



IGME

574

11-23

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

CASAR DE PALOMERO

Segunda serie-Primera edición

	525 10-20 10-21 10-22	526 10-20 10-21 10-22	527 10-20 10-21 10-22	528 10-20 10-21 10-22	529 10-20 10-21 10-22
	550 10-20 10-21 10-22	551 10-20 10-21 10-22	552 10-20 10-21 10-22	553 10-20 10-21 10-22	554 10-20 10-21 10-22
572 10-20 10-21 10-22	573 10-20 10-21 10-22	575 10-20 10-21 10-22	576 10-20 10-21 10-22	577 10-20 10-21 10-22	
595 10-20 10-21 10-22	596 10-20 10-21 10-22	598 10-20 10-21 10-22	599 10-20 10-21 10-22	600 10-20 10-21 10-22	
621 10-20 10-21 10-22	622 10-20 10-21 10-22	623 10-20 10-21 10-22	624 10-20 10-21 10-22	625 10-20 10-21 10-22	



INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E 1:50.000

**CASAR DE
PALOMERO**

Segunda serie-Primera edición

CENTRO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

Centro de Publicaciones - Ministerio de Industria y Energía - Doctor Fleming, 7 - 28036 Madrid

Fotocomposición: Geotem, S.A.

Imprime: P. Montalvo, S.A.

Depósito legal: M-40.587-1988

NIPO: 232-88-005-7

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por INTECSA (Internacional de Ingeniería y Estudio Técnicos, S.A.) en el año 1985 con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E. habiendo intervenido los siguientes autores:

Geología de campo, Síntesis y Memoria:

- RODRIGUEZ ALONSO, M.º D.
- BASCONES ALVIRA, L.
- MARTIN HERRERO, D.
- UGIDOS MEANA, J. M.º
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.

Colaboraciones:

- Geología estructural: GONZALEZ LODEIRO, F. y DIEZ BALDA, M. A. de los Deptos. de Geología Interna de las U. de Granada y Salamanca, respectivamente.
- Sedimentología del C.E.G.: RORIGUEZ ALONSO, M.º D. del Depto. de Petrología de la U. de Salamanca.
- Sedimentología del Paleozoico: CARBALLEIRA CUETO, J. del Depto. de Estratigrafía de la U. de Salamanca.
- Cuaternario y Geomorfología: ZAZO, C. y GOY GOY, J. L. del Depto. de Geología Externa de la U. de Madrid.

- Petrografías: RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D., GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., UGIDOS MEANA, J. M.^a, CARNICERO, A. y FRANCO, M.^a P. del Depto. de Petrología de la U. de Salamanca.
- A. Químicos: BEA, F. del Depto. de Petrología de la U. de Salamanca.
- Micropaleontología: LIÑAN, E. y PALACIOS, T. de los Deptos. de Paleontología de la U. de Zaragoza y Badajoz, respectivamente.

Dirección y Supervisión del I.G.M.E.

- BARON RUIZ DE VALDIVIA, J. M.^a

Revisión estudios petrográficos

- RUIZ GARCIA, C.

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

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

0. INTRODUCCION

La Hoja de Casar de Palomero (11-23) está situada al NO de la provincia de Cáceres, siendo sus rasgos geográficos más significativos el Río de los Angeles, al NE, afluente del Alagón, actualmente regulado por el embalse de Gabriel y Galán, y la Sierra de Dios Padre formada por sedimentos ordovícicos, situada al Sur.

Geológicamente se encuadra dentro del Macizo Hespérico, en la zona meridional de la Unidad Geológica Centro-Ibérica, JULIVERT, et al. (1974).

Estratigráficamente la Hoja se encuentra ocupada en más del 75 % de su superficie, por metasedimentos pertenecientes al Complejo Esquisto-Grauváquico. Aparte, son de destacar los sedimentos ordovícicos que configuran la Sierra de Dios Padre y las de destacar los sedimentos ordovícicos que configuran la Sierra de Dios Padre y las rocas graníticas pertenecientes a tres unidades bien diferenciadas: Unidad granítica Béjar-Plasencia, Unidad plutónica de Gata y Unidad plutónica de Santibáñez.

Finalmente, mencionar los depósitos cuaternarios principalmente aluviales, terrazas y derrubios de ladera que quedan diseminados por toda la Hoja.

Desde el punto de vista geomorfológico se caracteriza por su relieve abrupto, especialmente en el tercio septentrional, y por el fuerte encajamiento de la red hidrográfica claramente relacionada con el sistema de fracturación existente.

Tectónicamente, la característica más acusada es la presencia de una primera fase de deformación hercínica que origina pliegues de dirección ONO-ESE de plano axial subvertical, y una esquistosidad de flujo casi siempre presente. Con posterioridad se producen movimientos que sólo dan lugar a deformaciones de escasa importancia. Finalmente, tienen lugar movimientos tardihercínicos que originan importantes fracturas con componente de desgarre y pliegues de dirección perpendicular u oblicua a las estructuras de primera fase.

Aparte, y con anterioridad a las deformaciones hercínicas tiene lugar, al menos, una fase de deformación, posiblemente sárdica, que produce pliegues métricos o decamétricos que son cortados por la esquistosidad de primera fase hercínica (S_1).

Esta fase prehercínica queda probada por la existencia de lineaciones L_1 , fuertemente inclinadas.

Entre los antecedentes geológicos, cabe mencionar entre otros, los trabajos de LOTZE, F. (1945-1966), las tesis doctorales de SCHMIDT, H. J. (1957), RODRIGUEZ ALONSO, M.ª D. (1982) y DIEZ BALDA, M.ª A. (1982) y las hojas geológicas del plan MAGNA realizadas por TENA-DAVILA RUIZ, M. et al. (1980), BASCONES ALVIRA, L. et al. (1978-1984), CORRETGE CASTAÑON, L. G. et al. (1981), MARTIN HERRERO, D. et al. (1978-1984) y UGIDOS MEANA, J. M. et al. (1983) pertenecientes a la provincia de Cáceres.

También en áreas portuguesas queremos mencionar por sus aportaciones, los trabajos realizados por TEIXEIRA, C. (1985 y 1979), TEIXEIRA, C. et al. (1975), TORRE DE ASSUNCAO, C. (1969) y OENING SOEN (1970).

Finalmente, para las áreas graníticas de las unidades de Gata y Santibáñez los antecedentes más representativos son los trabajos de GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1963-1984) y los estudios de BEA, F. (1975-1976).

1. ESTRATIGRAFIA

Como ya se menciono en el apartado anterior, la presente Hoja está ocupada, en más del 75 % de su superficie, por metasedimentos del Precámbrico pertenecientes al denominado Complejo Esquisto-Grauváquico, donde se han diferenciado, a nivel cartográfico, niveles de conglomerados y microconglomerados y áreas de predominio de pizarras negras.

Por lo que se refiere a las rocas plutónicas, sus afloramientos se sitúan en la zona sur y suroccidental, aparte de tres pequeños apuntamientos existentes en la zona central en las inmediaciones de Torrecilla de los Angeles.

Estas rocas ígneas pertenecen a tres batolitos o unidades bien diferenciadas:

- Unidad granítica Béjar-Plasencia. Sus afloramientos se localizan en el límite sur de la Hoja y se distinguen tres tipos de facies. Granitos de dos micas con carácter porfídico variable, granitos de dos micas no porfídicos y granito moscovítico.
- Unidad plutónica de Gata, situado en el límite suroccidental y definido como granito biotítico porfídico.
- Unidad plutónica de Santibáñez, situado en el ángulo suroccidental y definido como granito de dos micas porfídico y deformado.

Los sedimentos paleozoicos se circunscriben a los que forman la

estructura sinclinal que configura la Sierra de Dios Padre, situada en el área centrosur de la Hoja, ocupada por sedimentos detríticos que atribuimos al Ordovícico inferior.

Dentro de los depósitos de edad cuaternaria, sólo cabe destacar los derrubios de ladera, aluviales y pequeñas terrazas.

Finalmente, mencionar dentro de las rocas filonianas, los diques de cuarzo, siempre con escasa representación cartográfica.

1.1. PRECAMBRICO SUPERIOR

1.1.1. **Grauvacas y pizarras** (C.E.G.)

El Complejo Esquisto-Grauváquico (C.E.G.) constituye en este área un potente conjunto litológico homogéneo en el que destacan escasos niveles guía cartografiados. Desde el punto de vista estratigráfico pueden distinguirse dos conjuntos o unidades litológicas diferentes y superpuestas que se han denominado Unidad Inferior y Superior respectivamente, RODRIGUEZ ALONSO, (1982).

La Unidad Inferior abarca la mayor extensión del área cartografiada y se caracteriza por presentar en esta Hoja, un predominio pelítico en el que se intercalan paquetes arenosos de potencia diversa, junto con niveles conglomeráticos y caóticos.

La Unidad Superior aflora predominantemente en el borde E cercano al granito y sus materiales han constituido hasta el momento los únicos niveles guía a escala cartográfica en el C.E.G. Su límite inferior es generalmente gradual sobre la Unidad Inferior y se sitúa en la base del primer nivel cartografiable de pizarras negras. Dicha Unidad Superior es esencialmente pelítica y se caracteriza en esta Hoja por presentar un tramo de pizarras negras carbonosas sobre el que se sitúa otro compuesto por una alternancia pelítico-arenosa de colores más claros.

Sedimentología

Desde el punto de vista sedimentológico se han distinguido en el C.E.G. los siguientes tipos de facies, cuyas características reflejan en

gran parte las presentes en los depósitos de abanicos submarinos profundos (Figura 1):

- I. Facies conglomeráticas, entre las que se encuentran tres tipos texturales:
 - a) Conglomerados granosoportados sin estructuras.
 - b) Conglomerados y areniscas conglomeráticas con granoselección normal o inversa-normal.
 - c) Conglomerados matriz-soportados.

En general, ambos tipos son polimictos, con clastos de cuarzo y FR diversos en una matriz que varía entre pelítico-arenosa y arenoso-pelítica. Se presentan en niveles con geometría lenticular y sin superficies de estratificación interna.

Dichas facies conglomeráticas se corresponden con las señaladas como facies A₁ y A₂ por MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975) y son interpretadas como el resultado de la sedimentación ya sea de grain flows, flujos turbulentos de alta densidad o sandy debris flows para los dos primeros tipos y como el producto de la sedimentación de debris flows o mud flows para el caso de las facies conglomeráticas matriz soportadas.

II. Facies de areniscas de grano fino a medio con geometría tabular o canalizada a escala de afloramiento y potencia variable. Frecuentemente se presentan sin estructuras internas, a veces con clastos pelíticos mayores de 2 mm aislados en su interior, o bien englobando Slumps o con pequeñas pasadas pelíticas discontinuas, quizás como restos de amalgamación entre varias capas. Otras veces presentan granoselección normal o inversa, generalmente desde el tamaño medio-fino a muy fino. Este tipo de facies puede corresponder a las facies B₁ de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975), tratándose de un material transportado y depositado probablemente a partir de un flujo turbulento de alta densidad.

III. Facies arenosas y arenoso-pelíticas de grano medio a fino, con geometría lenticular (base plana o ligeramente erosiva y techo ondulado) que presentan laminaciones subparalelas y oblíquas muy tendidas a media y gran escala. Estas laminaciones están definidas por finísimas películas pelíticas que se desarrollan a menudo en todo el interior del estrato o bien únicamente en la base o en la parte superior donde ocasionalmente también se observan laminaciones de rip-

FACIES	TIPO DE ROCA - TEXTURA	POTENCIA	GEOMETRIA	RELACION ARENA/PELITA	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	SECUENCIA DE BOUMA	MECANISMO DEPOSICIONAL	EQUIVALENCIA
I	CONGLOMERADOS GRANO - SOORTADOS	CENTIMETRICA A METRICA	LENTICULAR	VARIABLE ALTA	SIN ESTRUCTURAS	NO ES APPLICABLE	GRAIN FLOW, FLUJO TURBULENTO DE ALTA DENSIDAD, SANDY DEBRIS FLOW	A ₁
	CONGLOMERADOS Y ARENISCAS CONGRUMETRICAS							
	CONGLOMERADOS MATERIZ --SOPORTADOS						DEBRIS FLOW , MUD FLOW	A ₂
II	ARENISCAS DE GRANO FINO A MEDIO, SORTING MODERADO A POBRE	CENTIMETRICA A METRICA		ALTA >> 1	SIN ESTRUCTURAS 	NO ES APPLICABLE	FLUJO TURBULENTO DE ALTA DENSIDAD	B ₁
III	ARENISCA DE GRANO MEDIO A FINO CON FINAS INTERCALACIONES PELETICAS OCASIONALMENTE TAMANIO GRAVA O ARENA MAS GRUESA	15 - 150 cm.	LENTICULAR 	>> 1		NO ES APPLICABLE T DUNA < 6	FLUJO TRACTIVO	B ₂
IV	ARENISCA DE GRANO FINO CON FINAS INTERCALACIONES PELETICAS	2 - 4 cm	LENTICULAR 	> 1		NO ES APPLICABLE T DUNA > 6	FLUJO TRACTIVO	E
V	ALTERNANCIA ARENA / PELITA ARENA FINA SORTING MODERADO A POBRE	CENTIMETRICA A METRICA		> 1		T _b /c/e T _b /c	FLUJO TURBULENTO DE ALTA DENSIDAD	C ₁
VI	ALTERNANCIA ARENA / PELITA ARENA FINA SORTING MODERADO A POBRE	CENTIMETRICA A METRICA		>> 1		SEQUENCIA DE BOUMA MAS O MENOS COMPLETA		C ₂
VII	ALTERNANCIA ARENA / PELITA ARENA FINA A MUY FINA SORTING MODERADO A POBRE	CENTIMETRICA A METRICA		> 1		T _b - e T _c - e T _d - e	FLUJO TURBULENTO DE BAJA DENSIDAD, DEPOSICION EN CONDICIONES DE TRACCION + DECANTACION	D ₁
VIII	ALTERNANCIA ARENA / PELITA ARENA FINA A MUY FINA SORTING MODERADO A POBRE			< 1				D ₂
IX	PELITA CON ALGO DE LIMO	MILIMETRICA A CENTIMETRICA		0		T _e	FLUJO TURBULENTO MUY DILUIDO	D ₃
X	PELITAS MASIVAS, ESCASA ARENA	METRICA		0 - << 1		NO ES APPLICABLE	MUD FLOW	A _{2?}
XI	PELITAS NEGRAS CARBONOSAS ABUNDANTE PIRITAS, NODULOS SILECIOS Y FOSFATADOS	METRICA		<< 1		NO ES APPLICABLE	FAZIES EUKINETICAS, DEPOSICION LENTA CON ESCASO APORTE DETRITICO GRUESO	G?
XII	FACIES CAOTICAS, BLOQUES Y MASAS DESORDEÑADAS	METRICA		VARIABLE		NO ES APPLICABLE	DESPLAZAMIENTO GRAVITACIONAL , SLUMPING, TRANSICION A DEBRIS FLOW	F

GEOMETRIA , PLANO - PARALELA

GRANOSELECCION +,-

LAMINACION SUBPARALELA

TECNO ONDULADA

ORIENTACION DE LOS CANTOS

LAMINACION CRUZADA DE BAJO ANGULO Y MEDIANA A GRAN ESCALA

GEOMETRIA CANALIZADA

LAMINACION PARALELA

LAMINACION CRUZADA A PEQUEÑA ESCALA

RIPPLES

ESTRUCTURA DE CARGA

SLUMPING

CONVOLUTE LAMINATION

CANTOS PELETICOS

Figura 1. Características de las facies siliciclásticas distinguidas en el C.E.G. y su equivalencia con las observadas en otros depósitos de abanicos submarinos por Mutti y Ricci Lucchi (1972, 1975), Ricci Lucchi (1978) y Ricci Lucchi et al. (1981).

ples. Algunas veces estas facies se presentan en estratos con granulometría más gruesa, grava y arena muy gruesa y con las mismas características, reconociéndose también clastos pelíticos en la base. En conjunto, su potencia varía entre 15 cm y 1,30 m. Este tipo de facies es equivalente a la facies B_2 de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975) y corresponde al depósito modelado por un flujo tráctivo sobre un lecho de arenas o gravas.

