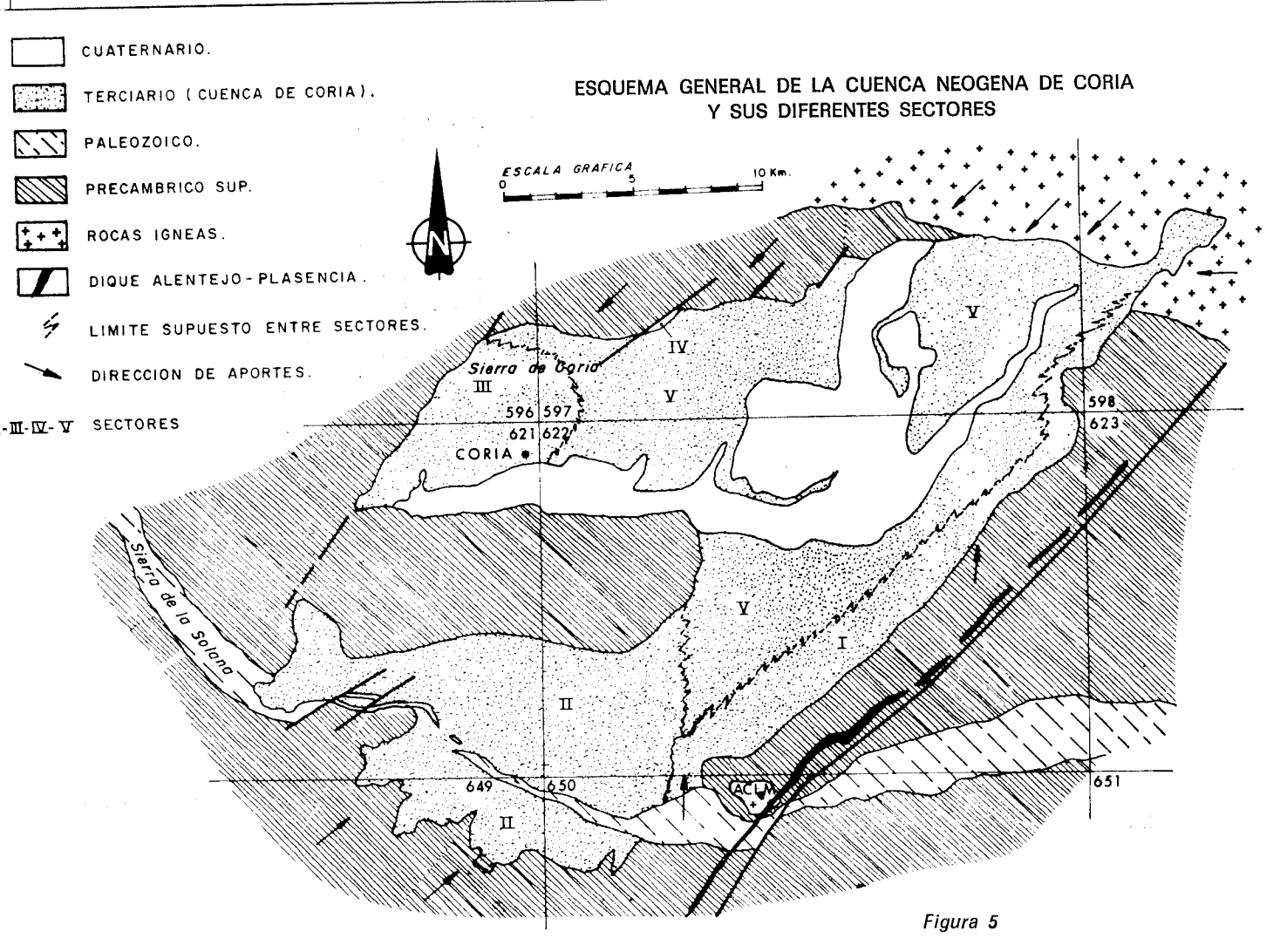

ESQUEMA GENERAL DE LA CUENCA NEOGENA DE CORIA
Y SUS DIFERENTES SECTORES
CUATERNARIO.
TERCIARIO (CUENCA DE CORIA).
PALEOZOICO.
PRECAMBRICO SUP.
ROCAS IGNEAS.
DIQUE ALENTEJO - PLASENCIA.
LIMITE SUPUESTO ENTRE SECTORES.
DIRECCION DE APORTES.
I - III - IV - V SECTORES
ESCALA GRAFICA
0
5
10 Km.
N
Sierra de Coria
Sierra de la Solana
CORIA
ACLM
596
597
621
622
598
623
649
650
651
I
II
III
IV
V

Figura 5

debido principalmente a las malas condiciones de observación, ya que la zona de contacto entre ambas unidades se encuentra cubierta por depósitos cuaternarios.

En síntesis, esta unidad está constituida por conglomerados de cantos y bloques cuarcíticos angulosos y subangulosos empastados en una matriz areno arcillosa de tonalidades gris-verdosas.

Localmente aparecen cantos de esquistos y areniscas que no sobrepasan el 20 por 100.

El área madre de esta unidad conglomerática son, sin duda, los relieves paleozoicos situados al Sur, próximos al batolito de Pedroso de Acím (Hoja de Cañaveral).

Un hecho digno de mención es la existencia de mineralizaciones de estaño, actualmente en explotación, en estos conglomerados. Dichas mineralizaciones, que también aparecen en diques de pegmatitas que arman en el C. E. G., deben estar relacionadas con el batolito de Pedroso de Acím, con fracturas N 30-45° E y con una erosión posterior que desmanteló los materiales mineralizados formando en parte la unidad conglomerática.

La potencia de esta unidad, que atribuimos al Mioceno por consideraciones regionales, llega a sobrepasar los 100 m. según datos de sondeos realizados en las proximidades del Cerro Charcón.

1.4.1.3 **Arcosas y arcillas (Cuenca de Coria. Sectores V y II)** (12)

Esta unidad está constituida fundamentalmente por arcosas de tono gris verdosos, con porcentajes de fango muy variable. Incluyen cantos dispersos subredondeados a redondeados, cuyo centil puede alcanzar los 10 cm., o concentrados formando niveles de poca entidad. Los cantos mayoritarios son esquistos y pizarras del C. E. G., aunque también está presente el cuarzo y los procedentes de rocas graníticas.

Los estudios granulométricos realizados ponen de manifiesto un contenido en limo-arcillas comprendido entre el 12 y el 70 por 100, siendo el resto tamaño arena de muy fina a media. En algunas muestras la fracción arena gruesa llega a alcanzar el 27 por 100. Por otro lado, en los niveles de granulometría más gruesa, siempre minoritarios, el tamaño limo-arcilla representa un porcentaje comprendido entre el 12 y el 22 por 100 siendo el resto casi exclusivamente gravas y arenas gruesas.

En el km. 7 de la carretera de Guijo de Coria a Coria se levantó la siguiente columna. De muro a techo:

0,40 m. Arenas de grano fino a limos. Extraordinariamente micáceas (biotita y moscovita). El color oscila entre gris y pardo a parches.

1,50 m. Poco visibles.

0,60 m. Arenas de grano muy fino endurecidas. Burrows verticales. Colores a parches grises y pardos.

0,25 m. Arenas de grano grueso que se pierden hacia el SO. Superficie basal erosiva. Presentan cantos blandos y de esquisto de hasta 7 cm. Orientación de eje de canto 160°. En este tramo se observa una dirección de un surco erosivo de 150°, con dirección sur.

0,85 m. Arcillas blancas, verdosas y pardas, muy endurecidas y edafizadas. Superficie basal irregular. En algunas zonas presentan laminación paralela. Nivelillos con arenas de grano muy fino a limos.

1,5 m. Arenas con características idénticas a las basales.

En esta unidad y de forma esporádica se localizan niveles endurecidos formados por microconglomerados o areniscas líticas o arcósicas con cemento carbonatado y, ocasionalmente, filosilicatado.

Del estudio de los minerales pesados se desprende que son mayoritarios la turmalina, el apatito y el circón, siendo mucho menos abundantes la andalucita y la anatasa.

