



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

598

12-24

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

PLASENCIA

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

PLASENCIA

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 1983, con normas dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

Geología de campo, Síntesis y Memoria:

- UGIDOS MEANA, J. M.^a (Rocas ígneas); GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (Rocas ígneas); 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., y UGIDOS MEANA, J. M.^a, 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.

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 - 38.194 - 1987

NIPO 232 - 87 - 007 - 3

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

0 INTRODUCCION

La Hoja de Plasencia (núm. 12-24) se sitúa en la zona centro norte de la provincia de Cáceres, siendo su rasgo geográfico más significativo el río Jerte, que, con una dirección NE-SO, siguiendo el accidente tectónico Alentejo-Plasencia, la divide prácticamente en dos mitades.

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

Desde el punto de vista estratigráfico la presente Hoja está ocupada en un 80 por 100 de su superficie por rocas graníticas y migmatíticas del área granítica Béjar-Plasencia. El resto se reparte entre sedimentos anteordovícicos y neógenos, estos últimos pertenecientes principalmente a la cuenca terciaria de Coria.

Tectónicamente, y desde un punto de vista regional, la característica más acusada es la presencia de una primera fase de deformación hercínica que afecta a los sedimentos anteordovícicos y que origina pliegues de dirección 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 perpendiculares u oblicuos 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 fuera del ámbito de la presente Hoja en pequeños pliegues 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.

En relación a la tectónica de las masas graníticas sólo es de resaltar la existencia de una banda milonítica en la que destaca la presencia de fallas normales de dirección próxima N 120° E, que afectan tanto a los granitos de dos micas como a la facies de granito biotítico produciendo una banda de unos 8 Km., medidos en su eje principal, y de aproximadamente 1,5 Km. de anchura media.

De otra parte, hay que mencionar, como accidente tectónico más espectacular, la falla senestra Alentejo-Plasencia, que produce desplazamientos de hasta 3 Km. medidos en la horizontal y que recorre la Hoja con una dirección NE-SO.

Entre los antecedentes geológicos más recientes en lo que respecta a los sedimentos anteordovícicos, cabe mencionar, desde un punto de vista regional, los trabajos de LOTZE (1945-1966) y las Hojas geológicas del Plan MAGNA realizadas por BASCONES ALVIRA, L., y MARTÍN HERRERO, D. (1978-1982), dentro de la provincia de Cáceres. Por lo que se refiere a las áreas graníticas y migmatíticas son de destacar los trabajos de GARCÍA DE FIGUEROA (1963-1965), UGIDOS y FERNÁNDEZ LAGUNA (1973) y UGIDOS (1973, 1974 a, b, c). De otra parte, la caracterización geoquímica ha sido establecida por BEA, F. (1975).

Finalmente, la estructura que determina el Valle del Jerte ha sido analizada también por VALLE DE LERSUNDI (1959) y por QUESADA GARCÍA (1960).

1 ESTRATIGRAFIA

La Hoja de Plasencia (núm. 12-24) se caracteriza por la presencia de rocas graníticas y migmatíticas pertenecientes al área granítica Béjar-Plasencia, que ocupan aproximadamente el 80 por 100 de la superficie. Dentro de esta importante masa granítica son de destacar las siguientes facies: granitos de dos micas con carácter porfídico variable, granito biotítico porfídico, leucogranitos y migmatitas.

Respecto a los materiales sedimentarios, sólo existen depósitos anteordovícicos del Complejo Esquisto Grauváquico y sedimentos neógenos, éstos pertenecientes a dos cuencas bien diferenciadas: Cuenca de Coria y sedimentos asociados a la Falla de Plasencia.

Finalmente, dentro de los depósitos cuaternarios cabe destacar los derrubios adosados a las sierras graníticas y las diferentes terrazas relacionadas con el río Jerte.

1.1 PRECAMBRICO SUPERIOR

1.1.1 GRAUVACAS Y PIZARRAS (C. E. G.) (11)

Bajo esta denominación se agrupa una potente serie sedimentaria de características turbidíticas, constituidas 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, pero que se han diferenciado ocasionalmente en la cartografía por contactos supuestos y se tratarán en esta Memoria separadamente.

a) *Grauvacas y pizarras*

Es el grupo litológico más representativo del Complejo Esquisto Grauváquico en el ámbito de la Hoja, y 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 C₂.

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

- Grauvacas con textura blastosamítica con «sorting» moderado y clastos subangulosos de tamaño arena-arena fina. Como minerales esenciales aparecen cuarzo, sericita, clorita, feldespato potásico y fragmentos de roca.
- Grauvacas feldespáticas con textura blastosamítica con una mineralogía análoga al grupo anterior, pero con mayor contenido en feldespatos. Ocasionalmente se observan fragmentos de rocas ígneas y volcánicas y un sorting muy pobre.
- Cuarzitas micáceas con textura blastosamítica. Se diferencian de los dos grupos anteriores en la ausencia de fragmentos de roca y que, en general, presentan un «sorting» bueno.
- Limolitas arenosas con textura blastopelítica y con cuarzo, como mineral principal y filosilicatos orientados en las bandas más pelíticas.
- Esquistos cuarzosos y esquistos cuarzosos feldespático-biotíticos, con textura granoblástica-lepidoblástica, donde la biotita se orienta siguiendo la esquistosidad principal.
- Pelitas sericíticas con textura blastopelítica y con cuarzo y sericita como minerales esenciales. En ocasiones aparece gran cantidad de materia orgánica.

Una característica a resaltar es la abundancia de muestras que pre-

sentan fragmentos de rocas volcánicas que, a veces, son suficientemente abundantes como para clasificarlas como rocas volcanoclásticas

b) *Conglomerados* (Cg)

Aunque se encuentran intercalados en toda la serie, principalmente fuera del contexto de esta Hoja, sólo se han marcado en la cartografía cuando presentan cierta entidad, es decir, cuando al menos forman bancos métricos. Sin embargo, lo más frecuente, aparte de no dar ningún tipo de resalte topográfico, es que se acúñen rápidamente en cambio de facies a grauvascas.

Por lo general, están compuestos por cantos, de tamaños mayores de pocos centímetros, de fragmentos de roca (samítico-pelíticos) y cuarzo. Se encuentran inmersos en una matriz compuesta por cuarzo, sericita y plagioclasas, principalmente.

Suelen presentar características de «debris-flow» (transporte corto y en masa).

c) *Grauvacas feldespáticas de la loma de Mengona*

(Hoja de Malpartida de Plasencia, núm. 12-25)

Aunque no existe una diferencia litológica sustancial entre los sedimentos existentes en el grupo «a» y los de la loma de Mengona, hemos creído oportuno diferenciarlos cartográficamente, ya que forman un resalte topográfico atípico dentro del marco de la Hoja de Malpartida de Plasencia (núm. 12-25) Esta alineación se sitúa en la zona norte de dicha Hoja y se prolonga por la de Plasencia, pero sin formar un resalte tan definido, hasta la falla de Alentejo-Plasencia.

Litológicamente, está constituido por grauvascas y pizarras análogas a las descritas en el grupo «a», con la diferencia de una mayor profusión de niveles de metagrauvascas feldespáticas muy recrystalizadas y compactas, que en ocasiones presentan un alto porcentaje en fragmentos de rocas volcánicas. Se las podría, pues, asignar un origen volcanoclástico.

Con el fin de definir la edad de esta potente serie detrítica se realizó un muestreo, en zonas seleccionadas «a priori», para su estudio palinológico. Una de las muestras dio el siguiente resultado:

Lutitas grises con una estratificación en delgadas capas. Presenta algo de esquistosidad.

Abundante residuo orgánico, entre el que se pueden reconocer esferomorfos, cuya pared es negra a pardo-oscuro.

Formas aisladas.

Formas en racimos de varios individuos (*Synsphaeridium* sp.). Sensu TIMOFFEV.

Posible edad Rifeense Medio-Vendiense.

Con este resultado, y teniendo en cuenta los datos paleontológicos obtenidos durante la realización de las Hojas geológicas de Cañaveral (12-26), Coria (10-25), Serradilla (12-26) y Malpartida de Plasencia (12-25), pensamos que la serie del Complejo Esquisto Grauváquico, para esta zona, debe tener una edad Rifeense Medio-Vendiense.

1.2 ROCAS PLUTONICAS

Aproximadamente un 80 por 100 de la superficie de esta Hoja está ocupada por rocas graníticas y migmatíticas. Dentro de las primeras se han distinguido cuatro grupos bien diferenciados que se describen en los siguientes apartados.

1.2.1 LEUCOGRANITOS (6)

Sus afloramientos se limitan a varias manchas situadas al Sur de la Hoja, prolongándose por la de Malpartida de Plasencia, donde adquieren mayor entidad.

Por otro lado, sólo se han señalado los afloramientos de dimensiones más importantes, si bien hay frecuentes apuntamientos de dimensiones métricas a decamétricas que no han sido representados por razones de escala. En cualquier caso, se encuentran asociados a rocas de tipo migmatítico con las que, en general, mantienen transición gradual, siendo frecuentes también alternancias de migmatitas y leucogranitos. Todos estos afloramientos presentan características similares, por lo que se considerarán conjuntamente sus aspectos petrográficos.

Muestran, en general, un tamaño de grano fino y características similares a rocas de tipo aplítico. Mineralógicamente están constituidos por:

- Cuarzo: en cristales irregulares de tamaños variables incluidos con frecuencia en plagioclasas y feldespato potásico, presentando en estos casos contornos redondeados.
- Feldespato potásico: raramente como cristales euhedrales, predomina en formas anhedrales con frecuencia de tipo intersticial. Débilmente pertitzado en general. Puede incluir todos los otros componentes minerales.
- Plagioclasas: es el único de los minerales esenciales que presenta formas subhedrales-euhedrales. Incluye cuarzo, biotita, apatito, sillimanita y feldespato potásico. El grado de alteración a sercita es muy variable pudiendo ser nulo en algunos afloramientos y prácticamente total en otros. El contenido en anortita no supera el 12 por 100 y pueden presentar un débil zonado difuso directo.

- Biotita: en láminas irregulares independientes o asociados a sillimanita. Es de destacar la escasez generalizada de inclusiones minerales accesorios como apatito o circón. Como productos de alteración presenta clorita, rutilo, opacos y minerales de hierro. Esta alteración, en general no muy acusada, puede llegar a ser total en algunos casos.
- Moscovita: también en láminas irregulares y de tamaños variables asociadas siempre a otros minerales de los que procede por alteración, especialmente sillimanita y feldespato potásico. Su carácter secundario es, por tanto, claro en estos granitos
- Sillimanita: mineral frecuente en forma de haces de fibrolita o de prismas aciculares que pueden alcanzar 4-5 mm. de longitud. Asociados a biotita o independientes pero casi siempre con una acusada transformación a moscovita.
- Granate: en uno de los afloramientos de leucogranitos se han encontrado granates cuyos tamaños pueden llegar a 1-1,5 cm. Presentan formas irregulares, inclusiones de cuarzo con extinción ondulante y variable grado de alteración a biotita.
- Cordierita: en un único caso ha sido posible observar agregados de clorita y moscovita cuya disposición conjunta es similar al hábito que con frecuencia se aprecia en los cristales de cordieritas presentes en las rocas migmatíticas asociadas a estos granitos. Tales agregados deben pseudomorfizar, por tanto, un cristal original de cordierita.