IV. Facies arenosas de grano fino y de pequeña potencia (2-4 cm), con geometría lenticular, de base plana y techo ondulado y con escasa continuidad lateral. Su interior está constituido exclusivamente por laminaciones de ripples definidos por pequeñas películas pelíticas o bien pueden presentar exclusivamente la forma ondulada exterior sin que aparezcan estructuras internas. Este tipo es asimilable a la facies E de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975) tratándose así mismo de un depósito producido por un flujo tráctivo.

V. Facies arenoso-pelíticas, con neto predominio de la fracción arenosa, de grano fino generalmente y que constituye la mayor parte del estrato, en las cuales se pueden reconocer los intervalos de la secuencia de Bouma Ta/c/e o Ta/c. Se trata de estratos con contacto plano-paralelos y de potencia variable que se corresponden con las facies C_1 de MUTTI Y RICCI-LUCCHI (1975), que son el resultado de la sedimentación a partir de una corriente de turbidez densa.

VI. Facies arenoso-pelíticas, también con predominio arenoso de grano fino, pero en las que el porcentaje de arena/arcilla es más bajo que en la facies anterior y que presentan una granoselección en la vertical a nivel de todo el estrato, en el cual pueden distinguirse los intervalos de la secuencia de Bouma más o menos completa. Dichas facies, que presentan geometría tabular y potencia variable, tienen equivalencia con las facies C_2 de MUTTI Y RICCI-LUCCHI (1975), tratándose de materiales transportados y depositados a partir de una corriente de turbidez concentrada.

VII. Facies arenoso-pelíticas de pequeña potencia y límites paralelos, en las que la proporción arenosa, siempre de grano fino, domina o se iguala a la pelítica y en cuyo interior pueden observarse los intervalos de la secuencia de Bouma a la que le faltan los términos basales a y/o b. Se trata de las facies D_1 de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975), formadas a partir de la deposición de flujos turbulentos de baja densidad en condiciones de tracción más decantación.

VIII. Facies pelítico-arenosas, con proporción arena/pelita <1, constituidas por estratos plano-paralelos de pequeña potencia en las que se desarrolla la secuencia de Bouma incompleta, con estructuras de tracción más decantación. De este modo resulta una monótona alternancia milimétrica o centimétrica de láminas pelíticas claras y oscuras en las que varía la proporción y el tamaño de grano de cuarzo, minerales arcillosos y materia orgánica, en la cual se intercalan esporádicamente niveles arenosos milimétricos a centímetros que presentan ripples a veces aislados. En dichas sucesiones se desarrollan frecuentemente estructuras de deformación por carga. Estas facies corresponden al tipo D₂ de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975) y representan el resultado de transporte y sedimentación de corrientes de turbidez diluidas.

X. Facies pelíticas sin estructuras, de color gris, beige o verdeoso, en las que apenas se desarrolla esquistosidad, son muy blandas y en algunos lugares contienen cristales de pirita aislados. Se presentan en bancos potentes intercalados entre otras facies y representan depósitos de mud flows.

XI. Facies de pelitas negras carbonosas con abundante pirita e intercalaciones milimétricas de niveles más claros pelíticos, escasas veces arenoso, que definen una laminación paralela. En ocasiones se encuentran aislados algunos nódulos silíceos y fosfatados. Estas facies indican unas condiciones de deposición lentas con escaso aporte de material detrítico grueso, en un ambiente reductor y con gran riqueza en materia orgánica. Tales condiciones son típicas de las facies euxínicas.

XII. Facies caóticas, en las que se engloban los depósitos que se presentan brechificados, slumpedizados o en bloques intercalados entre materiales perfectamente estratificados. Su potencia es variable, desde varios cm a varios m y están frecuentemente relacionados y en transición con las facies F de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975), representando los depósitos producto del deslizamiento gravitacional con mayor o menor deformación plástica, en los que una masa semi-consolidada o rígida se desliza a lo largo de un plano, manteniendo su coherencia interna (RUPKE, 1978).

En la presente Hoja, la asociación y distribución de las facies señaladas presenta las siguientes particularidades:

A. Dentro de la Unidad Inferior, que ocupa la mayor extensión

cartografiada, existe un fuerte predominio de las facies pelítico-arenosas y pelíticas. Entre ellas se destaca, en la parte centro-sur de la Hoja, la intercalación de algunas facies arenosas sin estructuras y/o tractivas y especialmente de facies conglomerático-caóticas en proporción importante, de modo que constituyen una franja amplia de dirección W-E a ENE en la que se presentan con mayor abundancia. Dicho depósitos pueden ser el registro de la sedimentación en condiciones de inestabilidad en un área probablemente cercana a una zona de pendiente; en ella podrían acumularse materiales fragmentados en lugares muy próximos, para dar brechas y conglomerados brechoides y en ocasiones mezclarse con otros fragmentos procedentes de zonas más lejanas y más redondeados, constituyendo depósitos mixtos.

Hacia el norte de esta franja señalada continúa el predominio pelítico y pelítico-arenoso con escasas intercalaciones métricas de bancos arenosos masivos y conglomeráticos. En algunas zonas destaca la presencia abundante de facies arenosas tractivas que son seguidas de paquetes constituidos por facies arenosas sin estructuras o del tipo C₁ y C₂ de MUTTI y RICCI-LUCCHI (1975).

Un ejemplo de este tipo de distribución de facies aparece en una columna levantada en la carretera a Horcajo, aproximadamente a 5 km de Pinofranqueado. En la sucesión aflorante se reconoce una alternancia, a gran escala, de paquetes de potencia decamétrica, constituidos predominantemente por facies arenosas, entre otros amplios tramos compuestos mayoritariamente por facies pelítico-arenosas y pelítico en general. En una observación detallada puede verse se trata de secuencias positivas a gran escala en cuyo interior se distinguen a su vez unas variaciones de facies que presentan una cierta ciclicidad.

En el conjunto se encuentran facies depositadas esencialmente por tres mecanismos:

- corrientes de turbidez de alta y baja densidad, que producirían las facies turbidíticas arenosas más potentes y masivas y las facies arenoso-pelíticas y pelítico-arenosas finamente estratificadas.
- corrientes tractivas que producirían facies tipo B₂ y E.
- transporte en masa, que produciría depósitos de debris flow y facies caóticas.

En la columna levantada pueden reconocerse en detalle seis tra-

mos sin límites netos en los que existe, a grandes rasgos, un predominio de determinadas asociaciones de facies:

I. Sobre un tramo de facies pelíticas comienzan a intercalarse, en la parte basal de la columna, facies arenosas, en parte tractivas y de escasa potencia, para terminar con un paquete de varios m (10 m) de facies arenosas masivas o con escasas estructuras y a veces amalgamadas.

II. Encima se observa un tramo (16 m) constituido por facies turbidíticas diluidas de pequeña potencia («thin bedded turbidites», TBT'S) entre las que se intercalan abundantes facies tractivas arenosas del tipo B₂.

III. Tramo bastante potente (100 m) en el que dominan las facies turbidíticas densas alternándose con facies diluidas y ocasionalmente con facies conglomeráticas y tractivas. En su interior también puede verse cierta ciclicidad.

IV. De nuevo se superpone un tramo (27 m) con un neto predominio de facies turbidíticas diluidas (TBT'S) y facies tractivas B₂ y E, con ocasionales intercalaciones de facies turbidíticas arenosas densas y algún conglomerado.

V. Encima se encuentra un nuevo tramo (27 m), en el que si bien existe una gran abundancia de turbiditas finamente estratificadas (TBT'S) éstas están intercaladas entre facies arenosas densas pero que no constituyen potentes acumulaciones, presentándose ocasionalmente alguna facies conglomerática y tractiva.

VI. La Secuencia finaliza con otro tramo (46 m) en el que se registra un predominio de facies pelítico-arenosas (TBT'S) entre las que se intercalan facies E y B₂ en varios niveles de escasa potencia y ocasionalmente facies caóticas y arenoso-pelíticas, algunas con geometría canalizada, pudiendo reconocerse varios ciclos.

Así pues, en líneas generales se distinguen dos grupos de tramos con una asociación de facies diferentes y bien definida. En los tramos I, III y V predominan los materiales depositados por corrientes de turbidez densas y diluidas junto con las facies conglomeráticas en distintas proporciones y escasas facies tractivas. En cambio, en los tramos II, IV y VI existe un predominio de facies turbidíticas diluidas asociadas a facies tractivas. Dicha distribución alternante corresponde a

la dinámica interna que regula la sedimentación turbidítica en la cuenca, en la cual los sucesivos períodos de cambios relativos de nivel del mar van a producir consecuentemente unos ciclos de facies determinados dentro de cada área. De este modo, en los momentos de mayor bajada relativa del nivel del mar las facies tractivas representan el registro de gran cantidad de corrientes de turbidez que pasaron por esta zona y probablemente dejarían su depósito arenoso denso en zonas más alejadas. Posteriormente las facies más diluidas en dichas corrientes se depositarían sobre las facies tractivas, constituyendo las TBT'S. Siguiendo el mismo esquema, la superposición de tramos con predominio de facies turbidíticas arenosas densas y facies conglomeráticas sobre las anteriores, representa el registro de períodos del nivel del mar más alto que en la etapa anterior, en los que los flujos turbidíticos depositaron sus materiales allí donde anteriormente había ocurrido un «by-passing» de corrientes similares.

De todo ello se deduce que la sucesivas secuencias positivas observadas a gran escala corresponden a otros tantos períodos de cambios relativos en el nivel del mar dentro de la cuenca turbidítica.

B. Sobre los términos descritos de la Unidad inferior se disponen unas bandas constituidas por facies pelíticas negras carbonosas que corresponden a la Unidad Superior. Estas tienen escaso desarrollo en esta Hoja, localizándose especialmente en el límite sur-central de ella. Dichas facies presentan un aspecto masivo o con finas laminaciones contenido en algunos lugares clastos o nódulos fosfatados y silíceos aislados. En ocasiones se observa asociado a estas facies unas rocas anfibólicas y cuarcitas anfibólicas), probablemente de origen volcánico, y algunos tramos pizarrosos y arenosos de colores más claros.

Petrografía

Desde el punto de vista petrográfico el grupo litológico mas abundante lo constituyen las pelitas, con neto predominio sobre las areniscas, conglomerados y rocas anfibólicas.

Rocas pelíticas

Se trata de rocas con textura blastopelítica, a veces lepidoblástica, constituidas esencialmente por una fina masa de filosilicatos (se-

ricita, clorita, biotita) con proporciones variables de cuarzo de tamaño limo o arena muy fina. Se distinguen varios tipos según la mineralogía predominante: meta-pelitas biotítico-sericiticas, sericitico-biotíticas, sercíticas y carbonosas. En todas ellas la proporción de cuarzo es escasa, salvo en las pelitas arenosas y en las alternancias arenoso-pelíticas donde es mayor del 10 %. Como minerales accesorios suelen presentarse feldespatos, moscovita, turmalina, opacos, circón, ilmenita y apatito. La turmalina se encuentra tanto como mineral detritico o como cristales idiomórficos aislados crecidos autigénicamente entre la masa pelítica.

En algunas pelitas destaca la presencia de material carbonoso, con escaso cuarzo y abundante pirita junto con algunos clastos o nódulos fosfatados y silíceos. La pirita es autígena y se presenta en masas irregulares o en cristales idiomórficos que a menudo han sido parcial o totalmente sustituidos por cuarzo±clorita. Los nódulos o clastos fosfatados son de morfología irregular y tamaño no mayor de 1,5 cm, y están constituidos por un agregado de masas subredondeadas de color negro y opacas, entre cuyos intersticios se encuentra biotita, turmalina y a veces cuarzo. Dichas partículas han sido descritas a partir de análisis químico y difracción de Rayos X como fragmentos fosfatados ricos en materia orgánica por RODRIGUEZ ALONSO (1982). Ocasionalmente se encuentran nódulos de chert de varios cm de diámetro, compuestos mayoritariamente por cuarzo microcristalino con menor proporción de clorita, teñida por minerales de hierro. Además se aprecian cristales de pirita parcial o totalmente sustituidos por clorita o por un mosaico de cristales de cuarzo de mayor tamaño.

Entre las estructuras más frecuentes observadas en las pelitas destacan la laminación paralela y oblicua de potencia milimétrica, marcada por diferencias en el tamaño de grano o en la composición. Dichas laminaciones pueden ser continuas o discontinuas y en general están definidas, ya sea por un cambio gradual en la granulometría desde los términos limo o arena muy fina hasta arcilla exclusivamente o con escasa proporción de limo, o bien por una alternancia de láminas ricas en filosilicatos y otras en las que predomina el cuarzo o la materia orgánica. El contacto entre las distintas láminas puede ser gradual o neto, plano o marcado por superficies erosivas o de deformación por carga. Tales características indican una sedimentación en un medio tranquilo con algunas corrientes tractivas y en ocasiones un medio reductor.

En general, la deformación ha producido una orientación más o

menos fuerte de la masa principal de filosilicatos que define la esquistosidad visible en el campo. Además el metamorfismo regional ha desarrollado, posteriormente a la esquistosidad, una blastesis de biotita y clorita poiquiloblásticas y de mayor tamaño que el resto de los filosilicatos. Estos se orientan en ocasiones perpendiculares a la dirección de S_1 , coincidiendo en algunas muestras con una crenulación posterior.

Por otro lado, el metamorfismo de contacto desarrollado alrededor de las masas graníticas confiere a estas rocas una textura maculosa debida a la formación de una blastesis poiquiloblástica generalmente de cordierita y/o andalucita, de los que en la actualidad casi sólo se observan sus productos de alteración.

Grauvacas

Entre las rocas con granulometría arenosa se han reconocido distintos términos: meta-grauvacas cuarzosas, feldespáticas y líticas y alguna cuarcita.

En general, se trata de rocas con textura blastosamítica constituida por granos de tamaño predominantemente fino a medio, con un sorting moderado a pobre. El esqueleto está compuesto mayoritariamente por cuarzo, con proporciones variables de feldespatos y FR.

El cuarzo es en su mayor parte monocrystalino con extinción recta y ondulante, presentando a veces resquebrajamiento interno que recuerda a algunos tipos de cuarzo volcánico o subvolcánico. También se encuentra cuarzo policristalino grueso y de los tipos metamórfico recristalizado y esquistoso de Krynnine.

Entre los feldespatos destaca el predominio de las plagioclasas sobre el feldespato potásico, reconociéndose ocasionalmente clastos constituidos por cuarzo y feldespato en intercrecimiento simplectítico con textura mirmequítica.

Entre los FR se han distinguido diversos tipos:

- FR volcánica con textura traquítica, microcristalina o granofídica.
- FR pelítica y limolítica, ya sea como intraclastos o extraclastos.

- FR ígnea (cuarzo+feldespatos) y FR de cuarzo microcristalino±clorita.