Los porcentajes máximos de estos minerales en las muestras estudiadas son los siguientes:

	%
Turmalina	75
Apatito	72
Circón	40
Andalucita	23
Anatasa	22

Por lo que respecta al contaje de minerales ligeros los valores extremos en las muestras estudiadas son las siguientes:

	%
Cuarzo	71-94
Feld K	4-25
Plagioclasas	2-10

En las muestras recogidas en los niveles más arcillosos se realizaron estudios de difracción de rayos X. El porcentaje de filosilicatos alcanza valores de hasta el 90 por 100, siendo las esmectitas y la illita los más abundantes.

De las observaciones litológicas de campo y de los estudios realizados, se desprende que los depósitos en este sector V son el resultado de la mezcla de términos litológicos cuya procedencia fundamental es del Este, Noreste y Sureste, derivados del Complejo Esquisto Grauváquico, de áreas

ígneas y de rocas afectadas por metamorfismo de contacto (cantidades relativamente altas de andalucita).

Localmente se han podido observar superficies canalizadas y estratificación cruzada, aunque el aspecto normal es masivo. Serían propios de ambientes aluviales con dirección NE-SO, que recibirían aportes laterales de sistemas aluviales de menor entidad de procedencia E y SE.

La potencia máxima de esta unidad no podemos establecerla en la actualidad por falta de datos fiables. Ahora bien, dada las características estructurales de esta cuenca pensamos que el espesor debe ser importante. En este sentido, un sondeo realizado por el IGME perforó 180 m. en el área de Galisteo sin llegar al basamento antiguo. De otro lado de los estudios geoeléctricos con fines hidrogeológicos realizados en esta cuenca por INTECSA (1984) por encargo del IGME, se deducen espesores máximos de 250 m. en las áreas de Torrejoncillo, Holguera y Riolobos. Estos espesores se incrementan considerablemente hacia el NE (900 m.). Esta diferencia de potencias es sólo explicable por la existencia de fracturas que producen importantes «escalones» en el zócalo precámbrico.

Atribuimos al Mioceno esta unidad por consideraciones regionales y de facies, al no disponer de ningún dato paleontológico.

1.4.1.4 **Arcillas, limos y arenas micáceas (Cuenca de Coria. Sector III)** (13)

Como se mencionó en el apartado 1.4, dentro de la cuenca de Coria, en lo que hemos dado en denominar sector III se pueden diferenciar diversas facies, aunque lo consideramos como una única unidad cartográfica con el nombre genérico de arcillas, limos y arenas micáceas.

Se distinguen tres tipos de materiales:

Un primer tipo que está constituido por arenas fangosas y fangos masivos, feldespáticos de tonos grises y verdosos y que presentan frecuentes concreciones carbonatadas.

El segundo tipo lo constituyen facies canalizadas formadas por arenas blanco amarillentas, micáceas, de grano fino a medio. Presentan estratificación cruzada en surco, ripples y laminación cruzada debida a ripples. Aparecen intercaladas en ellas arcillas marrones y limos verdosos muy laminados con burrows, tanto verticales como horizontales, y escamas de peces. De estas facies existen buenos afloramientos al este de la localidad de Coria.

Del último grupo de facies existen muy buenos afloramientos al NO de Coria (carretera de Coria a Moraleja) dentro de la Hoja de Cilleros (número 10-24) y está integrado por limos, arcillas y arenas de grano fino cuya característica fundamental es que presentan constantemente laminación paralela, laminación cruzada debida a microrripples, bioturbación y burrows. Pre-

sentan frecuentemente concreciones carbonatadas y horizontes edafizados. Sus características podrían corresponder a depósitos en ambientes de llanuras de inundación distales o incluso lacustres. Subordinadas a estas facies aparecen pequeños niveles de facies canalizadas arenosas.

Dentro de los filosilicatos suelen predominar las esmectitas y la illita, apareciendo en menores proporciones clorita y caolinita, o bien predominar los interestratificados de clorita montmorillonita, y en menores proporciones la illita y las esmectitas.

De un estudio de minerales pesados en la zona de Coria se pone de manifiesto la existencia de trazas de moscovita y anatasa y frecuentes leucoxenos e ilmenita. A su vez el mineral más abundante corresponde a la turmalina, en tanto que el circón y el granate aparecen en escasa proporción. A partir de estos datos y de las observaciones directas en campo, cabe pensar que la procedencia de estos materiales debe su origen a áreas graníticas.

El espesor máximo de esta unidad, en base a datos geoeléctricos se sitúa sobre los 650 m.

Con relación a la edad de estos depósitos, los únicos restos de fauna los hemos localizado en la margen derecha del río Alagón junto a la carretera comarcal 526 (Portezuelo-Coria). Corresponden a restos de escamas de peces posiblemente Clupeidos que no permiten realizar una datación precisa. Por ello consideramos a estos depósitos como de edad Mioceno en función a sus características litológicas y similitud con cuencas de esta edad, dentro de la región.

1.4.1.5 **Arenas, arcillas y conglomerados (Sedimentos asociados a la falla de Plasencia)** (15)

Se trata de un pequeño afloramiento situado a la altura del PK 144 de la CN 630.

Litológicamente se caracterizan estos depósitos por estar formados por arcillas más o menos rojizas, arenas, arena arcillosa y niveles de conglomerados formados por cantos, poco o nada cementados, angulosos y con características lenticulares. Estructuralmente presentan una ligera inclinación hacia el N-NO (5-10°) y su deposición debe relacionarse con movimientos tardíos de la falla de Plasencia.

Por lo que se refiere a la edad de esta unidad el único dato faunístico es el descubrimiento en la base de una unidad análoga, en las proximidades de Plasencia, HERNANDEZ-PACHECO, F. (1960), ROSO DE LUNA, I., y HERNANDEZ-PACHECO, F. (1960), Hoja a E. 1:50.000, Villar del Rey, número 751 (1.ª edición), de restos óseos y dentarios de un rinócero primitivo *Hispanotherium matritense*, que indica una edad del Aragoniense Medio (NM4-5), semejante a la de los yacimientos de San Isidro, Puente de Toledo, La Hidro-

eléctrica, Moratines y O'Donnell, de la Cuenca de Madrid, ALBERDI et al., 1981, a y b, y (1983) y al de Torrijos en la Cuenca del Tajo occidental, AGUIRRE et al. (1982).

Actualmente no podemos precisar la potencia de esta unidad debido a las malas condiciones de observación y a la ausencia de datos de sondeo hace que cualquier estimación pueda ser errónea.

1.5 CUATERNARIO

En este apartado se describen los diferentes tipos de depósitos cuaternarios cartografiados: terrazas, abanicos aluviales, glacis y depósitos de naturaleza coluvionar.

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.

Por lo que se refiere a los niveles de terrazas, la secuencia más completa es la relacionada con el río Alagón, en la que el primer nivel se sitúa a 218 m. (Hoja de Montehermoso) sobre el «talweg» actual del río y lo suponemos perteneciente al Pliocuaternario. Dentro de la Hoja de Torrejoncillo el primer nivel se encuentra a 85 m.

Finalmente, es de resaltar la existencia de una actividad tectónica durante el cuaternario. Esta tectónica se pone de manifiesto al realizar la cartografía de los diferentes niveles de terraza en la Hoja de Montehermoso (11-24) donde se comprueba que el río Alagón cambió su curso al comienzo del Pleistoceno y que existen niveles de terrazas con una pendiente muy superior a la de su deposición. Aparte, dentro de la presente Hoja existe un nivel de terraza (40-45 m.) que presenta características anómalas de drenaje con formación de pequeñas lagunas cuyo origen no sólo hay que buscarlo en las características del infrayacente ni en su composición, sino posiblemente en una neotectónica activa que produce ligeros basculamientos en contrapendientes.

1.5.1 PLEISTOCENO INFERIOR

1.5.1.1 **Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terraza** (16)

Se trata del nivel situado a mayor cota (85 m.) respecto al «talweg» actual del río Alagón.

Litológicamente se compone de gravas y bolos cuarcíticos bien rodados, arenas silíceas y arcillas más o menos rojizas. El tamaño de los cantos va-

ría entre unos 5 hasta 20-25 cm., aunque esporádicamente pueden existir bolos de mayor tamaño.

1.5.2 PLEISTOCENO MEDIO

1.5.2.1 **Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terrazas** (17), (18), (20), (21), (22) y (23)

De forma escalonada se han localizado hasta seis niveles de terrazas del Pleistoceno Medio situadas a las siguientes cotas relativas: 70-75 m., 55-60 m., 47-50 m., 40-45 m., 35 m. y 24-26 m.