Otros minerales son: apatito, circón, opacos, minerales de hierro y turmalina. Con la excepción de este último, que es muy frecuente en todos los leucogranitos, los demás están muy poco representados.

Como aspectos complementarios se indica que estos granitos presentan una ligera cataclasis y un contenido variable en biotita, moscovita y sillimanita.

1.2.2 GRANITOS DE DOS MICAS (\pm SILLIMANITA) CON CARACTER PORFIDICO VARIABLE (7) E IDEM EN FACIES DE GRANO FINO (8)

Constituye el tipo granítico de más amplia representación cartográfica y también el menos homogéneo en lo que se refiere a sus características macroscópicas. Si bien, en su conjunto, puede considerarse como un granito de dos micas sillimanítico de grano medio en general y porfídico, tales aspectos son muy variables de forma que en realidad se pueden distinguir las siguientes facies: facies de dos micas s.s., facies biotíticas \pm moscovita y facies de grano fino. Todas ellas con variable contenido en sillimanita y las dos primeras, porfídicas o no, con un contenido muy irregular

de megacrístales de feldespato potásico y transiciones graduales entre sí, por lo que se han cartografiado conjuntamente. La reconsideración de datos anteriores, UGIDOS (1974 c), y los nuevos datos obtenidos en la realización de la Hoja de Plasencia han motivado que no se haga la distinción, dentro del conjunto de los granitos de dos micas, del granito de Torre-menga, UGIDOS (op. cit.), ya que, en realidad, constituye también una facies de la masa general de dichos granitos y sus características petrográficas son de todo punto similares a las que pueden observarse en muchas de las zonas internas del conjunto.

La facies de grano fino es de más fácil diferenciación y se han representado las masas más importantes, si bien localmente pueden encontrarse también pequeñas extensiones decamétricas. El significado de esta facies en relación con las otras es problemático, ya que no hay una evidencia clara de las relaciones de campo. Por una parte, hay una aparente transición gradual con facies de grano medio y por otra se han encontrado también contactos netos con la facies porfídica, así como enclaves de granito de grano fino en ésta. Este aspecto sugiere que el granito de grano fino es anterior a las otras facies o corresponde a un borde enfriado de las mismas posteriormente englobado por ellos. En apoyo de este planteamiento debe indicarse que algunos afloramientos del granito fino se encuentran en el borde de la masa general. Pero, por otra parte, la disposición alineada de los afloramientos de Cabezavellosa y del entorno próximo sugieren la posibilidad de autointrusiones derivadas del magma granítico general.

Independientemente de esta problemática es de destacar que en todas las facies se encuentran restos metamórficos-migmatíticos similares a las rocas encajantes. Otro aspecto importante es la presencia de enclaves de rocas básicas (gabro y diabasa), si bien no son frecuentes. Se han localizado en Villar de Plasencia (en forma de bloques sueltos formando parte de una tapia, en la salida del pueblo hacia Cabezavellosa), en la carretera entre estas dos localidades (enclave en la facies de grano fino), en el Collado de Mingopetro (NE de Cabezavellosa) y en la carretera de Rebollar a la carretera de Plasencia-Barco de Avila.

La relación entre estos granitos y migmatitas indica que los primeros son intrusivos y proceden de niveles más profundos en los que la asociación biotita-sillimanita permaneció estable durante los estadios anatéticos, tal como indica la abundancia de restos de dichos minerales y la rareza o ausencia de cordierita. Este carácter intrusivo viene marcado también por la presencia de enclaves de migmatitas de características idénticas a las que presentan las rocas encajantes, mientras que el granito, como se ha dicho, carece de cordierita.

El estudio microscópico muestra las siguientes características más destacables:

- Cuarzo: mayoritariamente en cristales irregulares de tamaño variable y en menor proporción, incluido en plagioclasas en forma de cristales de tendencia euhedral-subhedral. También formando parte de texturas mirmequíticas en los puntos de contacto plagioclase-feldespató potásico.
- Plagioclasas: en general bajo la forma de cristales de hábito euhedral-subhedral con zonado difuso directo. Contenido medio en anortita en torno al 25 por 100 como valor máximo más frecuente, si bien en alguna ocasión se han encontrado valores más altos en zonas internas. Las zonas más externas de las plagioclasas pueden presentar valores próximos al 8 por 100. Los contenidos en anortita señalados son comunes a todas las facies indicadas, como valores máximos y mínimos, pero la abundancia de individuos con altos contenidos en anortita es muy variable de unos afloramientos a otros incluso dentro de la misma facies. Como inclusiones presentan biotita, circón, cuarzo, sillimanita y excepcionalmente pequeños cristales de cordierita.
- Feldespató potásico: generalmente en cristales de tendencia euhedral que pueden en algún caso llegar a tamaños próximos a los 10 cm., en las facies porfídicas, si bien los tamaños más frecuentes oscilan entre 4-5 cm. Puede encontrarse también en formas irregulares entre los otros componentes minerales a los que también incluye. En general es perfitico. Su relación textural con las plagioclasas es compleja y en algunos casos aparenta estar incluido en las mismas.
- Biotita: en láminas de tendencia subhedral que presentan como inclusiones circón, apatito, xenotima y opacos. Otro tipo de biotita es la asociada a sillimanita y/o fibrolita cuya relación textural es la misma que la que estos minerales presentan en las migmatitas. La alteración más frecuente de la biotita es la clorita y rutilo si bien en algunas ocasiones se encuentra también anatasa.
- Moscovita: componente mineral cuantitativamente variable, se presenta generalmente en láminas irregulares asociadas a los productos de transformación de otros minerales, especialmente sillimanita. En algunos casos, no obstante, su relación textural sugiere un posible origen primario.
- Sillimanita: con idénticas características a las señaladas en las rocas migmatíticas, es un mineral muy frecuente en estos granitos especialmente en afloramientos próximos a las rocas migmatíticas. En estos casos llega a predominar la sillimanita sobre la moscovita con lo que estaría justificado el nombre de granito biotítico-sillimanítico.

Otros minerales de carácter accesorio son: apatito, circón, anatasa, xenotima, opacos, minerales de hierro, turmalina, rutilo, topacio y cordierita, siendo este último particularmente escaso y siempre pinnitizado.

1.2.3 GRANITOS BIOTITICOS PORFIDICOS±CORDIERITA±MOSCOVITA (9)

Se encuentran exclusivamente en el cuadrante NE y constituyen, en cuanto a su extensión, el segundo grupo de rocas graníticas, dentro de la Hoja. Se caracterizan por su aspecto porfídico marcado por la presencia de megacristales de feldespato potásico cuyas dimensiones pueden llegar a 10 cm., si bien los tamaños más frecuentes oscilan en torno a los 5-7 cm. Es de destacar la homogeneidad generalizada de estos granitos en lo que se refiere a la abundancia y distribución de dichos megacristales. Este aspecto, así como la tonalidad más oscura y la escasez o ausencia de moscovita, como mineral fundamental, han sido los criterios de campo en los que se ha basado su distinción cartográfica.

Los granitos biotíticos son intrusivos y presentan frecuentes enclaves de rocas metamórfico-migmatíticas en el área próxima del complejo migmatítico-granítico. Datos, tanto de esta Hoja como de áreas adyacentes revelan, por otra parte, que son frecuentes los enclaves de gabro, tonalitas y otras rocas básicas, así como transiciones a facies de tipo granodiorítico. Desde un punto de vista mineralógico otro aspecto diferenciador respecto a los granitos de dos micas, es que en éstos no se han encontrado prismas de cordierita apreciables macroscópicamente, mientras que en los granitos biotíticos son frecuentes las facies con prismas de cordierita (pinnita) cuyos tamaños oscilan alrededor de 1-2 cm., como valor medio.

Desde un punto de vista petrográfico presentan las siguientes características:

- Cuarzo: en granos de tamaños variables y siempre de formas irregulares. Constituye un componente esencial, tardío en su cristalización, ejerciendo un efecto de corrosión, a veces marcado, sobre plagioclasas y biotita. En parte se encuentra también incluido en plagioclasas, si bien son poco frecuentes en los casos de cuarzo temprano. Presenta como inclusiones apatito, circón, biotita, opacos y, en alguna ocasión, pequeñas agujas de fibrolita, si bien este aspecto es muy poco frecuente. Otro tipo de cuarzo es el asociado a texturas mirmequíticas, en los bordes albiticos de plagioclasas que se encuentran en contacto con feldespato potásico. El desarrollo de esta textura es poco acusado y no siempre que están en contacto plagioclasas y feldespato potásico tiene lugar su formación. En cualquier caso es poco frecuente.

- Plagioclasas: bajo la forma de cristales euhedrales-subhedrales con variable grado de alteración a sericita. El contenido medio en anortita se mantiene en torno al 25 por 100, con un zonado difuso, hasta valores del 20 por 100 en los bordes y una corona exterior con contenidos del orden de 12-15 por 100 e inferiores. Estos valores son los más frecuentes en las zonas próximas al contacto con los granitos de dos micas y con el complejo migmatítico. En zonas más internas del granito biotítico se han encontrado valores del contenido en An que oscilan del 28 al 32 por 100 llegando en algún caso al 35 por 100.

Como inclusiones presenta: biotita, circón, apatito, láminas de moscovita y sillimanita. Apparently incluyen también feldespato potásico siendo poco claro el significado de esta relación textural, ya que la situación normal y más frecuente es la inversa. No hay evidencia definitiva acerca de si se trata de un efecto de corrosión del feldespato potásico sobre la plagioclasa o si, por el contrario, el momento de cristalización del primero coincide en parte con el de la segunda.

- Biotita: en láminas subhedrales en general y de tamaños variables. Incluye apatito, circón, xenotima y opacos. La alteración más frecuente es a clorita y rutilo que se dispone sageníticamente. En algunos casos la alteración es total. Menos frecuente es la asociación clorita-anatasa como productos de alteración.
- Feldespato potásico: en general como cristales subhedrales-euhedrales, perfiticos, de tamaños variables. También en cristales irregulares de carácter intersticial aunque con menos frecuencia. Puede incluir a todos los otros componentes minerales.
- Moscovita: es el más abundante de los componentes accesorios y se encuentra en forma de láminas de características muy variables dependiendo de las transformaciones de los minerales de los que procede, lo que refleja su carácter secundario. No obstante, en algunos casos se encuentran láminas aisladas y con bordes netos incluidas en plagioclasas sin que, aparentemente, tengan relación con otro u otros minerales. Este aspecto podría sugerir un posible origen primario para la moscovita pero es difícil afirmarlo taxativamente ya que se pueden observar también láminas de aspecto similar asociadas a finas agujas de sillimanita, estando el conjunto incluido en plagioclasas.
- Cordierita: pseudomorfos pinníticos de este mineral son relativamente frecuentes y llegan a alcanzar tamaños de hasta 1,2 cm. Típicamente se presentan en formas euhedrales-subhedrales.
- Sillimanita: en prismas aislados o no, así como en haces de individuos aciculares, con variable grado de alteración a moscovita. Pueden estar incluidos en plagioclasas, cuarzo y feldespato potásico, así como

- asociados a biotita. En cualquier caso es un mineral poco abundante.
- Otros minerales accesorios son: apatito, circón, xenotima, frecuentemente incluidos en biotita, rutilo, tanto formando parte de los productos de alteración de la biotita como en cristales independientes (muy escasos), opacos, minerales de hierro y anatasa.

