

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

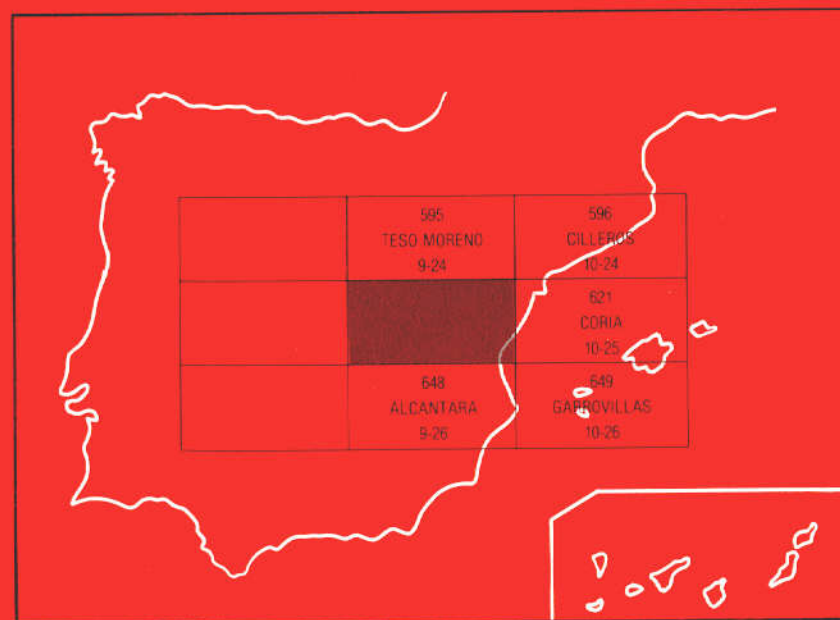
ZARZA LA MAYOR

Segunda serie - Primera edición



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

I.S.S.N. 0373-2096



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1 : 50.000

ZARZA LA MAYOR

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

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

Cartografía y Memoria

BASCONES ALVIRA, L.

MARTIN HERRERO, D.

CORRETGE CASTAÑO, L.G. (Rocas Igneas)

COLABORACIONES:

- Geología estructural: González Lodeiro F. y Martínez Catalán de los Dep. de Geología Interna de las U. de Granada y Salamanca respectivamente.
- Sedimentología: Carballeira Cueto J. del Dept. de Estratigrafía de la U. de Salamanca.
- Cuaternario y Geomorfología : Zazo C., y Goy Goy J.L. del Dept. de Geología Externa de la U. de Madrid.
- Petrografía: Corretge, L.G.; Suárez O; Cuesta A.; Galán G.; Gallastegui G.; y Rodríguez I., del Dept. de Petrología de la U. de Oviedo.

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

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

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

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

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

INDICE

	Págs.
0. INTRODUCCION	5
1. ESTRATIGRAFIA	6
1.1. PRECAMBRICO SUPERIOR	6
1.1.1. Grauvacas, esquistos y pizarras	6
1.2. PALEOZOICO	8
1.2.1. Ordovícico Inferior	8
1.2.1.1. <i>Cuarcitas. Cuarcita armoricana</i>	8
1.2.2. Conglomerados	11
1.2.2.1. <i>Cuarcitas. Cuarcita armoricana</i>	8
1.3. ROCAS PLUTONICAS	11
1.3.1. Unidad granítica de Ceclavín-Zarza la Mayor	11
1.3.1.1. <i>Tonalitas biotíticas</i>	12
1.3.1.2. <i>Granitos moscovíticos de grano grueso</i>	14
1.3.1.3. <i>Granitos aplíticos</i>	15
1.3.1.4. <i>Appinitas (Hornblenditas y pórficos dioríticos)</i> ...	15
1.4. ROCAS FILONIANAS	16
1.4.1. Pórfidos albiticos	16
1.4.2. Cuarzo	17
1.5. ROCAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO	17
1.5.1. Pizarras mosqueadas y pizarras nodulosas y cornubianitas	17
1.6. TERCIARIO	18
1.6.1. Mioceno	18
1.6.1.1. <i>Arenas, arcillas y conglomerados cuarcíticos (Cuenca de Moraleja)</i>	18
1.7. CUATERNARIO	20
1.7.1. Pleistoceno	20
1.7.1.1. <i>Cantos redondeados de cuarcitas, areniscas y cuarzo con matriz arenosa. Terrazas</i>	20
1.7.2. Holoceno	20
1.7.2.1. <i>Cantos redondeados de cuarcitas, areniscas y cuarzo con matriz arenosa. Terrazas</i>	20
1.7.2.2. <i>Cantos redondeados de cuarcitas, areniscas y cuarzo con matriz arenosa rojiza. Coluvión</i>	21
1.7.2.3. <i>Arcosas con cantos sueltos de cuarcitas. Conos de deyección</i>	21
1.7.2.4. <i>Cantos, arenas y arcillas. Aluvial</i>	21
2. TECTONICA	21
2.1. INTRODUCCION	21
2.2. PLIEGUES SARDICOS	21
2.3. ESTRUCTURAS HERCINICAS	23
2.3.1. Pliegues	23
2.3.1.1. <i>Pliegues de la primera fase Hercínica</i>	23
2.3.1.2. <i>Pliegues tardihercánicos</i>	25

	<u>Págs.</u>
2.3.2. Esquistosidades	26
2.3.2.1. <i>Esquistosidad de primera fase hercínica</i>	26
2.3.2.2. <i>Esquistosidad tardihercínica</i>	28
2.3.3. Lineaciones	28
2.3.3.1. <i>Lineaciones de primera fase hercínica</i>	30
2.3.3.2. <i>Lineaciones tardihercínicas</i>	30
2.3.4. Fracturas	31
3. GEOMORFOLOGIA	31
4. PETROLOGIA	31
4.1. PETROLOGIA IGNEA	31
4.1.1. Características generales	32
4.1.2. Geoquímica	32
4.1.2.1. <i>Rocas graníticas</i>	34
4.2. PETROLOGIA METAMORFICA	34
4.2.1. Metamorfismo regional	34
4.2.1.1. <i>Relaciones metamorfismo-deformación</i>	34
4.2.2. Metamorfismo de contacto	34
4.2.2.1. <i>Relaciones metamorfismo de contacto-deformación</i>	35
5. HISTORIA GEOLOGICA	38
6. GEOLOGIA ECONOMICA	38
6.1. MINERIA	38
6.2. CANTERAS	38
6.3. HIDROGEOLOGIA	38
7. BIBLIOGRAFIA	41

0. INTRODUCCION

La hoja de Zarza la Mayor (N.º 9-25) se encuentra situada en la zona occidental de la provincia de Cáceres siendo su rasgo geográfico más significativo el Río Erjas que constituye frontera natural con Portugal.

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

Desde el punto de vista litológico-estratigráfico se distinguen una serie de materiales de origen sedimentario cuyo principal exponente es el denominado Complejo Esquisto Grauváquico (C.E.G.) de posible edad Precámbrico superior. Aparte, y dentro del conjunto de materiales sedimentarios, hay que destacar los recubrimientos terciario-cuaternario situados al Norte de la Hoja y un retazo de cuarcitas del Ordovícico inferior, que constituye la prolongación por el Este de los relieves paleozoicos de la Sierra de la Garrapata.

Finalmente, merecen especial atención las rocas graníticas pertenecientes al botalito de Zarza la Mayor que ocupan aproximadamente un 40% de la superficie total de la presente Hoja.

Desde el punto de vista morfológico la característica más relevante es la presencia de los materiales graníticos del Sur de la Hoja, que en base a su diferente composición y estructura marcan distintos tipos de formas. Dentro de los materiales del C.E.G., la característica esencial estriba en el fuerte encajamiento de los arroyos y del Río Erjas.

Tectónicamente, y desde el punto de vista regional, la característica más acusada es la existencia de una primera fase de deformación hercínica que origina pliegues de dirección NO-SE a E-W de plano axial subvertical y fallas asociadas sensiblemente paralelas. A continuación tienen lugar movimientos tardihercínicos que serán los responsables de las fracturas de desgarre y de los pliegues de dirección perpendicular u oblicuos a las estructuras de la primera fase. No obstante, con anterioridad a esta

primera fase hercínica, tiene lugar otra, posiblemente sárdica, que puede observarse puntualmente en pequeños pliegues S_1 (primera fase hercínica) y que en general queda probada por la existencia de lineaciones de intersección L_1 fuertemente inclinadas.

Entre los antecedentes geológicos más recientes cabe mencionar, entre otros, los trabajos de LOTZE (1945-1966), FIGUEROLA (1963-1975), PARGA (1970), BOUYX (1970), SOS BAYNAT, V Y PEREZ REGODON J. (1958); las tesis doctorales de BOCHMAN (1956), KELCH (1957) y SCHMITH (1957); y las hojas geológicas del plan MAGNA realizadas por TENA DAVILA RUIZ, M. (1980) y MARTIN HERRERO, D y BASCONES ALVIRA, L (1978-1982), dentro de la provincia de Cáceres. Por último hay que mencionar, en áreas próximas de las zonas portuguesas, los trabajos realizados por THADEO (1951), TEXEIRA (1955-1959); TORRE DE ASSUNÇÃO, et. al (1965) y OEN ING SOEN (1970).

Con relación a las áreas graníticas mencionaremos el trabajo histórico de EGOZGUE Y MALLADA (1876) y los ya recientes realizados por CORRETGE CASTAÑON, L.G. (1969-1971) y GARCIA DE FIGUEROLA, CORRETGE Y SUAREZ (1971).

1. ESTRATIGRAFIA

La hoja de Zarza la Mayor (N° 9-25) está ocupada en más del 50% de su superficie por sedimentos del Complejo esquisto grauvácico atribuidos al Precámbrico superior. El resto de la superficie se caracteriza por la presencia de rocas graníticas pertenecientes al batolito de Zarza la Mayor, donde se distinguen principalmente dos fases: Tonalitas biotíticas y Granitos moscovíticos de gran grueso.

Aparte, al norte de la Hoja se localiza un pequeño afloramiento de cuarcitas del ordocícico inferior que son la prolongación hacia el Este de los relieves paleozoicos de las sierras de Garrapata, La Solana, etc.