Su composición litológica no varía sustancialmente de la terraza del Pleistoceno Inferior, es decir gravas y bolos cuarcíticos, arenas silíceas y arcillas.

Como dato a resaltar apuntaremos la existencia de lagunas en la terraza situada a 40-45 m. (alrededores de El Batán, Alagón del Caudillo, N. de Galisteo, etc.) que interpretamos como el resultado de una neotectónica activa que produce ligeros basculamientos en contrapendiente, aunque también es cierto que este nivel presenta zonalmente gran contenido en arcillas.

1.5.3 PLEISTOCENO MEDIO-SUPERIOR

1.5.3.1 **Cantos subangulosos y subredondeados, arenas y arcillas. Abanicos aluviales** (19)

En el ángulo SO de la Hoja y en relación con los arroyos de Fresnedoso y Herreros se observa una secuencia de abanicos aluviales encajados, que constituyen, al menos, cuatro generaciones.

Litológicamente se componen de gravas y bolos cuarcíticos subangulosos o subredondeados, arenas y arcillas rojizas. Ocasionalmente aparecen cementados.

Es de resaltar el hecho de que una tectónica reciente ha afectado a estos depósitos, al menos a los más antiguos. En este sentido se puede comprobar, por ejemplo, que en el área de la Casa de Huerta Cintera los paquetes conglomeráticos están basculados hacia el SO, debido posiblemente al juego de una fractura, N 130-140° E, que por otra parte condiciona el límite septentrional del abanico.

1.5.3.2 **Cantos angulosos, arenas y arcillas. Glacis** (24)

Al pie de la sierra de Zapatero y de los Canchos se desarrollan sistemas de glacis, que aunque en la cartografía lo hemos englosado como glacis en sentido amplio, presentan características diferentes.

Los glacis de la Sierra de Zapatero, con una potencia de más de cuatro metros y constituidos por bloques y cantos de cuarcitas y areniscas empastados en una matriz arcillo-arenosa rojiza, podríamos considerarlos como un pie de monte, dada su elevada pendiente y la morfología de su arranque en cabecera.

De otro lado, los glacis de la Sierra de los Canchos, presentan unos depósitos poco potentes, menos de 1 m., y una morfología más asimilable con los glacis de cobertera. Su litología fundamental son cantos angulosos de cuarzo y cuarcita y arenas silíceas. El conjunto se encuentra ocasionalmente cementado.

1.5.4 PLEISTOCENO SUPERIOR

1.5.4.1 **Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terrazas** (25), (26) y (27)

De forma escalonada se han localizado tres niveles de terrazas del Pleistoceno superior a las siguientes cotas relativas: 18-20 m., 16 m., 10-12 m.

Su composición litológica no varía de la descrita para las terrazas superiores, es decir: gravas y bolos cuarcíticos, arenas silíceas y arcillas.

1.5.4.2 **Cantos y bloques angulosos, arenas y arcillas. Coluvión** (28)

Se sitúan adosados a los relieves paleozoicos del sur de la Hoja, donde forman un depósito casi continuo que orla las sierras.

Están constituidos fundamentalmente, por bloques y cantos de cuarcita, empastados en una matriz de composición areno-arcillosa.

1.5.5 HOLOCENO

1.5.5.1 **Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terraza** (29)

Si exceptuamos la llanura aluvial, es el nivel más bajo de terraza diferenciado en la cartografía. Este nivel, de litología análoga a cualquiera de las terrazas descritas, está bien representado a lo largo de todo el río Alagón a una cota relativa de 6-7 m.

1.5.5.2 **Cantos redondeados, arenas y arcillas. Llanura aluvial** (31)

Está bien representada a lo largo de todo el cauce del río Alagón y con menor desarrollo en el río Jerte.

Su litología fundamental es análoga a la de cualquier terraza y en la car-

tografía se ha podido, en algún caso, distinguir hasta tres escarpes, situados a las siguientes cotas relativas: 4 m., 2,5-3 m. y 1 m.

1.5.5.3 **Cantos angulosos, arenas y arcillas. Coluvión** (30)

Están compuestos por arenas y arcillas y algún canto disperso y se desarrollan, principalmente, a partir de escarpes dentro de la cuenca neógena derramándose sobre la llanura aluvial o sobre el nivel más bajo de terraza.

1.5.5.4 **Cantos redondeados, arenas y arcillas. Barras** (32)

Aparecen zonas de barras de los actuales cauces de los ríos Alagón y Jerte formados por arenas, cantos y arcillas y que en épocas pueden formar parte de la llanura de inundación.

1.5.5.5 **Cantos redondeados, arenas y arcillas. Aluvial** (33)

Excepto en los ríos Alagón y Jerte aparecen con escasa entidad debido a las características de los arroyos de la Hoja. Cuando existen presentan una litología de cantos de cuarcitas, fundamentalmente, sueltos en una matriz areno-arcillosa.

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 destaca el Sinclinorio 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.

Con posterioridad tienen lugar, al menos, dos deformaciones tardías, sin orden cronológico establecido que producen pequeños pliegues cuyos planos axiales presentan direcciones N 30-50° E y N 100-120° E. Ambas deformaciones originan esquistosidades de crenulación y no llevan asociadas ningún tipo de macroestructuras.

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.

2.2 ESTRUCTURAS PREHERCINICAS (FASE SARDICA)

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 Inferior, que descansa indistintamente sobre el Cámbrico o sobre el Precámbrico, como en la aparición de pliegues anteesquistosos y de lineaciones de intersección (L_1) de la primera fase hercínica, subverticales o con fuertes inclinaciones en los materiales del Precámbrico.

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 Superior, sería aproximadamente entre N-S y NE-SO.

Por nuestra parte, al sur de esta zona hemos observado en la Hoja número 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).

También, y dentro del ámbito de la Hoja núm. 9-27 (Membrío), BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1980), en el punto kilométrico 10,900 de c. c. Membrío-Alcántara, se ha localizado otro pequeño pliegue, tipo «Mullions», de las mismas características.

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 buzarían 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, limítrofe 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 primera 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 120° E y N 80° 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 Km. y 5 Km. y la longitud de onda entre 1,5 Km. y 8 Km. El estilo corresponde a pliegues isopacos en las capas competentes, tendiendo a similares en las incompetentes.

Todos los pliegues que configuran el llamado sinclinal de Cañaveral, que se sitúa, en parte, dentro de la presente Hoja, forman en su conjunto un gran sinclinorio con vergencia 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 núms. 12-25 y 12-26, Malpartida de Plasencia y Serradilla, respectivamente).

La dirección general de todo el Sinclinal es de N 120°-130° E, que coincide con la que origina la primera fase de deformación Hercínica a la que debe su origen. No obstante, y por efecto del sistema de fallas tardías, esta dirección sufre una clara modificación a N 80° E que afecta a toda la zona media de la estructura (Hojas núms. 10-25, 12-25 y 11-26).

2.3.1.2 **Pliegues tardíos**

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

Estos nuevos procesos de deformación no dan lugar a estructuras de

primer orden y sólo 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, cuya cronología relativa no hemos podido establecer hasta el momento con exactitud.

— *Pliegues de dirección N 10-35° E*

Este tipo de pliegues, que afectan a la esquistosidad S_1, de primera fase, son los que aparecen con más frecuencia en el área de estudio, y serían el resultado de una fase tardía principal.

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.

— *Pliegues de dirección N 100-120° E*

Son escasos los puntos en donde se han visto este tipo de pliegues; no obstante, se ha podido observar que se trata de pliegues asimétricos cuyos flancos tienen distintas longitudes (más largos los que buzan hacia el Norte que los que buzan hacia el Sur).

En general, hemos visto que este tipo de pliegues tienen una traza axial de dirección N 100-120° E, con planos axiales que buzan al S de 5 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 que tienden a la subhorizontalidad.

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 plano 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.

A nivel estructural, la marcada esquistosidad de flujo S_1 nos permite, juntamente con criterios sedimentológicos, determinar la polaridad de las capas. Así, en zonas donde estos últimos métodos no son precisos, ser-

virá de único criterio para determinar, en una serie monoclinal plegada, el techo y el muro en cada punto.