1.2.4 COMPLEJO MIGMATITICO-GRANITICO (10)

Se denomina así a la franja situada en el cuadrante NE de la Hoja, caracterizada por una amplia variedad petrográfica en la que se incluyen los siguientes tipos de rocas: esquistos y cuarzo-esquistos, migmatitas, leucogranitos, granitos de dos micas y granitos biotíticos porfídicos (único caso del que se han señalado varios afloramientos). La distribución irregular de estas rocas, las difíciles condiciones de observación, la variación de los tipos petrográficos de unos afloramientos a otros, la abundancia de restos y enclaves migmatíticos dispersos, así como las modificaciones petrográficas causadas por el efecto mecánico de los esfuerzos tectónicos que se han superpuesto a estas rocas han hecho aconsejable utilizar la denominación de «complejo migmatítico-granítico» para esta zona.

Las características petrográficas de las rocas incluidas en la misma son las ya señaladas en los apartados correspondientes por lo que no se insiste en su descripción. La única diferencia es el carácter protomilonítico-milonítico que se desarrolla sobre la mayor parte de los materiales de dicha zona y subsiguientes efectos sobre la mineralogía de los mismos. Así, son de destacar, la cloritización de la biotita, alteración de plagioclasas a sericita y una mayor intensidad en la alteración de sillimanita a moscovita y de cordierita a biotita y moscovita que en los casos de las rocas no tectonizadas.

El complejo migmatítico-granítico se encuentra en su borde S en contacto con granitos de dos micas sillimaníticos y granitos biotítico-sillimaníticos \pm moscovita, porfídicos o no y de características idénticas a las ya señaladas. El límite no es neto y por ello difícil de situar objetivamente. La razón es la semejanza entre migmatitas muy evolucionadas y granitos ricos en enclaves biotítico-sillimaníticos que alternan con las primeras. Únicamente, en la zona oriental del complejo migmatítico-granítico, en el borde de la Hoja, los granitos son típicamente de dos micas, con proporciones similares de ambos filosilicatos y más fácilmente diferenciables de los materiales de dicho complejo.

En el borde N se encuentra en contacto con granitos biotíticos porfídicos \pm cordierita \pm moscovita. Aquí el contacto es más neto, en parte mecánico, dado el marcado carácter porfídico de los granitos, que facilita la distinción cartográfica, si bien presentan también restos migmatíticos en

su borde. Dentro del complejo citado destacan apuntamientos de estos granitos con variable grado de tectonización.

1.3 ROCAS MIGMATITICAS

Sus afloramientos se encuentran en el ángulo SE de la Hoja prolongándose hacia el NO según una estrecha franja hasta las proximidades del accidente tectónico Alentejo-Plasencia. No obstante, como ya se ha expuesto en el apartado de rocas plutónicas, su presencia es una constante en todo el área oriental.

El estudio de las rocas migmatíticas ha sido realizado anteriormente, UGIDOS y FERNANDEZ LAGUNA (1973), UGIDOS (1974 a), por lo que se indicarán aquí los aspectos más relevantes de la zona ocupada por estas rocas, añadiendo a los mismos nuevos datos y consideraciones.

De un modo generalizado puede indicarse que:

- a) Los grupos básicos de migmatitas, metatexitas y diatexitas, no presentan una distribución espacial, definida sino que ambos alternan de forma irregular de unos afloramientos a otros.
- b) Dentro del conjunto de migmatitas pueden distinguirse dos grupos mineralógicos diferentes: migmatitas con biotita-sillimanita residual y neosome de composición granítica y migmatitas cordieríticas cuyo neosome es de composición granocuarzodiorítica con abundante cordierita.

Las primeras muestran transición a leucogranitos y tanto éstos como aquéllas están afectados por, al menos, una fase de deformación post-S₁. Las segundas son más tardías y su neosoma no está afectado por dicha fase.

- c) Son frecuentes en zonas internas de los granitos restos de migmatitas de idénticas características a las encajantes.
- d) Las proporciones de movilizado anatéctico y de componente residual son muy variables oscilando el aspecto macroscópico de las migmatitas entre tipos flebíticos y estromáticos, hasta schlieren y nebulíticos, siendo flebitas, schlieren y nebulitas, los más frecuentes (terminología según MEHNERT, 1968).

El estudio microscópico pone de manifiesto que la composición mineralógica de las migmatitas cordieríticas está integrada por: cuarzo, oligoclase, cordierita, feldespato potásico, biotita y sillimanita, como componentes mayoritarios, que varían en sus proporciones dependiendo del tipo de roca considerada. Los cuatro primeros minerales constituyen el neosoma de la roca y los segundos la principal fracción residual.

Las características más destacables son las siguientes:

- Cuarzo: está frecuentemente incluido en plagioclasas y cordierita como cristal redondeado. La mayor proporción aparece en forma de cristales irregulares de tamaños variables, en relación textural con plagioclasas, similar a la que muestran en las texturas hipidiomórficas de los granitos. Una tercera relación textural del cuarzo es la que se presenta, conjuntamente, con formas irregulares de cordierita que engloban a varios cristales del primero con diferentes orientaciones ópticas.
- Plagioclasa: es el componente esencial de los movilizados anatócticos. Se presenta en individuos subhedrales-euhedrales con zonado difuso directo y contenidos máximos en An próximos al 25 por 100, en las zonas centrales. Presenta como inclusiones biotita, cuarzo, circón, sillimanita y, ocasionalmente, pequeños cristales de cordierita.
- Biotita: dependiendo del grado de evolución de las migmatitas, puede predominar biotita residual, en general con sillimanita y/o fibrolita, o biotita en láminas aisladas entre los componentes félsicos de las migmatitas. La primera, junto con la sillimanita, define la esquistosidad de la roca anterior al proceso anatóctico. La segunda es posterior y formada como consecuencia de este proceso, al menos en parte.
- Cordierita: se encuentra bajo una amplia gama de formas texturales, UGIDOS (1976), que van desde cristales migméticos, en relación con la asociación biotita+sillimanita, a cristales euhedrales independientes. Los primeros predominan en metatexitas y los segundos en diatexitas. La alteración de cordierita tiene lugar a productos isótropos y/o a pinnita, biotita y moscovita, si bien frecuentemente está sin alterar especialmente en rocas con bajo contenido en feldespato potásico. Puede presentar como inclusiones sillimanita, biotita, cuarzo y circón o carecer totalmente de las mismas.
- Sillimanita: se encuentra bajo las siguientes formas:

- Fibrolita: asociada o no a biotita, con frecuencia forma agregados de aspecto noduloso alargado de hasta 3-4 cm. El origen de este mineral debe estar relacionado con fenómenos anatócticos tempranos durante los que se formaron los leucogranitos y se produjo movilización de aluminio a partir de éstos. No hay evidencia de que la fibrolita proceda de la inversión de algún otro polimorfo aluminico.

La fibrolita puede estar incluida en cuarzo, plagioclasas, cordierita y feldespato potásico.

- Sillimanita I: en forma de prismas aciculares que forman haces asociados a biotita y fibrolita o independientes de estos minerales, así como incluidos en otros.
- Sillimanita II: en cristales equidimensionales o en prismas no

aciculares independientes, en parte, de los otros tipos de sillimanita asociados a biotita. Es el único tipo de sillimanita que no parece haber sido afectado por deformaciones posteriores a la primera fase hercínica.

- Feldespato potásico: componente mineral poco abundante, de forma que los movilizados anatéticos tienen composición mineral predominante granodiorítica-cuarzodiorítica rica en cordierita. No obstante, puede llegar a ser también una componente cuantitativamente esencial, con lo que la roca presenta, entonces, una composición granítica. En estos casos es típica la alteración total de cordierita a pinnita o al conjunto biotita-moscovita. Los movilizados pueden carecer de cordierita y tener abundante feldespato potásico. Su aspecto es, entonces, leucogranítico.
- Andalucita: anteriormente (UGIDOS, 1976, p. 37) se había indicado la ausencia de andalucita en migmatitas. Los nuevos datos revelan que también este mineral se encuentra en dichas rocas, aunque es muy poco frecuente. El hecho de que la andalucita presente inclusiones de fibrolita y que al mismo tiempo no muestre transición a fibrolita en los bordes sugiere que el primero es posterior y procede de la inversión del segundo.

Estas migmatitas cordieríticas no muestran transición a leucogranitos, sino a granitos heterogéneos ricos en cordierita alterada a pinnita, presentando también restos de la asociación biotita-sillimanita. Estos granitos heterogéneos no son representables cartográficamente y están relacionados con migmatitas cordieríticas de tipo nebulítico. Su mineralogía es básicamente la misma, si bien el contenido en feldespato potásico es superior, lo que justifica la denominación de granitos, y la cordierita está sistemáticamente alterada a pinnita. Las migmatitas relacionadas con los leucogranitos no presentan cordierita en su neosoma y tanto éste como el paleosoma están afectados por una fase de deformación post-S₁. Mineralógicamente están constituidas por biotita y sillimanita como fases residuales y por cuarzo-feldespato potásico-albita/oligoclase ácida como fases anatéticas.

Las diferencias mineralógicas entre ambos grupos de migmatitas deben de estar condicionadas básicamente por su origen a partir de diferentes protolitos: predominantemente pelítico en el caso de las cordieríticas y más rico en componentes cuarzo-feldespáticos en el caso de las relaciones con leucogranitos.

1.4 ROCAS FILONIANAS

1.4.1 DIQUE BASICO ALENTEJO-PLASENCIA (4)

Se han localizado en la Hoja de Plasencia dos afloramientos de este im-

portante dique de más de 500 Km. de longitud, cuyas características han sido consideradas en numerosos trabajos, tanto en España como 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; 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 centrales. Los afloramientos situados en la Hoja de Plasencia corresponden al tipo gabroico y se caracterizan por presentar la siguiente mineralogía: hornblenda verde o parda que sustituye en muchos casos y de forma casi total a un piroxeno de tipo pigeonítico del que apenas quedan restos, plagioclasas con contenidos en anortita que oscilan en torno al 50 por 100; biotita en proporciones variables, pero siempre con carácter accesorio; cuarzo en cristales aislados y, más frecuentemente, formando parte de texturas micropegmatíticas. Otros minerales accesorios más frecuentes son opacos y apatito.

Desde un 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 ANDRADE (1972), 220 m.a., TEIXEIRA y TORQUATO (1975) y entre 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.

1.4.2 ROCAS APLITICAS

Aparte de las facies aplíticas que acompañan localmente a los principales tipos de rocas graníticas en sus zonas de borde o en forma de pequeños diques y venas en zonas internas, se han localizado en el borde NO de la Hoja varios afloramientos de este tipo de rocas asociadas, en parte, a diques de cuarzo. Se encuentran intruidas en las pizarras del Complejo Esquisto-Grauváquico y en proximidad inmediata con los granitos de dos micas, de cuya diferenciación deben proceder. Dichas pizarras muestran los efectos del metamorfismo de contacto, siendo frecuente en ellas el desarrollo de cordierita poiquiloblástica y moscovita superpuestas a la paragénesis micácea original que define la esquistosidad de flujo.