El material intersticial está constituido por un agregado de filosilicatos (sericitita, clorita, biotita) y cuarzo. Puede tratarse en parte de material detrítico recristalizado, pero en buena proporción se trata tanto del producto de la disgregación de FR metaestables como el resultado de una cementación filosilicatada inicial con texturas de tipo «clay-coat».

Como minerales accesorios más frecuentes se reconocen: turmalina, circón, apatito, xenotima y opacos.

Las estructuras sedimentarias observadas al microscopio son las laminaciones, paralelas y oblícuas, constituidas por finas intercalaciones de láminas pelíticas en las que abundan los filosilicatos con escaso cuarzo.

Las características señaladas permiten sugerir para estas rocas un área madre múltiple, volcánica, sedimentaria, metamórfica de bajo grado e ígnea.

La deformación y el metamorfismo regional han originado una recristalización general de las rocas junto con una orientación del material intersticial y a menudo la formación de algunas superficies estilolíticas irregulares por disolución-presión. Además, se ha originado una blastesis de biotita y clorita.

Conglomerados y brechas

En este grupo cabe distinguir dos tipos de rocas:

1. Metaconglomerados polimicticos.
2. Metaconglomerados brechoides, brechas y metapelitas brechificadas.
1. Se trata de conglomerados con textura blastosefítica constituida por clastos heterométricos, generalmente muy redondeados, aislados entre abundante matriz pelítica o pelítico-arenosa.

Entre los clastos se encuentran en mayor abundancia los FR pe-

lítica y arenosa (feldespática y cuarzosa). En los primeros reconoce una orientación interna de los filosilicatos diferente a la existencia en la matriz, lo cual indica una procedencia de un área que había sufrido un cierto grado de deformación. Sin embargo, algunos FR pelíticos que no presentan esta característica y que poseen un límite externo mas difuso podrían tratarse de intraclastos. En proporción relativamente abundante se observan clastos de cuarzo mono y policristalino de los tipos metamórfico recristalizado y esquistoso de Krynine. Finalmente, en proporción escasa, se reconocen FR ígnea (cuarzo+feldespato) y volcánica con textura traquítica.

La matriz puede ser esencialmente pelítica o pelítico-arenosa. En ella se reconocen 2 tipo de granulometrías: una fracción gruesa, que abarca los tamaños desde limo hasta arena muy gruesa (constituida por cuarzo con menor proporción de feldespato y FR), y una fracción fina formada predominantemente por sericitita y clorita. Otros minerales accesorios presentes son: moscovita, opacos, turmalina, circón, xenotima y apatito.

Las características texturales señaladas son las correspondientes a los depósitos de debris flows, que han sufrido un transporte en masa y una sedimentación muy rápida.

Por otro lado, las características mineralógicas de los clastos sugieren un área madre múltiple relativamente cercana para los FR metaestables y lejana para los de cuarzo. Dichos clastos habrían experimentado previamente un cierto grado de retrabajado por las corrientes que les permitiera adquirir su alto grado de redondeamiento antes de ser englobados en el debris flow que los transportó.

El metamorfismo y la deformación originaron una recristalización en todo el conjunto, además de una orientación de los filosilicatos de la matriz y la formación de una blastesis de biotita, clorita y en un sólo caso de cloroide. En ocasiones se observa una débil crenulación posterior y una textura maculosa cuando han sido afectados por el metamorfismo de contacto.

2. Se trata en unos casos de brechas propiamente dichas y en otros de conglomerados brechoides que corresponden en conjunto a las facies conglomerático-caóticas en el campo.

Son rocas con una textura blastosefítica constituida por fragmentos heterométricos en un material intersticial generalmente pelítico

(sericitita, biotita y algo de cuarzo) y escaso, a menudo muy difícil de diferenciar de los propios clastos.

Entre los fragmentos predominan los de roca pelítica, unos con límites difusos y aplastados y otros con límites netos y una orientación preferencial de los filosilicatos en su interior distinta de la existente en el material intersticial. En menor proporción se encuentran FR arenosa con morfología desde subredondeados a muy angulosos y con límites netos, o bien difusos. Ocasionalmente también se reconocen granos de cuarzo redondeados.

Las características texturales y mineralógicas de los clastos permiten concluir que en muchos casos se trata de intraclastos; éstos procederían de la fragmentación de materiales con diferente grado de compactación original y por tanto, con un comportamiento mecánico distinto, más plástico o más rígido, pudiendo englobar incluso bloques arenosos métricos en su interior (observados en el campo). Dichos fragmentos habrían sufrido un transporte escaso. Sin embargo, la morfología y características internas de otros clastos indican un origen claramente externo a la cuenca. Todo ello parece sugerir que se trata de materiales depositados en un momento y zona dentro de la cuenca de gran inestabilidad; de este modo, parte de los sedimentos previamente depositados y con distinto grado de consolidación, sufrierían una brechificación importante y serían deslizados hacia zonas más bajas. En ocasiones podrían englobar o ser englobados por otros materiales procedentes del exterior de la cuenca que estaban siendo transportados en masa.

La deformación y el metamorfismo produjeron una recristalización de todo el conjunto, orientando la masa principal de filosilicatos y desarrollando una blastesis de biotita y clorita. Ocasionalmente se observa una crenulación posterior.

Rocas anfibólicas

Se incluye en este grupo un conjunto de materiales con características muy específicas que se encuentran interestratificadas tanto en los niveles superiores de la Unidad Inferior como en los niveles más bajos en la Unidad Superior y que fueron descritos en el área de las Hurdes-Sierra de Gata por Rodriguez Alonso (1982). En la presente Hoja se han encontrado asociados a las bandas de pizarras negras habiéndose distinguido dos tipos desde el punto de vista macroscópico:

1. Masas estratificadas de color gris claro o beige de potencia variable (7 cm-1 m) que presentan disyunción en bolas o están constituidas por un conjunto de bloques redondeados u ovalados que se descaman concéntricamente. En ambos casos, las partes internas son de color gris oscuro y de gran dureza, mientras que las externas son más deleznables y algunas veces se observa una disminución notable del tamaño de grano respecto a las anteriores, si bien la mineralogía a simple vista suele ser común: presencia de anfíboles fasciculares y pirita en una masa de grano muy fino.

Al microscopio las partes internas están constituidas en algunos casos por anfibolitas en las que el componente principal es el anfíbol (del grupo de la actinolita-tremolita) con textura fascicular; entre dichos cristales se encuentran otros de zoisita-clinzoisoisita equigranulares y escasa proporción de cuarzo, calcita y biotita.

Las zonas periféricas están formadas por una masa microcristalina de plagioclasa, sericita y cuarzo, en la que los opacos y algunos cristales de epidota y calcita dibujan unas bandas irregulares; en alguna muestra se observa mayor proporción de sericita y minerales micáceos orientados. Sobre estas bandas se disponen abundantes cristales fasciculares de anfíbol (actinolita-tremolita) y otros casi idiomorfos de clinozoisita frecuentemente maclados. Como minerales accesorios se encuentran esfena, epidota, opacos, moscovita y clorita. En ocasiones las zonas centrales presentan estas mismas características, con un ligero aumento del tamaño de los cristales anfibólicos. Hay que señalar que el cuarzo es normalmente escaso y microcristalino, pero en alguna muestra es de tamaño mayor y con apariencia de detrítico.

2. Masas estratificadas de color negro y de grano muy fino alternando con otras del mismo color y de grano más grueso, en las que sólo se observa a simple vista una abundancia de anfíboles fasciculares. La potencia máxima observada del conjunto es de 3,5 m.

Al microscopio presentan una textura microcristalina y fascicular en la que los opacos, calcita y epidota se disponen en finos agregados alineados, dibujando a veces formas caóticas o un bandeados semejante al existente en el tipo anterior. La masa microcristalina está constituida por un agregado de feldespato con escaso cuarzo; sobre ella se encuentran en unos casos fascículos anfibólicos (actinolita-tremolita) y clinozoisita en cristales idiomórficos, a veces zonados, o agregados irregulares, junto con epidota y opacos. En otras muestras

la presencia de actinolita-tremolita es escasa y se encuentra biotita en pequeños cristales idiomorfos, algunos transformados a clorita; además clinzoisita asociada a clorita y opacos.

Dada la semejanza mineralógica e incluso textural de ambos tipos, su asociación en el campo y su relación con otras areniscas de carácter volcanoclástico que presentan asociaciones mineralógicas idénticas y a la vista de algunos resultados de análisis químicos, se ha propuesto un origen volcánico básico de carácter calcoalcalino para este tipo de rocas, RODRIGUEZ ALONSO (1982).

Correlación con otras áreas

A nivel regional los metasedimentos del C.E.G. aquí presentados pueden correlacionarse con la Formación Monterrubio (La Unidad Inferior) y la parte inferior de la Formación Aldeatejada (Unidad Superior) descritos por DIEZ BALDA (1982) para la zona SW de Salamanca.

Hacia el S. y dentro de la provincia de Cáceres, los sedimentos del C.E.G. en general, tienen las mismas características que las descritas para el Miembro Inferior, si bien a nivel puntual existen pizarras negras que pudieran indicarnos el paso al Miembro Superior aflorante ya en esta Hoja, MARTIN HERRERO, D. et al. (1978-1984), BASCONES ALVIRA, L. et al. (1978-1984); CORRETGE CASTAÑON, L. G. et al. (1981).

Asimismo, existe una gran semejanza litológica de estos materiales con el Alcudiense inferior de los Montes de Toledo, HERRANZ et al. (1977); SAN JOSE LANCHA (1980, 1983).

Finalmente, en relación con los materiales del C.E.G. aflorantes en Portugal hay que destacar la semejanza de la Unidad Inferior de este trabajo con los denominados Esquistos de las Beiras, SHCERMERHORN (1955); a su vez parte de la Formación de Baterias, BERNARDO DE SOUSA (1981, 1982) podría correlacionarse con la Unidad Superior aflorante en esta Hoja.

Bioestratigrafía

Los microfósiles encontrados no permiten precisiones bioestratigráficas debido a su amplio rango de edades; sin embargo hasta el

presente dicha asociación siempre ha aparecido en zona asimilables al núcleo de las antiformas precámbryicas del centro de la Península Ibérica.

En conjunto dentro de las formas encontradas podemos distinguir los siguientes tipos:

Formas solitaria de pared lisa que son similares a las FORMAS A (MANSUY, 1983) que son sinónimas a *Palaeocryptidium cayeuxi* DEFLANDRE, 1955), con una amplia distribución en el Brioveriense francés (RIFEENSE SUP.-VENDIENSE).

- Formas en racimos que serían equivalentes a las FORMAS D (MANSUY, 1983) con una edad similar a las anteriores y que se podrían considerar como una asociación de las anteriores formas pudiendo incluso ser hasta la misma especie. También se pueden asimilar a *Synsphaeridium* sensu TIMOFEEV de amplia distribución (Precámbrico-Paleozóico). Hay dentro de estas formas algunos ejemplares que tienen sus cápsulas soldadas y de menor tamaño y son similares a las formas descritas por TIMOFEEV como *Symplassosphaeridium*, de edad Rifeense-Cámbrico, sin embargo, como ya hemos adelantado por sus características, parece más prudente incluirlas en el TIPO D.
- Formas con procesos angulosos o giberosos, dando incluso formas aberrantes. Algunos de estos ejemplares los hemos asimilado en otros informes a *Eomicrhystridium* sp. Aunque también podrían deber sus formas al crecimiento de cristales dentro de la vesícula (hecha corriente en microfósiles orgánicos), lo cual nos induce a manejar con cautela este grupo.

Formas con procesos giberosos se han citado en la Formación KONGSFJOOR, en la Península de Varanger, que es una formación flyschturbidítica (VIDAL Y SEIDLECKA, 1983) con una edad Rifeense superior.

- *Bavlinella faveolata* (SHEPELEVA, 1892) VIDAL 1976 con cápsulas inferiores e igual o mayores de 1 μ . La abundancia de esta especie ha sido utilizada como indicativa de edad VENDICA, en gran parte del mundo, sin embargo, se ha observado que pasa al Cámbrico Inferior por lo que su valor Bioestratigráfico hay que tomarlo con precaución. En España se ha observado una gran abundancia de esta especie, en los tramos Superiores de la Unidad Conglomerática en Coria, LIÑAN Y PALACIOS (en prensa), en el Olistostroma del Membrillar, PALA-

CIOS (1983), en la Formación San Jerónimo Córdoba, LIÑAN y PALACIOS (1983), y se ha dado una edad VENDICA, si bien Bavlinella con cápsulas mayores de 1 micra sin asociar a las que tienen un tamaño igual a 1 micra o menor, sólo se han observado en los tramos más bajos de la Unidad Conglomerática, LIÑAN y PALACIOS (en prensa).

Leiosphapsidia sup.—Es una especie que comienza abundar en el Cámbrico si bien hay representantes de este especie desde el Rifeense Superior

¿*Octoedryxium* sp?—Este género es específico del Vendico inferior, sin embargo, y por desgracia los ejemplares que aparecen no son lo suficientemente claros como para poder diagnosticarlos.

En función de estos datos los dos tramos que constituyen la Unidad Conglomerática que aflora en estas hojas, representarían una edad: RIFEENSE SUPERIOR-VENDICO para el Tramo Inferior y Vendico para el Tramo Superior.

1.2. PALEOZOICO

Los únicos sedimentos de edad paleozoica que aparecen en el marco de la Hoja de Casar de Palomero (11-23), se sitúan en el área centrosur en la Sierra de Dios Padre, formando un pequeño sinclinalio de primera fase hercínica, muy modificado por el sistema de fallas tardihercínicas. También es de destacar la presencia de un metamorfismo de contacto, que afecta a algunos niveles, producido por la intrusión de los granitos pertenecientes a la Unidad Béjar-Plasencia.

1.2.1. Ordovícico inferior

Toda la serie sedimentaria que configura el sinclinalio de la Sierra de Dios Padre, la suponemos de edad Ordovícico inferior por correlación con las series ordovícicas existentes en las diferentes sierras de la zona extremeña, ya que no se han encontrado restos de fauna en ninguno de los cortes y muestreros realizados.