Sobre una falsilla Schmidt, se ha realizado el contaje de 89 polos de (S_1), obteniéndose una dirección aproximada preferente N 136° E y buzamiento de 79° S (figura 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 tardía**

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 anteriormente.

No obstante, 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 al episodio que originó los pliegues de plano axial N 10-35° E, con cuya dirección coincide en términos generales.

Esta esquistosidad de crenulación se encuentra presente en toda la zona occidental de la provincia de Cáceres, CORRETGE CASTAÑON, L. G. et al. (1980-82), BASCONES ALVIRA, L. et al. (1980-84), MARTIN HERRERO, D. et al. (1978-84) y UGIDOS MEANA et al. (1983).

Por otra parte, y también crenulando a la S_1, se observa una esquistosidad con dirección N 130-150° E y buzamientos generalizados hacia el S de 10° a 30°, que está asociada a los pliegues tardíos de dirección aproximada N 100-120° E.

Para el área de Salamanca existe una esquistosidad de crenulación subhorizontal que está asociada a pliegues angulares en zonas epizonales y que corresponden con la S_2 Hercínica, DIEZ BALDA, M.ª A. (1982).

La existencia de una crenulación subhorizontal en la zona se puede pensar que sería debida a la Fase 2, que afecta al área de Salamanca, o bien que se produciría por una descompresión asociada a fallas normales. A la vista de la incidencia en esta zona de estudio y de la presencia de fallas tardías que han sufrido reajustes posteriores con movimientos normales, nos inclinamos, en principio, por la segunda posibilidad.

Por otra parte, y en esta zona, no hemos podido ver la relación existente entre la esquistosidad de crenulación subhorizontal y la esquistosidad de crenulación asociada a los pliegues de dirección N 30°-50° E de plano axial subvertical, por lo que no podemos ordenarlas en el tiempo, ni nos es posible correlacionarlas con las fases conocidas de las áreas limítrofes.

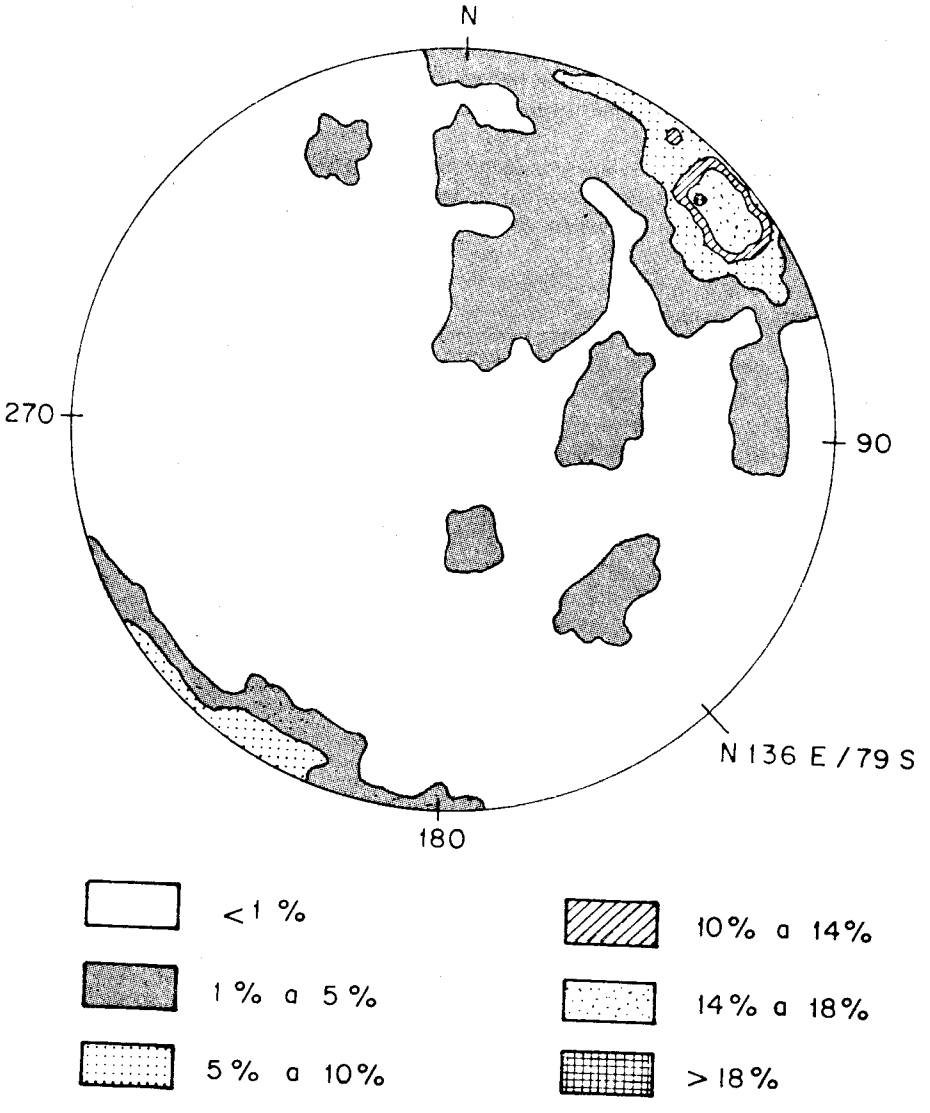


Figura 6.—Proyección de 89 polos de la esquistosidad primaria S_1 falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior).*

* El valor de cada polo corresponde a la media de las medidas efectuadas en cada punto.

2.3.3 LINEACIONES

2.3.3.1 **Lineaciones de primera fase hercínica**

a) *Lineaciones de intersección*

La intersección de los planos de esquistosidad (S_1) y la estratificación (S_0) origina una lineación (L_1) que es paralela a los ejes de los pliegues de la primera fase de deformación.

Sobre una falsilla de Schmidt (hemisferio inferior), hemos representado 87 polos de las lineaciones L_1, que tienen un buzamiento menor de 90°. El resultado obtenido es de dos puntos máximos de direcciones N 140° E y N 65° E con 47° N y 50° S respectivamente de buzamiento (figura 7).

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 alloramientos:

— 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 cuarzograuváquica principalmente dispersos en pizarras. El tamaño máximo de los cantos es de 4 a 6 cm., según el eje mayor del elipsoide de deformación.

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.

Por otro lado, no se han localizado en el marco de la Hoja ningún tipo de lineaciones relacionadas con las distintas deformaciones tardías existentes en el área de estudio.

2.3.4 FRACTURAS

Se distinguen diversos sistemas que están bien representados tanto dentro del marco de la presente Hoja como a nivel regional.

— Dirección paralela o subparalela a los pliegues de la primera fase.

Esta familia está bien definida, tanto en los materiales paleozoicos de las Hojas limítrofes hacia el S y SO de la que nos ocupa, como en los