La petrografía de estas rocas se caracteriza por presentar una textura

intermedia entre hipidiomórfica y alotriomórfica con ligeras variaciones en el tamaño de grano que oscila de fino a medio y, en general, son ligeramente cataclásticas. Mineralógicamente están constituidas por cuarzo bajo la forma de cristales irregulares, predominantemente, que presentan extinción ondulante; plagioclasas tanto prismáticas como irregulares que pueden incluir cuarzo y a veces láminas de moscovita (presentan un variable grado de alteración a sericita), moscovita, en láminas de tamaños y formas muy variables, ocasionalmente se encuentran asociadas a restos de pequeñas agujas no identificables con seguridad, si bien deben corresponder a fibrolita en avanzado estado de moscovitización; feldespato potásico, en cristales irregulares en parte de carácter intersticial, entre los otros componentes félsicos.

Como minerales accesorios se encuentran biotita, en proporciones variables, pero siempre subordinadas, con frecuencia alterada a clorita, encontrándose entre los productos de alteración anatasa; minerales de hierro, opacos, apatito, circón y fibrolita constituyen el resto de minerales accesorios que se encuentran en menor proporción.

1.4.3 DIQUES DE CUARZO (2)

Relativamente abundantes y de dimensiones variables, siguen sistemáticamente direcciones NE-SO, tanto en granitos como en las rocas encajantes de éstos, siempre con escaso desarrollo.

Aparte, hay que reseñar que el Complejo Esquisto-Grauváquico, a escala regional, se encuentra insertado por gran cantidad de diques centimétricos, decimétricos y, ocasionalmente, métricos, entre los que destaca un haz sensiblemente paralelo a la S_1 .

1.5 ROCAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO

1.5.1 ESQUISTOS MOTEADOS Y METAGRAUVACAS MOTEADAS

La problemática planteada en la diferenciación del metamorfismo de contacto del regional queda ampliamente discutida en el apartado 4.2 (Petrología metamórfica).

En dicho apartado se concluye que la evolución del metamorfismo ha sido un proceso complejo y largo en el tiempo que en sus estados finales ha tenido lugar con telescopio de las isogradas iniciales, de forma que las asociaciones metamórficas regionales de más alto grado coinciden en el tiempo con asociaciones de contacto de grado medio (cordierita II y andalucita II), por lo que no es claramente separable el «metamorfismo de contacto» y el «metamorfismo regional» dada además, la proximidad es-

pacial. En consecuencia, se consideran ambos como el resultado de un mismo proceso térmico, prolongado en el tiempo por el efecto intrusivo de los granitos.

No obstante, en la cartografía se ha marcado un límite aproximado de influencia del metamorfismo de contacto, a una distancia de las rocas intrusivas comprendida entre 500 y 2.500 m., entre las isogradas de la andalucita y de la biotita.

Esta aureola de metamorfismo de contacto está constituida petrográficamente por esquistos cuarzo biotíticos y metagrauvacas cuarzosas, principalmente, que suelen presentar un moteado formado por pseudomorfos piníticos y sericíticos derivados de la alteración de porfidoblastos de cordierita y andalucita. Tanto si estos minerales se encuentran alterados como si no, es posible observar que incluyen láminas de biotita orientadas subperpendicularmente a la esquistosidad S_1 . Este dato, unido al hecho de que ambos minerales son tardíos respecto a una fase que pliega dicha esquistosidad, permite situar el metamorfismo de contacto como tardío respecto a dos fases de deformación. En el ángulo NO de la Hoja aparecen, principalmente, filitas con textura maculosa con porfidoblastos de cordierita en las mismas relaciones texturales señaladas. No se ha encontrado en esta zona andalucita.

1.6 Terciario

Dentro del marco de la presente Hoja existen sedimentos terciarios pertenecientes a dos cuencas claramente diferenciadas: Cuenca de Coria y sedimentos asociados a la falla de Plasencia.

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; sin embargo, sus límites son, en muchos casos, poco claros a tenor de los datos disponibles actualmente (fig. 1).

Los sectores que se pueden diferenciar en esta cuenca y sus características son las siguientes (su ubicación queda gráficamente expresada en la fig. 1).

Sector I: Corresponde a una facies de borde, y se pueden distinguir dos litologías diferentes: Conglomerados y fangos, procedentes del C. E. G.

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

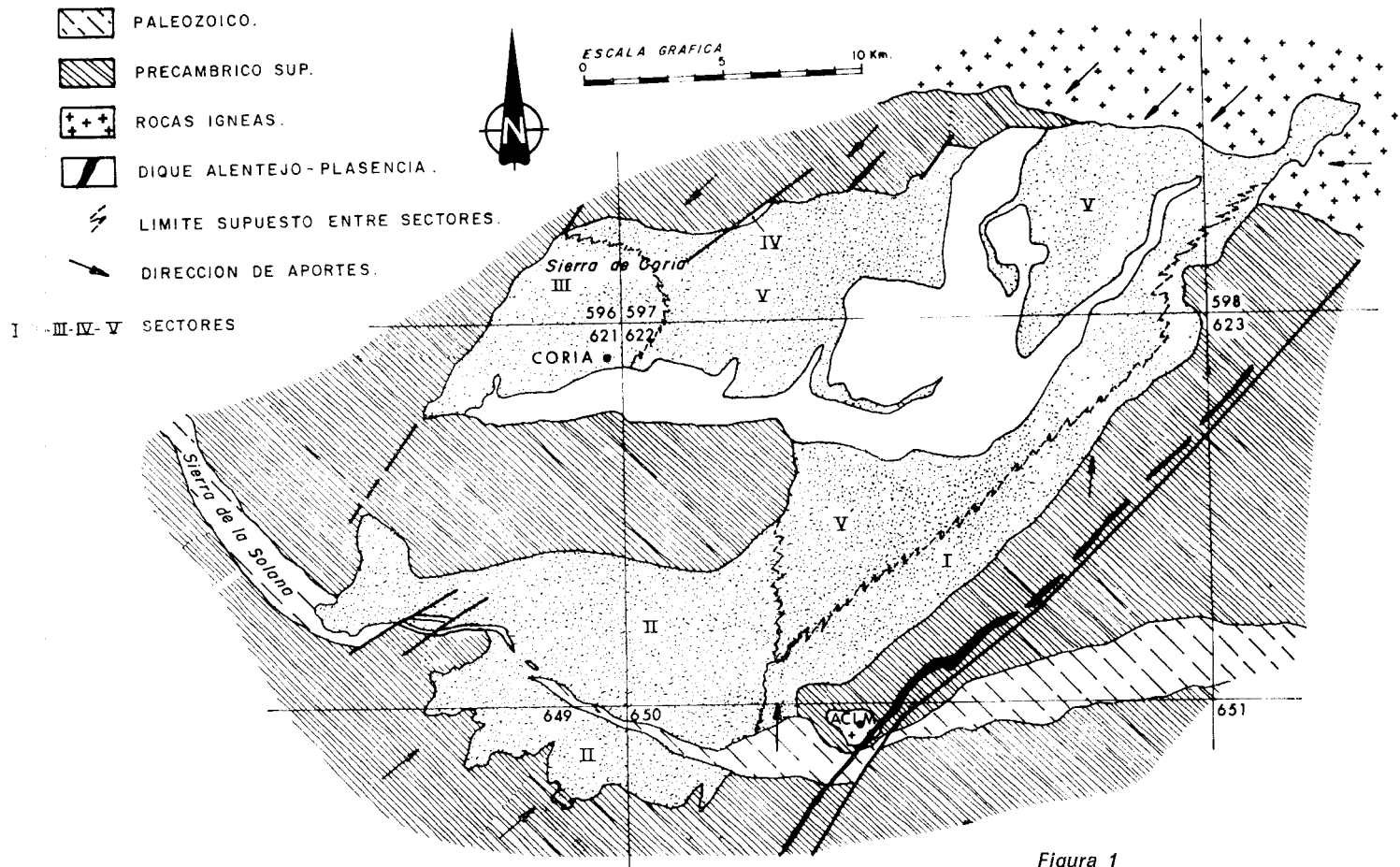


Figura 1

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

Sector IV: Litológicamente constituido por conglomerados y arenas y localizado al norte del sector III. Correspondería a una facies de borde de cuenca, 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 los sectores I y V.

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 estrecha franja que se prolonga unos 2 Km. dentro de la Hoja de Malpartida de Plasencia.

1.6.1 MIOCENO

1.6.1.1 Conglomerados y fangos (Cuenca de Coria. Sector I) (12)

Los sedimentos del sector I se caracterizan, en el ámbito de esta Hoja, por facies conglomerático-fangosas de tonos rojizos y pardos derivados del Complejo Esquisto Grauváquico, situada 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 16 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.

1.6.1.2 Arcosas y arcillas (Cuenca de Coria, Sector V) (13)

Esta unidad está constituida por arcosas y arcillas de tonos gris verdosos, con porcentajes de fango que oscilan entre el 5 y el 10 por 100. Incluyen cantos dispersos cuyo centil puede alcanzar los 10 cm., sub-redondeados a redondeados, o concentrados formando niveles de poca entidad. En uno de ellos el espectro litológico da los resultados siguientes: Esquistos y pizarras, 53 por 100; cuarzo, 24 por 100, y granitos, 23 por 100.

Del estudio de minerales pesados se desprende que son mayoritarios el apatito, la andalucita y la turmalina.

Los depósitos en este sector V son el resultado de la mezcla de términos litológicos, cuya procedencia fundamental es del Este y Noreste derivados del Complejo Esquisto Grauváquico y de áreas ígneas.

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, dadas 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. sin llegar al basamento antiguo, aunque no podemos asegurar si la ubicación del mismo fue en el sector V ó III.

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

1.6.1.3 Arenas, arcillas y conglomerados (Sedimentos asociados a la falla de Plasencia) (14)

Se trata de un pequeño afloramiento situado al sur de la localidad de Plasencia, y que se prolonga unos 2 Km. por la Hoja de Malpartida de Plasencia.

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-NE (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 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, núm. 751 (1.ª edición), de restos óseos y dentarios de un rinóceros 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 Hidroeléctrica, 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).

La potencia máxima de esta unidad no debe sobrepasar los 100 m., aunque las malas condiciones de observación y la ausencia de datos de sondeos hace que cualquier estimación pueda ser errónea.

1.7 CUATERNARIO

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

En este apartado se describen los diferentes tipos de materiales cuaternarios cartografiados, de los que caben destacar por su entidad los distintos niveles de terrazas, los depósitos de naturaleza coluvionar y el «lhem» granítico, que se desarrolla principalmente en la zona NO de la Hoja, sobre los granitos de dos micas porfídicos.

1.7.1 PLEISTOCENO (s.l.)

1.7.1.1 Arcosas y arcillas. «Lhem» granítico (15)

Se ha cartografiado esta unidad en la zona NO de la Hoja, que es donde alcanza mayor desarrollo formando manchas que impiden la observación directa del granito de dos micas del que proviene.