Se distinguen cinco unidades litoestratigráficas (Figura 2) que han sido diferenciadas cartográficamente y que de muro a techo, son las siguientes:

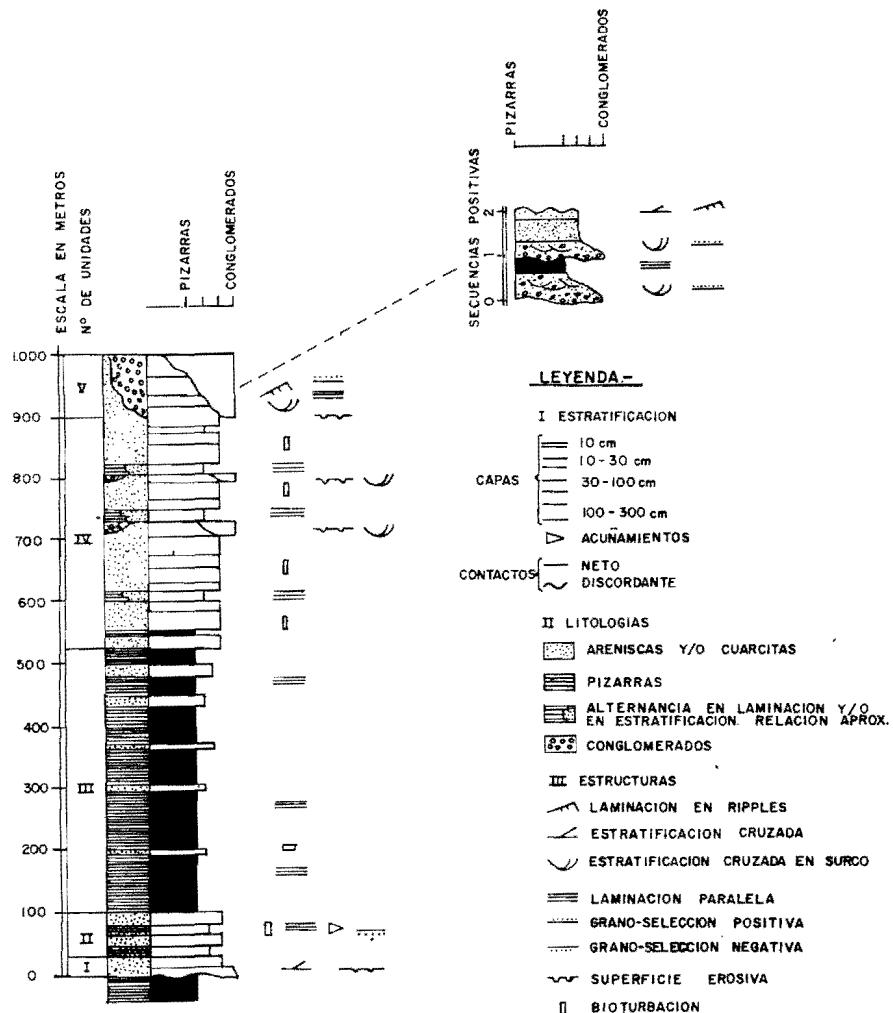


Figura 2. Perfil sedimentológico de las distintas unidades del Ordovícico inferior en la Sierra de Dios Padre.

1.2.1.1. Cuarcitas y cuarcitas microconglomeráticas (Unidad I) (9)

Constituye la Unidad inferior de los depósitos ordovícicos y se apoya discordantemente sobre el Complejo Esquisto-Grauváquico. Su potencia es de 28 a 30 metros. Está formada por cuarcitas blancas o blanco grisáceas de grano medio a grueso, estratificadas en bancos de 0,60-0,80 m a 1 m. En la base son microconglomeráticas apareciendo cantos o gravas de cuarzo blanco dispersos con diámetros medios de 1 cm, llegando a alcanzar los 2-3 cm. Localmente presentan estratificación cruzada planar a media escala.

Pueden considerarse como los primeros sedimentos ordovícicos transgresivos propios de ambientes litorales, e incluso continentales.

Al microscopio se han identificado como cuarcitas con textura granoblástica con cuarzo como mineral esencial y con escasos fragmentos de roca. El material intersticial está formado por cuarzo y sericita, principalmente.

1.2.1.2. Cuarcitas y areniscas (Unidad II) (10)

Su característica más destacable es la presencia de una fuerte bioturbación vertical debida a Skolithos concentrada, sobre todo, en algunos términos cuarcíticos. Tiene una potencia de unos 70 metros. La integran cuarcitas de grano fino a medio y areniscas y cuarcitas grises de grano fino.

Las cuarcitas aparecen en bancos que van de 0,10 a 1 m. Presentan laminación paralela y superficies de estratificación que se pierden lateralmente. Las huellas de actividad orgánica son muy notables en algunos tramos. Las areniscas y cuarcitas de tonos grises más oscuros, aparecen tableadas y laminadas.

Estas litologías se ordenan dando secuencias negativas de 4 a 5 m de potencia en las que el tamaño de grano y el espesor de las capas aumenta a techo. Se inician por areniscas y cuarcitas tableadas que, progresivamente, pasan a cuarcitas.

La intensa bioturbación, unido al carácter de las secuencias, hace pensar en ambientes litorales o sublitorales, en los que habría desarrollo y progradación de barras.

Al microscopio se han reconocido cuarcitas con textura granoblás-

tica-blastosómática. Su componente esencial es el cuarzo y presenta escasa proporción en fragmentos de roca, sericita y feldespato. El mineral intersticial más común es la sericita. Todo el conjunto ha sufrido una fuerte recristalización y, a veces, también, una tectonización.

1.2.1.3. Pizarras, cuarcitas y areniscas (Unidad III) (11)

En conjunto es poco visible, debido a la presencia de continuos derrubios de ladera. Su potencia se estima en unos 425 m y su composición es bastante compleja desde el punto de vista litológico. Está formada por pizarras grises oscuras, limolitas, areniscas, y cuarcitas de grano fino. Hay un predominio de pizarras en la Unidad, pero aparecen tramos donde los términos arenosos o cuarcíticos alternan, a nivel de lámina, con pizarras y limolitas, constituyendo en conjunto una facies heterolítica. Se distinguen laminación paralela de ripples y bioturbación horizontal, sobre todo en los tramos próximos al techo, en donde son más abundantes los paquetes de cuarcitas y areniscas.

En conjunto, esta unidad puede considerarse propia de una plataforma marina compleja donde predomina la decantación y a la que llegan aportes arenosos esporádicos. Esto sugiere o hace pensar en su diversificación en una plataforma marina abierta y en una plataforma más litoral.

Al microscopio, se han reconocido principalmente:

- Metapelitas oscuras con textura blastopolítica, compuestas principalmente por filosilicatos (sericita-moscovita) y cuarzo de tamaño limo o arena muy fina.
- Metapelitas bandeadas con características análogas a las descritas anteriormente. La única diferencia es la presencia de un bandeados debido al diferente contenido en filosilicatos y cuarzo.

1.2.1.4. Cuarcitas blancas (Unidad IV) (12)

Tiene una potencia de unos 425 m y está constituida fundamentalmente por cuarcitas blanquecinas de grano fino a medio bien estratificadas en bancos cuyo espesor oscila entre los 5 y los 60 cm. Es frecuente que estén bioturbadas por Scholitus. Constituyen tramos de unos 15-20 m de potencia que dan resalte separados por té-

minos de grano más fino en los que se distinguen pizarras y areniscas y cuarcitas tableadas.

En todo este tramo se observan algunos conglomerados, que aparecen en paquetes cuya potencia es de 2 a 3 m, y que dan geometrías de canal. Están formados por cantos y bloques de cuarcita muy bien rodados, con longitudes máximas de 0,50 m, incluidos en una matriz arenosa cuarcítica escasa.

Al microscopio se han reconocido principalmente:

— Cuarcitas con textura granoblástica-blastosamítica, constituida por clastos subredondeados o redondeados de tamaño variable. El esqueleto está formado por cuarzo mono y policristalino con escasos fragmentos de roca y cuarzo microcristalino. Como material intersticial se reconoce, en primer lugar, una cementación temprana de sílice. En segundo lugar, se observa una cementación muy parcial de filosilicatos (sericitia y clorita). En algunas muestras se observa la existencia, en cuarzos, de inclusiones de rutilo en finas agujas.

Metapelitas arenosas bandeadas con textura blastopelítica compuesta por filosilicatos (sericitia+moscovitas) y cuarzo. Las bandas quedan definidas por el diferente contenido en uno de los dos componentes.

— Metagrauvacas cuarzosas con textura blastosamítica donde el esqueleto está formado esencialmente por cuarzo, observándose la existencia de partículas con un núcleo de minerales de hierro rodeado de biotita y moscovita.

1.2.1.5. Conglomerados (Unidad V) (13)

Presenta una potencia entre 0 y 100 m y se apoya en discordancia sobre la unidad anteriormente descrita.

Está constituida fundamentalmente, por conglomerados potentes, y aparecen areniscas, cuarcitas grises y pizarras, subordinadas. Los primeros son ortoconglomerados polígenicos con cantos de cuarcita, cuarzo y esquistos, en orden de importancia. Su centímetro es del orden de 10-15 cm. Aparecen bien redondeados y únicamente en la base, hay cantos angulosos y subangulosos. Están incluidos en una matriz arenosa de tonos grises. Forman paquetes cuya potencia varía entre

0,50 y varios metros. Presentan granoselección positiva y ordenación de los clastos. Las cuarcitas y areniscas son de tonos grises, grano medio a grueso bien calibradas y se encuentran estratificadas en bancos de 0,20 a 0,50 metros, con cantes dispersos ocasionales. Presenta como estructura fundamental la laminación paralela y también superficies y laminación de ripples.

En conjunto, esta unidad puede considerarse una megasecuencia positiva en la que hacia techo, hay tendencia a la disminución de la potencia de los tramos de conglomerados, tamaño de grano de los cantes y aumento de los términos más arenoso-cuarcíticos y pizarrosos.

Dentro de este conjunto, se han observado secuencias menores de carácter granodecreciente con potencias de 0,70 a 1,10 metros, constituidas por 2 ó 3 términos. El primer tipo (Figura 2), está formado por un término de ortoconglomerados con gradación positiva separados en la base por una superficie neta y culminando en pizarras. El segundo tipo presenta dos variantes: la primera (1 a 10 m de potencia), se inicia también por una superficie neta probablemente erosiva sobre la que se apoyan arenas de grano grueso con cantes dispersos y con granoselección positiva que pasa a cuarcitas masivas y areniscas con laminación paralela o cruzada muy tendida que culminan con una superficie de ripples. La segunda (0,70 metros de pot.) comienza por un término conglomerático y pasa en transición a areniscas o cuarcitas con laminación paralela que terminan también con una superficie de ripples.

En conjunto, estos tipos de secuencias, se pueden atribuir a depósitos continentales de origen aluvial.

Esta unidad sería equivalente a la situada en la base de la «cuarcita armoricana», en la Sierra de Cañaveral y es por ello, que suponemos para toda la serie paleozoica, descrita en este apartado, una edad Ordovícico inferior.

1.3. ROCAS PLUTONICAS

Como ya se mencionó en los apartados de INTRODUCCION y ESTRATIGRAFIA, las rocas plutónicas aflorantes en la presente Hoja pertenecen a tres batolitos bien diferenciados y cuyas características generales y tipos de facies existentes se expondrán en los siguientes apartados.

1.3.1. Unidad granítica Béjar-Plasencia

Sus afloramientos se sitúan en el límite sur de la Hoja y son una continuación de los existentes en la Hoja 11-24 (Montehermoso) y que a su vez presenta, en general, características similares a los que ocupan la Hoja 12-24 (Plasencia), si se atiende a los aspectos macroscópicos tomados globalmente.

No obstante, hay algunas diferencias que en gran medida deben estar condicionadas por el hecho de que en la Hoja que aquí se considera, y en la de Montehermoso (11-24), la masa granítica está intruida en niveles más altos que en la de Plasencia (12-24) donde, en parte, se encuentra en contacto directo con migmatitas y son relativamente frecuentes los enclaves y restos de estas rocas.

La consideración conjunta de las tres Hojas (11-23, 11-24 y 12-24) ha permitido establecer que este tipo de enclaves y restos disminuye hacia las dos primeras, de forma que en los dos tercios occidentales de la masa granítica de la Hoja núm. 11-24 y en la presente no se han encontrado dichos enclaves y son frecuentes, sin embargo, enclaves de rocas metamórficas de grado más bajo cuyos tamaños no suelen sobrepasar una escala centimétrica.

Otra diferencia, aparente hasta el momento, es que no se han encontrado tampoco enclaves o diques de rocas básicas que, si bien en escaso número, si se han localizado en la Hoja núm. 12-24 (Plasencia).

Es de destacar también el incremento gradual de contenido en moscovita hacia los sectores occidentales de la Hoja núm. 11-24, que unido a la pérdida de carácter porfídico y a un ligero aumento en el tamaño de grano, ha permitido establecer una facies de dos micas diferente de la masa general y una facies marginal de granito moscovítico. Estas características se continúan en los afloramientos de la Hoja que nos ocupa.

Pueden considerarse, por tanto, tres tipos de rocas graníticas:

- Granitos de dos micas (\pm sillimanita \pm andalucita) con carácter porfídico variable.
- Granitos de dos micas no porfídicos (\pm sillimanita \pm andalucita) con predominio de moscovita.
- Granitos moscovíticos.

1.3.1.1. Granitos de dos micas (\pm sillimanita \pm andalucita) con carácter porfídico variable (5)

Son los granitos de más amplia representación y tal como se ha señalado constituyen la continuación de los granitos de dos micas considerados en la Hoja núm. 12-24 Plasencia, UGIDOS et al. (1983), si bien se hace necesario matizar que en la presente Hoja, así como en la de Montehermoso (11-24), la sillimanita se encuentra en proporciones menores y que en los dos tercios occidentales aparece además andalucita, mineral que no se había encontrado en la masa granítica de la Hoja núm. 12-24. Otro aspecto es que, al igual que en los sectores occidentales de la hoja de Plasencia, se da una mayor homogeneidad de tamaño de grano, así como de facies que son predominantemente porfídicas.

Desde un punto de vista mineralógico presentan la siguiente composición:

- Cuarzo: en cristales irregulares de tamaños variables independientes de otros minerales. Otros tipos minoritarios son: en formas redondeadas incluidas en plagioclasas; asociado a feldespato potásico en disposición anastomosada o en incipientes texturas gráficas, asociado a moscovita también en formas anastomosadas en las que puede participar feldespato potásico; en formas de límites regulares dispuestos en relación con planos cristalográficos de plagioclasas y feldespato potásico; formando parte de texturas mirmequíticas, si bien este tipo es muy poco frecuente y siempre con escaso desarrollo.
- Plagioclasas: generalmente con zonado difuso directo y hábito euhedral-subhedral. Variable grado de alteración a sericitia que tiene lugar principalmente en zonas centrales. Los contenidos en anortita oscilan en torno al 25 % como valores máximos en el interior de los cristales y entre el 12 y el 8 % en las zonas de borde. Presentan inclusiones de biotita, cuarzo, moscovita, andalucita, circón y apatito. Aparentemente incluyen también feldespato potásico, si bien en muchas ocasiones no está claro si se trata realmente de inclusiones o de un efecto corrosivo de este mineral sobre el primero.
- Feldespato potásico: en cristales de tendencia euhedral que llegan a tamaños de 4-5 cm como más frecuentes, en las facies porfídicas. También en cristales irregulares intersticiales. En general pertítico. Puede incluir a todos los otros componentes minerales.

- Biotita: en láminas subhédrales-anhédrales con cantidades variables de inclusiones de apatito, circón y opacos. Son muy escasos los cristales con sillimanita. Como alteraciones presenta clorita, rutilo y, con menos frecuencia, anatasa.
- Moscovita: predominantemente bajo la forma de láminas irregulares independientes o asociadas a fibrolita y andalucita. También anastomosada con cuarzo y feldespato potásico. El contenido en este mineral es variable, si bien creciente hacia las zonas noroccidentales del granito.
- Andalucita: mineral accesorio frecuente en las zonas centrales y occidentales de la masa granítica general. Se presenta generalmente en cristales anhédrales pero también es posible observar algunos euédrales-subhédrales. Muestra un grado variable de alteración a moscovita.
- Sillimanita: se encuentra en general bajo la forma de fibrolita con acusada transformación en moscovita.

Otros minerales accesorios son: apatito, circón, opacos, clorita, rutilo, anatasa, turmalina y, ocasionalmente, cordierita totalmente transformada en pinnita.

1.3.1.2. Granito de dos micas no porfídico (\pm sillimanita \pm andalucita) con predominio de moscovita (6)

Tal como se ha señalado esta facies se encuentra en el borde del granito antes descrito, con el que muestra una transición gradual por lo que no es posible situar un límite neto entre ambos tipos de rocas. Macroscópicamente se caracteriza por presentar un tamaño de grano ligeramente superior, mayor contenido en moscovita que en biotita, aspecto equigranular y transición gradual a granitos moscovíticos.