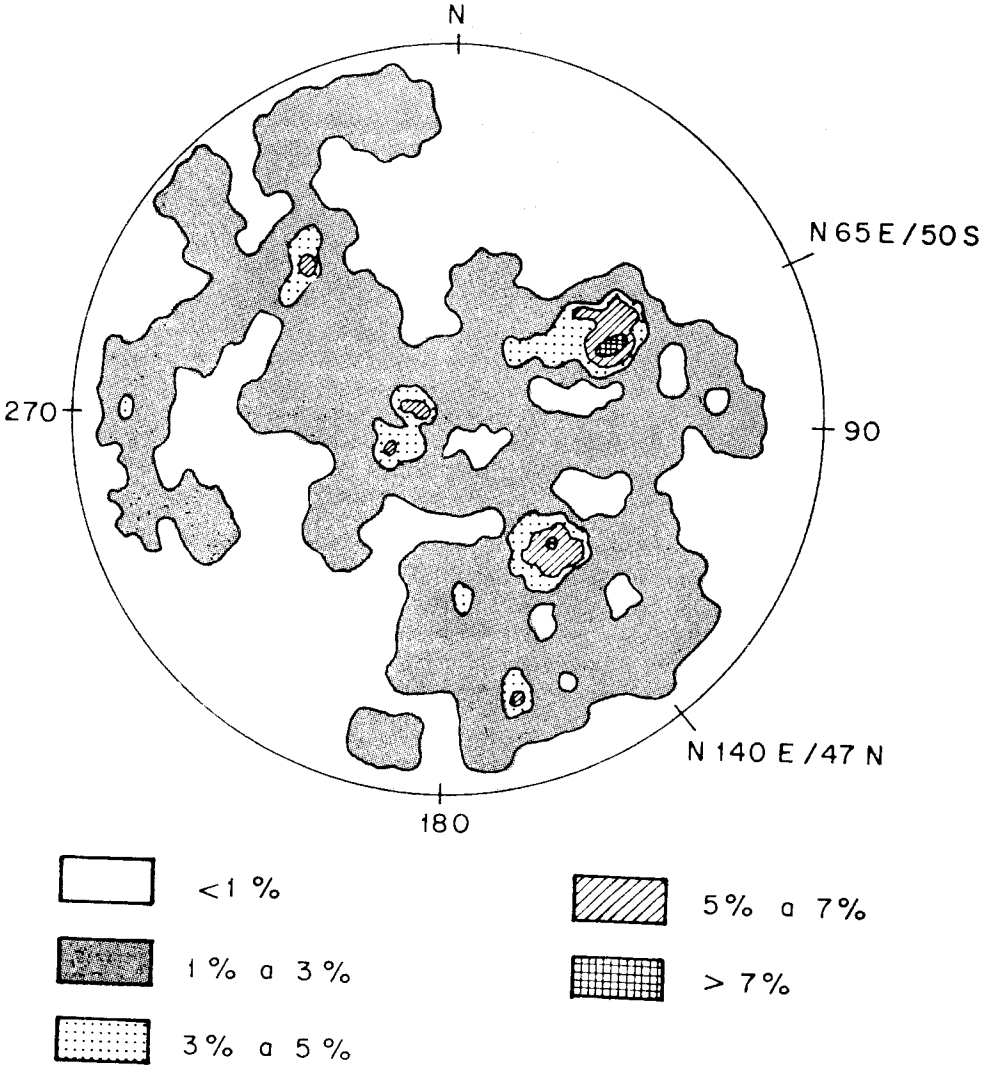


Figura 7.—Proyección de 87 polos de la lineación de intersección l_1 falsilla de Schmidt (hemisferio inferior).*

* El valor de cada polo corresponde a la media de las medidas efectuadas en cada punto.

del C. E. G. Presenta direcciones comprendidas entre N 80° E y N 140° 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 de la región pone de manifiesto que dichas fallas son inversas y con planos subverticales.

Los ejemplos más representativos de este tipo de fallas se localizan en los relieves paleozoicos, ya que la variedad litológica hace que queden marcadas con más claridad. Destacan distintos puntos del Sinclinal de Cañaveral, en donde se observan repeticiones de tramos e incluso producen la falta de parte del flanco N o S, Hoja núm. 10-25, Coria. BASCONES ALVIRA, L. et al. (1982).

— Dirección N 40-55° E

A este sistema pertenece la mayor parte de las fracturas existentes en la Hoja, que constituyen, a nivel regional, el principal grupo de fracturas del que forma parte la falla senestra de Alentejo-Plasencia que cruza la Hoja por su zona oriental.

Esta fractura senestra (Alentejo-Plasencia), junto con otras del mismo sistema, con las conjugadas y con las de dirección N 80-140° E, dan lugar a fosas que en la actualidad se encuentran colmatadas por sedimentos terciarios (Cuenca de Coria, Cuenca de Moraleja y cuenca asociada a la falla de Plasencia).

En el caso de las cuencas de Moraleja y Coria, separadas en la actualidad por la falla de Casas de Don Gómez, al SE de la Hoja de Cilleros, cabe pensar que fuera una única cuenca que sufriría con posterioridad un reajuste de bloques que origina su configuración actual.

En las dos cuencas mencionadas, los sedimentos terciarios del borde ocultan los planos de dichas fallas, por lo que las observaciones se han realizado en Hojas limítrofes. Los resultados obtenidos nos indican que dichos planos deben de ser subverticales o con buzamientos no inferiores a los 80°.

En un principio el movimiento es de fracturas de desgarre senestro para después, y junto con los demás sistemas, sufrir un reajuste que daría lugar a desplazamientos en la vertical, con movimiento de bloques que originarían zonas de graben escalonadas y compartimentadas en donde se depositan los sedimentos terciarios.

Estos movimientos distensivos continúan una vez colmatadas las cuencas, ya que se observa, en varios puntos, estrías en paquetes areniscosos y/o conglomeráticos que indican desplazamientos normales en la vertical.

— Direcciones N 10-30° E y N 150-170° E

Ambos sistemas son fracturas de segundo a tercer orden que van aso-

ciadas a las de dirección N 40°-55° E. Aparecen con escasa representación en la zona de estudio y deben de corresponder a fracturas normalmente de componente vertical, en su último movimiento ya que al menos las de dirección N 150-170° E funcionaron en principio como desgarres dextros.

3 GEOMORFOLOGIA

En el ámbito de la Hoja de Torrejoncillo (11-25) se pueden distinguir, al menos, tres unidades morfológicas bien diferenciadas.

a) En el ángulo SE, las sierras que forman parte del sinclinal paleozoico de Cañaveral, donde con la típica morfología de crestas y valles se alcanzan cotas de hasta 700 m. (Sierra de Serradilla).

b) Las áreas ocupadas por los materiales del Precámbrico Superior, que, en general, forman una extensa planicie sólo modificada puntualmente por el efecto de la fracturación tardihercínica que, indudablemente, ha rejugado en tiempos muy próximos. En esta superficie los arroyos se encajan rápidamente, formando pequeñas hoces.

c) El área septentrional, ocupada por sedimentos terciarios y cuaternarios, que rellenan una fosa tectónica y que es donde se desarrollan la mayoría de las superficies de terrazas.

Por lo que se refiere a los sistemas morfogenéticos, se pueden distinguir los siguientes tipos:

— Sistemas fluviales de cauces definidos: terrazas y abanicos aluviales. Los primeros se desarrollan principalmente sobre los materiales terciarios que ocupan la fosa tectónica localizada al norte. Relacionadas con el río Alagón se han distinguido hasta once niveles. Los abanicos aluviales se localizan en el ángulo SO de la Hoja, también sobre sedimentos terciarios, siendo su área madre las sierras paleozoicas situadas al Sur.

— Sistemas fluviales de cauces no definidos: glacis, derrames y superficies. De ellos es de destacar principalmente los glacis de vertiente que se desarrollan en las laderas de las sierras paleozoicas del SE de la Hoja. Dentro de las superficies cabe mencionar una muy generalizada, no representada en cartografía, situada hacia la cota 400-420, sobre los sedimentos precámbricos, que presenta una ligera cobertera de arenas con cantos de cuarzo y de esquistos principalmente, y que debe corresponder a una etapa de peneplanización anterior al encajamiento de la red fluvial actual.

— Por último, mencionar, dentro de los sistemas de gravedad, los coluviones que se desarrollan también en las laderas de las sierras paleozoicas y que se derraman sobre las superficies de glacis.

4 PETROLOGIA

4.1 PETROLOGIA METAMORFICA

Las rocas del Precámbrico y Paleozoico existentes en esta Hoja han sufrido un metamorfismo regional de bajo grado perteneciente a la zona metamórfica de la biotita.

Las relaciones del metamorfismo con la deformación quedan claramente reflejadas en los estudios petrográficos, en donde aparece una esquistosidad S_1 producida por la primera fase de deformación hercínica y que se corresponde con las observaciones «de visu» descritas en el apartado 2.3.2.

La blastesis mineral de los blastos metamórficos con respecto a esta esquistosidad S_1 es muy clara, ya que los filosilicatos están orientados paralelamente a la laminación y también aparecen en esa dirección pequeñas superficies de disolución presión.

Con posterioridad, estos filosilicatos han sufrido crenulaciones por efecto de las deformaciones tardías a que se ve sometida toda la región.

Aparte, como ya se mencionó en el apartado de estratigrafía, en el área de Mirabel se ha detectado un ligero metamorfismo de contacto que afecta a los materiales del C. E. G. y a los sedimentos del Ordovícico Inferior Medio.