Su potencia se estima no superior a los 2-3 m., estando la unidad asociada a una superficie de erosión antigua de cota 420 m., aproximadamente.

1.7.2 PLEISTOCENO MEDIO

1.7.2.1 Cantos redondeados de cuarzo, esquistos y granitos, en una matriz areno-arcillosa. Terrazas (16), (17), (18) y (19)

Sobre los materiales terciarios de la cuenca de Coria existen una serie de niveles de terrazas relacionadas con el río Jerte, de las cuales cuatro, al menos en esta área, pertenecen al Pleistoceno Medio.

Las cotas relativas, con respecto al cauce actual, son: 65, 45-50, 35-40 y 20-25 m., siendo su litología fundamental cantos de cuarzo, granitos y esquistos bien rodados y con tamaños comprendidos entre 5 y 10 cm.

1.7.3 PLEISTOCENO SUPERIOR

1.7.3.1 **Cantos redondeados de cuarzo, esquistos y granitos en una matriz areno-arcillosa. Terrazas (20) y (21)**

Pertenecientes ya al Pleistoceno Superior se han localizado dos niveles más de terrazas, situados a 10-15 m. y 5-7 m. Su litología es análoga a la de las terrazas más antiguas y su ubicación es también la misma: sobre los materiales terciarios de la cuenca de Coria.

1.7.4 PLEISTOCENO SUPERIOR - HOLOCENO

1.7.4.1 **Bloques y cantos angulosos empastados en una matriz areno-arcillosa. Coluviones (22)**

Se localizan principalmente al NE de la Hoja, adosados a las sierras graníticas, favoreciéndose su desarrollo en zonas de fracturas. Su potencia es muy irregular y pensamos que no debe sobrepasar los 3 m.

1.7.4.2 **Cantos subredondeados con matriz arcillo-arenosa. Conos y abanicos aluviales (23)**

Depósitos de este tipo se desarrollan tanto en las zonas graníticas como sobre los materiales terciarios. En general, se encuentran poco desarrollados, si exceptuamos los situados en el área de Cabezabellosa y limítrofes, estando constituidos por cantos subredondeados de diversa naturaleza que dependerán de la composición del área madre.

1.7.5 HOLOCENO

1.7.5.1 **Arenas y cantos subangulosos. Aluvial-Coluvial (24)**

Tienen escasa representación, y siempre dentro de las áreas detríticas neógenas de la Cuenca de Coria. La litología corresponde a arenas y cantos procedentes, principalmente, de los depósitos detríticos infrayacentes, y que han sufrido escaso transporte.

1.7.5.2 Cantos, arenas y arcillas. Aluvial (25)

Excepto el correspondiente al río Jerte, aparecen con escasa entidad, dadas las características de los arroyos a su paso por los distintos materiales de la Hoja. Los aluviales más desarrollados corresponden a las zonas detríticas neógenas, en donde aparecen cantos graníticos bien redondeados, en una matriz areno-arcillosa.

1.7.5.3 Cantos, arenas y arcillas. Llanura aluvial (25)

A lo largo de todo el recorrido del río Jerte en el marco de la Hoja, excepto en un pequeño tramo, después del codo que sufre en Plasencia, existe una llanura de inundación relativamente amplia, que hemos separado cartográficamente y que incluye las barras laterales existentes. Su litología queda determinada por cantos redondeados de granito, principalmente arenas silíceas y arcillas.

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 Cañaverál, y también de un aplastamiento generalizado que ha dado lugar a la esquistosidad de flujo, casi siempre presente.

En relación quizá 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 dos fases de deformación tardihercínica,

sin orden cronológico establecido, pero en donde destaca una de ellas como la principal (N 30-50° E), al originar una esquistosidad de crenulación subvertical que no lleva asociada ningún tipo de macroestructura.

Finalmente, existen una serie de fallas oblicuas a las estructuras, que han actuado como fallas normales y de desgarre con pequeño desplazamiento, y que asimilamos al sistema de fracturas tardihercínicas de amplio desarrollo en todo el Macizo Hespérico. Es a este sistema al que pertenece la falla de Alentejo-Plasencia, que produce desplazamientos en la horizontal de hasta 3 Km., y que cruza la Hoja por el ángulo NO.

Por lo que se refiere, en particular, a los materiales graníticos cabe destacar que, aparte de estar afectados por los sistemas de fracturación tardihercínicos, en mayor o menor grado, existe una banda milonítica, en la zona centrooriental de la Hoja, que por sus características especiales se describe como una unidad granítica aparte.

2.2 ESTRUCTURAS PREHERCINICAS (FASE SÁRDICA)

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 ante-esquistosos y de lineaciones de intersección (L_1) de la primera fase hercínica, sub-verticales 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 núm. 9-28 (S. Vicente de Alcántara), MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1978), un pequeño pliegue antehercínico atravesado oblicuamente por la esquistosidad (S_1) (Km. 21,2 de la carretera comarcal de 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 la carretera comarcal Membrío-Alcántara, se ha localizado otro pequeño pliegue, tipo «Mullions», con 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 buzafan entre 30° NO y 50° SE. Estos pliegues no llevarían asocia-

das ningún tipo de esquistosidad, o, al menos, ésta no se ha detectado.

Finalmente, para la zona N, límite con el área de estudio, cabe mencionar la existencia de pliegues de este tipo estudiados por RODRIGUEZ ALONSO, M.^o 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, tiene lugar 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 en los materiales del Complejo Esquisto Grauwáquico del Precámbrico Superior deben su origen a la primera fase de deformación Hercínica.

Dado que esta fase afecta a una superficie previamente plegada (Fase Sárdica), no se producen pliegues cilíndricos.

Los pliegues 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 sub-verticales y las trazas axiales llevan una dirección general comprendida entre N 100° E y N 130° 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 tardi-hercínicos.

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.

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 más frecuentes 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 sub-verticales, 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 buzanan hacia el norte que los que buzanan 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 buzanan 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 descompresión que daría lugar a repliegues en la vertical con planos axiales subhorizontales.

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.

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

Sobre una falsilla Schmidt, se ha realizado el contaje de 31 polos de (S_1), obteniéndose dos direcciones aproximadas preferentes N 125° E y N 115° E, con igual buzamiento de 86° S (fig. 2).

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 Esquistosidades tardías

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

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

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

2.3.3 LINEACIONES

2.3.3.1 Lineaciones de primera fase hercínica

a) *Lineaciones de intersección*

La intersección de 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

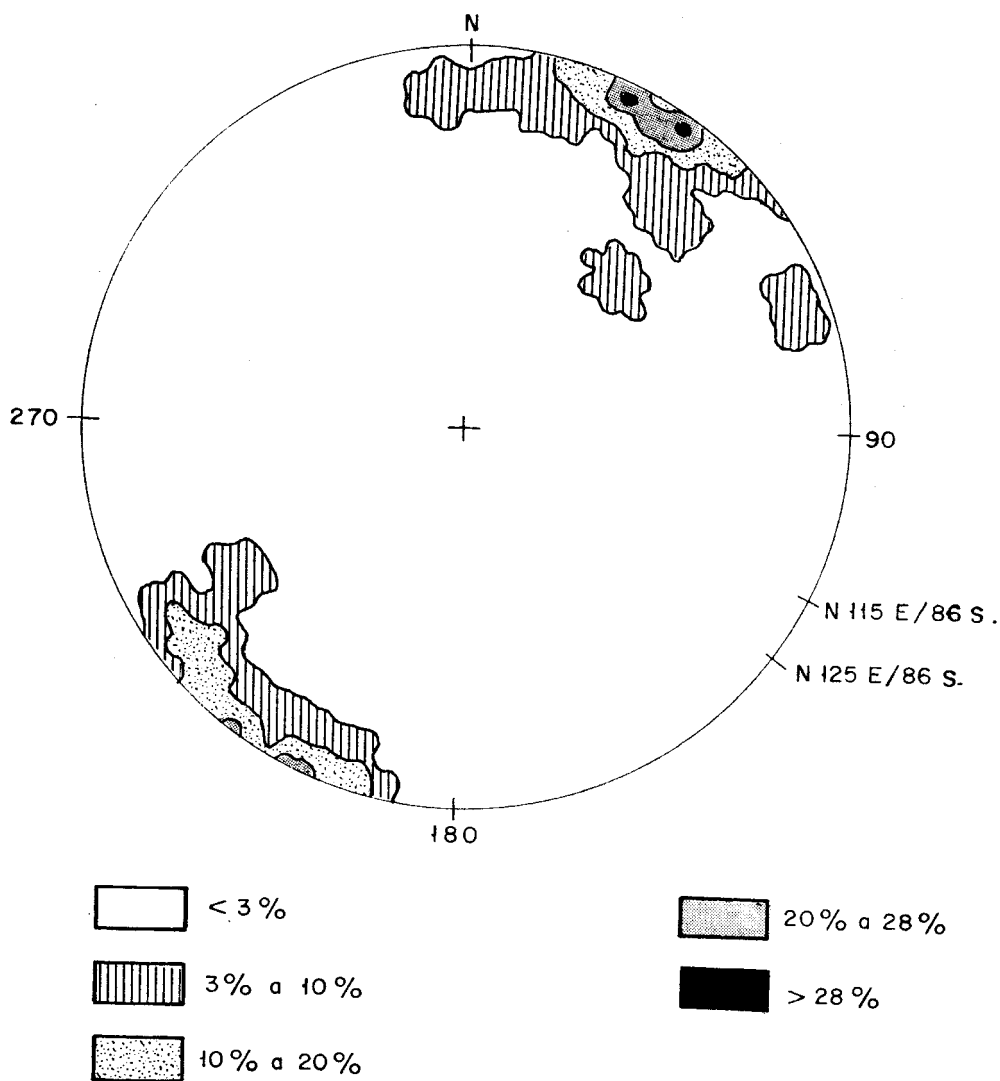


Figura 2.—Proyección de 31* polos de la esquistosidad primaria S_1 . Falsilla de Schmidt (hemisferio Inferior).

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

36 polos de las lineaciones L_1 , que tienen un buzamiento menor de 90° . El resultado obtenido son dos puntos máximos de dirección $N 121^\circ E$ y $N 126^\circ E$, con buzamientos de 50° y 56° hacia el S, respectivamente (figura 3).

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 grosera y en microconglomerados.
- Deformación de cantos de naturaleza cuarzograuáquica principalmente, dispersos en pizarras. El tamaño máximo de los cantos es de 4 a 6 cm., según el eje mayor del elipsoide de deformación.

Este tipo de deformaciones se han localizado en diversos afloramientos de la carretera comarcal a Galisteo, en el vértice NO de la Hoja.