El estudio microscópico revela características mineralógicas que acentúan las diferencias observadas macroscópicamente en relación con la masa granítica predominante. Así, la biotita además de ser menos abundante está con frecuencia completamente transformada en clorita, opacos y anatasa, siendo menos frecuente el rutilo. El feldespato potásico es mayoritariamente intersticial o en cristales irregulares, mientras que son más raros los minerales aluminícos, sillimanita y andalucita. Hay una relativa abundancia de turmalina y son frecuentes los minerales de hierro que ocasionalmente tienen la roca de tonos rojizos. El contenido medio en anortita es más bajo.

1.3.1.3. Granito moscovítico (7)

Aparecen asociados a la facies anterior con la que presentan transición gradual. Macroscópicamente se caracterizan por su tono leuocrático, tamaño de grano medio y aspecto equigranular.

Su composición mineralógica es más rica en cuarzo y moscovita que la facies no porfídica, presentándose con frecuencia este último mineral en agregados de numerosos individuos.

La biotita es un mineral accidental que se encuentra generalmente en pequeñas láminas, con frecuencia alteradas a clorita. El contenido en anortita de las plagioclasas puede llegar a valores máximos del orden del 12-15 %, si bien son más frecuentes valores en torno al 5-7 %.

Minerales accesorios frecuentes son: turmalina, minerales de hierro y anatasa, además de los señalados para las otras facies, no habiéndose encontrado andalucita ni cordierita. En el borde más septentrional de la Hoja presentan una textura cataclástica.

Los pequeños apuntamientos del centro de la Hoja (N. de Torrecilla de los Angeles), caen dentro de este mismo grupo y se caracterizan por su textura alotriomórfica heterogranular y cataclástica. Mineralógicamente presentan la siguiente composición:

Cuarzo: en cristales irregulares de tamaños variables con extinción ondulante. Puede presentar inclusiones de cristales irregulares de plagioclasa, biotita y moscovita. Ocasionalmente se presenta incluido en plagioclasas en formas subredondeadas.

Plagioclasas: generalmente bajo la forma de cristales euhedrales-subhedrales no zonados, con algunas inclusiones de biotita, moscovita y topacio. Aparentemente incluyen feldespato potásico, si bien en muchos casos parece claro que se trata de un efecto de corrosión de este último mineral.

Los contenidos máximos en anortita oscilan alrededor del 12 %, siendo frecuentes valores más bajos (5-7 %).

Feldespato potásico: al igual que el cuarzo, en formas irregulares de tamaños variables, con frecuencia de carácter intersticial, que muestran un acusado efecto de corrosión de las plagioclasas. En ge-

neral pertítico y con abundantes inclusiones de los otros componentes minerales.

Moscovita: predomina en láminas anhedrales que en ocasiones forman agregados de varios individuos. A veces, si bien con poca frecuencia, se asocian a restos de fibrolita.

Biotita: constituye un mineral accesorio en proporciones variables y puede faltar por completo. Incluye circón, apatito y minerales opacos. Frecuentemente se altera a clorita y agujas de rutilo.

Otros minerales son: turmalina, opacos, minerales de hierro, rutilo no acicular, anatasia y apatito.

1.3.2. **Unidad plutónica de Gata**

Se trata de la terminación por el SE de la masa granitoide que se extiende por la Hoja limítrofe núm. 10-23 (Gata). Los afloramientos en la Hoja que nos ocupa pertenecen a un solo tipo de facies: granitos biotíticos±moscovita de grano medio a grueso y porfídicos.

1.3.2.1. **Granitos biotíticos±moscovita de grano medio a grueso y porfídicos (3)**

Sus afloramientos originan un berrocal de formas medias y redondeadas con algunos enclaves metamórficos, así como pequeños nódulos constituidos fundamentalmente por biotita. Algunas muestras se pueden considerar como granodiorita pero en otras la cantidad de feldespato potásico crece bastante, sobre todo en forma de megacristales. Estos alcanzan longitudes de 3 a 4 cm y no presentan clara orientación. Se identifican los fenocristales como de alta triclinidad, englobando a los demás constituyentes, incluso a nódulos de pinnita y suele formar pertitas de tipo «vein».

Las plagioclásas son zonales. Se consideran como oligoclasa y tienden a ser euhedrales alcanzando un tamaño intermedio entre el porfirismo del feldespato potásico y el resto de los constituyentes. Hay, sin embargo, neoformación albítica en los bordes de los cristales de otras plagioclásas o del feldespato potásico. También aparecen algunas mirmequitas.

La biotita puede aparecer en láminas bastante grandes, de sección

nes basales y con muchas inclusiones de circón, apatito y opacos. Su alteración a biotita en casi siempre parcial. La moscovita, menos abundante, tiene en su interior restos de andalucita y/o sillimanita desestabilizada. Así mismo, el contacto moscovita-plagioclasas origina una zona muy irregular e imprecisa. Como minerales accesorios, encontramos el topacio, apatito, circón, rutilo, opacos, turmalina, así como andalucita, sillimanita, más los productos de alteración de clorita, pininita, sericita y minerales arcillosos y algunas cantidades escasas de epidota y leucoseno.

1.3.3. Unidad plutónica de Santibáñez

Constituye una pequeña mancha situada en el ángulo SO de la Hoja y que corresponde con la terminación por el E de dicha unidad granitoide que ocupa el extremo suroriental de la Hoja de Gata (10-23).

Los afloramientos de esta unidad en la Hoja que nos ocupa, que terminan bruscamente en una fractura N 50° E de la familia N 30-70° E, con marcada componente horizontal, pertenecen a un único tipo de facies: granitos de dos micas de grano grueso a medio, porfídicos y deformados.

1.3.3.1. Granito de dos micas de grano grueso a medio, porfídico y deformado (4)

Pertenece a la terminación oriental de la Unidad de Santibáñez. Su porfirismo es abundante con fenocristales muy iguales entre sí de tamaños de algunos centímetros y que suelen presentar marginalmente desarrollos mirmequíticos. Como accesorios aparecen, circón, apatito, opacos y rutilo. Menos frecuentemente aparece la sillimanita y siempre dentro de la moscovita.

La orientación de la fábrica es planar y buzante al este, con lo que es paralela a la esquitosidad S_1 , pero con buzamiento mucho menor (15-35°).

1.4. ROCAS FILONIANAS

1.4.1. Diques de cuarzo (2)

Constituyen un importante sistema, tanto a escala regional como en el marco de la Hoja, no obstante, al presentar espesores centimétricos.

tricos o decimétricos no es posible su representación cartográfica. Sólo en casos muy aislados con espesores métricos y cierta continuidad superficial se han marcado en la cartografía.

La génesis de estos diques, que presentan direcciones paralelas o subparalelas a la primera esquistosidad, hay que buscarla posiblemente en la etapa de diagenésis del sedimento con la consiguiente pérdida de agua rica en sílice, o bien se generan durante los primeros estadios del aplastamiento producido por la primera fase de deformación hercínica, o un efecto conjunto de ambos (pérdida de agua rica en sílice por diagenésis y aplastamiento debido a la primera fase). Posteriormente estos diques se «budinan» debido a que constituyen un nivel competente limitado por niveles incompetentes (pelíticos). Este efecto de «boudinage» ha sido comprobado en numerosos puntos en zonas próximas.

Normalmente son rocas casi monominerales formadas por cuarzo y cantidades muy accesorias de hermatites que no llega al 0,5 % en volumen.

El cuarzo cristaliza en forma de grandes placas anhedrales con bordes de grano rectos o débilmente suturados. Tienen una deformación interna intracristalina que se traduce en dos fenómenos: extinción ondulante y poligonización sin que, en ningún caso, lleguen a individualizar subgranos.

La proporción de inclusiones fluidas bifásicas es bastante elevada (aproximadamente 1-2 % del volumen del cuarzo) y se disponen fundamentalmente según dos direcciones.

Algunos diques de cuarzo tienen mineralogía un poco más compleja. Destacan entre otros los constituidos por cuarzo y apatito y cantidades accesorias de clorita, albita, moscovita y feldespato potásico.

Dentro de la aureola de metaformismo de contacto se localizan filones sin entidad cartográfica, que no tienen caja libre definida y que suelen ser irregulares o subdivididos en filoncillos.

Por último, hay que mencionar la existencia a escala regional de diques hidrotermales relacionados con la fracturación tardihercínica que se disponen según las direcciones conjugadas preferentes N 160-170° E y N 30-60° E. Es en este grupo donde se incluyen los «sierreros» muy característicos de esta región.

En este tipo de diques la caja está bien definida con muy escasa potencia en relación a su longitud.

Es frecuente que vaya acompañados de mineralizaciones sobre todo de arsenopirita. Cuando arman en el metamórfico el encajante inmediato se carga de finas agujas de turmalina o bien aparece la andalucita, signo evidente de su alta temperatura.

1.5. ROCAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO

Las rocas afectadas por metamorfismo de contacto, por la intrusión de los diferentes cuerpos graníticos pertenecen al Complejo Esquisto Grauváquico y a los afloramientos más meridionales y occidentales de los sedimentos ordovicicos de la Sierra de Dios Padre.

La extensión superficial de la aureola de metaformismo de contacto se sitúa entre 1.000 y 2.000 m. No obstante, en la zona centro sur de la Hoja su desarrollo es mucho mayor debido probablemente a la relación existente entre la unidad Granítica de Béjar-Plasencia con los apuntamientos de granitos moscovíticos que afloran en el área de Torrecilla de los Angeles.

1.5.1. Sedimentos del C.E.G. afectados por metamorfismo de contacto (1)

Dentro de este grupo se distinguen, principalmente, los siguientes tipos de rocas:

- Pizarras carbonosas maculosas con textura blastopelítica maculosa constituidas generalmente por sericita, moscovita y material carbonoso y abundantes cristales de cordierita desarrollados por acción del metamorfismo de contacto.
- Metapelitas biotíticas maculosas con textura blastopelítica maculosa, constituidas por biotita y sericita y algo de cuarzo. El metamorfismo de contacto se manifiesta en ocasiones sólo por la textura maculosa sin que se haya producido una blástesis determinada.
- Metaconglomerado brechoide maculoso con textura blastosfíctica maculosa, constituido principalmente por fragmentos de roca pelítica con desarrollo de una blástesis de cordierita.

En general, en todas estas rocas afectadas por metamorfismo de contacto, se aprecia una marcada esquistosidad de flujo perteneciente a la primera deformación hercínica.

1.5.2. Sedimentos ordovícicos afectados por metamorfismo de contacto

La intrusión de los granitos pertenecientes a la unidad Béjar-Plasencia ha producido un metamorfismo de contacto, no sólo en los materiales de C.E.G., sino también en parte de los sedimentos ordovícicos que configuran la Sierra de Dios Padre. Dentro de éstos últimos se han distinguido al microscopio, principalmente, dos tipos:

- Cuarcitas con textura granoblástica-blastosamítica con cuarzo como mineral principal, biotita y sericita, en menor proporción. Sobre el conjunto se desarrolla una blastesis de biotita en agregados de cristales.
- Metapelitas arenosas bandeadas maculosas con textura blastopelítica maculosa, constituida, principalmente, por una fina masa de filosilicatos (sericita+biotita+moscovita) y cuarzo, donde destaca una blastesis poiquiloblástica en cristales de biotita.

1.6. CUATERNARIO

1.6.1. Pleistoceno medio

1.6.1.1. Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terraza (14)

Se trata del nivel más alto de terraza que se ha localizado en el ámbito de la presente Hoja. Está relacionado con el río de los Angeles y se sitúa a unos 30 m del cauce actual, en la localidad de Pinofranqueado.

Su composición fundamental son gravas de cuarcitas y areniscas con tamaños medios de 15-25 cm, empastados en una matriz arenosa arcillosa rojo amarillenta.

1.6.2. Pleistoceno superior-Holoceno

1.6.2.1. Cantos angulosos, arenas y arcillas. Derrubios de ladera (15)

Estos depósitos de gravedad se distribuyen por toda la Hoja de una forma bastante continua. No obstante, sólo se han representado en la cartografía en áreas donde presentan mayor entidad y siempre considerando prioritarios los datos estructurales del infrayacente.

Su composición fundamental son cantos angulosos de esquistos y pizarras de tamaños por lo general no superiores a 20 cm, ligeramente empastados en una matriz arenó-arcillosa, y su génesis está ligada a fenómenos periglaciares.

Como variación significativa, desde el punto de vista litológico hay que mencionar los depósitos adosados a la sierra de Dios Padre que presentan cantos redondeados y bloques cuarcíticos procedentes de la erosión de las unidades paleozoicas.

A parte, es importante resaltar que los derrubios de ladera que se adosan a dicha sierra presentan en las cotas inferiores una morfología más propia de un depósito de «Pie de monte».

1.6.2.2. Cantos subredondeados, arenas y arcillas. Conos torrenciales (16)

Este tipo de depósitos se sitúan principalmente en el área central y centrooccidental de la Hoja. Presentan una fuerte pendiente y se desarrollan al pie de los escarpes de la vertiente sur de las elevaciones que configuran la sierra de Gata. Aguas abajo evolucionan a depósitos tipo aluvial.

Su composición fundamental son cantos subredondeados de pizarras y grauvacas ligeramente empastados en una matriz arenó-arcillosa.

1.6.3. Holoceno

1.6.3.1. Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terraza (17)

Se trata de un pequeño depósito de terraza relacionado con el río Arrago al Sur de Descargamaria y situado a unos 6-7 m del cauce actual.

Su composición fundamental son cantos redondeados, generalmente de pizarras, empastados en una matriz arenoso arcillosa.

1.6.3.2. Cantos redondeados, arenas y arcillas. Llanura aluvial y terraza baja (18)

En este grupo cartográfico incluimos las terrazas más bajas relacionadas con los diferentes cursos de agua existentes, así como sus llanuras aluviales. Se trata de depósitos análogos a los descritos en el apartado anterior y situados entre 1 y 3 m de los actuales cauces.

1.6.3.3. Cantos redondeados, arenas y arcillas. Aluvial (19)

Se trata de los depósitos existentes en los cauces actuales y presentan una litología análoga a la de la llanura aluvial. En muchos casos estos cauces carecen de depósito o éste es tan reducido y discontinuo que no se ha marcado en la cartografía.

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 destacan los distintos sinclinales paleozoicos de la región, 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.

Seguidamente tiene lugar una serie de fracturas de desgarre seneestro que aparecen en la región con una dirección N 100-110° E y que originan desplazamientos claros en las áreas graníticas e inflexiones en las rocas sedimentarias (precámbricas y paleozoicas). Este tipo de fracturas han sido observadas en áreas situadas al Sur de esta Hoja.

Con posterioridad tienen lugar, al menos, dos deformaciones tardías, sin orden cronológico establecido, que producen pequeños pliegues cuyos planos axiales presentan direcciones N 30-65° E y N 120-130° E a escala regional. En esta Hoja se han observado estos pliegues con direcciones N 10-35° E y N 80-100° E. Ambas deformaciones originan esquistosidades de crenulación y no llevan asociadas ningún tipo de macroestructuras.

Finalmente, existen una serie de fallas oblicuas a las estructuras que han actuado como fallas normales y de desgarre que asimilamos al sistema de fractura tardías de amplio desarrollo en todo el Macizo Hespérico.