Los estudios petrográficos en estos puntos nos determinan la existencia de esquistos cuarzo-biotíticos, con textura esquistosa, lepidoblástica bandeada que tienen como componentes mineralógicos cuarzo, plagioclasas, feldespato potásico, biotita, moscovita, opacos, circón, clorita y sericita. Las plagioclasas que aparecen presentan maclas polisintéticas y tamaños variables. También son frecuentes los blastos biotíticos posteriores a la deformación de la roca y que tienen orientaciones al azar con respecto a la esquistosidad principal. Estas biotitas, ricas en hierro, indican el inicio de un metamorfismo de contacto.

5 HISTORIA GEOLOGICA

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 conglomeráticos y cuarcíticos intercalados en toda la serie.

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

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

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

Sobre dichos sedimentos se deposita una serie conglomerática de carácter aluvial que implica una importante regresión, emersión y laguna que sólo aparece en el Alto de Silleta (Hoja núm. 11-26, Cañaveral), MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y CORRETGE CASTAÑON (1982) y que podrían tener su equivalencia en los niveles conglomeráticos rojizos existentes en algunos puntos del flanco sur del Sinclinal de la Sierra de S. Pedro, Hoja núm. 10-28. Arroyo de la Luz, MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1980).

La transgresión marina posterior afecta ya a toda el área. El resto de los materiales que constituye el conjunto del Ordovícico, formado por cuarcitas, areniscas y pizarras, se caracteriza por su deposición de forma continua en un medio de plataforma marina somera relativamente estable. Hacia el Ordovícico Superior la plataforma se inestabiliza cambiando 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 originadas en una plataforma somera con aportes detríticos groseros. A partir de entonces se registra una tranquilidad relativa de la cuenca depositán-

dose fundamentalmente pizarras. Es en esta última época cuando tiene lugar un volcanismo que interestratifica materiales tufíticos (Hojas números 12-25 y 12-26, Malpartida de Plasencia y Serradilla, respectivamente).

Todos estos materiales paleozoicos, 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 diversa intensidad.

Antes de los últimos movimientos que van a originar las fracturas transversales a las estructuras mayores, se produce la intrusión de las masas graníticas, no aflorantes en esta Hoja, pero que originan un metamorfismo de contacto a nivel puntual en la zona SE (área de Mirabel).

A continuación se producen los reajustes tectónicos que dan lugar a diversos sistemas de fracturas, tardi y posthercínicas, entre los cuales cabe destacar el que incluye la falla de Alentejo-Plasencia, que presenta desplazamientos horizontales senestros de hasta 3 kilómetros.

Ya en el Mioceno comienza el relleno de las diversas cuencas terciarias del área que en general presentan un claro control estructural. Su relleno se realiza en condiciones continentales por medio de sistemas aluviales y fluviales.

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

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

En conjunto las cuencas responden a un modelo de relleno centrípeto, procediendo los sedimentos de los relieves marginales. La orografía previa va a condicionar también la distribución de sedimentos.

Esta distribución de sedimentos en las cuencas de Moraleja y Coria hace pensar en una posible unión inicial de ambas cuencas que, debido al movimiento póstumo del sistema de fracturación tardihercínica, en la actualidad se encuentran separadas geográficamente. Si esto no fuera así, sería difícil explicar la existencia de facies de centro de cuenca (fangos) en contacto con los materiales precámbricos. Este hecho, que se puede observar al SE de Moraleja, estaría en contradicción con el esquema de distribución de sedimentos que queda condicionado por los relieves previos y su litología.

En los depósitos detríticos ligados al dique de Plasencia y fallas asociadas, debido a su configuración, no llega a desarrollarse un verdadero

sistema fluvial, siendo en general depósitos de «debris flow» ligados a un sistema de fracturas.

Las sucesivas etapas erosivas y el posterior encajamiento de la red hidrográfica, condicionado, en parte, por el rejuego de diversas fracturas tardihercínicas, van a configurar en el Cuaternario la actual morfología de la Hoja.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA

En el marco de la Hoja de Torrejoncillo (11-25), la única mina activa es la situada en el término municipal de Cañaveral, al sur de la Hoja (Mina de Las Navas). Se trata de mineralizaciones de estaño de origen neumatolítico en diques pegmatíticos que arman en los materiales precámbricos del C. E. G. En síntesis, existe un pequeño haz de diques pegmatíticos con dirección N 30-40° E de escasa potencia que ya fueron explotados antiguamente y que actualmente vuelven a ser objeto de estudio y explotación.

De otro lado, en el término municipal de Pedroso de Acím, también al sur de la Hoja, se explotó en tiempos recientes las facies detríticas de borde de la cuenca miocena de Coria, para la extracción de estaño.

En este área, estos depósitos están formados por cantos cuarcíticos, arenas y arcillas procedentes del desmantelamiento de los materiales ordovícicos de la Sierra Cañaveral, situada al sur, encontrándose las mineralizaciones diseminadas tanto en los cantos y bloques como en la matriz (Mina Santa María).

6.2 CANTERAS

Las únicas explotaciones dignas de mención en el ámbito de la Hoja son las que se realizan en las terrazas del río Alagón, donde se extraen, a buen ritmo y de varios puntos de los niveles más bajos, gravas y arenas para áridos.

Aparte, mencionar las arcillas miocenas de la cuenca de Coria (Sector III), que en las Hojas próximas (Cilleros y Coria) están siendo explotadas en varios frentes para cerámica industrial.

6.3 HIDROGEOLOGIA

El marco de la presente Hoja pertenece en su totalidad a la cuenca del río Tajo, siendo los ríos Alagón y Jerte los principales cursos de agua existente, a los que confluyen numerosos arroyos.

En general, los arroyos discurren fuertemente encajados y siguiendo líneas estructurales cuando discurren por materiales del Complejo Esquisto Grauváquico y, por el contrario, tienden a formar llanuras de inundación relativamente amplias, cuando lo hacen sobre sedimentos arcósicos terciarios.

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 ésta puede ser importante, las discontinuidades suelen presentarse selladas.

En consecuencia, aparte de las fuentes existentes, siempre de escaso caudal, no será posible en principio alumbrar aguas subterráneas con caudales significativos, 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. Estos sedimentos, que ocupan aproximadamente el 50 por 100 de la Hoja, presentan una litología, estructura y potencia que, «a priori», hacen pensar en la posibilidad de constituir un acuífero importante, sobre todo en la zona de lo que hemos llamado sector V de la cuenca de Coria. No obstante, la existencia de niveles endurecidos y el alto contenido en arcilla que presentan las arcosas limitan en gran medida las posibilidades de conseguir caudales relativamente importantes. En este sentido, de los estudios geoeléctricos realizados en esta cuenca por INTECSA, por encargo del IGME (1984), se deducen resistividades muy bajas, lo que pone de manifiesto un alto contenido en arcilla. Unicamente de forma esporádica se observan resistividades algo

más altas. Serían, pues, estas zonas las que tendrían algún interés hidrogeológico.

d) Sedimentos cuaternarios. Entre éstos son de destacar los depósitos de terrazas relacionadas con los ríos Alagón y Jerte, donde, sobre todo en los niveles más bajos, existen captaciones con caudales bajos-medios.

7 BIBLIOGRAFIA

ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTINEZ CATALAN, J. R., y 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). *Studia Geológica,* VI, pp. 29-48.

BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, PH., y RIBEIRO, A. (1973).—«Geotechtonic model for the Iberian Variscan Orogen». *Nature Physical Science,* V, 241 15. January 15.

BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1978).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja núm. 674-675 (7-27/8-27), Sever-Santiago de Alcántara». *IGME.*

BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1980).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja núm. 676 (9-27). Membrío». *IGME.*

BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1981).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja número 678 (11-27). Casar de Cáceres». *IGME.*

BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1982).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja número 620 (9-25). Zarza la Mayor». *IGME.*

BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1982).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja número 621 (10-25). Coria». *IGME.*

BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y UGIDOS MEANA, J. M.ª (1984).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja número 597 (11-24). Montehermoso» *IGME.*

BEA, F. (1975).—«Caracterización geoquímica y esquema petrogenético de los granitoides hercínicos del área Salamanca-Cáceres». Tesis Doctoral. Univ. de Salamanca.

BEA, F. (1976).—«Anomalía geoquímica de los granitoides calcoalcalinos

hercínicos del área Cáceres-Salamanca-Zamora (España). Implicaciones petrogenéticas». *Studia Geologica,* XI, pp. 25-73, Salamanca.