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

2.3.3.2 **Lineaciones tardías**

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

2.3.4 **FRACTURAS**

Se distinguen dos tipos a escala regional que también están representados dentro del marco de la presente Hoja:

- Dirección $N 100-130^\circ E$

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 del C. E. G. Presenta direcciones comprendidas entre $N 100^\circ E$ y $N 130^\circ E$, es decir, subparalelas a los pliegues, lo que hace pensar en un origen

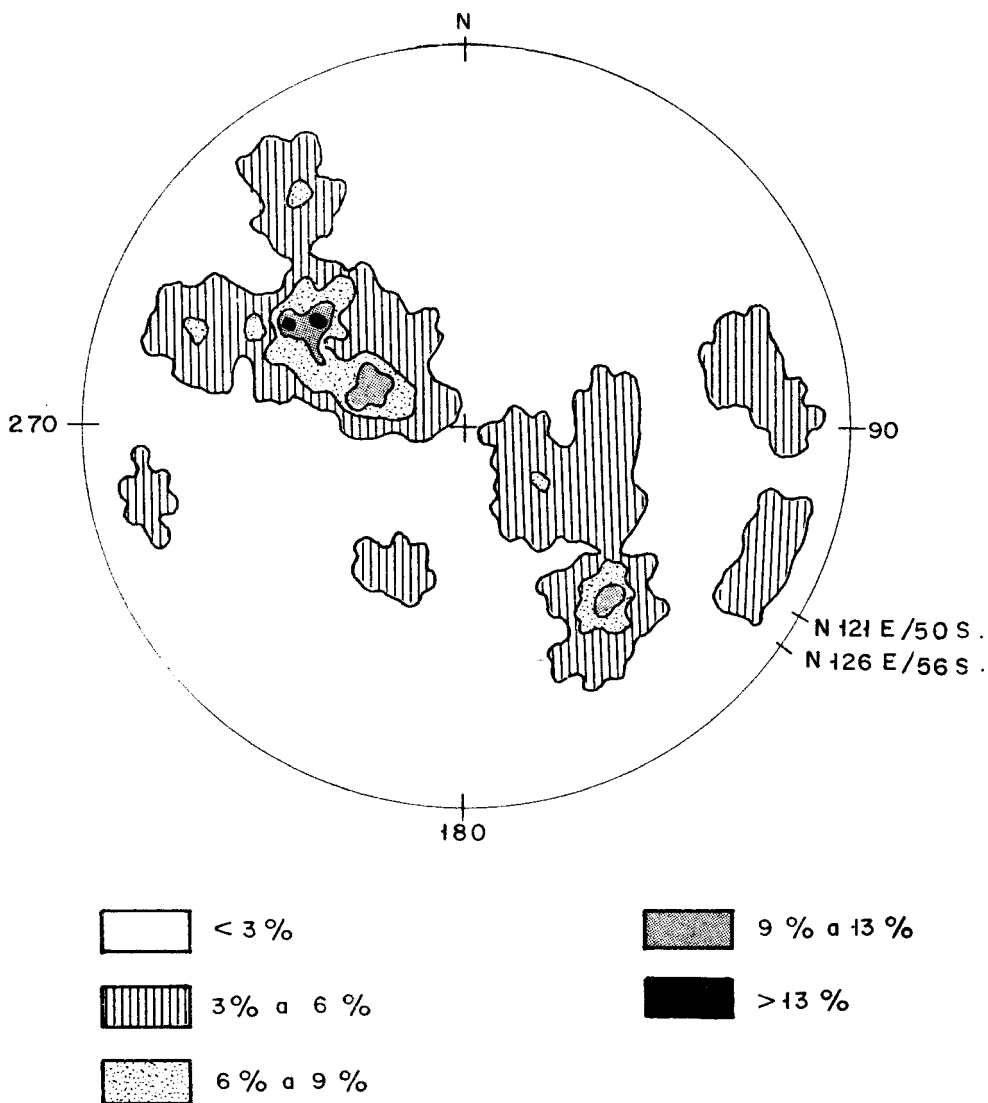


Figura 3.—Proyección de 36* polos de la lineación de intersección L_1 , falsilla de Schmidt (hemisferio inferior).

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

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 a escala regional en diversos puntos pone de manifiesto que dichas fallas son inversas y con planos subverticales.

Del estudio de algunas fracturas de este tipo dentro de la Sierra de S. Pedro (Hoja núm. 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 tijera.

— Dirección N 15-50° E

Constituye a nivel regional el principal sistema de fracturas, del cual forma parte la falla de Alentejo-Plasencia. Esta fractura tiene un recorrido de más de 400 Km. de longitud y corresponde a una falla direccional senestra con desplazamiento horizontal de 3 Km. Atraviesa la Hoja por el ángulo NO, con una dirección N 50° E.

Estas fallas son causantes de la inflexión que presentan todas las estructuras, tal como se puede observar en las medidas de S_0 , S_1 y L_1 existentes en sus proximidades.

— Dirección N 150-160° E

Corresponde a un sistema de fracturas de segundo o tercer orden con ligero desplazamiento horizontal y movimiento dextro que va asociado con el de dirección N 15-50° E, ya descrito.

2.4 CARACTERÍSTICAS ESTRUCTURALES DE LAS ROCAS GRANÍTICAS

Las características mecánicas de estos materiales graníticos hace que su comportamiento ante diferentes etapas tardihercínicas de deformación sean distintas con relación a los sedimentos del Precámbrico Superior, ya descritos.

Para ello, en este apartado, se reflejan los rasgos estructurales más acusados observados y que sintetizamos en:

a) *Orientación de megacristales*

Con relación a los megacristales de feldespato, se ha observado su

existencia en casi todas las facies descritas en mayor o menor cantidad. Las medidas efectuadas han dado como resultado la existencia de tres direcciones preferentes que corresponden a: N 10-20° E, N 100-130° E y N 160-180° E, y que no parece existir ninguna prioridad entre ellas.

b) *Fracturas*

La intensa fracturación existente debe su origen a los movimientos tardihercínicos comunes a todo el dominio hercínico.

El conjunto de fracturas observadas en el área granítica se disponen según tres direcciones preferentes, que corresponden a:

— Sistema N 170-180° E

Es el de menor incidencia de todos ellos, y se observan sobre todo en las proximidades a la falla de Alentejo-Plasencia.

— Sistema N 100-120° E

Aparece bien representado con fracturas que tienen longitudes medias de hasta 5 Km. A este sistema pertenecen los límites por su parte N de los sedimentos detríticos terciarios de la cuenca de Coria.

— Sistema N 15-60° E

Corresponde al sistema de fracturas de mayor representación, del que forma parte la falla senestra de Alentejo-Plasencia, ya mencionada con anterioridad, que origina una zona cataclástica a lo largo de todo su recorrido, con una anchura variable de 500-700 m. de media.

También a este grupo pertenecen fracturas que con igual dirección tienen una longitud de hasta 20 Km., pero en donde no se aprecian desplazamientos acusados en la horizontal.

Los planos de falla observados son, por lo general, subverticales, y en ellos se han medido estrías que llevan direcciones comprendidas entre N 20° E y N 50° E, con plunjes que varían entre 15° y 30° N ó S.

c) *Complejo migmatítico-granítico*

Bajo esta denominación se encuentra una facies granítica tectonizada que corresponde a los granitos que han sufrido una deformación no muy intensa, pero suficiente como para considerarlos como una unidad cartográfica con características propias.

Este complejo migmatítico-granítico se encuentra situado al NE de la Hoja y dentro del bloque oriental de la falla Alentejo-Plasencia.

Sus características más relevantes se ponen de manifiesto por la presencia de planos de esquistosidad primaria con direcciones muy uniformes comprendidas entre N 120-130° y buzamientos de 50-65° hacia el S.

También se observan en diversos puntos planos de cizalla que llevan una dirección de N 135-140° E y buzamientos de 60-75° hacia el S.

Las lineaciones de estiramiento medidas dan una dirección N 150-165° E y buzamientos hacia el S, del orden de los 15-25°.

Finalmente, diremos que los sigmoides de deformación son escasos y tenues, aunque se puede apreciar que los criterios de movimiento indican desplazamientos normales.

3 GEOMORFOLOGIA

El rasgo geomorfológico más destacable es el valle del Jerte, que cruza la Hoja con una dirección NE-SO a favor de una pequeña fosa tectónica formada a expensas de una importante falla de desgarre senestra (falla Alentejo-Plasencia).

Dicha arteria fluvial sufre, a la altura de la localidad de Plasencia, un cambio brusco de dirección motivado, muy posiblemente, por el rejuego de la falla. Este podría ser el motivo de que las terrazas que actualmente existen al NO de Plasencia no superen los 65 m., lo cual no parece lógico, ya que en el río Alagón, de características análogas al Jerte, se han localizado niveles de terrazas situadas a 120 m. del cauce actual, en la zona de Coria.

Este fenómeno puede ser explicado si pensamos en un cambio de dirección del río debido a reajustes de la falla, posiblemente durante el Pleistoceno Inferior-Medio, lo que motivaría la ausencia de niveles altos de terrazas fuera de la fosa de Plasencia.

Otro rasgo morfológico a destacar es la unidad geográfica que forman Los Montes de Tras la Sierra, que constituyen la divisoria entre los valles del Jerte y el Alagón. Dentro de este macizo montañoso se distinguen varios replanos a diferentes cotas, entre los que cabe destacar el que se localiza en la Sierra de Cabezabellosa (Pitolero, 1.356 m.), que para SOLE y BIROT serían restos de la «penillanura miocena fundamental», pero por el momento no existen datos para asegurar su edad.

Por otro lado, en la zona NO de la Hoja se localiza una superficie de alteración «Lhlem» sobre el granito de dos micas porfídico, asociada a una superficie antigua de cota 420 m., aproximadamente.

Finalmente, por lo que se refiere a las formas generales que se desarrollan en los materiales graníticos, sólo apuntar que en las áreas donde la alteración no es muy intensa, se forman los típicos berrocales en los que aún se pueden reconstruir la disyunción interna. No obstante, para toda esta zona granítica la característica morfológica más significativa es el control que ejerce sobre el relieve y sobre la red hidrográfica, el sistema de fallas tardías pertenecientes al sistema paralelo al importante accidente tectónico de Alentejo-Plasencia.

4 PETROLOGIA

4.1 PETROLOGIA IGNEA

Teniendo en cuenta los datos expuestos en los apartados de rocas ígneas y de rocas migmatíticas, así como las conclusiones que se establecen en el apartado 4.2.2 (Evolución del metamorfismo), puede sintetizarse el significado de las rocas graníticas en los siguientes puntos:

- a) Los leucogranitos se han producido durante momentos en torno a la fase tardía más intensa ya citada. Tanto sus relaciones con rocas migmatíticas como sus características petrográficas permiten establecer que se trata de granitos originados por anatexis de niveles litológicos próximos a su posición actual, como lo confirma la transición gradual con migmatitas y, en el caso de la masa de leucogranitos al O de Tejeda de Tiétar, la transición gradual con rocas de tipo neísico leucocrático. Pueden considerarse como granitos autóctonos y, por tanto, apenas desplazados de sus puntos de origen.
- b) Los granitos de dos micas presentan características que indican igualmente su origen anatéctico, a partir de materiales metasedimentarios, dada su mineralogía y relación con las migmatitas. Igualmente, los datos químicos, UGIDOS (1974), BEA (1975) muestran una relación $Al_2O_3 / Na_2O + CaO$ propia de rocas peraluminicas, en buen acuerdo con los datos petrográficos y de campo, que evidencian su pertenencia al tipo S, CHAPPELL y WHITE (1974).
- c) La representación de los análisis químicos a los que se alude en el apartado anterior en un diagrama Larsen, no ha mostrado diferencias significativas entre las facies de grano fino y las facies de grano medio, lo que excluye el origen de las primeras por procesos de diferenciación.
- d) Dadas las relaciones espaciales y temporales entre los granitos y las migmatitas se concluye que ambos tipos de rocas tienen su origen

en el mismo proceso anatético, que debió comenzar ligeramente antes de la fase tardihercínica más intensa (F_2) y continuar tardíamente respecto a la misma.