Dentro de los sedimentos que forman la cobertera terciaria-cuaternaria cabe destacar los sedimentos miocenos, formados por arenas y conglomerados pertenecientes al extremo meridional de la cuenca neógena de Moraleja.

1.1. PRECAMBRICO SUPERIOR

1.1.1. Grauvacas, esquistos y pizarras, (8)

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

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

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

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

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

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

En menor proporción y con características lenticular de escasa potencia aparecen niveles conglomeráticos (metaconglomerados) con plagioclasas como minerales principales en una matriz cuarzo-micácea.

La potencia total es imposible de determinar, estimándose en más de 2.000 m., a partir de los cortes realizados. Sobre esta unidad y en clara discordancia, se sitúan los sedimentos paleozoicos del Ordovícico Inferior (Cuarcita armoricana).

Finalmente, hay que señalar que esta unidad presenta una importante zona de alteración a escala regional en el contacto con el Paleozoico que imprime unas tonalidades rojizas y violáceas muy características, y que en la presente Hoja no se ha visto por estar dicho contacto cubierto por sedimentos cuaternarios.

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

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

1.2. PALEOZOICO

Los únicos afloramientos paleozoicos existentes en la Hoja que nos ocupa, se encuentran situados en el ángulo NE. y forman parte, en cuanto a la estructura general, del flanco sur del sinclinal que forma la Sierra del Cañaveral.

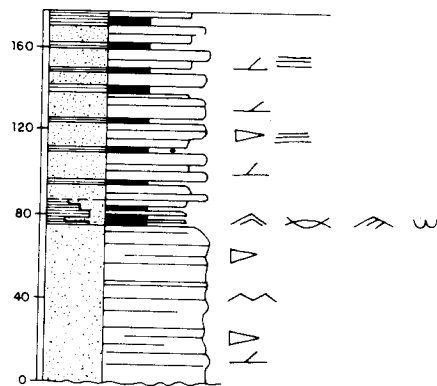
1.2.1. Ordovícico Inferior

1.2.1.1. *Cuarcitas*. Cuarcita armoricana (8)

Los sedimentos de este tramo constituyen la unidad basal de los depósitos paleozoicos de la Hoja o al menos la unidad basal aparente, ya que hacia el E y dentro de las Hojas números 10-25, 12-25 y 11-26, Coria, Malpartida de Plasencia y Cañaveral, respectivamente aparecen por debajo de él, y en diversos puntos, un tramo cuarcítico y pizarroso y otro conglomerático.

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

En conjunto se compone de cuarcitas blancas dispuestas en dos tramos (Figura número 1): El inferior se encuentra formado por cuarcitas blancas y grises claras en capas de 1 m a 1,6 m. bien estratificadas, en donde se observan superficies de ripples muy deformadas y estratificaciones cruzadas a mediana escala.



LEYENDA

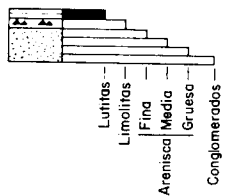
I - ESTRATIFICACION

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

- CONTACTOS**
- ▬ Acuñaientos
 - ▬ Fusión de capas
 - ▬ Netos
 - - - Graduales
 - ~ Discordante y/o disconforme

II - LITOLOGIAS

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



III - ESTRUCTURAS

- ▨ Estratificación cruzada
- ▨ Laminación de ripples
- ▨ Laminación lenticular
- ▨ Laminación paralela
- ▨ Superficies de ripples
- ▨ Ripples de olas
- ▨ Cruzianas

G

FIG. 1

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

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

En conjunto, este tramo cartográfico, que hemos dado en llamar cuarcitas armóricas, se podrá 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 glauoblastica heterogranular o inequigranular con tendencia esquistosa. El componente principal es el cuarzo en un 95% siendo sus accesorios sericita-moscovita, clorita, circón, minerales opacos, rutilo, xenotima y esfena. El tamaño de los granos de cuarzo varía desde 20 micras a cristales próximos a 1 mm., aunque los tamaños más frecuentes corresponden a 100-250 micras. Los granos de cuarzo aparecen, en alguna muestra algo elongados lo que nos indicaría una esquistosidad muy poco marcada. Los filosilicatos aparecen en escasa proporción y situados entre los granos de cuarzo, no existiendo ninguna orientación preferente. El hecho de que aparezcan diseminados entre estos cristales indican la escasez de materia arcillosa de la roca original.

Para la parte superior se han reconocido:

- Filitas de tendencia limolítica con textura blastopélica 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 feldspatos, como minerales accesorios. Es característica la disposición de los filosilicatos tanto por orientación como por crecimientos orientados, 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 glauoblastica heterogranular de tendencia esquistosa, cuyo componente principal es el cuarzo que alcanza el 90-95%, en tanto que los opacos (piritas), circón, rutilo, sericita-moscovita y turmalina, entran a formar parte como minerales accesorios. La recristalización es muy avanzada con contactos entre granos fuerte-

mente suturados e interpenetrados. El tamaño de grano de los cuarzos suele ser medio-grueso, existiendo, en las zonas de deformación más intensa, bandas de deformación y láminas de Boehm. Tanto el circón como el rutilo, este último más escaso, son granulares y muy redondeados.

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

Aparte de los restos de cruzianas y skolitos inclasificables vistos en toda nuestra área de trabajo, hemos localizado en la Hoja número 12-26 (Serradilla) al E, de esta zona icnofósiles clasificados como *Cruziana rugosa* D'ORBIGNY y *Skolithus*, sp. que responden al Ordovícico Inf. (probable Arenig); por ello asignamos a estas cuarcitas una edad Ordovícico inferior.

Finalmente, debemos hacer constar que la mayor parte de los datos expuestos en este apartado, han sido extrapolados de las observaciones realizadas en la hoja limítrofe de Coria, ya que en la presente de Zarza la Mayor, el estudio detallado de esta unidad cuarcítica se ve dificultado por la ausencia de buenos cortes.

1.3. ROCAS PLUTONICAS

1.3.1. Unidad granítica de Ceclavín-Zarza la Mayor

En la hoja geológica de Zarza la Mayor, aparecen dos stocks de dimensiones muy diferentes. El mayor de ellos corresponde al stock o manchón granítico de Zarza la Mayor-Ceclavín, constituido fundamentalmente por tres tipos de facies que se han distinguido en la cartografía. El stock más pequeño tiene una dimensión exigua (poco más de 1,5 km² en su parte española), tiene petrografía similar a una de las facies fundamentales del plutón de Zarza la Mayor-Ceclavín y por esa razón no hemos querido diferenciarlos como una unidad toponímica diferente.

En la cartografía adjunta hemos diferenciado tres grupos de granitos. De mas antiguo a más moderno son los siguientes:

- Granitos moscovíticos de grano grueso.
- Tonalitas biolíticas.
- Granitos aplíticos.

Dentro de cada grupo existe, naturalmente, sus subfacies que aunque se consideren ocasionalmente dentro del estudio petrográfico no son más que particularidades sin importancia cartográfica a la escala de este estudio.

Conviene hacer la salvedad igualmente, que en la secuencia temporal se presentan dudas razonables sobre la posición temporal de los granitos moscovíticos de gran grueso. Los contactos de estos granitoides, con las tonalitas biotíticas no son claras.

1.3.1.1. Tonalitas biotíticas

El grupo de las tonalitas biotíticas está claramente diferenciado de los granitos moscovíticos anteriormente descritos. En el campo las tonalitas se presentan formando berrocales con bolas métricas bien redondeadas, color grisáceo azulado y gran compacidad.

Desde el punto de vista petrográfico pueden distinguirse tres tipos de granotoides perteneciendo a este grupo tonalítico.

- Tonalitas biotíticas s. str.
- Sienitas de feldespato alcalino.
- Pórfidos granodioríticos.

- Tonalitas biotíticas s. str.:

Tienen textura hipidiomórfica granular de grano medio, formada por plagioclasa (oligoclasa-andesina), cuarzo y biotita como componente fundamental, y moscovita, apatito, circón, rutilo, anatasa, hematites y microlina, como constituyentes accesorios.

Los componentes secundarios son la sericita y los minerales cloríticos. La primera suele presentarse en parches dentro de los núcleos de las plagioclasas. La clorita suele sustituir parcialmente a la biotita.

Aunque la textura se englobe en su conjunto dentro de la categoría general de hipidiomórfica, conviene resaltar que existe una orientación muy críptica de los planos (010) de las plagioclasas que tienden por tanto a marcar una «fluidalidad» otro de los rasgos texturales de importancia es la asociación de gran número de cristales de plagioclasas, formando texturas de mesoacumulados cuyos intersticios están ocupados por biotita y cuarzo.

Las plagioclasas, por lo demás, presentan formas subidomorfas o idiomorfas y tienen zonados en parche con núcleos que llegan a An_{40} . Las partes periféricas de los cristales de plagioclasa suelen presentar un zonado normal con basicidad que raramente suele bajar de An_{10-15} .

Dentro de los cristales de plagioclasa las únicas inclusiones que aparecen son de cuarzo goticular y algunas laminillas subidiomorfas de biotita y moscovita.

El cuarzo generalmente está algo fracturado. Siempre tiene extinción ondulante y una fuerte poligonización.

La biotita es parda, muy pleocroica y muy rica en inclusiones de apatito, circón y agujas de sagenita.

Por último el feldespató suele presentarse en cantidades muy variables, tienen siempre formas anhedrales y aparece de forma intersticial exhibiendo casi siempre el enrejado de la microclina.

– Sienitas de feldespató alcalino:

Se trata de rocas de grano medio a grueso con texturas muy modificadas por procesos hidrotermales. La textura original de estas rocas debió ser hipidiomórfica, como lo atestiguan algunos restos de plagioclasas subidiomórficas que parecen haber sido preservadas de la alteración potásica.

La composición mineralógica de estas rocas es bastante sencilla:

Dos generaciones de ortosa-microclina, albita y clorita vermicular, como minerales esenciales, y apatito, moscovita, rutilo e ilmenita, como minerales accesorios.

La biotita está totalmente trasformada en clorita. En general la clorita vermiculítica, que se presenta siempre en forma de agregados irregulares, corresponde a un estadio evolutivo avanzado del proceso de cloritización de la biotita y, en general, de la secuencia general de alteración de la roca que sufre sucesivamente una albitización, una feldespatización potásica y finalmente la referida cloritización vermiculítica.