BERNARDO DE SOUSA, M. (1982).—«Litostratigrafía e estructura do "Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovicico". Grupo do Douro (Nordeste de Portugal)». Tesis Doctoral. Universidade do Coimbra.

BOUMA, A. H. (1962).—*Sedimentology of zona flysch deposits.* Elsevier, Amsterdam, 168 pp.

BOUYX, E. (1962).—La edad de los esquistos de la Alcudia». *Notas y Com. del Inst. Geol. y Minero de España,* núm. 66 (pp. 197-200).

BOUYX, E. (1964).—«Extensión de los terrenos anteordovicienses del sur de Ciudad Real (España Meridional)». *Notas y Com. del Inst. Geol. y Minero de España,* núm. 76 (pp. 249-254).

BOUYX, E. (1970).—«Contribution a l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz)». *Mem. del Inst. Geol. y Min. de España.*

CAPOTE, R.; GUTIERREZ ELORZA, M., y VEGAS, R. (1971).—«Observaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del Este de la provincia 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, pp. 193-206.

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, 2.ª serie. Hoja núm. 648 (9-26). Alcántara». *IGME.*

CORRETGE, L. G.; BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y PEREZ DEL VILLAR, L. (1984).—«Aspectos petrológicos y estructurales de las rocas filonianas en el Complejo Esquisto Grauváquico del área Zarza la Mayor-Garrovillas (provincia de Cáceres)». *I Congreso Español de Geología,* t. II, pp. 97-108.

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, 2.ª serie. Hoja núro 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, 2.ª serie. Hoja número 677 (10-27). Brozas». *IGME.*

CHAPELL, B. W., y WHITE, A. J. R. (1974).—«Two contrasting granite types». *Pacific Geology,* 8, 173-174.

DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANOCLAUCE, P., y MARCHAL, M. (1980).—«A classification of volcanic and plutonic rocks ussing R_1R_2. Diagram and major element analyses its relationships with current nomenclature».

DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA: Salamanca (1980).—«Plutonism of central western Spain. A preliminary note». *Estudios geológicos,* 36, 339-349.

DIEZ BALDA, M.ª A. (1982).—«El Complejo Esquisto Grauváquico, las series Paleozoicas y la estructura hercínica al S de Salamanca». Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.

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.,* t. LXXXI-II-III, pp. 245-248.

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1963).—«El dique diabásico del Norte de Extremadura». *Notas y Com. Inst. Geol. de España,* núm. 69 (pp. 43-78).

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1965).—«La continuación hacia el SO del dique básico de Plasencia (Cáceres)». *Notas y Com. Instit. Geol. y Min. de España,* núm. 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, pp. 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, pp. 45-46.

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1972).—«Mapa geológico de España, Escala 1/50.000, 1.ª serie. Hoja núm. 573 (Gata)». *IGME.*

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y CARNICERO, A. (1973).—«El extremo noroeste del gran dique de Alentejo-Plasencia». *Studia Geológica,* 6, 73-84.

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y FRANCO, P. (1975).—«Las formaciones infraordovícicas y el borde de las Granodioritas al Este de Guijuelo (Salamanca)». *Estud. Geolog.,* V, XXXI, pp. 487-500.

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; CORRETGE, L. G., y 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 PARGA, R. (1968).—«Sobre los ortoneises de Traguntia-Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica». *Acta Geológica Hispana,* tomo III, núm. 3, pp. 69-72.

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 I (Geología), E 1-18.

GIL CID, M. D.; GUTIERREZ ELORZA, M.; ROMARIZ, C., y VEGAS, R. (1977).—«El Ordovícico y Silúrico del Sinclinal de Guadarranque Gualija (prov. de Cáceres, España)». *Faixa Piritosa Iberica,* Lisboa, 1977.

GONCALVES, C., y TEIXEIRA LOPES, J. V. (1971).—«Jazigo de uranio de Nisa, Aspectos geológicos de sua descobertera e Valoriçao». *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica,* tomo II, sección 4, Investigación Mineral. P-4-23.

GUTIERREZ ELORZA, M., y VEGAS, R. (1971).—«Consideraciones sobre la estratigrafía y tectónica del E de la provincia de Cáceres». *Est. Geolog.,* vol. XXVII, pp. 177-78.

HAMMANN, W. (1974).—«Phacopina und cheirurina (Trilobita) aus dem Ordovizium von Spanien». *Senckenbergiera lethaera,* 55 (1-5), pp. 1-151, 42 figs. texto, 2 tablas, 12 láms. Franckfurt am Main.

HAMMANN, W., y HENRY, J. L. (1978).—«Quesques speas de *Calymenella, Eohomalonotus et Kerfornella* (Trilobita, Phychopariida) de l'Ordovicien du Massif Armoricain et de la Peninsule Iberique». *Sechkenbergiera lethaea,* 59 (4-6), pp. 411-429. Franckfurt 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.,* núm. 38.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1939).—«Las sierras centrales de la Extremadura». *Las Ciencias,* año IV, núm. 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, pp. 387-413. Madrid.

HERNANDEZ PACHECO, F. (1958).—«Datos geotectónicos de la Extremadura Central». *Notas y Com. del Inst. Geol. y Minero de España,* II trimestre, núm. 50 (pp. 329-344).

HURTADO FERNANDEZ, A. (1971).—«Memoria de la Hoja núm. 51 del Mapa Nacional de Síntesis Geológica a Escala 1:200.000». *Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica,* tomo I, sección I (Geología).

IGME (1970).—«Mapa geológico E. 1/200.000. Hoja núm. 43. Plasencia».

IGME (1971).—«Mapa geológico E. 1/200.000. Hoja núm. 51. Cáceres».

IGME.—«Mapa metalogenético de España E. 1/200.000. Hoja núm. 43. Plasencia».

IGME.—«Mapa metalogenético de España E. 1/200.000. Hoja núm. 51. 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., y TRUYOLS, J. (1974).—«Nuevos datos sobre el Ordovícico del sinclinal de Guadarranque (Cáceres)». *Breviora Geológica Astúrica,* año XVIII, Oviedo, núm. 4, p. 57.

KELCH (1957).—«Stratigraphie und Tectonik der zentralesn. Extremadura im Hereich der wextlichen. Sierra de San Pedro (Spanien)». Munster, 1977.

LAVES, F. & SOLDATOS, K. (1963).—«Cie Albit-Mikroklin Orientierungs-Beziehungen in Mikroklinperthiten und deren genestische Dentung». *2. Krist;* 129, 69-102.

LOTZE, F. (1945).—«Zur gliederung der Variszeiden der Iberischen Messeta». *Geotekt. Fosch,* 6, 78-92.

LOTZE, F. (1960).—«El precámbrico de España». *Notas y Com. Instit. Geol. y Minero de España,* núm. 60, pp. 227-240.

LOTZE, F. (1969).—«El Cámbrico de España. Primera parte». *IGME.*

MARTIN ESCORZA, C. (1976).—«Las capas de transición. Cámbrico Inferior y otras series preordovícicas (Cámbrico Superior), en los Montes de Toledo surorientales: Sus implicaciones geotectónicas». *Estudios geol.,* 32, 591-613.

MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1978).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja núm. 702 (9-28). S. Vicente de Alcántara. *IGME.*

MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1982).—«Estudio geológico de los materiales anteordovícicos y paleozoicos del Sinclinal de Cañaveral». *IGME.*

MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1982).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja núm. 651 (12-26). Serradilla. *IGME.*

MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1984).—«Características estructurales de la región occidental de la provincia de Cáceres». *I Congreso Español de Geología,* t. III, pp. 75-90.

MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1984).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja núm. 595 (9-24). Teso Moreno». *IGME.*

MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1980).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja número 703 (10-28). Arroyo de la Luz». *IGME.*

MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1982).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja número 650 (11-26). Cañaveral». *IGME.*

MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y GARCIA DE FIGUEROLA,

L. G. (1984).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja número 596 (10-24). Moraleja». *IGME.*

MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y UGIDOS MEANA, J. M. (1983).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja núm. 623 (12-25). Malpartida de Plasencia». *IGME.*

MATTE, P., y RIBEIRO, A. (1975).—«Forme et orientation de l'elipsoide de deformation dans la virgation Hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypothesses sur la general de l'arch ibero-armoricain». *C. R. Acord. Sc. Paris,* t. 280 (20 junio 1975).

MEHNERT, K. R. (1968).—«Migmatites and the origin of granitic rocks». Elsevier, Amsterdam, 393 pp.

MIALL, A. D. (1977).—«Fluvial Sedimentology». Canadian Society of Petroleum Geologist, Calgary, Alberta, Canada.

MONTEIRO PENHA (1973).—«Caracteres metalogenéticos de los yacimientos intragraníticos especiales de uranio». Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.

MOPU (1978).—*Estudio de los recursos hidráulicos de la M. I. del río Tajo (entre los ríos Gualija y Alburreal).* Cáceres.

MORENO SERRANO, 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,* volumen XXXI, pp. 249-260, agosto de 1975.

MORENO SERRANO, F. (1975).—«Las deformaciones anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa». *Boletín Geológico y Minero,* t. LXXXV-IV (396-400). Geología.

MORENO SERRANO, F. (1977).—«Estudio geológico de los Montes de Toledo Occidentales». Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.

MORENO SERRANO, F.; VEGAS, R., y MARCOS, A. (1976).—«Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas con la discordancia "sárdica", en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)». *Breviora Geol. Astúrica,* año XX, núm. 1. Oviedo.

MUTTI, E., y RICCI LUCHI, F. (1975).—«Turbidite facies and facies associations in examples of turbidite facies and associations form selelted formations». IX Intec. Cong. Sedim. Libro Guía de Excursiones A-11, pp. 21-36. Nice (Italia).

OEN ING SOEN (1970).—«Granite intrusion Folding and Metamorphisme in Central northen Portugal». *Bol. Geol. y Minero España,* t. 81, núm. 2.

ODRIOZOLA, J. M.; PEON, A.; UGIDOS, J. M.; PEDRAZA, J., y FERNANDEZ, P. (1980).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja número 577 (Bohoyo). *IGME.*

ODRIOZOLA, J. M.; PEON, A.; UGIDOS, J. M.; PEDRAZA, J., y FERNANDEZ, P. (1980).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja número 578 (Arenas de San Pedro). *IGME.*

PARGA, J. R. (1969).—«Sistema de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico». *Trabajos de Lab. de Lage,* núm. 37, pp. 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, número 40. *Bol. Geol. y Min.,* t. 82, fascs. III y IV, pp. 234-238.

PARGA, J. R., y VEGAS, R. (1971).—«El Precámbrico en el cinturón hercínico de la Península Ibérica». *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 núm. 650, Cañaveral. *IGME.*

QUESADA GARCIA, A. (1960).—«Falla de desgarre en el SO de la Península Ibérica». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min.,* 58, 163-182.

REGENCIO, C. A., y PORTUGAL, M. (1981).—«O. Sinclinal Paleozoico de Esposende (Porto), Sequeros (Salamanca) o Troço entre a Marofa e o Satas (Portugal Central)». *Cuadernos geología Ibérica.*

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.

SCHERMERHORN, L. J. G.; PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; HEBEDA, E. H.; VERDURMEN, E. A. TH., and VERSCHURE, R. H. (1978).—«Age and origin of the Messejana dolorite fault-dike system (Portugal and Spain) in the light of the opening of the North Atlantic ocean». *J. of Geology,* 86, 299-309.

SCHMIDT THOME, P. (1950).—«Basamento paleozoico y cobertera en la parte occidental de la España Central (Provs. de Salamanca y Cáceres)». *Public. extranjeras sobre Geología de España,* t. V. Madrid.

SCHMIDT, H. J. (1957).—«Stratigraphie und Tektonik des nordlichen. Extremadura im Bereich der Flüse Tajo und Alagon (Spanien)». *Munster,* junio 1977.

SCHOTT, J. J.; MONTIGNY, R. & THIVIZAT, R. (1981).—«Paleomagnetism and potasium-argon age of the Messejana Dike (Portugal and Spain): angular limitations to the rotation of the Iberian Península sinde Middle Jurasic». *Earth and Planetary Science Letters,* 53, 457-470.

SOARES DE ANDRADE, A. A. (1972).—«Sur l'âge Permien inférieur d'une intrusion doléritique á Portel, Alentejo (filon de Messejana). *Rev. Fac. Cienc.,* Lisboa, 17, 237-242.

TEIXEIRA, C. (1955).—«Notas sobre a geología de Portugal: O Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovícico». *Porto Editora,* Lisboa, 50 pp.

TEIXEIRA, C. (1979).—«Le precambrien portugais». *C. R. Som. Soc. Geol.*, France, fascs. 5-6, 228-230. París.

TEIXEIRA, C., y TORQUATO, J. R. (1975).—«Nouvelles données sur l'âge du grand filon doléritique de Vila do Bispo-Plasencia». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 19, 99-101.

TENA DAVILA-RUIZ, M., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1980).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja núm. 704 (11-28), Cáceres». *IGME.*

TORRE DE ASUNCAO, C. (1969).—«Sur la petrographie du Complexe des schistes et grauvacoes ante-ordoviciens (Tras-Os-Montes)». *Tomo LII das comunicaçoes dos Serços Geológicos de Portugal.*

UGIDOS, J. M. (1973).—«Estudio petrológico del área Béjar-Plasencia». Tesis. Universidad de Salamanca.

UGIDOS, J. M. (1974 a).—«Características del Metamorfismo en el área Béjar-Plasencia». *Bol. Geol. Min.*, 85, 673-81.

UGIDOS, J. M. (1974 b).—«Metasomatismo y granitización en el complejo metamórfico de Béjar. Barco de Avila-Plasencia. Petrogénesis de los granitos de tendencia alcalina». *Studia Geológica*, 8, 27-46.

UGIDOS, J. M. (1974 c).—«Granitos de dos micas y moscovíticos en la región de Barco de Avila-Plasencia y áreas adyacentes». *Studia Geológica*, 7, 63-68.

UGIDOS, J. M. (1974 d).—«Los granitos biotíticos±cordierita de Béjar y áreas adyacentes». *Bol. Geol. Min.*, 85, 66-74.

UGIDOS, J. M. (1976).—«Significado Petrológico de cordierita, sillimanita y andalucita en migmatitas y granitos de Plasencia-Béjar y áreas adyacentes (Salamanca-Cáceres»). *Separata Studia Geológica*, 10, pp. 31-43. Salamanca, 1976.

UGIDOS, J. M. (1980-81).—«Discusión sobre la génesis de los granitos calcoalcalinos del Macizo Hespérico». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 22, 129-133.

UGIDOS, J. M. (1981 a).—«Sobre el metamorfismo en los sectores occidentales de Gredos». *Cuadernos Lab. xeol. de Laxe*, 2, 117-122.

UGIDOS, J. M., y BEA, F. (1976).—«Análisis comparativo de los granitos del área Béjar-Plasencia con otros granitos "younger" centro peninsulares: precisiones sobre la serie mixta». *Studia Geológica*, 10, 45-59.

UGIDOS, J. M., y BEA, F. (1979).—«Ensayo sobre la génesis de las rocas graníticas del Macizo Hespérico». *Studia Geológica*, 14, 35-77.

UGIDOS, J. M., y FERNANDEZ LAGUNA, F. J. (1973).—«El metamorfismo al E de Plasencia (Cáceres)». *Studia Geológica*, 6, 65-71.

UGIDOS, J. M.; GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1983).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª serie. Hoja núm. 598 (12-24), Plasencia». *IGME.*

VALLE DE LERSUNDI, J. (1959).—«Sobre la posible existencia de una impor-

tante falla en el SO de la Península». *Not. y Com. Inst. Geol. y Minero,* 46, p.103.

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, pp. 419-425. Octubre 1971.

VEGAS, R. (1971).—«Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena occidental y las Sierras del N de la provincia de Cáceres (Extremadura española)». *Bol. Geol. y Minero de España,* t. 82, pp. 351-358.

VEGAS, R. (1974).—«Repartición de las series anteordovícicas del SO de España». *Bol. Geol. y Minero de España,* tomo 85 (2), pp. 157-170.

VEGAS, R.; ROIG, J. M., y MORENO, F. (1977).—«Significado del complejo esquisto grauváquico en relación con otras series "prearenig" de España Central». *Studia Geológica,* XII, pp. 207-215.