- e) Los granitos biotíticos \pm cordierita tienen en esta Hoja una representación relativamente poco importante, por lo que no resulta posible extraer conclusiones en cuanto a su significado, sino indicar únicamente su carácter intrusivo tardío respecto al resto de rocas graníticas y migmatíticas.

Teniendo en cuenta los datos y planteamientos de áreas próximas, ODRIÓZOLA et al. (1980), UGIDOS (1974 d), UGIDOS y BEA (1976, 1979) y Departamento de Petrología (Salamanca, 1981) son de destacar los siguientes aspectos, entre otros señalados en las citadas publicaciones:

- 1) Constituyen un grupo de rocas graníticas de carácter mixto originadas por la mezcla de magmas graníticos de origen profundo con rocas cordieríticas de origen anatético mesocortical.
- 2) Presentan transiciones graduales a facies no cordieríticas y a facies granodioríticas que en algún caso son anfibólicas.
- 3) Son frecuentes los enclaves y diques de rocas básicas.
- 4) Su quimismo oscila de subaluminico a peraluminico, según se muestra en la recopilación de datos de diversos autores efectuada por UGIDOS (1980-1981).

4.2 PETROLOGIA METAMORFICA

4.2.1 GENERALIDADES

El estudio del metamorfismo ofrece dificultad en lo que se refiere a la separación entre los efectos de un metamorfismo regional y los efectos térmicos derivados de la intrusión de los granitos debido a la coincidencia espacial entre la disposición de éstos y la situación de las isogradas regionales. Así, minerales como andalucita y cordierita presentan dudas en cuanto a su génesis, no estando claro si han sido originados por uno u otro tipo de metamorfismo, por la superposición de ambos o, lo que se considera más probable, por un proceso térmico continuo prolongado en el tiempo por efecto intrusivo de los granitos, con subsiguiente telescoping de las isogradas iniciales. Estos aspectos son aplicables a los dominios metamórficos del S de la Hoja de Plasencia.

Hecha esta matización, se señalan a continuación las características más destacables en relación con la petrografía metamórfica. El metamorfismo comienza con el desarrollo de la esquistosidad de flujo, no habiéndose en-

contrado restos minerales anteriores que estuvieran afectados por esta fase.

Se ha determinado la posición aproximada de las isogradas biotita (+) y andalucita (+), en parte establecidas en un trabajo anterior, UGIDOS y FERNANDEZ LAGUNA (1973), que se mantienen concordantes con la estructura regional ONO-ESE. Igualmente, se ha indicado la posición de la isograda moscovita (—), si bien debe matizarse que la desaparición de moscovita no se debe a la reacción

Moscovita + Cuarzo \longrightarrow Al_2SiO_5 + Feldespato Potásico + H_2O
sino a la reacción

Moscovita + Biotita + Cuarzo \longrightarrow Cordierita + Feldespato Potásico + H_2O
que tiene lugar a temperatura ligeramente inferior a la de la primera reacción, WINKLER (1978).

La isograda de la biotita coincide prácticamente, aunque no de un modo riguroso, con la desaparición de clorita en presencia de moscovita y cuarzo, sin que esto signifique, obviamente, el paso de bajo grado metamórfico a grado medio, ya que es desconocida la composición de la clorita.

Paralelamente a la isograda de la biotita, y con mayor proximidad al granito de dos micas, comienzan a aparecer cordierita y andalucita. Las relaciones texturales de biotita, cordierita y andalucita son las siguientes:

- Biotita: comienza su desarrollo con la esquistosidad de flujo y se continúa con la formación de láminas dispuestas en forma oblicua, prácticamente perpendicular, respecto a dicha esquistosidad y/o de forma independiente de las dos direcciones citadas. En algunos puntos se ha observado también el crecimiento de clorita (clinocloro?) oblicuo a la primera esquistosidad. La biotita, por tanto, se forma durante un dilatado período de tiempo que oscila de sin S_1 a momentos posteriores a una débil fase de deformación casi perpendicular a ésta.
- Cordierita: presente según diferentes relaciones texturales, su situación espacial abarca desde una posición intermedia entre la isograda de la biotita y la de la andalucita, hasta rocas de tipo migmatítico en las que llega a tener una importante representación cuantitativa. Petrográficamente se distinguen los siguientes tipos de cordierita, excluyendo los que se encuentran en las migmatitas, que se considerarán en otro apartado:
 - Cordierita I: desarrollada en forma intersticial con otros minerales (biotita y cuarzo o sólo cuarzo en niveles ricos en este mineral), se dispone en forma alargada según la esquistosidad de flujo y su alteración a pinnita es prácticamente generalizada, siendo frecuente también la alteración a productos isótropos.
 - Cordierita II: en cristales de mayor tamaño, poliquiloblásticos, que

incluyen tanto a la biotita asociada a S_1 como a biotitas oblicuas perpendiculares a esta fase. Se encuentra alterada a pinnita. No se ha podido determinar si alguno de estos dos tipos de cordierita está afectado por una fase de deformación y la posición espacial de ambos es prácticamente la misma.

- Cordierita III: en cristales de tendencia euhedral, no poiquiloblásticos, originados de la reacción señalada con anterioridad.

— Andalucita: pueden distinguirse dos tipos texturales:

- Andalucita I: dispuesta en forma alargada según S_1 .
- Andalucita II: en cristales de mayor tamaño, poiquiloblásticos que incluyen los dos tipos de biotita ya señalados.

En la mayor parte de la zona de la andalucita es frecuente la presencia de fibrolita asociada o no al primer mineral y también asociada a cuarzo en forma de pequeñas venas. La relación andalucita-fibrolita no resulta fácil de interpretar. No obstante, varios datos sugieren que andalucita procede de la inversión de fibrolita. Así, fibrolita se aprecia generalmente como afectada por una fase post- S_1 , mientras que la andalucita no se ha encontrado afectada por dicha fase; además, ocasionalmente, es posible observar inclusiones de fibrolita en andalucita sin que ésta muestre evidencia de transformación en fibrolita. Ambos aspectos indican que andalucita es posterior a fibrolita.

No hay tampoco evidencia clara de deformación de la andalucita y la distribución de los dos tipos es, también, prácticamente la misma.

Otros minerales presentes, asociados a los anteriores, son: moscovita, plagioclasas (muy escasas), opacos, anatasa, rutilo, circón, apatito, minerales de hierro y turmalina.

Atendiendo a los datos tomados en la Hoja de Malpartida de Plasencia, puede señalarse que la transición de estos tipos de rocas (esquistos y cuarzoesquistos cordierítico-andalucíticos) a migmatitas tiene lugar después de una estrecha banda de rocas de tipo néisico en las que no hay moscovita primaria. La reacción que origina la cordierita III es tardía respecto a una fase que pliega la esquistosidad S_1 y por tanto tardía también respecto a las migmatitas y leucogranitos no cordieríticos.

4.2.2 EVOLUCION DEL METAMORFISMO

Estos aspectos han sido considerados anteriormente, UGIDOS (1973, 1974 a y b, 1981), UGIDOS y BEA (1979), en trabajos en los que se tienen en cuenta zonas más amplias y un mayor número de datos por lo que se

señalará aquí una breve síntesis de los principales resultados, considerando además los nuevos datos obtenidos en la realización de esta Hoja y en la de Malpartida de Plasencia (12-25).

Teniendo en cuenta las relaciones texturales señaladas parece claro que andalucita I y cordierita I han sido originadas durante el metamorfismo regional, si bien persiste la duda en cuanto al momento de su crecimiento. Cordierita II-III y andalucita II son debidas a procesos térmicos claramente posteriores a S_1 y a otra fase que pliega ésta, durante los cuales continúa el crecimiento de, al menos, biotita.

Aparentemente, por tanto, metamorfismo regional y el posible metamorfismo de contacto quedan separados en el tiempo por una fase que deforma a S_1 (Fase tardía principal). Sin embargo esta situación aparente se debe a que las condiciones térmicas de alto grado permanecen durante un largo período de tiempo que sobrepasa la citada fase y coincide en el tiempo la formación de migmatitas cordieríticas y el desarrollo de cordierita II-III y de andalucita II.

Tal situación es resultado de los siguientes procesos que marcan la evolución del metamorfismo:

- a) Estadio inicial de metamorfismo regional de baja presión con desarrollo de paragénesis con cordierita I y andalucita I en zonas de grado medio y de sillimanita en la zona de alto grado metamórfico. La isograda inicial moscovita (—) no es actualmente observable debido a acontecimientos térmicos posteriores, si bien es de suponer su desarrollo dada la presencia de sillimanita I, residual en las migmatitas. Durante este mismo estadio se producen fenómenos anatécnicos que dan lugar a migmatitas y leucogranitos no cordieríticos. En relación con estos fenómenos tiene lugar, también, la formación abundante de fibrolita.
- b) El metamorfismo se continúa bajo nuevas condiciones de más alta temperatura y/o más baja presión durante las cuales la asociación biotita-sillimanita no es estable y se producen las migmatitas cordieríticas y el telescoping de la isograda inicial moscovita (—), originada según la primera de las reacciones señaladas. Igualmente tiene lugar la inversión de fibrolita a andalucita y una nueva posición de la isograda moscovita (—) debida a la segunda de las reacciones citadas. Parte de la fibrolita debe dar lugar también a sillimanita II, por lo que las condiciones del metamorfismo se sitúan en el entorno del equilibrio andalucita-sillimanita si bien esto no puede asegurarse de un modo taxativo ya que estos dos minerales no se han encontrado juntos en la región considerada.

Durante estos estadios tardíos del metamorfismo tiene lugar la intrusión de los granitos y el ascenso continuo de éstos ha sido considerado

como la fuente térmica causante de los acontecimientos metamórficos-anatéticos finales, UGIDOS (1973, 1974 a), UGIDOS y BEA (1979), así como del metamorfismo de «contacto» que origina cordierita II y andalucita II. En áreas próximas, pero fuera de la Hoja de Plasencia y de Malpartida de Plasencia el metamorfismo de contacto llega a producir corneanas en facies piroxénica (cordierita-feldespato potásico-sillimanita-biotita-cuarzo-oligoclasa) tardías respecto a las principales deformaciones, UGIDOS (1974 a, 1981, y datos no publicados).

Por tanto, se ha dado una evolución del metamorfismo hacia condiciones de más alta temperatura o se han mantenido las mismas durante un largo período de tiempo de forma que las asociaciones metamórficas tardías son indistinguibles de posibles asociaciones de «metamorfismo de contacto», en el caso presente de coincidencia de la intrusión granítica con la disposición espacial de las isogradas. El carácter continuo del proceso determina que la mayor parte de los minerales (cordierita, andalucita, etc.) puedan encontrarse, dependiendo de la localidad, con diferentes relaciones texturales respecto a las fases de deformación incluso en una misma muestra.