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

Un estudio de estos pliegues, que han sido asignados a una fase Sárdica, fue efectuado por OEN ING SOEN (1979), en Portugal, concretamente al Norte y Sur del Sinclinal de Oporto-Satao. Este autor deduce que la dirección original de estos pliegues de edad Cámbrico sup., sería aproximadamente entre N-S y NE-SO.

Por nuestra parte, al sur de esta zona hemos observado en la Hoja núm. 9-28 (S. Vicente de Alcántara), MARTIN HERRERO, D. y BASCONES ALVIRA, L. (1978), un pequeño pliegue prehercínico atravesado oblicuamente por la esquistosidad (S_1) (km 12,2 de c.c. Alburquerque-Herreruela).

También y dentro del ámbito de la Hoja núm. 9-27 (Membrío), BAS-

CONES ALVIRA, L. y MARTIN HERRERO, D. (1980), en el PK 10,900 de c.c. Membrío-Alcántara se ha localizado otro pequeño pliegue, tipo «Mullions», de las mismas características.

Finalmente, en la zona que nos ocupa, RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D. (1982), localiza y deduce que dichos pliegues se desarrollan con una dirección NE-SO a E-O en planos axiales subverticales, asimétricos, de flancos bastante verticalizados en algunas zonas e incluso invertidos y sin esquistosidad asociada, RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D. et al. (1985) y GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. et al. (1985).

La edad de esta fase de deformación que corresponde a los movimientos sárdicos ha sido atribuida por varios autores al Cámbrico medio-superior, OEN ING SOEN (1970); RIBEIRO (1974).

2.3. ESTRUCTURAS HERCINICAS

Una vez plegado todo el conjunto de materiales que constituyen el C.E.G. por la fase Sárdica prehercínica y después de un período erosivo, se produce la sedimentación del Paleozoico. Es al final del Carbonífero inferior cuando tiene lugar el inicio de la orogenia 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 esta Hoja.

2.3.1. Pliegues

2.3.1.1. Pliegues de la primera fase Hercínica

Tomando como base el lugar que ocupan los materiales del C.E.G. dentro del contexto estructural de la región Centro Ibérica en las provincias de Cáceres y Salamanca, se situarían estos sedimentos dentro de una amplia y compleja megaestructura antiformal de la que formarían parte de los metasedimentos más antiguos. Esta estructura estaría limitada en ambos flancos por dos sinclinalios paleozoicos que corresponderían, al NE con el Sinclinal de la Peña de Francia y al SE con el Sinclinal de Cañaveral. Entre ambos quedaría una pequeña estructura sinclinal ordovícica, que constituye el Sinclinal de la Sierra de Dios Padre, situada en el área Sur de esta Hoja (Casar de Palomero),

RODRIGUEZ ALONSO, M.º D. et al. (1985). Se trata de un pequeño sinclínorio cuyos trazas axiales llevan una dirección N 145° E y que se presenta actualmente muy modificado por el efecto de la fracturación tardihercínica.

A nivel regional se generan pliegues de gran longitud de onda con dirección NO-SE y vergencia N que corresponden a las grandes megaestructuras definidas por la primera fase de deformación hercínica.

En los materiales del C.E.G. hemos observado, para esta Hoja, pliegues menores con longitudes de onda decimétricas, métricas y decamétricas, que llevan asociada una esquistosidad de plano axial S_1 muy marcada, que define, junto con la estratificación S_0 , una línea de intersección L_1 .

Estos pliegues menores se concentran a veces en zonas, que pueden corresponder a charnelas de alguna estructura mayor, dejando entre medias otras con un aspecto monocinal. En general, se trata de pliegues simétricos, asimétricos o isoclinales cuya superficie axial presenta una dirección NW-SE, con un buzamiento de moderado a fuertemente inclinado y una variación en la inclinación de la charnela entre subhorizontal a subvertical. Pueden tipificarse como correspondientes a las clase 1B y C de RAMSAY (1967).

En conjunto, los pliegues de primera fase hercínica presentan una estabilidad de dirección axial muy baja, debido a que se han desarrollado sobre superficies con orientaciones muy variables (correspondientes a las estructuras anteriormente generadas durante la fase sárdica), en las que el ángulo formado entre los planos axiales de los pliegues hercínicos y los flancos de los pliegues anteriores varía mucho; esto explica además, que los nuevos pliegues presentan también una geometría tan diversa, desde simétricos a isoclinales.

La superposición de los pliegues de Fase I hercínica sobre los anteriormente generados durante la Fase Sárdica produjo estructuras de interferencia del tipo 1 de RAMSAY (1976). Esta interferencia desarrolló domos y cubetas, tanto a pequeña como a gran escala, que han sido constatados tanto en el campo como a través de la observación de las formas cartográficas en un área más amplia, RODRIGUEZ ALONSO (1982).

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 permite conocer las características generales del plegamiento producido por esta primera fase de deformación, así como las modificaciones sufridas por los sucesivos movimientos tardihercínicos.

Finalmente, y a nivel puntual, se han visto pequeños repliegues que afectan a veces a diques centimétricos de cuarzo, budines en diques decimétricos también de cuarzo y pequeños kink-bands a nivel milimétrico en tramos pizarrosos.

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 para toda la región occidental de la provincia de Cáceres, dos plegamientos diferentes, cuya cronología relativa no hemos podido establecer hasta el momento con exactitud:

— *Pliegues de dirección N 10-35° E*

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

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

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

— *Pliegues de dirección N 80-120°*

En la presente Hoja se han localizado este tipo de pliegues en las

proximidades de Saiceda al O. de Pinofranqueado con trazas axiales de direcciones N 80-90° E y con planos axiales que buzan al Norte entre 15 y 25°.

Se ha podido observar en otras Hojas próximas que se trata de pliegues asimétricos cuyos flancos tienen distintas longitudes (más largos los que buzan hacia el Norte que los que buzan hacia el Sur) y el ángulo que forman entre sí es de 120-135°, BASCONES ALVIRA, L. et al. 1982-84, MARTIN HERRERO, D. et al. (1982-84).

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

Por último y al margen de estos dos tipos de pliegues tardíos descritos, aparecen en la Hoja de Hervás, al este de ésta, una franja de unos 2,5 km de ancho que bordea el granito, a lo largo de la cual se concentra una intensa deformación. Esta deformación no produce megaestructuras, pero desarrolla pliegues decimétricos de tipo chevrón cuyos ejes presentan inclinaciones muy variables y con esquistosidad de crenulación asociada de dirección NO-SE y buzando al SO entre 70 y 30°.

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. Esta esquistosidad de flujo, asociada a los pliegues de primera fase hercínica, viene definida por lo general, por la orientación de los filosilicatos que queda muy marcada, sobre todo en las rocas pelíticas.

A nivel estructural, la 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 monoclinal plegada, el techo y el muro en cada punto.

Sobre una falsilla Schmidt, se ha realizado el conteo de 325 polos

de (S_1), obteniéndose una dirección aproximada preferentemente N 144° E y buzamiento de 82° S (Figura 3).

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

2.3.2.2. Esquistosidad tardía

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

No obstante, se ha podido comprobar la existencia de una esquistosidad de crenulación localizada de visu en varios puntos y con frecuencia en el estudio al microscopio de diversas muestras y que, en principio, la atribuimos al episodio que originó los pliegues de plano axial N 10-35° E con cuya dirección coincide, en términos generales.

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

También, y bordeando el área granítica de Béjar-Plasencia, al NE, aparece una crenulación de dirección NO-SE y buzamiento hacia el SO de 30 a 70°. Se desarrolla fuertemente, en especial en los materiales pelíticos y pelítico-arenosos, hasta el punto de transponer totalmente la esquistosidad S_1 , formando un bandeadío tectónico y constituyendo la esquistosidad más visible en el campo. Dicha esquistosidad está afectada localmente por una crenulación que define una lineación de dirección NO-SE, subhorizontal o buzando al N o S entre 6 y 37°.

Esta última crenulación que se observa a lo largo de la c.c. de Abadía a Granadilla y en otros puntos del O. del Embalse de Gabriel y Galán, debe de tratarse de la esquistosidad tardía que va asociada a los pliegues de dirección N 80-130° E.

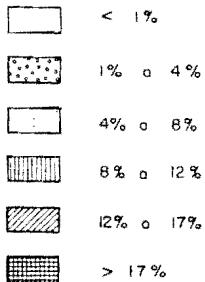
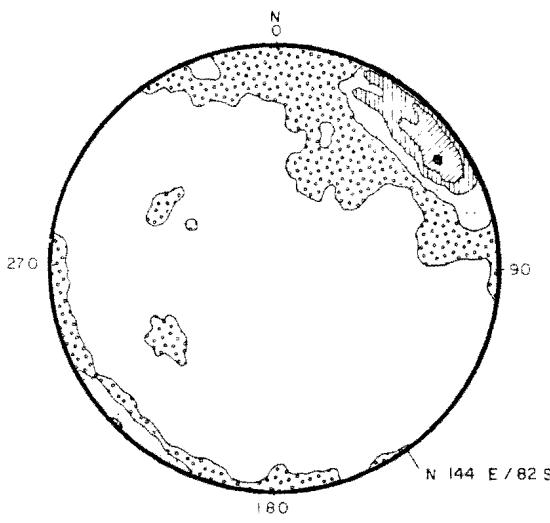


Figura 3. Proyección de 325* polos de la esquistosidad primaria. Falsilla de Schmidt (hemisferio inferior).

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

2.3.3. Lineaciones

2.3.3.1. Lineaciones de primera fase hercínica

a) *Lineaciones de intersección*

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

Sobre una falsilla de Schmidt (hemisferio inferior), hemos representado 261 polos de las lineaciones L_1 , que tienen un buzamiento menor de 90°, dando como resultado dos direcciones preferentes N 153-156° E con buzamientos próximos a 60° al Sur y N 160° E con buzamientos entre 60 y 70°, también al Sur (Figura 4).

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 aflojamientos:

- Deformaciones de granos de cuarzo con un tamaño no superior a los 0,5 cm de diámetro, visibles en capas samíticas con granulometría grosera y en microconglomerados.
- Deformación de cantos de naturaleza cuarzograuváquica, principalmente dispersos en pizarras. El tamaño máximo de los cantos es de 2 a 4 cm, según el eje mayor del elipsoide de deformación.

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

Por último diremos que en este tipo de marcadores no hemos vis-

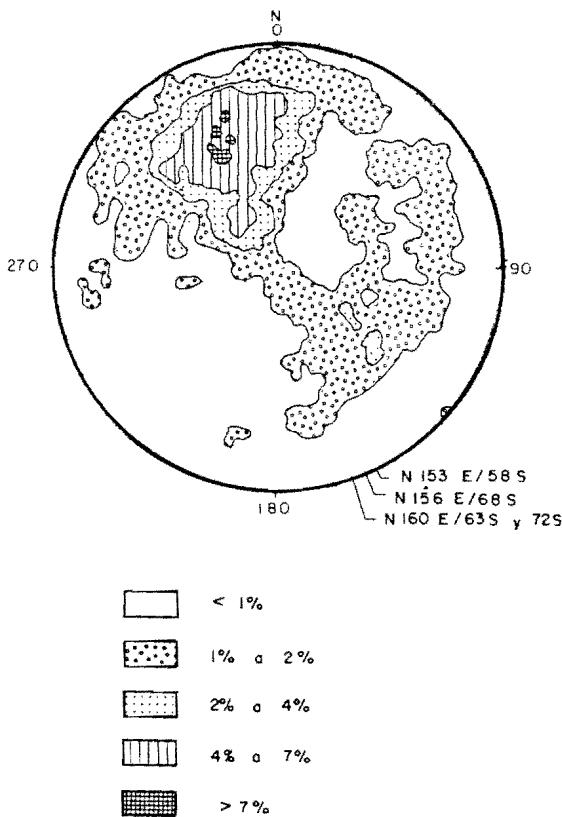


Figura 4. Proyección de 261* polos de la lineación de intersección L₁. Falsilla de Schmidt (hemisferio inferior).

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

to indicios de posteriores deformaciones. Tan sólo, en algunos cantos grandes, se han observado pequeñas grietas llenas de cuarzo que suponemos, al no estar plegadas, deben su origen a la misma fase de deformación.

2.3.3.2. Lineaciones tardías

Sólo se han localizado de forma aislada, una lineación de intersección tardía que va asociada a la esquistosidad de crenulación de dirección N 30-60° E, con plunges de hasta 30° N o S.

2.3.4. Fracturas

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

— Dirección N 120°-140° E

Esta familia está bien definida, tanto en los materiales paleozoicos de la región como en los del C.E.G. Presenta direcciones comprendidas entre N 120° E y N 140° E, es decir, subparalelas a los pliegues de primera fase, lo que hace pensar en un origen ligado a la formación de los mismos. No obstante, serán en general algo posteriores, ya que los cortan oblícuamente en muchos casos.

Una de estas fracturas se deduce en la Sierra de Dios Padre afectando a los materiales ordovícicos, produciendo la ausencia de parte de flanco Norte del sinclinal.

Se han observado estrías en diversos puntos de la región, que ponen de manifiesto que dichas fallas son inversas y con planos subverticales.

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

— Dirección N 100-110° E

Este sistema no tiene una clara representación en el marco de la presente Hoja. No obstante, en zonas próximas, al Oeste y Sur, adquiere gran importancia.

Se trata de fracturas de desgarre senetras con plano subvertical y largo recorrido superficial y que a nivel regional sería equivalente a la zona de cizallas dúctiles del área Tranguntra-Juzbado, GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. y PARGA, R. (1968), situada al N de este estudio y que se prolonga por Portugal.

Su importancia en el área Sur de la zona Centro Ibérica, es grande como queda reflejado en las inflexiones que sufren los sedimentos precámbricos y paleozóicos y muy claramente en estos últimos, como se aprecia a lo largo de las Sierras de S. Pedro y Cañaveral, en la provincia de Cáceres y en los relieves existentes en los Montes de Toledo.

También para las áreas graníticas, se observan desplazamientos senestros apreciables de hasta 2 km de longitud superficial, como es el caso del área de Zarza la Mayor-Ceclavin, Hoja núm. 621 Coria. BASCONES ALVIRA, L. et al. (1982).

Finalmente, más al S., aparece un importante haz de diabasas llenando fracturas de este sistema, Hoja núm. 9-27, BASCONES ALVIRA, L. et al. (1980) y Hoja núm. 10-27. CORRETGE CASTAÑON, L. G. et al. (1981). Este mismo hecho se produce en la Hoja 9-23 limítrofe con ésta por el Oeste.

— Dirección N 30-70°

A este sistema pertenecen la mayor parte de las fracturas existentes en la Hoja y constituyen a nivel regional la familia de mayor entidad. A ella pertenece la falla senestra de Alentejo-Plasencia situada al E de la zona que nos ocupa y que presenta un recorrido de más de 400 m con un desplazamiento horizontal próximo a los 3 m, en algún punto.

La existencia y características de esta familia de fracturas quedan más patentes cuando afectan a los materiales graníticos. Así, por ejemplo, en las Hojas 9-23 y 10-23, situadas al Oeste, se observan

desplazamientos de los bordes graníticos de hasta 500 m medidos en la horizontal.

2.4. CARACTERISTICAS ESTRUCTURALES DE LAS ZONAS GRANITICAS

La única características estructural destacable es la que se refiere a la deformación existente en los granitos de dos micas de la Unidad de Santibáñez. En estos granitos se aprecia una clara orientación de la fábrica según direcciones N 150-130° E, con buzamientos hacia el E. Este hecho es perfectamente observable en la prolongación del batolito por la Hoja limítrofe (Gata) en las proximidades de Santibáñez el Alto.