– Pórfidos granodioríticos:

Aunque bastante escasas, estas rocas son sumamente singulares tanto en su textura como en las características petrológicas que deben, posiblemente, derivarse de fenómenos de reacción de magma ácido y básico.

El conjunto de la textura de la roca, porfídica o pseudoporfídica se asemeja mucho a las texturas entretejidas o texturas «web» que se observan en rocas pirometamórficas.

Mineralógicamente están formadas por cuarzo, plagioclasa (An_{40}), feldespató potásico y clorita, como minerales fundamentales y moscovita y opacos como minerales accesorios. Estos elementos mineralógicos se presentan de forma muy irregular en la roca cuya textura podría en conjunto definirse mejor con tres elementos mineralógicos-texturales:

- a) Cuarzo policristalino que forma gran parte de la textura microporfídica y exhibe abundantes «golfos de corrosión».
- b) Pasta heterogranular formada por plagioclasas, feldespató potásico, cuarzo y clorita.
- c) Asociación simplectítica de clorita, cuarzo y plagioclasas.

Los fenocristales de plagioclasa suelen alcanzar hasta 25 mm. de lon-

gitud; tienen zonado normal con una composición An_{25} , en la periferia de los cristales y An_{55} , en los parches más básicos situados en los núcleos de la plagioclasa.

1.3.1.2. *Granitos moscovíticos de grano grueso.*

Aunque se trata fundamentalmente de un granito moscovítico, se observan en ocasiones facies con cantidades poco importantes de biotita, total o parcialmente cloritizada.

La composición de estos granitos es bastante uniforme, tanto en el aspecto mineralógico como en el textural. Salvo en las zonas más claramente cataclásticas, ligadas a zonas de cizalla senestras, que pueden observarse en la cartografía, los granitos tienen textura hipidiomórfica granular, más o menos cataclástica, constituidos por cuarzo, albita-oligoclasa, feldespato potásico, moscovita y cantidades variables de apatito, turmalina, biotita y opacos. La turmalina por lo general es el mineral accesorio característico de este grupo de rocas. En alguna preparación llegan a observarse restos de cordierita subidiomorfa totalmente alterada.

En casi todas las muestras estudiadas hay que resaltar dos fenómenos importantes:

En primer lugar, la extraordinaria recristalización intergranular de los cristales de cuarzo con aparición de gran cantidad de granos nuevos de cuarzo. En segundo lugar, la abundancia de efectos blásticos del feldespato potásico y de la albita. En muchas ocasiones es posible apreciar como la roca presentaba originalmente plagioclasas idiomorfas o subidiomorfas de oligoclasa y posiblemente albitas), que han sido rodeadas y sustituidas parcialmente por feldespato potásico y finalmente por albita tardía que ejerce acción blástica sobre las plagioclasas anteriores y sobre el feldespato citado.

Respecto al cuarzo, que es otro de los componentes principales, hay que resaltar, aparte de los efectos de deformación sufridos por él, la gran abundancia de inclusiones fluidas bifásicas que posee. Este rasgo es característico de este grupo de granitos.

Respecto a la clasificación petrográfica de estos granitos, se nos presenta de nuevo el insoslayable problema de la discontinuidad plagioclásica en la clasificación de Streckeisen. Dado que la composición de las plagioclasas en las muestras estudiadas tiene un grado de variación entre An_3 y An_7 , las rocas pueden clasificarse perfectamente como leucogranitos monzoníticos (adamellíticos), o como granitos de feldespato alcalino.

1.3.1.3 Granitos aplíticos (6)

En la cartografía hemos diferenciado dos pequeños manchones.

Cuantitativamente están mucho mejor representadas en la hoja contigua de Coria, donde forman resaltes topográficos con estructura ruiniforme.

Desde el punto de vista de la estructura general de los macizos graníticos, los granitos aplíticos parecen representar pequeños «plugs» y zonas cupuliformes por encima de las tonalitas biotíticas.

Macroscópicamente, tienen color blanquecino-amarillento, son bastante deleznable y están por lo general bastante turmalinizados.

Su textura es alotrimórfica o hipidiomórfica granular y están formadas por plagioclasa ácida, feldespato potásico y moscovita, como constituyentes principales y turmalina, biotita, rutilo, esfena y apatito, como minerales accesorios.

Las plagioclasas son muy ácidas y no tienen zonación. En casi todas las muestras exhiben texturas que testimonian la acción blástica del feldespato potásico y cuarzo sobre ellas. Estas acciones blásticas se deben principalmente a las generaciones de cuarzo tardío y a la segunda generación de feldespato potásico (diferenciable de la anterior solamente por el valor del 2V y porque no suelen prestar enrejado típico de la microclina).

La moscovita es el único filosilicato con importancia cuantitativa. Existe igualmente más de una generación. La primera la constituyen laminillas incluídas dentro de láminas de biotita o de cristales de plagioclasa. La última está formada por moscovitas de aspecto esquelético con bordes simplécticos.

1.3.1.4. Appinnitas (Hornblenditas y pórficos dioríticos) (7)

Se pueden distinguir dos tipos de rocas dentro de esta unidad cartográfica:

a) *Hornblenditas*

En el borde de la tonalita biotítica aparece una roca básica interesante que puede observarse en el cementerio de Ceclavín. Está constituída fundamentalmente por anfíbol y plagioclasas que se disponen sin ninguna ordenación. El primero es parte hornblenda verde muy anhedral y que frecuentemente aparece con bordes desflecados que pasan a formar hábitos asbestiformes y de éstos a agujas sueltas. También aparece anfíbol en formas aciculares, a veces radiadas, dentro de las plagioclasas. Quizás además de la hornblenda hay también actinolita pero no se puede determinar bien sus caracteres ópticos. Como simultáneamente aparecen pla-

glioclasas dentro de las láminas grandes del anfíbol deducimos que hay dos generaciones o bien de este mineral o bien de las plagioclasas. Junto a estos dos componentes dominantes encontramos clorita, cuarzo, un opaco, probablemente ilmenita, apatito y zoisita, El cuarzo y el apatito suelen ir asociados en parte de las preparaciones.

b) *Pórfidos dioríticos*

En las proximidades de la Fuente de Sierra Morena, al norte del Cerro Barrero, aparecen melanodioritas y pórfidos pertenecientes a la familia o suite appinítica. En estos afloramientos la roca tiene textura hipidiomórfica granular débilmente milonítica. Está formada por un entramado plagioclásico anfíbólico con tamaños de los individuos comprendidos entre 250 y 500 micras.

Los minerales esenciales de esta roca, en orden de importancia son los anfíboles y la plagioclasa. En mucho menor proporción aparecen cuarzo, presente siempre en posición intergranular residual, leucoxeno y finalmente apatito. Con productos de alteración se aprecian pajueltas de sericita, clinozoisita y clorita.

El anfíbol tiende a cristalizar en forma de cristales subhedrales y no corresponde a un tipo único.

Las plagioclasas son idiomorfas y están zonadas. Sus núcleos superan el An_{50} pero en la periferia se alcanzan composiciones de plagioclasa ácida An_{12} .

1.4. ROCAS FILONIANAS

1.4.1. **Pórfidos albiticos (2)**

Se encuentran presentes, sólo en un único filón cartografiable, situado en el borde S. de la Hoja, que tiene una potencia máxima de 3 m.

Se trata de un pórfido albitico con textura porfídica, que tiene plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y moscovita, como minerales principales y biotita, apatito, hematites, sericita, clorita y feldespato potásico II, como accesorios. Las plagioclasas sericitadas y el cuarzo, aparecen en microfeno-cristales de 1 a 2 mm., de los cuales las primeras son más abundantes con formas subidiomórficas y en los ejemplares más grandes aparecen algunas manchas o inclusiones de feldespato potásico. La mesostasis está constituida fundamentalmente por un agregado panxenomórfico de plagioclasa, cuarzo y feldepató potásico, este último ocupando posiciones intersticiales o bien ejerciendo funciones más marcadamente blásticas. La plagioclasa es francamente albitica y en las mesostasis ocupa más del 60% del volumen, ocupado el resto por feldespato potásico, biotita y moscovita.

1.4.2. Cuarzo (3)

La unidad granítica de Zarza La Mayor-Ceclavín está atravesada por un gran número de filones de cuarzo, formados casi siempre por cuarzo lechoso, algo de hematites en ocasiones costras de manganeso y en determinados dominios cantidades importantes de apatito.

En la memoria de EGOZQUE y MALLADA (op. ux.), ya se cita la asociación íntima de fosforita con el cuarzo en todos los filones. Este hecho determinó la explotación de los filones en épocas pasadas.

1.5. ROCAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO

El mayor desarrollo del metamorfismo de contacto se sitúa al sur de la hoja, ya que en este dominio se presenta la acción térmica combinada de tres unidades graníticas diferentes, aunque una de ellas (batolito de Cabeza de Araya) no aflora en el área.

En la cartografía se significa la zona con pizarras nodulosas, mosqueadas y cornubianitas sin cartografiar de forma independiente los tres tipos petrográficos. La razón estriba en el hecho de que existe un control petrológico muy claro entre determinados tipos de materiales y la roca originado por el metamorfismo de contacto. Concretamente las corneanas aparecen con frecuencia lejos de los contactos.

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

– Pizarras mosqueadas:

Por lo general son esquistos biotíticos cloríticos en los que es posible apreciar la acción combinada del metamorfismo regional y de contacto. Su mineralogía es sencilla; cuarzo, moscovita, clorita y biotita, como minerales esenciales.

En muchas de ellas se observan nódulos cloríticos asociados a veces a biotita, cuarzo y moscovita, constituyendo de esta forma los elementos texturales de mayor tamaño de la roca. Pero el carácter fundamental de las pizarras y esquistos mosqueados es la presencia de lepidoblastos de hasta 40 micras de biotita pardoverdosa claramente postesquistosa y desde luego más tardía que la clorita principal (no nodular), abundantísima en las rocas originales.

– Pizarras nodulosas:

En la hoja de Zarza la Mayor no abundan las pizarras con nódulos cordieríticos. La paragénesis normal de estas rocas es clorita, moscovita ±

biotita \pm cordierita \pm plagioclasa. Existen dos generaciones claras de clorita, una de ellas de metamorfismo retrógado.