La evolución del metamorfismo respecto a las deformaciones puede sintetizarse como sigue:

Fase I (desarrollo de esquistosidad de flujo): crecimiento de clorita, micas blancas y biotita en dominios de bajo grado metamórfico. Biotita, moscovita, andalucita y cordierita en zonas de grado intermedio. Sillimanita en zonas de alto grado.

Interfase I-Fase tardía principal: procesos anatéticos con la formación de migmatitas y leucogranitos no cordieríticos. Abundante formación de fibrolita.

Fase tardía principal: plegamiento de S_1 , crecimiento de clorita, biotita, andalucita (?) y cordierita (?) en zonas de bajo y medio grado metamórfico. Continuación de anatexia y desplazamiento de isogradas.

Tardi-post Fase tardía principal: desarrollo de biotita, moscovita, andalucita y cordierita en zonas de grado medio. Inversión de fibrolita. Migmatitas cordieríticas. Posible removilización de leucogranitos. Intrusión de los granitos de dos micas sillimaníticos. Intrusión de granitos biotíticos.

Por lo que se refiere a las condiciones del metamorfismo debe señalarse que se trata de un caso típico de metamorfismo de baja presión cuyo régimen térmico está condicionado fundamentalmente por el aporte térmico causado por el ascenso de importantes masas graníticas simultáneamente con un proceso de elevación y erosión de la cadena hercínica, UGIDOS y BEA (1978). El resultado conjunto de la combinación de ambos procesos es la evolución regional del metamorfismo hacia condiciones de mayor temperatura y menor presión con telescoping de las isotermas e isogradas iniciales y desarrollo de procesos anatéticos en niveles relativamente some-

ros, bajo condiciones de P y T en torno a 2-3 Kb y 700-750° C, para los estadios de máxima intensidad metamórfica, UGIDOS (in litt.).

Finalmente debe señalarse que la consideración conjunta de metamorfismo regional y de metamorfismo de contacto está justificada si se atiende simultáneamente a los datos obtenidos en las zonas de esta Hoja y del N de la Hoja de Malpartida de Plasencia, así como a datos de otras áreas próximas.

El estudio podría hacerse también separando ambos procesos, pero el hecho de que la migmatización cordierítica sea tardía respecto a las principales fases de deformación, al igual que las posibles paragénesis «de contacto» en dominios de más baja intensidad metamórfica, unido a la presencia próxima de corneanas en facies piroxénica, sugieren más bien que «metamorfismo regional» y «metamorfismo de contacto» son resultados de un mismo y único fenómeno cuya manifestación final produce diferentes efectos dependiendo de cual haya sido la historia previa de las rocas afectadas. Así, en zonas de grado medio se desarrolla cordierita II y en zonas de alto grado, en las que previamente se ha formado sillimanita se producen migmatitas ricas en cordierita. Este último mineral y cordierita II y III así como andalucita II, tendrían el mismo significado temporal en relación con el foco térmico causante de las rocas metamórficas actualmente observables.

5 HISTORIA GEOLOGICA

Durante el Precámbrico Superior tiene lugar la sedimentación de los materiales más antiguos que se depositaron sobre una corteza silíceea erosionada e ineditamente 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 intercaladas 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 acompa-

ñada o seguida por una fase erosiva importante. Según MORENO et al. (1976) la discordancia Sárdica debe ser al menos anterior al Tremadoc Inferior.

Los sedimentos anteordovícicos serán deformados por la Orogenia Hercínica que en sucesivas etapas produce micro y macroestructuras, así como fracturas paralelas y oblicuas a ellas. Aparte, y durante la deformación más intensa, se produce un metamorfismo regional de diversa intensidad. Posteriormente tiene lugar una migmatización que debe situarse en el tiempo en los estadios finales de la fase tardihercínica principal o con posterioridad a ella.

Antes de los últimos movimientos que van a originar las fracturas transversales a las estructuras mayores, tiene lugar la intrusión de las masas graníticas, que produce un metamorfismo de contacto que afecta a los materiales anteordovícicos y que no es claramente separable del metamorfismo regional como se expone en el apartado 4.2.

La relación entre las diversas deformaciones y el metamorfismo y las intrusiones graníticas puede sintetizarse de la siguiente forma:

Fase I (desarrollo de esquistosidad de flujo): crecimiento de clorita, micas blancas y biotita en dominios de bajo grado metamórfico. Biotita, moscovita, andalucita y cordierita en zonas de grado intermedio. Sillimanita en zonas de alto grado.

Interfase I-Fase tardía principal: procesos anatéticos con la formación de migmatitas y leucogranitos no cordieríticos. Abundante formación de fibrolita.

Fase tardía principal: plegamiento de S_1 , crecimiento de clorita, biotita, andalucita (?) y cordierita (?) en zonas de bajo y medio grado metamórfico. Continuación de anatexis y desplazamiento de isogradas.

Tardi-post Fase tardía principal: desarrollo de biotita, moscovita, andalucita y cordierita en zonas de grado medio. Inversión de fibrolita. Migmatitas cordieríticas. Posible removilización de leucogranitos. Intrusión de los granitos de dos micas sillimaníticos. Intrusión de granitos biotíticos.

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

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 congló-

merados 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.

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.

Finalmente, las sucesivas etapas erosivas van a configurar en el Cuaternario la actual morfología del área.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA

En el marco de la presente Hoja no parece existir ningún tipo de indicio mineral, según se desprende de la bibliografía consultada y de la investigación efectuada durante la ejecución de la cartografía geológica.

6.2 CANTERAS

Dentro del ámbito de la Hoja de Plasencia las explotaciones más significativas son las existentes, para áridos de machaqueo, en niveles cuarzo-grauváquicos del Complejo Esquisto Grauváquico. Como ejemplo de estas explotaciones cabe mencionar una cantera al oeste, y en las proximidades de la localidad de Plasencia, donde en la actualidad se extrae material a buen ritmo en varios frentes.

Para cerámica industrial han existido explotaciones en los depósitos terciarios de la cuenca asociada a la falla de Plasencia, en la zona industrial de dicha localidad. Estas explotaciones están actualmente abandonadas o se extrae material arcilloso de forma muy esporádica.

Por lo que se refiere a los materiales graníticos, los de mayor profusión dentro del marco de la Hoja, existen canteras abiertas donde se extraen materiales para construcción rústica y ornamental. No obstante, todas las canteras localizadas durante la ejecución del presente estudio se explotan con carácter muy local y temporalmente.

6.3 HIDROGEOLOGIA

La zona ocupada por la Hoja de Plasencia (núm. 12-24) pertenece en su totalidad a la cuenca del río Tajo, siendo los ríos Jerte y Alagón las principales arterias existentes.

El primero de ellos recorre la Hoja, siguiendo el accidente tectónico Alentejo-Plasencia, desde el ángulo NO hasta la localidad de Plasencia, donde sufre una brusca inflexión hacia el oeste. El segundo cruza el ángulo NO de la Hoja formando parte del embalse de Valdeobispo. La divisoria entre estas dos subcuencas la constituyen los Montes de Tras la Sierra.

Aparte, existe una gran cantidad de arroyos que vierten sus aguas al Jerte o al Alagón, excepto los situados en el ángulo SE que lo hace al río Tiétar que discurre, próximo, por las Hojas limítrofes.

Se puede afirmar que la mayoría de los cursos de agua existentes se orientan siguiendo líneas estructurales, en general de fracturas. Este hecho es perfectamente visible en los materiales graníticos donde tienden a formar verdaderas hoces.

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.
- b) Materiales graníticos. En estos materiales, que ocupan un 80 por 100 de la superficie de la Hoja, las investigaciones con fines hidrogeológicos deben centrarse preferentemente en áreas con mayor intensidad de fracturación y meteorización. En este sentido la profusión de manantiales con caudal continuo es una prueba de la importancia que puede tener el acuífero somero que forman los materiales alterados y disgregados en zonas preferentes. En esta misma línea, pero con caudales inferiores, destacan los manantiales próximos al contacto entre la masa granítica y los sedimentos del Complejo Esquistoso Grauváquico.
- c) Sedimentos terciarios. Dentro de este grupo cabe hacer la mención a los sedimentos del sector V de la cuenca de Coria que, en principio, presentan una litología y disposición favorable para constituir un buen acuífero. No obstante, la presencia de posibles niveles endurecidos, unido a la existencia de facies fangosas y/o arcillosas dentro de la litología general de arenas y conglomerados, limitará en gran manera las características hidrológicas de ese posible acuífero.
- d) Depósitos cuaternarios. Se pueden distinguir dos tipos preferentemente: Terrazas y derrubios de ladera. En las primeras existen captaciones de gran diámetro en las relacionadas con el río Jerte, siempre en los niveles más bajos y con caudales poco importantes. Los derrubios de ladera carecen prácticamente de interés debido a su escaso espesor y desarrollo.

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).—«Geotectonic 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). Membrio». *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*.
- 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.
- 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 anteordovienses 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-Ordovi-ciennes 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, 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 número 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 using 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.
- 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 esquistograuváquico 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., y CARNICERO, A. (1973).—«El extremo noroeste del gran dique de Alentejo-Plasencia». *Studia Geológica*, 6, 73-84.
- 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 descoberta e Valorização». *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». *Senckenbergia lethaea*, 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 Armoricaín et de la Peninsule Iberique». *Sechkenbergia 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 zentralen. Extremadura im Bereich der westlichen. Sierra de San Pedro (Spanien)». Munster, 1977.
- LAVES, F. & SOLDATOS, K. (1963).—«Die Albit-Mikrokin Orientierungs-Beziehungen in Mikrokinperthiten und deren genetische Deutung». 2. Krist; 129, 69-102.
- LOTZE, F. (1945).—«Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Messeta». *Geotekt. Fösch*, 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.; 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 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'elipsoïde de deformation dans la virgation Hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypotheses sur la general de l'arch ibero-armoricain». *C. R. Acad. 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.; 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 from selected formations». IX Intec. Cong. Sedim. Libro Guía de Excursiones A-11, pp. 21-36. Nice (Italia).
- OENING SOEN (1970).—«Granite intrusion Folding and Metamorphisme in Central northern Portugal». *Bol. Geol. y Minero España*, t. 81, núm. 2.
- ODRIOZOLA, J. M.; PEON, A.; UGIDOS, J. M.; PEDRAZA, J., y FERNAN-

- DEZ, 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 Flüsse Tajo und Alagon (Spanien)». *Munster*, junio 1977.
- SCHOTT, J. J.; MONTIGNY, R. & THIVIZAT, R. (1981).—«Paleomagnetism and potassium-argon age of the Messejana Dike (Portugal and Spain): angular limitations to the rotation of the Iberian Península since Middle Jurassic». *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., 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 grauvascoes ante-ordoviciens (Tras-Os-Montes)». *Tomo LII das comunicações 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 \pm 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.
- VALLE DE LERSUNDI, J. (1959).—«Sobre la posible existencia de una importante 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 Alcadia 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.
- WINKLER, H. G. F. (1978).—«Petrogénesis de Rocas metamórficas». Traducción española de «Petrogenesis of Metamorphic Rocks (1976)». *H. Blume Ediciones*. Madrid, 346 pp.