A parte, mencionar que la fractura tardihercínica queda bien reflejada en los materiales graníticos y especialmente la familia N 30-70 E.

3. GEOMORFOLOGIA

El rasgo morfológico más característico, lo constituyen las diferentes sierras situadas en el área centro y centro norte de la Hoja, que son una prolongación hacia el Este de los relieves que configuran la Sierra de Gata, alcanzando cotas superiores a los 1.000 m. En esta zona se observa un claro control estructural de las formas tanto en el desarrollo de las sierras como en la red fluvial actual, fuertemente encajada y siguiendo, en general, líneas de fracturas tardihercínicas, entre las que destaca la familia N 30-70° E.

De otra parte, en la zona Sur se distingue:

- Areas granítica, donde se desarrollan los típicos berrocales, situadas en los límites sur y sureste la Hoja.
- Areas ocupadas por sedimentos del C.E.G., con relieve suave, y que constituyen una prolongación hacia el norte de la llanura cacereña.
- La Sierra de Dios Padre que se eleva sobre la zona anteriormente descrita y que estructuralmente corresponde a un pequeño sinclinalio de primera fase hercínica muy modificada por el efecto de la fracturación tardihercínica.

Finalmente, hacer mención a la existencia de formas tipo glaciar o periglacial como son pequeños «circos» o/y «neveros» desarrollados a cotas superiores a los 1.000 m.

4. PETROLOGIA

4.1. PETROLOGIA IGNEA

Los granitos de la Unidad Béjar-Plasencia constituyen la prolongación de los que se encuentran en las Hojas 12-24 y 11-24 y sus características indican un origen anatéctico a partir de materiales meta-sedimentarios, dadas sus características mineralógicas (presencia de sillimanita, andalucita, cordierita) y relación con un contexto metamórfico de alto grado, UGIDOS et al. (1983).

Los datos de la presente Hoja son compatibles con dichos planteamientos, si bien no aportan consecuencias significativas en relación con el proceso genético general de los granitos de dos micas y rocas asociadas. Tanto la composición mineralógica como los datos químicos, UGIDOS, (1974); BEA, (1975) muestran su carácter peraluminoso y cabe, por tanto, asociar estos granitos al grupo S, CHAPELL y WHITE (1974).

Por otro lado los niveles de intrusión son más altos que en la Hoja 12-24, lo que en parte ha debido favorecer la migración de fluidos y evolución del magma granítico hacia facies más ricas en moscovita, produciendo finalmente términos exclusivamente moscovíticos.

Por lo que se refiere a las otras dos unidades (Unidad de Santibáñez y Unidad de Gata), se observa que en todas hay un dominio del feldespato potásico sobre las plagioclasas lo que concuerda con los datos geoquímicos disponibles. Asimismo, es alta la suma de todos

los feldespatos y le da una tendencia hacia los campos de los granitos alcalinos, que estarían entre los granitos de tipo S, originados de forma mesocrustal y emplazados a niveles bastante altos de la corteza, como lo atestigua el metamorfismo de contacto poco intenso.

En las facies de grano más grueso, se puede deducir la existencia de dos génesis sucesivas de fenocristales de feldespato potásico. Ambos son póstumos ya que aparecen inclusiones de cualquier otro componente mineralógico a veces con figuras de «Frasl». La primera correspondería a un estadio de crecimiento precoz y de aquí la orientación que presenta en general de componente N al NO con cristales cortos y alargados. La segunda, más tardía, da lugar a cristales mayores y no orientados.

4.2. PETROLOGIA METAMORFICA

4.2.1. Metamorfismo regional

La mayoría de los metasedimentos estudiados presentan texturas blastopelíticas, blastosamíticas y blastosefíticas, en las que es posible reconocer las texturas clásticas originales con distinto grado de recristalización y deformación. Unicamente en las zonas próximas a los granitos, se observa un aumento del gradiente de deformación y temperatura que se manifiesta en la aparición de texturas lepidoblásticas y granoblásticas, con la consecuente pérdida de las características originales.

En conjunto, el estudio de las asociaciones mineralógicas presentes permiten afirmar que se ha alcanzado un metamorfismo de bajo grado correspondiente a la zona de la biotita. Se reconoce una blastesis de biotita y/o clorita generalizada en casi todas las muestras; de cloritoide en un sólo caso y de plagioclasa-anfibol-clinzoisita-epidota-esfena-calcita en las rocas anfíbólicas.

La mayor parte de las muestras presentan una orientación de la principal masa de filosilicatos definiendo la esquistosidad S_1 . Además se reconoce una segunda blastesis de biotita, parcialmente cloritizada, presente en cristales poiquiloblásticos de tamaño algo mayor que el resto de los filosilicatos y que pueden aparecer dispersos o bien orientados estadísticamente perpendicular u oblicuamente a la S_1 . Dicha orientación coincide con el plano axial de una débil crenulación correspondiente a una deformación tardía que tiene desarrollo local.

4.2.2. Metamorfismo de contacto

Como ya se mencionó en el apartado 1.5 los efectos térmicos de la intrusión granítica han desarrollado un aureola de contacto sobreimpuesta a esquistos, metagrauvacas o cuarzograuvas y cuarcitas, principalmente originados por el metamorfismo regional. Las rocas resultantes son esquistos y metagrauvacas moteados y corneanas ocasionales en los dominios más próximos al granito. En las primeras se conserva la esquistosidad principal, sobre la que se desarrollan porfidoblastos de cordierita que con frecuencia se disponen orientados debido a su crecimiento mimético con dicha esquistosidad. Tal crecimiento mimético se deduce de que los porfidoblastos no están deformados y además incluyen las dos generaciones de biotita ya señaladas.

Las paragénesis de máxima intensidad del metamorfismo de contacto están constituidas por cuarzo, biotita, moscovita y cordierita, encontrándose este último mineral totalmente alterado a pinnita y ocasionalmente a productos isótropos.

Por otro lado, en las corneanas se borra por completo la orientación y los porfidoblastos se desarrollan de forma isótropa.

5. HISTORIA GEOLOGICA

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

La sedimentación de los materiales de la Unidad Inferior del C.E.G durante el Precámbrico superior tuvo lugar en un ambiente submarino relativamente profundo en el que se depositaron un conjunto de facies cuya asociación y organización corresponde, por un lado, a una sedimentación turbidítica propiamente dicha y, por otro, a la deposición autóctona de la cuenca. En la Unidad Superior, con la sedimentación de los niveles de pizarras negras carbonosas, se constata la presencia de condiciones muy restringidas típicas de las facies anóxicas entre las que se intercalan de nuevo facies probablemente turbidíticas. Dichos metasedimentos revelan un área de aporte múltiple (sedimentaria, volcánica, metamórfica e ígnea) y la presencia de un vulcanismo contemporáneo con la sedimentación.

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

Esta fase Sárdica se produce después del Cámbrico medio y daría

lugar a suaves pliegues de dirección NE-SO, al mismo tiempo que va acompañada o seguida por una fase erosiva importante. Según MORENO et al. (1976) la discordancia Sárdica debe ser, al menos, anterior al Tremadoc inferior.

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

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

Los sedimentos anteordovícicos serán deformados por la Orogenia Hercínica que en sucesivas etapas produce micro y macro estructuras, así como fracturas paralelas y oblícuas a ellas. Aparte, y durante la deformación más intensa, se produce un metamorfismo regional de bajo grado.

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 producen un metamorfismo de contacto que afecta a los materiales del C.E.G. y algunos niveles ordovícicos del sinclinal de la Sierra de Dios Padre.

A continuación se producen los reajustes tectónicos que dan lugar a diversos sistemas de fracturas tardí y posthercínicas, entre los cuales cabe destacar el sistema de dirección N 30-70° E al que pertenece la falla Alentejo-Plasencia que presenta desplazamientos horizontales senestros de hasta 3 km, claramente visibles en las hojas límitrofes del S y NE de la que nos ocupa.

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

6. GEOLOGIA ECONOMICA

6.1. MINERIA

Dentro del marco de la presente Hoja no existe ninguna mina activa. Como explotaciones actualmente abandonadas cabe citar las que existen al Norte de Torrecilla de los Angeles y al Este de Hernán Pérez, ambas de estaño y volframio de tipo catatermal. La morfología de ambas mineralizaciones es filoniana, armando en el C.E.G., en zona de metamorfismo de contacto y en clara relación con las intrusiones graníticas del batolito de Gata y con los apuntamientos de granito moscovítico de la Unidad granítica de Béjar-Plasencia.

Aparte, existen indicios de minerales nativos dentro de los sedimentos del C.E.G. de carácter filoniano-hidrotermal.

6.2. CANTERAS

No son de destacar explotaciones importantes. No obstante, se localizan pequeñas canteras, unas abandonadas y otras con extracciones esporádicas, dentro de los materiales cuarzograuváquicos del C.E.G. para áridos de machaqueo. Para áridos también se han explotado las terrazas relacionadas con el río de Los Angeles en el área de Pinofranqueado.

6.3. HIDROGEOLOGIA

Prácticamente, toda la superficie de la Hoja pertenece a la cuenca del río Tajo, siendo el río de Los Angeles, afluente del Alagón, el cur-

so de agua de mayor entidad. Unicamente una pequeña parte del ángulo NO de la Hoja pertenece a la cuenca del Duero. En dicho ángulo se localiza el Arroyo Hoyoritos, tributario del río Agueda que vierte sus aguas en el Duero.

En general, se puede afirmar que la mayoría de los cursos de agua existentes se orientan siguiendo líneas de fracturación.

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 es importante, las discontinuidades suelen presentarse selladas.
- b) Materiales graníticos. En estos materiales que ocupan más del 50 % de la superficie de la Hoja, las investigaciones con fines hidrogeológicos deberán centrarse preferentemente en áreas con mayor intensidad de fracturación.
- c) Depósitos cuaternarios. Dentro de estos sedimentos cabe distinguir los derrubios de ladera que quedan diseminados por toda la Hoja y que dada su relativa potencia y cierta continuidad espacial, son susceptibles de dar caudales bajos pero continuos.

7. BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTINEZ CATALAN, J. R.; MARTINEZ GARCIA, E. (1973): «Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el Noroeste y centro de la Península Ibérica (Galicia Central, Zamora y Salamanca)». *Studia Geológica VI*, pp. 29-48.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R., y MATTE, Ph. (1970): «Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne. Centrale)». *C.R. Acad. Sci. Paris*, 270, 2.630-2.633.
- 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 núms. 674-675 (7-27/8-27) Sever-Santiago de Alcántara. *I.G.M.E.*
- BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1984): «Mapa geológico de España», E. 1/50.000 2.^a Serie. Hoja núm. 622 (11-25) Torrejoncillo. *I.G.M.E.*
- 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. *I.G.M.E.*
- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1981): «Mapa Geológico de España», E 1/50.000 2.^a Serie, Hoja núm. 678 (11-27) Casar de Cáceres. *I.G.M.E.*

- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1982): «Mapa Geológico de España», E 1/50.000 2.^a Serie, Hoja núm. 620 (9-25) Zarza la Mayor. I.G.M.E.
- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1982): «Mapa Geológico de España», E 1/50.000 2.^a Serie, Hoja núm. 621 (10-25) Coria I.G.M.E.
- BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y UGIDOS MEANA, J. M.^a (1984): «Mapa Geológico de España», E 1/50.000 2.^a Serie, Hoja núm. 597 (11-24) Montehermoso. I.G.M.E.
- 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 de área Cáceres-Salamanca-Zamora (España). Implicaciones petrogenéticas. *Studia Geologica XI* pp. 25-73. Salamanca.
- BERNARDO DE SOUSA, M. (1981): «Complexo xisto-grauvaquico de Douro: a Formação de Bateiras; Facies, ocorrência e significado litoestratigráfico». VII Reunión Gest. O. Peninsular. Madrid *Cuadernos de geol. Ibérica*, 7, 645-651.
- BERNARDO DE SOUSA, M. (1982). «Litostratigrafía e structura do "Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovicico"». Grupo de Douro (Nordeste de Portugal). Tesis doctoral. Universidade do Coimbra.
- BOUMA, A. H. (1962): «Sedimentology of zona flysch deposits». Elsevier, Amsterdam, 168 pp. .
- BOUYX, E. (1962): «La edad de los esquistos de la Alcudia». *Notas y Com. del Inst. Geol. y Minero de España*, núm. 66 (pp. 197-200).
- BOUYX, E. (1964): «Extensión de los terrenos anteordovicenses 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): «Contribución a l'étude des formations Ante-Ordooviennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz)». *Mem. del Inst. Geol. y Min. de España*.
- CAPDEVILLA, E. GORRETGE, L. G., y FLOOR, P. (1973): «Les granitoides varisques de la Meseta Iberique». *Bull. Soc. Geol. France* (7 ser), 15 (3-4), 209-228.
- CAPOTE, R.; GUTIERREZ ELORZA, M.; VEGAS, R. (1971): «Obser-

- vaciones sobre la tectónica de las series precámbricas y paleozoicas del Este de la Prov. de Cáceres». *Bol. Geol. y Min.* t. 82 Fasc. 2.
- CARRINGTON DA COSTA, J. (1950): «Quelques remarques sur la tectonique du Portugal». *Bol. Soc. Geol., Portugal*, 8, pp. 193-206.
- CORRETGE, L. G. (1971): «Estudio petrológico del batolito de Cabeza Araya (Cáceres)». Tesis doctoral. U. de Salamanca.
- CORRETGE, L. G. (1983): «Las rocas graníticas y granitoides del Macizo Ibérico». Libro jubilar J. M. Ríos Geología de España. T-1 569-592. *I.G.M.E.*
- 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. *I.G.M.E.*
- CORRETGE, L. G.; BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y PEREZ DEL VILLAR, L. (1984): «Aspectos petrológicos y estructurales de las rocas filonianas en el Complejo Esquistó-Grauváquico del área Zarza la Mayor-Garrovillas (Provincia de Cáceres)». *I Congreso Español de Geología*. T. II pp. 97-108.
- CORRETGE, G., y GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1971): «Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal de Cañaveral y la Sierra de San Pedro (Cáceres)». *I Congreso Hispano Luso-Americanano 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 núm. 649 (10-26). Garrovillas. *I.G.M.E.*
- CORRETGE CASTAÑON, L. G.; MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1981): «Mapa Geológico de España». E 1/50.000 2.^a Serie. Hoja núm. 677 (10-27). Brozas, *I.G.M.E.*
- 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.; MARCHAL, M. (1980): «A classification of volcanic and plutonic rocks ussing R_1R_2 ». Diagram and major element analyses its relationships with current nomenclature.
- DEPARTAMENTO DE PETROLOGIA: Salamanca (1980). «Plutonism of central western Spain». A preliminary note. *Estudios Geológicos* 36, 339-349.