– Cornubiáticas:

Están escasamente representadas en el área. Su textura es granoblástica, y están formadas por cuarzo, biotita, moscovita, cordierita y cantidades variables del feldespató potásico. La moscovitización tardía es un fenómeno bastante generalizado apareciendo grandes láminas muy poiquiloblásticas que engloban al resto de los componentes de la roca.

1.6 Terciario

Dentro del contexto de la presente Hoja, únicamente se distingue una unidad cartográfica de edad terciaria que pertenece a la cuenca neógena de Moraleja.

Esta cuenca se caracteriza fundamentalmente por tener un marcado control estructural según dos direcciones preferentes, una próxima a E-O y otra N-30-70° E, que junto con el resto de los sistemas de fracturación van a condicionar el emplazamiento y potencia de los sedimentos neógenos de la zona.

Las características litológicas de los sectores de dicha Cuenca es la siguiente:

- Sector I: arcillas, limos y arenas micáceas
- Sector II: arcosas y arcillas
- Sector III: arenas, arcillas y conglomerados cuarcíticos
- Sector IV: arcillas, arenas y conglomerados

En la Hoja que nos ocupa, sólo se encuentran los sedimentos del Sector III ubicado en la cuenca según la Figura nº 2.

1.6.1. Mioceno

1.6.1.1. Arenas, arcillas y conglomerados cuarcíticos (Cuenca de Moraleja) (10)

Por la naturaleza de los sedimentos de este grupo, su origen se debe a la erosión de los relieves paleozoicos del Sinclinal de Cañaverdel del área, que se han visto afectados por el reajuste de los bloques producidos por los sistemas de fracturas tardías, y a los materiales procedentes del C. E. G.

Las arenas generalmente muy micáceas, presentan tonos pardo, amari-

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

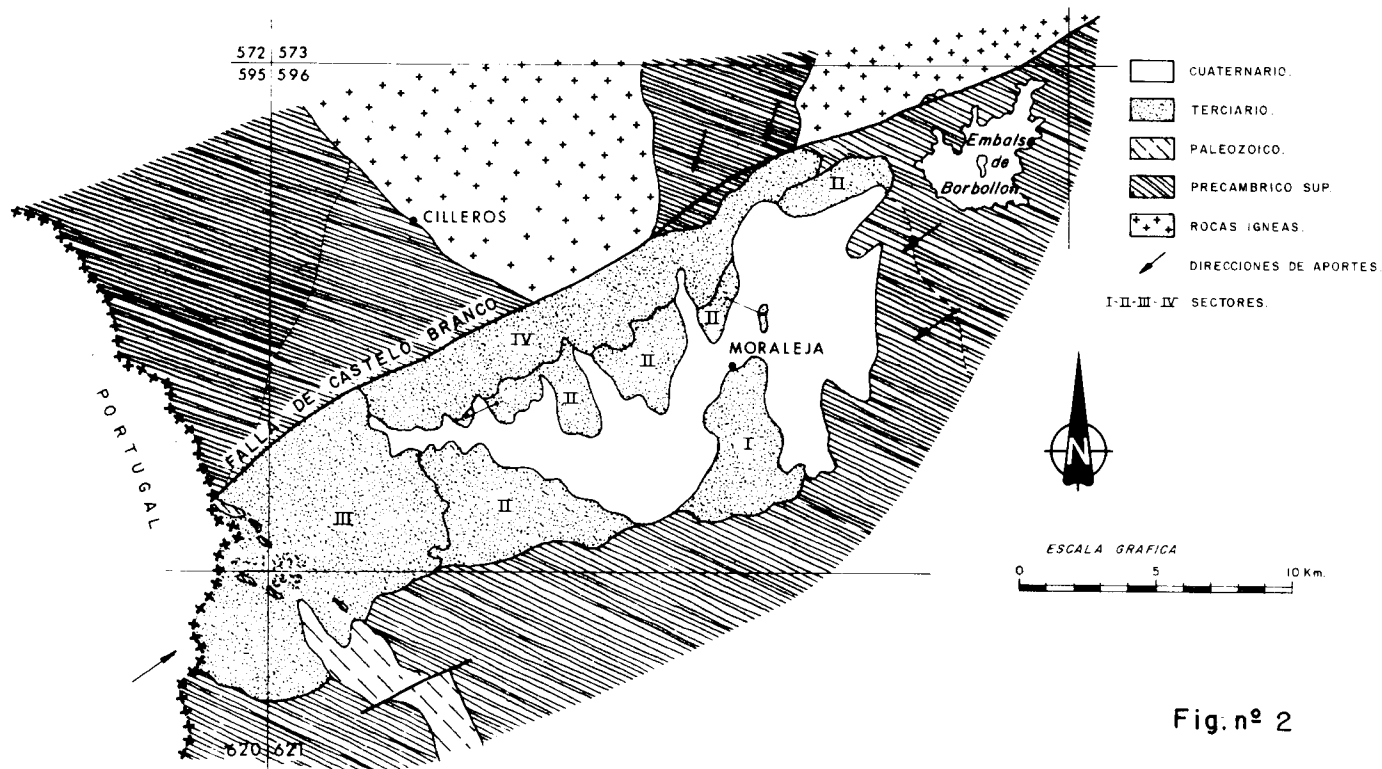


Fig. nº 2

lentos y rojizos, son de grano medio a grueso o muy grueso y se presentan de forma masiva, o como relleno de canal.

Localmente presentan estratificación cruzada en surco y frecuentemente aparecen cementadas.

Los conglomerados, con una matriz generalmente arenosa-fangosa, están formados por cantos, de subangulosos a subredondeados, con tamaño medio de 7-10 cm., procedentes del C.E.G. en un 60%, el resto de los cantos son de cuarzo y cuarcita con porcentajes 30 y 10% respectivamente.

La composición mineralógica de los filosilicatos es fundamentalmente Illita y Esmectitas, pudiendo encontrarse también Vermiculita y Palygorkita hacia la parte basal, y Caolinita e interestratificados de Clorita-Vermiculita hacia la parte media de la serie.

La potencia de esta unidad detrítica, que atribuimos al Mioceno por consideraciones de tipo regional, no superan los 40 m., dentro del ámbito de la presente Hoja.

1.7. CUATERNARIO

Son escasos los depósitos cuaternarios que existen en la Hoja limitándose su ubicación a la zona NE, en donde se han distinguido diversos niveles de terrazas, depósitos de tipo coluvionar y conos de deyección.

1.7.1. Pleistoceno

1.7.1.1. *Cantos redondeados de cuarcitas, areniscas y cuarzo con matriz arenosa. Terrazas (11), (12) y (13)*

Corresponden a terrazas del río Erjas, escasamente representadas en depósitos colagados sobre materiales terciarios, a 30 m, 23 m y 18 m. aproximadamente del actual cauce.

La litología es común para los tres niveles y se componen de cantos redondeados de cuarcitas, areniscas y cuarzo dispersos en una matriz arenosa rojiza de naturaleza silicea.

1.7.2. Holoceno

1.7.2.1. *Cantos redondeados de cuarcitas, areniscas y cuarzo con matriz arenosa. Terrazas (14), (17) y (18)*

Se trata de las terrazas más modernas del río Erjas depositadas a 8 m, 4 m y 1-2 m aproximadamente sobre el cauce actual.

La litología es igual que la descrita en el apartado anterior y corresponden a cantos redondeados de cuarcitas, areniscas y cuarzo dispersos en una matriz arenosa rojiza.

1.7.2.2. Bloques y cantos de cuarcitas y areniscas con matriz arenarcillosa rojiza. Coluvión (15)

Aparecen adosados a los relieves cuarcíticos paleozoicos dando lugar a fuertes pendientes. Su composición litológica corresponde a bloques y cantos de cuarcita y areniscas angulosos, englobados en una matriz arenarcillosa rojiza. La potencia total es muy variable y se estima que no sobrepasa los 5 m.

1.7.2.3. Arcosas con cantos sueltos de cuarcitas. Conos de deyección (16)

Tienen su inicio en los relieves terciarios de la zona de las Moreras. En esencia está formado por arcosas de granulometría media-gruesa, en el que aparecen dispersos cantos cuarcíticos redondeados con un tamaño máximo de 15 cm., de diámetro.

1.7.2.4. Cantos, arenas y arcillas. Aluvial (19)

Con escasa representación a esta escala de trabajo, aparece con una litología de cantos poligénicos redondeados, arenas y arcillas con porcentajes variables según su ubicación.

2. TECTONICA

2.1. INTRODUCCION

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

La primera fase de deformación hercínica es la responsable de las principales estructuras plegadas que se observan, entre las que se destaca el Sinclinorio de la Sierra de Cañaverál, y también de un aplastamiento generalizado que ha dado lugar a la esquistosidad de flujo casi siempre presente (S_1).

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

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

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

Finalmente, existen una serie de fallas oblicuas a las estructuras, que han actuado como fallas normales y de desgarre con pequeños desplazamientos, y que asimilamos al sistema de fracturas tardihercínicas de amplio desarrollo en todo el Macizo Hespérico. Es a este sistema al que pertenece la falla de Alentejo-Plasencia que produce desplazamientos en la horizontal de hasta 3 kms, que atraviesa la Hoja 9-25 (Cañaverál) al E. de la que nos ocupa.

2.2. PLIEGUES SARDICOS

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

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

Por nuestra parte, al sur de esta zona hemos observado en la Hoja nº 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. Albuquerque-

Herreruela). El pliegue tiene un plano axial de dirección N 136° E y buzamiento 58° S, y un eje de dirección N 22° E y plunge 55° S y es cortado por la esquistosidad primaria hercínica (S₁) con una dirección N 136° E y buzamiento 90° S. Si descontamos, por medio de una falsilla de Wulff, el efecto del plegamiento hercínico llevando la estratificación media de la zona (dirección N 120° E, buzamiento 60° S) a la horizontal, nos queda una dirección primitiva para ese eje de aproximadamente N 35° E.

También y dentro del ámbito de la Hoja n° 9-27 (Membrío) (BASCONES ALVIRA, L. y MARTIN HERRERO, D. 1980), en el PK 10,900 de c.c. Membrío-Alcántara se ha localizado otro pequeño pliegue, tipo «Mullions», de las mismas características con un eje de dirección N 85° E y plunge 52° N, y atravesado por una esquistosidad de primera fase (S₁) de dirección N 154 E con un buzamiento de 65° N que corta a los dos flancos.

De acuerdo con OEN ING SOEN (1970) y con nuestros propios datos, creemos que los pliegues sárdicos tendrían, en la zona que nos ocupa, una dirección aproximada NE-SO, con un plano axial subvertical y flancos que buzaban 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 todo el Dominio Hercínico.

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

2.3.1. Pliegues

2.3.1.1. *Pliegues de la primera fase Hercínica*

Todos los pliegues vistos deben su origen a la 1ª fase de deformación Hercínica, que afecta de diferente manera al conjunto de materiales exis-

tentes 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 $N80^\circ E$ y $N120^\circ E$.

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 2,5 km, y la longitud de onda entre 1,5 km y 4 km. El estilo corresponde a pliegues isopacos en las capas competentes, tendiendo a similares en las incompetentes.

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

A nivel individual los sinclinales tienen su flanco sur (equivalente al norte en los anticlinales) subverticales o invertidos con buzamientos superiores a los 70° . Para los flancos normales, tanto en anticlinales como en sinclinales, los buzamientos son muy variables y oscilan entre la subverticalidad y la subhorizontalidad (Hojas n° 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 senestras N 40°-50° E, esta dirección sufre una clara modificación a N 90° E que afecta a toda la zona media de la estructura (Hojas n° 10-25, 11-25, 12-25, y 11-26).

2.3.1.2. *Pliegues tardihercínicos*

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

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

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

- Pliegues de dirección N 100-120 E

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

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

En ellos vemos que se trata de pliegues asimétricos cuyos flancos tienen distintas longitudes (más largos los que buzán hacia el Norte que los que buzán hacia el Sur). Los planos axiales llevan una dirección N 110° E, que es paralela a la estratificación S_0 y su buzamiento es de unos 15° al N o al S.

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

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

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

– *Pliegues de dirección N 10-35° E*

Este tipo de pliegues que afectan a la esquistosidad S_1 de primera fase, son frecuentes en el área de estudio.

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

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

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

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

2.3.2. Esquistosidades

2.3.2.1. Esquistosidad de primera fase hercínica

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

Sobre una falsilla Schmidt, se ha realizado el contaje de 21 polos de (S_1), obteniéndose una dirección aproximada preferente N 115° E y buzamientos próximos a la subverticalidad hacia el SE (Fig. n° 3). En segundo lugar se observa otra dirección preferente N 124 E con buzamientos sub-verticales hacia el SE.

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

2.3.2.2. Esquistosidad Tardihercínica

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

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

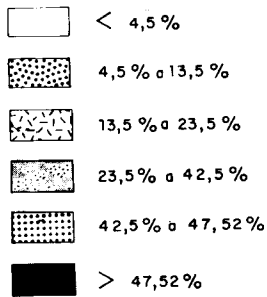
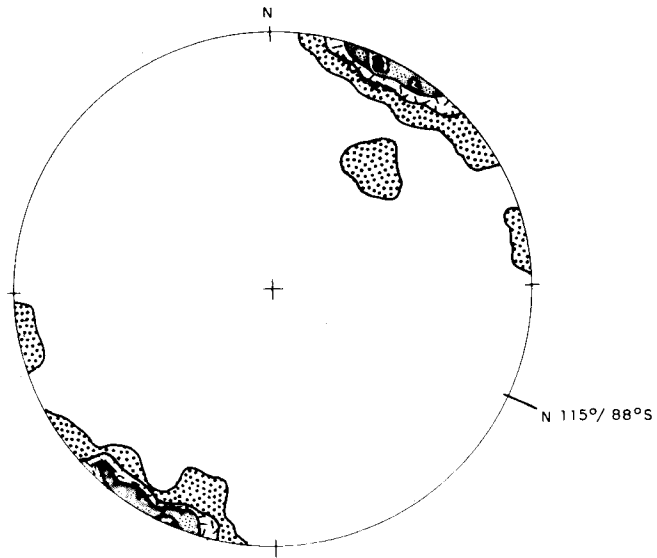


FIGURA Nº 3 - Proyección de 21 polos* de la equistosidad primaria S_1 . Falsilla de SCHIMIDT (hemisferio inferior).

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

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

2.3.3. Lineaciones

2.3.3.1. Lineaciones de primera fase hercínica

a) Lineaciones de intersección

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

Sobre una falsilla de Schmidt (hemisferio sur) se ha realizado la representación de 19 medidas, obtenidas en campo o gabinete (Fig. n° 4) que ha determinado un máximo de dirección N 132° E con buzamiento de 27 hacia el N.

En este gráfico no se han incluido las medidas correspondientes a puntos en donde los planos S_0 y S_1 aparecen subverticales y que representan del orden del 10% de las medidas que figuran en el plano geológico.

b) Lineaciones de estiramiento

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

Las observaciones efectuadas corresponden a dos tipos de afloramientos:

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

Por último diremos que en este tipo de marcadores no hemos visto indicios de posteriores deformaciones. Tan solo, 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.

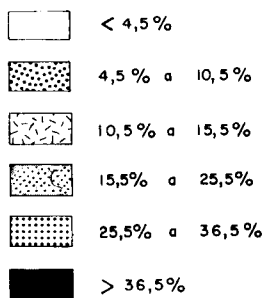
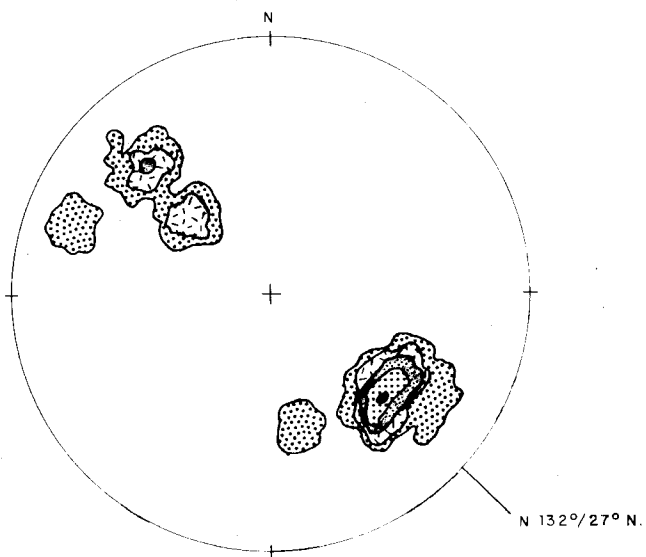


FIGURA N° 4 - Proyección de 19 polos* de la lineación de intersección L_1 Falsilla de SCHMIDT (hemisferio inferior).

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

2.3.3.2. *Lineaciones Tardihercínicas*

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

2.3.4. **Fracturas**

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

- **Paralelas a las estructuras**

Esta familia está poco definida debido, quizás a las consideraciones expuestas en el apartado de introducción, y presenta direcciones comprendidas entre N 120° E y N 140° E, es decir subparalelas a los pliegues a la formación de los mismos. No obstante serán en general algo posteriores ya que, los cortan oblicuamente en muchos casos.

Del estudio de algunas fracturas de este tipo dentro de la Sierra de S. Pedro (Hoja n° 10-23 Arroyo de la Luz), se dedujo su similitud con las descritas por OEN ING SOEN (1970) en el norte de Portugal, es decir, debe tratarse de desgarres con componente vertical que han debido actuar en varias ocasiones dando como resultado final movimientos en tije-ra.

- **Oblicuas a las estructuras**

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

1.° *Dirección N 35° – 45° E*

Constituye a nivel regional el sistema más importante de fracturación del cual forma parte la falla de Plasencia-Alentejo situada al E. de esta hoja. Esta fractura tiene un recorrido de unos 400 kms. de longitud y corresponde a una falla direccional senestra con desplazamiento horizontal superior en zonas a los 3 kms.

Para la zona que nos ocupa no se han observado fracturas con grandes desplazamientos.

2.° *Dirección N 100 – 120° E*

Aparecen sobre todo en las áreas graníticas de la zona de Zarza la Mayor-Ceclavin. Se trata de fracturas de desgarre senestras, que en horizontal alcanza un máximo movimiento de 1,5 kms. y que llevan asociado un ligero desplazamiento vertical inverso.

3.° *Dirección N 160 – 180° E*

Tienen escasa representación y son en su mayoría dextrogiras, con ligeros desplazamientos horizontales.

3. GEOMORFOLOGIA

Se caracteriza esta hoja por presentar un relieve que no llega a superar los 400 m. cuya morfología viene determinada fundamentalmente por la litología y la estructura.

En la zona Norte se continúan los relieves de la Sierra y un crestón cuarcítico marca el punto más prominente de esta área (Castillo de las Moreras), a cuyo pie se desarrollan extensos coluviones en orla.

El río más importante es el Erjas que la recorre de Norte a Sur marcando la frontera natural con Portugal. Dicho cauce deja pocos niveles de terraza que tan sólo se desarrollan en el tramo de paso por los materiales terciarios conglomeráticos. Se trata siempre de niveles escalonados, dejando aflorar el sustrato, repartidas entre las cotas relativas de + 20m. y + 3m. En esta zona terciaria es donde el ensanchamiento del río provoca la formación de bancos laterales y posibilita la construcción de pequeños conos de deyección en la desembocadura de los arroyos.

La morfología que se observa en los materiales esquistosos es poco variada y la característica más relevante es el fuerte encajamiento de los cursos de agua. La alteración de estos materiales no es muy fuerte y en general sobre ellos se desarrollan suelos brutos. Quizá la morfología más variada de la hoja se observa sobre los materiales graníticos, en donde la distinta composición de los mismos y la estructura ayudan a una mayor diferenciación de formas.

Los granitos moscovíticos de grano grueso (5), son los menos alterados desarrollándose en ellos los típicos berrocales en los que aún puede reconstruirse la disyunción interna. Un grado más avanzado de la alteración constituyen las bolas rodeadas de arena que se observan en las tonalitas biotípicas (4).

Por último, algunos lanchares que resaltan en el paisaje como monetas, constituidas por materiales aplíticos, representan los restos de una antigua superficie de erosión.

4. PETROLOGIA

4.1. PETROLOGÍA IGNEA

4.1.1. Características generales

En la hoja estudiada aparecen asociadas especialmente, y muy posiblemente en un intervalo de tiempo muy breve, dos grandes tipo graníticos: Uno de ellos, aparentemente el más antiguo, pertenece a la familia de los granitos de tendencia alcalina (granitos moscovíticos de grano grueso). El

otro grupo es típicamente calcoalcalino: las tonalitas biotíticas forman el polo más básico. El problema más interesante desde el punto de vista petrogenético es el significado de los granitos aplíticos. Dos explicaciones son posibles:

- a) Relación genética directa a través de procesos de diferenciación.
- b) Ausencia de relación genética por vía de diferenciación. La relación fue propugnada por CORRETGE (1969,71) y G. de FIGUEROLA, CORRETGE Y SUAREZ (1971) pero es en la actualidad difícil de mantener. La solución b) que proponemos como hipótesis alternativa estaría fundamentada en la posible existencia de una cámara magmática con magmas ácidos (aplíticos), y magmas tonalíticos. La presencia de roas híbridas reaccionales (pórfidos granodioríticos) puede cobrar importancia en esta hipótesis de partida.

4.1.2. Geoquímica

4.1.2.1. Rocas graníticas

En la figura n.º 5 se recogen las características geoquímicas de los granitos cuantitativamente más importantes.

	Granito moscovítico de grano grueso.		Tonalitas biotíticas	
Si O ₂	80.24	74.12	61.52	69.15
Ti O ₂	0.18	0.05	0.57	0.62
Al ₂ O ₃	11.63	14.92	19.00	16.17
Fel O ₃	0.01	0.52	0.89	0.55
FeO	0.68	0.59	2.82	3.17
Mg O	0.02	0.03	0.06	0.06
Ca O	0.27	0.37	2.39	2.45
Na ₂ O	2.26	3.25	3.84	3.35
Kl O	3.51	4.18	5.73	2.25
P ₂ O ₅	0.12	0.17	0.11	0.03
P.F.	1.06	1.92	1.37	0.75
Total	100.17	99.87	99.94	100.10
Li	71	48	85	70
Rb	268	189	207	100
Sr	41	38	222	114
Ba	341	564	1259	783

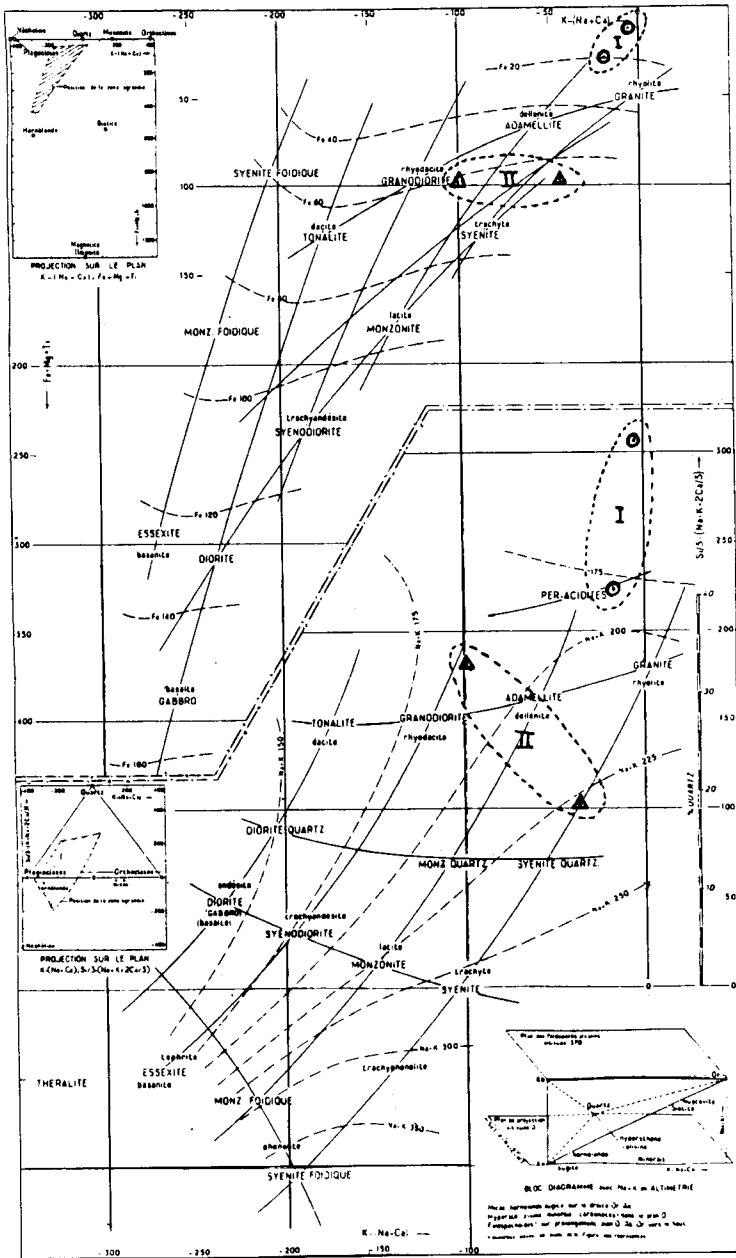


FIG. 5

Las marcadas diferencias geoquímicas son obvias. Dentro de los granitos moscovíticos de grano grueso hay variedades extremadamente silíceas ($\text{Si O}_2 \geq 70\%$) que corresponden normalmente a las rocas más tectonizadas que han sufrido fuertes procesos de silificación. Se trata por tanto de verdaderas peraciditas (ver figura n.º 5, campo I) con más de un 40% de cuarzo libre. En cuanto a las «tonalitas» (campo II) podemos observar, que si bien petrográficamente son tal, su quimismo es más afín a las rocas granodioríticas y cuarzosieníticas, si proyectamos los análisis en el diagrama DE LA ROCHE. De todas formas no podemos hacer generalizaciones con los análisis de que disponemos.

4.2. PETROLOGÍA METAMÓRFICA

En la zona de Zarza la Mayor sólo existen rocas de naturaleza pelítica y de naturaleza grauváquica, que han sufrido procesos de metamorfismo regional y, en algunas áreas, de contacto.

4.2.1. Metamorfismo regional

Siempre es de grado bajo. La asociación omnipresente de cuarzo + moscovita + clirita \pm albita es típica de las asociaciones de bajo grado en las facies de esquistos verdes.

4.2.1.1. Relaciones metaformismo - deformación

Las rocas del complejo esquisto grauváquico muestran una marcada esquistosidad S_1 que ha sido descrita en los capítulos correspondientes a la deformación. Las blastesis mineral de los blastos metamórficos con respecto a la S_1 es muy clara. En general la recristalización de clorita y moscovita es totalmente sincinemática.

Las albitas presentan algún problema pues parte de las plagioclasas son de procedencia detrítica, sin embargo la albitización ha debido ser contemporánea con la deformación S_1 .

Las crenulaciones S_2 tardías afectan a las moscovitas y cloritas que son por tanto minerales pre S_2 .

4.2.2. Metamorfismo de contacto.

Aparecen tres tipos de pragénesis:

a) Cuarzo + moscovita + clirita + biotita \pm plagioclasa.

b) Cuarzo + moscovita + biotita \pm plagioclasa.

c) Cuarzo + biotita + cordierita + feldespato potásico.

Puede decirse por tanto, que encontramos tres tipos de secuencias progradadas que van de zona de bajo grado a zona de alto grado metamórfico. Es singular el hecho de la ausencia de andalucita en las paragénesis pelíticas ligadas a los plutones del área.

4.2.2.1 Relaciones metamorfismo de contacto – deformación.

El indicador más claro de la cristalización con respecto a las deformaciones que han sufrido estas rocas lo constituyen las biotitas. En general se observan dos tipos de biotitas pardo-verdosas: Unas paralelas a los planos de esquistosidad S_1 y otras claramente metablásticas que engloban sin ninguna ambigüedad a la esquistosidad S_1 . Las primeras corresponden a la etapa de transformación clorita \rightarrow biotita contemporáneas al efecto fermico de la intrusión que actúa de foco. Las segundas no se han debido formar por idéntica transformación, pero en cualquier caso demuestran que la etapa blástica es post- S_1 .

5. HISTORIA GEOLOGICA

Como hemos visto en el apartado de estratigrafía, la serie paleozoica está representada únicamente por las cuarcitas armoricanas del Ordovícico Inferior, que a su vez pertenecen a los relieves que forman hacia el E la estructura sinclinal del Cañaveral.

No obstante y para una mejor visión regional de la evolución de la cuenca, hemos creído oportuno añadir las características sedimentarias de toda la serie paleozoica hasta el Carbonífero Inferior, a partir del cual se intruyen las rocas ígneas y se produce la primera fase de deformación hercínica.

Para ello se han tomado las características del ordovícico y silúrico Inferior de las Hojas limítrofes hacia el E (MARTIN HERRERO, D Y BASCONES, L 1982) y las características regionales del Silúrico y Superior al Carbonífero Inferior, obtenidas del trabajo de MAGNA realizados por MARTIN HERRERO, D Y BASCONES ALVIRA, L (1980) y TENA DAVILA RUIZ, M. (1980) en las Sinclinales de la Sierra de San Pedro y Cáceres respectivamente, situadas al Sur de esta zona de estudios.

Durante el precámbrico Superior tiene lugar la sedimentación de los materiales más antiguos que se depositarían sobre una corteza sílica erosionada e inmediatamente después de una fase distensiva (VEGAS et al 1977). Esta serie corresponderá al denominado Complejo Esquisto Grauváquico (C.E.G.).

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 ambiente de plataforma marina somera, como se pone de manifiesto en la existencia de niveles microconglomeratorios y cuarcíticos (Río Alagón Hoja N.º 10-26. Coria).

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

Esta zona 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 denominación 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, arenicas y pizarra, en donde son abundantes los niveles bioturbados y las pistas orgánicas. Le sigue una discordancia intraordovícica, ya mencionada por LOTZE (1945), que se puede observar en diversos puntos de la Sierra (Hojas Nos. 10-25 y 11-25 y 11-26, Coria, Torrejoncillo, y Cañaveral respectivamente).

Sobre ellos se deposita una serie conglomerática de carácter aluvial, que implica una importante regresión, emersión y laguna, que sólo aparecen en el Alto de la Silleta (Hoja N.º 1126 Cañaveral) y que podrían tener su equivalencia en los niveles conglomeráticos rojizos existentes en algunos puntos del flanco Sur del Sinclinal de la Sierra de San Pedro 8Hoja N.º 10-28 Arroyo de la Luz) MARTIN HERRERO, D. Y BASCONES ALVIRA, L (1980).

La trasgresión marina posterior afecta ya a toda el área. El resto de los materiales que constituye el conjunto del Ordovícico formado, por cuarcitas areniscas y pizarras, se caracteriza por su depósito de forma continua en un medio de plataforma marina somera relativamente estable. Hacia el Ordovícico Superior de plataforma se inestabiliza cambiando también el carácter de los depósitos, estando sometida también a la acción de corrientes inestables y aumentando la pendiente.

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

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

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

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

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

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

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

A continuación y como hecho estructural más relevante, se produce la falla senestra de Alentejo-Plasencia, que produce desplazamientos horizontales de hasta 3 km.

A partir del Carbonífero el área se encuentra emergida y es en el Terciario cuando tiene lugar la sedimentación de la cuenca de Moraleja, a la que pertenecen los depósitos detríticos continentales de la Hoja.

El relleno de dicha cuenca va ligado a fracturas que limitan por uno de sus planos el desarrollo en superficie de sus sedimentos. Los aportes son por lo general de naturaleza cuarcítica y representa un relleno fluvial cuya procedencia es del O, controlado, en parte, por los relieves de la serie paleozoica que llegan a dar al sistema aportes laterales.

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

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. MINERÍA

Actualmente no hay ninguna mina en activo en el marco de la presente hoja, no obstante existieron explotaciones de fosfatos al Sur de la localidad de Zarza la Mayor.

Se trata de mineralizaciones filonianas de tipo catatermalneumatolítico, siendo la roca encajante granitos moscovíticos de grano grueso.

6.2. CANTERAS

No existen explotaciones para uso industrial de cierta entidad en el ámbito de la hoja.

Con carácter local se localizan pequeñas canteras en las zonas graníticas para uso como áridos o como materiales de construcción rústica. También para áridos existen pequeñas catas en los materiales neógenos situados al norte de la Hoja.

6.3. HIDROGEOLOGÍA

La zona ocupada por la presente hoja pertenece a la cuenca del Tajo, siendo el Río Erjas el principal cauce existente, vertiendo a él sus aguas la mayor parte de los arroyos.

Desde el punto de vista hidrogeológico se distinguen una serie de materiales de diferente comportamiento.

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

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

b) Sedimentos paleozoicos. Presenta un interés nulo debido a su escasa representación dentro de la Hoja y a su carácter impermeable.

c) Sedimentos terciarios. En principio estos materiales debido a su litología son susceptibles de formar buenos acuíferos, no obstante la existencia de niveles endurecidos restan porosidad al conjunto lo que limitará en parte la obtención de caudales importantes.

d) Sedimentos cuaternarios. Dentro de este grupo merecen especial interés las terrazas del Río Erjas, situados al Norte de la Hoja, pero únicamente las bajas, ya que las demás (existen hasta cinco niveles) no presentan ni espesor ni desarrollo lateral como para poder ser considerados como posibles acuíferos.

e) Materiales graníticos. En estos materiales, situados al Sur de la Hoja, es posible alumbrar caudales medios, como pozos bien desarrollados, debido a la intensa disgregación zonal y sobre todo a la fracturación existente. Así pues, con pozos bien desarrollados en zonas de fracturación y alto grado de mateorización podrían obtenerse caudales suficientes para el abastecimiento de pequeñas comunidades o para fines agrícolas y ganaderos.

7. BIBLIOGRAFIA

- ALIA MEDINA, M. (1963): Rasgos estructurales de la Baja Extremadura. *Bol. R. Soc. Española Hist. Natur., (G)* 61 247-262.
- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTINEZ CATALAN, J.R.; MARTINEZ GARCIA, E. (1973): Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el Noroeste y centro de la Península Ibérica (Galicia Central, Zamora y Salamanca). *Separata de Studia Geológica* VI, págs. 29-48.
- ALVARADO, A. y HERNANDEZ-PACHECO, F. (1951): Hoja n° 701 (Valencia de Alcántara). *Inst. Geol. Min. de España*. E 1/50.000
- ARRIBAS, A. (1963): Mineralogía y Metalogía de los yacimientos españoles de uranio Valderrascón (Alburquerque). *Separata de Notas y Común. de Instit. Geol. y Minero de España. Núm. 70* (p.p. 5-23).
- ARRIBAS, A. (1975): Carácter geológicos de los yacimientos españoles de uranio. *Studia Geológica t-IX* (7-63).
- BARD, J.P. (1966): Quelques precisions sur la litologie du silurien de la region d'Aracena (Huelva-Espagne). *Notas y com. Inst. Geol. y Min. de España*, n° 83, p.p. 93-98.
- BARD, J.P.; CAPDEVILLA, R. ET MATTE, Ph. (1971): La structure de la chaine hercynienne de la Meseta Ibérique; comparaison avec les segments voisins. *Histoire structurale du golfe de Gascogne*, Tome I.
- BARD, J.P. CAPDEVILLA, R.; MATTE, Ph. y RIBEIRO, A. (1973): Geotectonic model for the Iberian Variscan orogen. *Nature Physical Science*. V. 241. January 15.
- BASCONES ALVIRA, L. y MARTIN HERRERO, D. (1978): Mapa geológico de España, E. 1/50.000. 2ª Serie. Hoja n° 674-675 (7-27/8-27). Sever-Santiago de Alcántara. *IGME*.
- BASCONES ALVIRA, L. MARTIN HERRERO, D. y CORRETGE CASTA-

- ÑON, L.G. (1980): Mapa Geológico de España. E. 1/50.000. 2ª Serie. Hoja nº 676 (9-27) Membrío. *IGME*.
- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO y CORRETGE CASTAÑON, L.G. (1981): Mapa Geológico de España, E 1/50.000. 2ª Serie. Hoja nº 678 (11-27). Casar de Cáceres *IGME*.
- BEA, F. (1976): Anomalía geoquímica de los granitoides calcoalcalinos hercínicos de área Cáceres-Salamanca-Zamora (España). Implicaciones petrogenéticas. *Separata de Studia Geológica*. XI págs. 25-73. Salamanca.
- BOUMA, A.H. (1962): *Sedimentology of zone flysch deposits*. Elsevier, Amsterdam. 168 p.p.
- BOUYX, E. (1962): La edad de los esquistos de la Alcudia. *Separata de notas y comunicaciones del Inst. Geol. y Min. de España*. nº 66 (p.p. 197-200).
- BOUYX, E. (1964): Extensión de los terrenos ante-ordovicenses del sur de Ciudad Real (España Meridional). *Separata de Notas Comunicaciones del Inst. Geol. y Minero de España*, nº 76 (p.p. 249-254).
- BOUYX, E. (1970): Contribución a l'étude des formations Ante-Ordoviennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz). *Mem. del Inst. Geol. y Min. de España*.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ ELORZA, M.; VEGAS, P. (1971): Observaciones sobre la tectónica de la series precámbricas y paleozoicas del Este de la Prov. de Cáceres. *Bol. Geol. y Min.* t. 82, Fasc. 2.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950): Quelques remarques sur la tectonique du Portugal. *Bol. Soc. Geol. Portugal*. 8, p. 193-206.
- CLOOS, H. (1925): Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik), *Gebrüder Borntraeger*, Berlin.
- COTELO NEIVA, J. M. & LIMPO DE FARIA, F. (1955): Granitos de afloramiento de Castelo Branco. Idanha a nova e Gardunha. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal-Lisboa*. XXXVI, 53-66.
- CORRETGE, L.G. (1970): Contribución para el conocimiento del batolito Cabeza de Araya (Cáceres-España). El microgranito granatífero cordierítico con megacristales feldespáticos. *Studia Geologica III*, 43-65.
- CORRETGE, L.G. (1971): Estudio petrológico del batolito de Cabeza Araya (Cáceres). Tesis doctoral. U. de Salamanca.
- CORRETGE, L.G.; BASCONES ALVIRA, L. y MARTIN HERRERO, D. (1981): Mapa geológico de España, E 1/50.000. 2ª Serie. Hoja nº 648 (9-26). Alcántara. *IGME*.
- CORRETGE, G. y GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1971): Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal de Cañaveral y la Sierra

- de San Pedro (Cáceres). *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*. Tomo I, Sección I (Geología). E-1-17.
- CORRETGE CASTAÑON, L.G.; MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA L. (1981): Mapa geológico de España. E 1/50.000. 2ª Serie. Hoja nº 649 (10-26). Garrovillas. *IGME*.
- CORRETGE CASTAÑON, L.G.; MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1981): Mapa geológico de España. E 1/50.000. 2ª Serie. Hoja nº 677 (10-27). Brozas, *IGME*.
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANOCLAUDE, P.; MARCHAL, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 . Diagram and major element analyses its relationships with current nomenclature.
- EGOZCUE, D.J. y MALLADA, D.L. (1976): Memoria Geológico-Minera de la Provincia de Cáceres. *Imprenta de Manuel Tello*. Madrid.
- FLOOR, P. (1970): Session de travail consacrée a la subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le nord-ouest penninsulaire. *Bol. Geol. Min.* T. LXXXI-II-III, p.p. 245-248.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1963): El dique diabásico del Norte de Extremadura. *Notas y coms. Instit. Geol. de España*. nº 69 (p.p. 43-78).
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1965): La continuación hacia el SW del dique básico de Plasencia (Cáceres). *Notas y comens. Instit. Geol. y Min. de España*, nº 77. (129-164).
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1970): La existencia de pliegues en el complejo esquistos-grauváquico de la provincia de Salamanca. *Acta Geológica Hispánica*, T. V. pág. 105-108.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. (1971): Una estructura interesante: el sinclinal Ordovícico-Silúrico de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros. *Separata de Studia Geológica*, II, págs. 45-46.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C.; CORRETGE, L.G.; BEA, F. (1974): El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos. *Boletín Geológico y Minero*. T. LXXXV-III.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L.C. y UGIDOS MEANA, J.M. (1971): Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal Sequeros-Ahigal de los Aceiteros y Cañaveral (provincias de Salamanca y Cáceres). *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*. Tomo I - Sección 1 (Geología). E 1-18.
- GIL CID, M.D.; GUTIERREZ ELORZA, M.; ROMARIZ, C.; VEGAS, R. (1977): El Ordovícico y Silúrico del Sinclinal de Guadarranque Gualija (Prov. de Cáceres, España). *Faixa Piritosa Ibérica*. Lisboa 1977.
- CONÇALVES, C. y TEIXEIRA LOPES, J.V. (1971): Jazigo de uranio de Nisa. Aspectos geológicos de sua descoberta e Valorização. *I Con-*

greso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica. Tommo II. Sección 4 - Investigación Minera. P-4-23.

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

- JULIVERT, M; FONTBOTE, J.M., RIBEIRO, D. y CONDE, L. (1974): Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares. E. 1/1.000.000. *Servicio Publicaciones IGME*.
- JULIVERT, M; TRUYOLS, J. (1974): Nuevos datos sobre el ordovícico del sinclinal de Guadarranque (Cáceres). *Separata de Breviora, Geológica Astúrica*, Año XVIII. Oviendo n.º 4 pág. 57.
- KELCH (1957): Stratigraphie und Tectonik der zentralen. Extremadura im Bereich der westlichen. Sierra de San Pedro (Spanien). *Munster* 1977.
- LAVES, F & SOLDATOS, K. (1963): Die Albit-Mikroclin Orientierungs-Beziehungen in Mikroclinperthiten und deren genetische Dentung. 2. *Krist*, 129, 69-102.
- LOTZE, F. (1945): Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Messeta. *Geotekt. Forsch*, 6, 78-92.
- LOTZE, F. (1960): El precámbrico de España. *Notas y com. Inst. Geol. y Min.* n.º 60. pág. 227-240.
- LOTZE, F. (1969): El Cámbrico de España. 1.ª parte, I.G.M.E.
- MARTIN ESCORZA, C. (1976): Las capas de transición, Cámbrico inferior y otras series preordovicias (Cámbrico Superior), en los Montes de Toledo surorientales: sus implicaciones geotectónicas. *Estudios geol.*, 32, 591-613.
- MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1978): Mapa Geológico de España, E 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja n.º 702, 9-28. S. Vicente de Alcántara. *I.G.M.E.*
- MARTIN HERRERO, D; BASCONES ALVIRA, L. y CORRETGE CASTAÑÓN, L.G. (1980): Mapa Geológico de España E 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja n.º 703, 10-28. Arroyo de la Luz. *I.G.M.E.*
- MATTE, P; RIBEIRO, A. (1975): Forme et orientation de l'ellipsoide de deformation dans la virgation Hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypotheses sur la général de l'arc Ibero-armoricain. *C.R. Acad. Sc. Paris. t. 280. (30 junio, 1975).*
- MENDES, F. (1967-1968): Theses - 1ª T. Contribution a l'étude géochronologique para la méthode au strontium, des formations cristallines de Portugal. *Bol. Mus. e Labor Minl. e Geol. de Fta. de Ciências*. Vol. 11., Fac. 1º.
- MIALL, A.D. (1977): Fluvial sedimentology. Canadian Society of Petroleum Geologist, Calgary, Alberta, Canada.
- MIDDLEMOST E.A.K. (1972): A simple classification of volcanic Rocks. *Bull. Volcanolog.* 36,2, 382-397.
- MIYASHIRO, A. (1975): Classification, characteristics and origin of ophiolites. *Journal of geology*, 83, 249-281.

- MONTEIRO PENHA (1973): Caracteres metalogenéticos de los yacimientos intragraníticos especiales de uranio. Tesis doctoral Universidad de Salamanca.
- M.O.P.U. (1978): *Estudio de los recursos hidráulicos de la M.I. del río Tajo (entre los ríos Gaulija y Alburreal)*. Cáceres.
- MORENO, F. (1975): Olistostromas, fangoconglomerados y Slump folds. Distribución de facies de las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el anticlinal de Valdelacasa, provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real. *Separata de Estudios Geológicos*, vol. XXXI, p.p. 249-260. Agosto 1975.
- MORENO SERRANO, F. (1975): Las deformaciones anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa. *Boletín Geológico y Minero*, T. LXXXV-IV (396-400). Geología.
- MORENO, F.; VEGAS, R.; MARCOS A (1976): Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia «sárdica» en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España). *Breviora Geol. Astúrica*. Año XX, n° 1. Oviedo.
- MUTTI, E. y RICCI LUCHI, F. (1975): Turbidite facies and facies associations in examples of turbidite facies and associations from selected formations. IX Intec. Congr. Sedim. Libro Guía de Excursiones A-11, p.p. 21-36 NICE (Italia).
- OEN ING SOEN (1970): Granite intrusion Folding and Metamorphisme in Central northern Portugal. *Bol. Geol. Espa.* 1970/6 T. 81 n° 2.
- PARGA, J.R. (1969): Sistema de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Trabajos de Lab. de Lage*, n° 37. p. 1-15.
- PARGA, J.R. (1971): Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia de Eocámbrico en el Macizo Hespérico. *Trabajos del Lab. Geol. de Lage*, n° 40. *Bol. Geol. y Min.*, t. 82, fasc. III y IV págs. 234-238.
- PARGA, J.R.; VEGAS R. (1971): El Precámbrico en el cinturón hercínico de la Península Ibérica. *Separata Real Sociedad Española de Historia Natural*. Volumen extraordinario del primer centenario. Tomo I (1891-1971).
- PEREZ REGODON, J. y SOS BAYNAT, V. (1963): Mapa geológico de España E 1/50.000. Hoja n° 650, Cañaverál. *I.G.M.E.*
- RAMIREZ Y RAMIREZ, E. (1955): El sinclinal del Guadarranque, (Cáceres). Contribución al estudio de la estratigrafía del Silúrico hispano. *Estudios Geológicos*, núms. 27 y 28 (Tomo XI). Madrid.
- RODRIGUEZ ALONSO, Mª DOLORES (1982): Contribución al conocimiento del C.E.G. en el sector occidental del Sistema Central español (Las Hurdes y Sierra de Gata). Tesis doctoral inédita. Universidad de Salamanca.

- ROSO DE LUNA, I. y HERNANDEZ PACHECO (1941): Mapa Geológico, E 1/50.000. Hoja n° 702. S. Vicente de Alcántara. *I.G.M.E.*
- SCHMIDT TOME, P. (1950): Basamento paleozoico y cobertura en la parte occidental de la España Central. (Prov. de Salamanca y Cáceres). *Public. extranjeras sobre Geología de España*, t.v. Madrid.
- SCHMIDT, H.J. (1957): Stratigraphie und Tektonik des nordlichen. Extremadura im Bereich der Flüsse Tajo und Alagon (Spanien). *Munster* Junio 1977.
- SCHOTT, J.J.; MONTIGNY, R. & THVIZAT, R. (1981): Paleomagnetism and potassium-argon age of the Messejana Dike (Portugal and Spain); angular limitations to the rotation of the Iberian Peninsula since Middle Jurassic. *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 457-470.
- SOS BAYNAT, V. (1956): Geología y Morfología de las Sierras de las Villuercas (Cáceres). *Estudios Geográficos*. Año XVII, n° 64. Tomo II.
- SOS BAYNAT, V. (1958): La tectónica del Puerto de las Camellas (Cáceres) y la edad de las pizarras basales. *Separata de Notas y Común del Instituto Geol. y Minero de España II*. Trimestre, n° 50, (p.p. 195-233).
- TEIXEIRA, C. y THADEU (1969): El Devónico en Portugal. *Bol. R. Sc. Esp.* H.N.Y. 67, n° 2. Reseña de H.P. 1969.
- TEMPLADO D. y ALVARADO, A. (1946): Mapa Geológico Nacional, E 1/50.000. Hoja n° 703 (Arroyo de la Luz) *I.G.M.E.*
- TENA-DAVILA RUIZ, M. y CORRETGE CASTAÑON, L.G. (1980): Mapa Geológico de España. E 1/50.000. 2ª Serie. Hoja n° 704 (11-28) Cáceres. *I.G.M.E.*
- THADEU, O. (1957): Geología y jaziyos de Chumbo e Zinco de Beira Baixa. *Boll. Soc. Geol de Portugal*. T. IX. 1-144.
- TORRE DE ASUNÇAO, C. (1969): Sur la pétrographie du Compexe des schistes et gravacoes ante-ordoviens (Tras-Os-Montes), *Separata de Tomo LII das Comunicações dos Serços Geológicos de Portugal*.
- UGIDOS, J.M. (1976): Significado Petrológico de cordierita, sillimanita y andalucita en migmatitas y granitos de Plasencia-Béjar y áreas adyacentes (Salamanca-Cáceres). *Separata de Studia Geológica*, X págs. 31-43. Salamanca, 1976.
- VEGAS, R. (1970): Formaciones precámbricas de la Sierra Morena occidental. Relación con las series anteordovícicas de Almadén, Don Benito y Cáceres. *Est. Geológ.* Vol. XXVI., p.p. 225-231, n° 3.
- VEGAS, R. (1971): Precisiones sobre el cámbrico del Centro y S. de España. El problema de la existencia de Cámbrico en el Valle de Alcuía y en las Sierras de Cáceres y N. de Badajoz. *Est. Geol.* Vol. XXVII, p.p. 419-425. Octubre 1971.

- VEGAS, R. (1971): Geología de la región comprendida entre la Sierra Morena occidental y las Sierras del N. de la prov. de Cáceres (Extremadura española), *Bol. Geol. Min. de Esp.* T. 82, p. 351-358.
- VEGAS, R. (1974): Repartición de las series anteordovícicas del S.O. de España *Bol. Geol. y Minero*. Tomo 85 (2). Págs. 157-170.
- VEGAS, R.; ROIG, J.M. y MORENO, F. (1977): Significado del complejo esquisto grauváquico en relación con otras series «prearening» de España Central. *Studia Geológica*. XII p. 207-215.