- DIEZ BALDA, M.^a A. (1982): «El Complejo Esquisto Grauváquico, las series Paleozoicas y la estructura Hercínica al S de Salamanca». Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.
- FLEUTY, M. J. (1964): «The description of folds». *Geol. Assoc. Proc.*, 75, 461-492.
- EGOZCUE, D. J., y MALLADA, D. L. (1976): «Memoria geológico-Minera de la Provincia de Cáceres». *Imprenta de Manuel Tello*. Madrid.
- FLOOR, P. (1970): «Sesión de travail consacrée a la subdivision des roches granitiques hercyniennes dans le nord-ouest-penninsulaire». *Bol. Geol. Min.* TLXXI-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 SW del dique básico de Plasencia (Cáceres)». *Notas y com. Instit. Geol. y Min. de España*, núm. 77 (129-164).
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1970): «La existencia de pliegues en el complejo esquisto-grauváquico de la provincia de Salamanca». *Acta Geológica Hispánica*, T.V. pp. 105-108.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1971): «Una estructura interesante: el sínclinal Ordovícico-Silúrico de Sequeros-Ahigal de los Aceiteiros». *Separata de Studia Geológica*, II, pp. 45-46.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1972): «Mapa Geológico de España» E 1/50.000 1.^a Serie. Hoja núm. 573 (Gata). I.G.M.E.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y CARNICERO (1973): «El extremo noroeste del gran dique de Alentejo-Plasencia». *Studia Geológica* 6, 73-84.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. y FRANCO, P. (1975): «Las formaciones infraordovícicas y el borde las Granodioritas al Este de Guijuelo (Salamanca)». *Estud. Geolog.* V. XXXI, pp. 487-500.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; CORRETGE, L. G., y BEA, F. (1974): «El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos». *Boletín Geológico y Minero*. T. LXXXV-III.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y PARGA, R. (1968): «Sobre los orígenes de Traguntia-Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica». *Acta geológica Hispana*. Tomo III, núm. 3, pp. 69-72.

- GARCIA DE GIGUEROLA, L. C.; RODRIGUEZ ALONSO, M.ª D. BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1985): «Mapa Geológico de España», E: 1/50.000 2.ª Serie, Hoja núm. 573 (10-23). Gata. I.G.M.E.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y UGIDOS MEANA, J. M. (1971): «Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal Sequeros-Ahilal de los Aceiteros y Cañaveral (provincias de Salamanca y Cáceres)». *I Congreso Hispano-Luso-American de Geología Económica*. Tomo I-Sección 1 (Geología). E 1-18.
- GIL CID, M. D.; GUTIERREZ ELORZA, M.; ROMARIZ, C.; VEGAS, R. (1977): «El Ordovícico y Silúrico del Sinclinal de Guadarranque Gualija (Prov. de Cáceres, España)». *Faixa Piritosa Ibérica*. Lisboa 1977.
- GONCALVES, C., y TEIXEIRA LOPES, J. V. (1971): «Jazigo de uranio de Nisa. Aspectos geológicos de sua descobertera e Valoriçao». *I Congreso Hispano-Luso-American 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 (Tribobita) aus dem Ordovizium von Spanien». *Senckenbergiera lethaea*, 55 (1-5), pp. 1-151, 42 figs-texto, 2 tablas, 12 lám. Frackfurt am Main.
- HAMMANN, W., y HENRY, J. L. (1978): «Quesques speas de *Calymenella*, *Eohomalonotus* et *Kerfornella* (Trilobita, Phychopariida) de l'Ordovicien du Massif Armorican et de la Peninsule Iberique». *Sechenbergiera lethaea*, 59 (4-6) pp. 4.101-429. Frackfurt 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 extraor-

- dinario. 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).
- HERRANZ, P.; SAN JOSE, M. A., y VILAS, L. (1977): Ensayo de Correlación entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle de Matachel. *Est. Geol.* 33; 327-342.
- 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).
- I.G.M.E. (1970): «Mapa Geológico E: 1/200.000», núm. 43. Plasencia.
- I.G.M.E. (1971): «Mapa Geológico E: 1/200.000», núm. 51. Cáceres.
- I.G.M.E.: «Mapa metalogenético de España», E: 1/200.000 núm. 43. Plasencia.
- I.G.M.E.: «Mapa metalogenético de España», E: 1/200.000 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 I.G.M.E.*
- JULIVERT, M.; TRUYOLS, J. (1974): «Nuevos datos sobre el Ordovílico del sinclinal de Guadarranque (Cáceres)». *Breviora Geológica Astúrica*, Año XVIII. Oviedo núm. 4, p. 57.
- KELCH (1957): «Stratigraphie und Tectonik der zentralesn. Extremadura im Bereich der westlichen». Sierra de San Pedro (Spanien). Munster 1977.
- LAVES, F., y SOLDATOS, K. (1963): «Die Albit-Mikroklin Orientierungs-Beziehungen in Mikroklinperthiten und deren genetische Dentung». *Z. Krist.* 129, 69-102.
- LOTZE, F. (1945): «Zur gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta». *Geotekt. Fosch.* 6, 78-92.
- LOTZE, F. (1960): «El precámbrico de España». *Notas y Com. Institut. Geol. y Minero* núm. 60, pp. 227-240.
- LOTZE, F. (1969): «El Cámbrico de España». 1.^a parte, *I.G.M.E.*
- MARTIN ESCORZA, C. (1976): «Las capas de transición», Cámbrico

- inferior y otras series preordovicicas (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. I.G.M.E.
- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1982): «Estudio Geológico de los materiales anteordovícicos y paleozoicos del Sinclinal de Cañaveral». I.G.M.E.
- 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. I.G.M.E.
- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1984): «Características estructurales de la región occidental de la provincia de Cáceres». *I Congreso español de geología*. T. III, pp. 75-90.
- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1984): «Mapa Geológico de España». E 1/50.000. 2.^a Serie. Hoja núm. 595 (9-24). Teso Moreno. I.G.M.E.
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L. y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1980): «Mapa Geológico de España». E 1/50.000. 2.^a Serie. Hoja núm. 703 (10-28). Arroyo de la Luz. I.G.M.E.
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L. y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1982): «Mapa Geológico de España». E 1/50.000. 2.^a Serie. Hoja núm. 650 (11-26). Cañaveral. I.G.M.E.
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, y GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1984): «Mapa Geológico de España». E 1/50.000 2.^a Serie. Hoja núm. 597 (10-24). Cilleros. I.G.M.E.
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, y GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1985): «Mapa Geológico de España» E 1/50.000 2.^a Serie. Hoja núm. 572 (9-23). Valverde del Fresno. I.G.M.E.
- 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. I.G.M.E.
- MATTE, P., y RIBEIRO, A. (1975): «Forme et orientation de l'élipsoïde de déformation dans la virgation Hercyniene de Galice. Relations avec le plissement et hypothèses sur la général de l'arc 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 p.
- MIALL, A. D. (1977): Fluvial Sedimentology. *Canadian Society of Petroleum Geologist, Calgary, Alberta, Canada*.
- MONTEIRO PENHA (1973): Caracteres metalogenéticos de los yacimientos intraganíticos especiales de uranio». Tesis doctoral. *Universidad de Salamanca*.
- M.O.P.U. (1978): *Estudio de los recursos hidráulicos de la M.I. del río Tajo (entre los ríos Gualija y Alburreal)*. Cáceres.
- MORENO 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*, vol. XXXI, pp. 249-260. Agosto 1975.
- MORENO SERRANO, F. (1975): «Las deformaciones anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa». *Boletín Geológico y Minero*, T. LXXXV-IV (396-400). Geología.
- MORENO SERRANO, F. (1977): «Estudio geológico de los Montes de Toledo Occidentales». *Tesis Doctoral*. Universidad Complutense de Madrid.
- MORENO SERRANO, F.; VEGAS, R.; MARCOS, A. (1976): «Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbicas con la discordancia "sárdica" en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)». *Breviora Geol. Asturica*. 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 Guia de Excursiones A-11*, pp. 21-36 NICE (Italia).
- MUTTI, E., y RICCI LUCCHI, F. (1972): «Le torbiditi dell'Apenino settentrionale: Introduzione all'analisi di facies». *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, 161-199. Trad. al inglés por T.H. Nilsen: turbidites of the Northern Apennines: Introduction to facies analysis. *A.G.I. Reprint Series 3*, 1978.
- OEN ING. SOEN (1970): «Granite intrusión Folding and Metamorfismo in Central northern Portugal». *Bol. Geol. y Minero. España*. T. 81 núm. 2.
- ODRIOZOLA, J. M.; PEON, A.; UGIDOS, J. M.; PEDRAZA, J., y FER-

- NANDEZ, P. (1980): «Mapa Geológico de España». E: 1/50.000. 2.^a Serie Hoja núm. 577 (Bohoyo). *I.G.M.E.*
- ODRIOZOOLA, J. M.; PEON, A.; UGIDOS, J. M.; PEDRAZA, J., y FERNANDEZ, P. (1980): «Mapa Geológico de España». 1:50.000. 2.^a Serie, Hoja 578 (Arenas de San Pedro). *I.G.M.E.*
- 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* núm. 40. *Bol. Geol. y Min.* t. 82, fasc. 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. *I.G.M.E.*
- PEREZ GONZALEZ, A.; BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y CARBALLEIRA, J. (1984): «El terciario continental de Extremadura, Libro jubilar J. M. Ríos». *Geología de España*. *I.G.M.E.* en presa.
- QUESADA GARCIA, A. (1960): «Falla de desgarre en el SW 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 Maia e o Satas (Portugal Central)». *Cuadernos geología Ibérica*.
- RICCI LUCCHI, F. (1978): Turbidite dispersal in a Miocene deep-sea plain. *Geol. Mijnbouw* 57, 559-576.
- RICCI LUCCHI, F.; COLELLA, A., ORI, G. G., y COLAGONGO, M. L. (1981): «Pliocene fan deltas of the Intra Apenninic Basin, Bologna». *2nd IAS reg meet. Exc. guidebook*, 76-138.
- RODRIGUEZ ALONSO, M.^a DOLORES (1982): «Contribución al conocimiento del C.E.G. en el Sector Occidental del Sistema Central Español (Las Huedes y Sierra de Gata)». *Tesis doctoral inédita*. Universidad de Salamanca.
- RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D. (1985): «El complejo esquisto grauválico en el área de la Hurdes-Sierra de Gata (Prov. de Salamanca-Cáceres. España)». *Cuad. Geol. Ibérica*, 9.

- RUPKE, N. A. (1978): «Deep clatic seas. In: Sedimentary enviroments and facies, 372-415». Ed. H. G. Reading Black well Scient. Publ.
- SAN JOSE LANCHÁ, M. A. de (1980): «Estudio estratigráfico de los materiales preordovícicos del anticlinal de Navalpino (Prov. de Badajoz y Ciudad Real)». *Fundación Juan March*.
- SAN JOSE LANCHÁ, M. A. de (1983): «El complejo sedimentario pélítico grauváquico». En: Los tiempos precámbricos y paleozóicos. El ciclo hercínico Libro Jubilar J. M. Ríos. *Geología de España* Tomo I., 91-100. I.G.M.E.
- SANZ DONAIRE, J. J. (1979): «El Corredor de Béjar». *C.S.I.C. Inst. Geol. Apli.*
- SCHERMERHORN, L. J. G. (1956): «Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro-Daire-Sao Pedrs do Sul-Sâ tao region (Northern Portugal)». *Con Serv. Geol. Portugal*, 37.
- 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 Atlántic ocean». *J. of Geology*, 86, 299-309.
- SCHMIDT THOME, P. (1950): «Basamento paleozoico y cobertura en la parte occidental de la España Central (Prov. de Salamanca y Cáceres)». *Public. extranjeras sobre Geología de España*. t.v. Madrid.
- SCHMIDT, H. J. (1957): «Stratigraphie und Tetonik des nordlichen. Extremadura im Bereich der Flüse Tajo und Alagon (Spanien)». *Münster junio 1977*.
- SCHOTT, J. J.; MONTIGNY, R., y THIVIZAT, R. (1981): «Paleomagnetism and potassium-argon age of the Messejana Dike (Portugal and Spain): angular limitations to the rotation of the Iberian Peninsula since Middle Jurasic». *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 457-470.
- SOARES DE ANDRADE, A. A. (1972): «Sur l'âge Permien inférieur d'une intrusion doléritique à Portel, Alentejo (filón de Messejana)». *Rev. Fac. Cienc. Lisboa*, 17, 237-242.
- TEIXEIRA, C. (1955): «Notas sobre a geología de Portugal: O Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovícico». *Porto Editora*. Lisboa. 50 p.
- TEIXEIRA, C. (1979): «Le precambrien portugais». *C. R. Som. Soc. Geol. France*. Fasc. 5-6. 228-230. París.

- TEIXEIRA, C., y TORQUATO, J. R. (1975): «Nouvelles données sur l'âge du grand filon doléritique de Vila do Bispo-Plasencia». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 19, 99-101.
- TENA DAVILA-RUIZ, M. y CORRETGE CASTAÑON, L. G. (1980): «Mapa Geológico de España». E 1/50.000. 2.^a Serie. Hoja núm. 704 (11-28). Cáceres. I.G.M.E.
- TORRE DE ASUNCAO, C. (1969): «Sur la petrographie du Compexe des schistes et grauvacoës 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. Univ. Salamanca.
- UGIDOS, J. M.^a (1974 A): «Características del Metamorfismo en el área Béjar-Plasencia». *Bol. Geol. Min.* 85, 6 73-81.
- UGIDOS, J. M.^a (1974 b): «Metasomatismo y granitización en el complejo metamórfico de Béjar. Barco de Avila-Plasencia. Petrogenésis de los granitos de tendencia alcalina». *Studia Geologica*. 8, 27-46.
- UGIDOS, J. M.^a (1974 c): «Granitos de dos micas y moscovíticos en la región de Barco de Avila-Plasencia y áreas adyacentes». *Studia geologica* 7, 63-68.
- UGIDOS, J. M.^a (1974 d): «Los granitos biotíticos±cordierita de Béjar y áreas adyacentes». *Bol. Geol. Min.* 85, 66-74.
- UGIDOS, J. M.^a (1976): «Significado Petrológico de cordierita, sillimanita y andalucita en migmatitas y granitos de Plasencia-Béjar y áreas adyacentes (Salamanca-Cáceres)». *Separata Studia Geológica*, 10 pág. 31-43. Salamanca, 1976.
- UGIDOS, J. M.^a (1980-81): «Discusión sobre la génesis de los granitos calcoalcalinos del Macizo Hespérico». *Bol. Soc. Geol. Portugal*. 22, 129-133.
- UGIDOS, J. M.^a (1981 a): «Sobre el metamorfismo en los sectores occidentales de Gredos». *Cuadernos Lab. xeol. de Laxe*. 2, 117-122.
- UGIDOS, J. M.^a 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.^a, y BEA, F. (1979): «Ensayo sobre la génesis de las rocas graníticas del Macizo Hespérico». *Studia Geologica*. 14, 35-77.

- UGIDOS, J. M.^a y FERNANDEZ LAGUNA, F. J. (1973): «El metamorfismo al E. de Plasencia (Cáceres)». *Studia Geologica* 6, 65-71.
- UGIDOS, J. M.^a, GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1983): «Mapa Geológico de España». E 1/50.000. 2.^a Serie. Hoja núm. 598 (12-24). Plasencia. I.G.M.E.
- UGIDOS, J. M.^a, RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D.; MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1985): «Mapa Geológico de España», E 1/50.000 2.^a Serie Hoja n.^o 575 (12-23). Hervas. I.G.M.E.
- 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 Alcudia y en las Sierras de Cáceres y N. de Badajoz». *Est. Geol.* Vol. XXVII, pp. 419-425. Octubre 1971.
- VEGAS, R. (1971): «Geología de la Región comprendida entre la Sierra Morena occidental y las Sierras del N. de la prov. de Cáceres (Extremadura española)». *Bol. Geol. y Minero de España* T. 82 p. 351-358.
- VEGAS, R. (1974): «Repartición de las series anteordovícicas del S.O. 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 p. 207-215.

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA