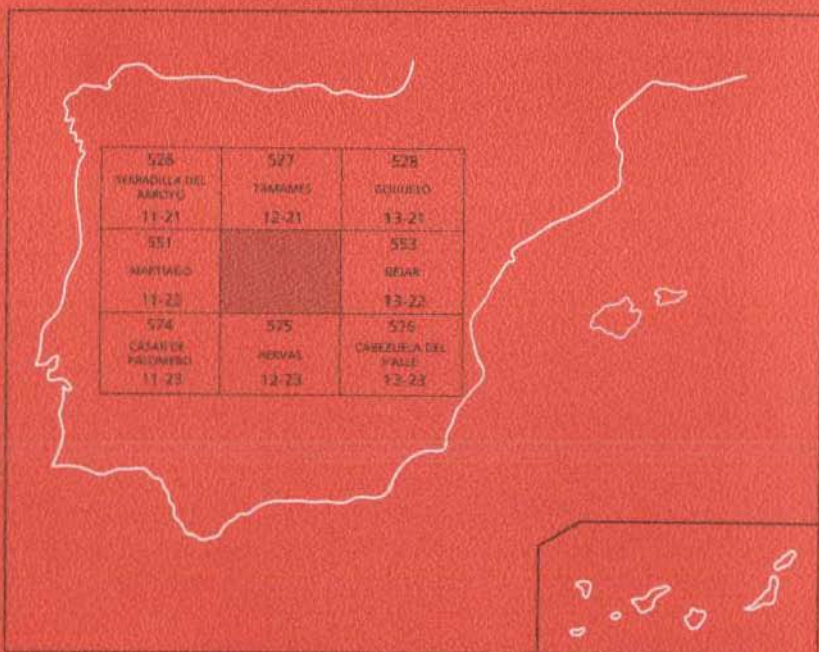




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



MIRANDA DEL CASTAÑAR



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

MIRANDA DEL CASTAÑAR

Primera edición

MADRID, 1990

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por INTECSA (Internacional de Ingeniería y Estudios Técnicos, S. A.) durante los años 1987-88, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes Técnicos Superiores:

Geología de campo, síntesis y Memoria:

- Ugidos Meana, J. M.^º.
- Rodríguez Alonso, M.^º D.
- Albert Colomer, V.
- Martín Herrero, D.

Colaboradores:

- *Geología estructural*: Díez Balda, M.^º A., del Dpto. de Geotectónica de la Universidad de Salamanca.
- *Sedimentología del CEG*: Rodríguez Alonso, M.^º D., del Dpto. de Petrología de la Universidad de Salamanca.
- *Sedimentología del Paleozoico*: Carballeira Cueto, J., del Dpto. de Estratigrafía de la Universidad de Salamanca.
- *Cuaternario y Geomorfología*: Cantano, M., del Dpto. de Geomorfología de la Universidad de Salamanca.
- *Petrografías*: Rodríguez Alonso, M.^º D., y Gonzalo Corral, J. C., del Dpto. de Petrología de la Universidad de Salamanca.
- *A. Químicos*: Bea, F., del Dpto. de Petrología de la Universidad de Salamanca.
- *Micropaleontología*: Liñán, E., y Palacios, T., de los Dptos. de Paleontología de las Universidades de Zaragoza y Badajoz, respectivamente .

Dirección y supervisión del ITGE:

- Monteserín López, V.

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

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

Depósito Legal: M - 26.943 - 1990

NIPO 232 - 90 - 005 - 1

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

INDICE

	Páginas
0 Introducción	5
1 Estratigrafía	6
1.1 Precámbrico Superior - Cámbrico Inferior	6
1.2 Ordovícico Inferior	18
1.2.1 Conglomerados, microconglomerados y areniscas (9)	18
1.2.2 Areniscas, cuarcitas y pizarras (10)	24
1.2.3 Cuarcitas. Cuarcita armoricana (11)	26
1.3 Terciario - Cuaternario	28
1.3.1 Plioceno - Pleistoceno	28
1.3.1.1 Cantos subredondeados con matriz arenosa (12)	28
1.4 Cuaternario	29
1.4.1 Pleistoceno - Holoceno	29
1.4.1.1 Bloques y cantos angulosos con matriz arenosa. Derrubios de ladera y canchales (13)	29
1.4.1.2 Cantos redondeados con matriz areno-arcillosa. Coluvión (14)	29
1.4.2 Holoceno	29
1.4.2.1 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terrazas (15 y 16)	29
1.4.2.2 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Aluvial (17)	30
2 Tectónica	30
2.1 Introducción	30
2.2 Estructuras prehercénicas	31
2.3 Estructuras hercénicas	31
2.3.1 Primera fase de deformación	32
2.3.2 Otras deformaciones	39
2.3.2.1 Pliegues tardíos	39
2.3.2.2 Esquistosidad tardía	40
2.3.2.3 Lineaciones tardías	41
2.3.2.4 Fracturas	41

	Páginas
3 Geomorfología	44
4 Petrología	46
4.1 Rocas plutónicas	46
4.1.1 Cuarzodioritas biotíticas ± cordierita (2)	46
4.1.2 Granitos biotíticos (3)	47
4.1.3 Granitos de grano fino (4)	50
4.1.4 Enclaves microgranulares en los granitos biotíticos.	51
4.2 Rocas filonianas	53
4.2.1 Diques de cuarzo (1)	53
4.3 Rocas con metamorfismo de contacto	54
4.4 Petrología ígnea	55
4.5 Petrología metamórfica	58
4.5.1 Metamorfismo regional	58
4.5.2 Metamorfismo de contacto	62
5 Historia geológica	63
6 Geología económica	64
6.1 Minería	64
6.2 Canteras	65
6.3 Hidrogeología	66
7 Bibliografía	67

0 INTRODUCCION

La Hoja de Miranda de Castañar (núm. 12-22) se encuentra situada en el sur de la provincia de Salamanca e incluye en el ángulo inferior izquierdo una pequeña zona de la provincia de Cáceres.

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

Los materiales que configuran esta Hoja se encuentran representados por rocas sedimentarias en un 50 por 100 de la superficie total, que están incluidos en su mayor parte en el Precámbrico Superior, Cámbrico Inferior, Ordovícico Inferior, Pliocuaternario y Cuaternario. El resto aparece ocupado por rocas graníticas que forman parte del área de Béjar-Plasencia.

La estructura responde a las mismas características regionales en las que se encuadra. Destaca como la más acusada, la existencia de una primera fase de deformación hercínica que origina pliegues de dirección ONO-ESE de plano axial subvertical que lleva asociada una esquistosidad de flujo S_1 muy marcada. Con posterioridad se producen movimientos tardíos que originan pequeños repliegues con esquistosidad de crenulación observada a nivel puntual y una serie de sistemas de fracturas que quedan muy bien reflejadas en las áreas graníticas.

Con anterioridad a las deformaciones hercínicas tiene lugar, al menos, dos fases de deformación. La primera de ellas queda reflejada por la discordancia existente entre los materiales del Precámbrico Superior y el Cámbrico Inferior y la segunda entre estos últimos y el Ordovícico Inferior (Fase Sárdica). Esta última puede ser observada en diversos puntos de las provincias de Salamanca y Cáceres. Ambas deformaciones quedan reflejadas por pliegues cortados por la esquistosidad de primera fase hercínica (S_1) y por la presencia de lineaciones de intersección L_1 inclinadas en los materiales precámbricos.

La morfología presenta un contraste marcado preferentemente por la diversidad geográfica existente que configura tres grandes zonas: Las Batuecas, en la parte NO, con cotas que alcanzan los 1.400 m. de altitud; área nororiental con cotas comprendidas entre los 1.000 m. y 700 m. y la zona más occidental son cotas que se inician desde los 700 m. y que tendría su prolongación, hacia el Sur, a la penillanura extremeña. Es en esta zona donde se ubica la terminación del Embalse de Gabriel y Galán. Los valles son encajados en sus zonas altas y los arroyos, muy abundantes, discurren hacia el N y S para verter sus aguas a las cuencas del Duero y Tajo, respectivamente.

Entre los antecedentes geológicos más recientes cabe mencionar, entre otros, las tesis doctorales de SAAVEDRA, J. (1970); UGIDOS, J. M.^a (1973); ROLZ, P. (1975); RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D. (1982) y DIEZ BALDA, M.^a D. (1982), los trabajos de LOTZE, E. (1945-1969); MACAYA, J. (1981); SAAVEDRA, J., et al. 1973 y 1974) y UGIDOS, J. M.^a (1973-1986), la investigación de fosfatos de MAYASA (1986-88) y las Hojas geológicas del PLAN MAGNA limítrofes, realizadas en la provincia de Cáceres.

1 ESTRATIGRAFIA

Los metasedimentos presentes en esta Hoja pertenecen en su mayor parte al denominado Complejo Esquisto Grauváquico, de edad Precámbrica, sobre los que se depositó una serie Paleozoica que actualmente está representada por materiales del Ordovícico Inferior localizados en el cuadrante noroccidental de la Hoja.

El resto de los sedimentos está escasamente representado por depósitos pliocuaternarios y cuaternarios, entre los que destacan los derrubios de ladera y canchales, adosados e incluidos dentro de los relieves paleozoicos que configuran la región de Las Batuecas.

1.1 PRECAMBRICO SUPERIOR - CAMBRICO INFERIOR

Los metasedimentos incluidos en este apartado corresponden a dos Unidades o Series de difícil diferenciación cartográfica, dada la similitud de facies que presentan.

La Unidad o Serie Inferior corresponde a lo que se ha denominado Complejo Esquisto Grauváquico (CEG), de amplia extensión en todo el dominio extremeño.

La denominación de Unidad Inferior y Superior fue realizada por RODRIGUEZ

ALONSO, M.º D. (1985) y tiene una equivalencia aproximada en esta Hoja con las Series Inferior y Superior descritas por ROBLES CASAS, R., et al. (1988); ALVAREZ NAVA, H., et al. (1988) y DIEZ BALDA, M.º A., et al. (1988) para todo el área comprendida entre el límite fronterizo con Portugal y Salamanca. Se debe tener en cuenta que los criterios utilizados por RODRIGUEZ ALONSO, M. D. (op. cit.) y por los otros autores son diferentes.

Seguidamente se exponen los tramos cartográficos representados, sedimentología, petrología, correlación con otras áreas y la bioestratigrafía del conjunto.

Tramos cartográficos

La cartografía refleja materiales que han sido incluidos dentro de las Series o Unidades Inferior y Superior. Estas son:

SERIE O UNIDAD INFERIOR

— Grauvacas y pizarras (5) (Precámbrico Superior).

A este tramo pertenece una serie de predominio pelítico en el que se intercalan paquetes arenosos de potencia diversa, junto con niveles conglomeráticos y caóticos.

En el plano se sitúan en el área suroccidental y tienen su prolongación por todo el S y SO, hacia Cáceres.

La edad de estos sedimentos corresponde al Precámbrico Superior.

SERIE O UNIDAD SUPERIOR

— Pizarras y limolitas (6). Incluyen conglomerados (7) y pizarras microbandedas (8) (Cámbrico Inferior).

En discordancia sobre los materiales de la Serie Inferior aparece una serie constituida fundamentalmente por pizarras y limolitas (6) que incluyen niveles guías con entidad cartográfica, representados por conglomerados (7) y pizarras microbandedas (8).

Como se puede observar en el mapa, la cartografía de los niveles de pizarras microbandedas pone de manifiesto que la Serie Superior constituye un conjunto suavemente replegado cuyas trazas axiales están subverticales.

La discordancia entre la Serie Inferior y la Superior es difícil de determinar dada la similitud de facies, por lo que el contacto discordante se ha marcado supuesto en la mayor parte de su trazado.

Los puntos en que con mayor claridad se observa esta discordancia corresponden a los cortes existentes al N de Las Mestas (c.c. Las Mestas-La Alberca), el camino a la Sierra del Castillo (N de Rebollos) y las pistas forestales de la zona S de la Sierra de El Pardo.

Para su separación se han tenido que tener en cuenta no sólo el factor litológico sino también el estructural. En general se ha observado a nivel de Hoja y regional que la Serie Inferior presenta buzamientos de la dirección L_1 superiores a 45° , en tanto que para la Serie Superior las lineaciones L_1 no superan los 30° .

Todo el conjunto formado por la Serie Superior tienen ya una edad Cámbrico Inferior.

Sedimentología

Desde el punto de vista sedimentológico se han distinguido en el CEG los siguientes tipos de facies, cuyas características reflejan en gran parte las presentes en los depósitos de abanicos submarinos profundos (fig. 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 polimícticos, con clastos de cuarzo y FR dispersos 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 A_1 y A_2 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

FACIES	TIPO DE ROCA - TEXTURA	POTENCIA	GEOMETRIA	RELACION ARENA/PELITA	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS	SECUENCIA DE BOUMA	MECANISMO DEPOSICIONAL	EQUIVALENCIA
I	a	CONGLOMERADOS GRANO - SOPORTADOS	LENTICULAR	VARIABLE ALTA	SIN ESTRUCTURAS	NO ES APLICABLE	GRAIN FLOW, FLUJO TURBULENTO DE ALTA DENSIDAD, SANDY DEBRIS FLOW	A ₁
	b	CONGLOMERADOS Y ARENISCAS CONGLOMERATICAS			DEBRIS FLOW, MUD FLOW		A ₂	
	c	CONGLOMERADOS MATRIZ - SOPORTADOS						
II	ARENISCAS DE GRANO FINO A MEDIO, SORTING MODERADO A POBRE	CENTIMETRICA A METRICA		ALTA > 1	SIN ESTRUCTURAS AMALGAMACION	NO ES APLICABLE	FLUJO TURBULENTO DE ALTA DENSIDAD	B ₁
III	ARENISCA DE GRANO MEDIO A FINO CON FINAS INTERCALACIONES PELITICAS OCASIONALMENTE TAMAÑO GRAVA O ARENA MAS GRUESA	15 - 130 cm.	LENTICULAR	> 1		NO ES APLICABLE T DUNA/c/e	FLUJO TRACTIVO	B ₂
IV	ARENISCA DE GRANO FINO CON FINAS INTERCALACIONES PELITICAS	2 - 4 cm	LENTICULAR	> 1		NO ES APLICABLE T DUNA/e	FLUJO TRACTIVO	E
V	ALTERNANCIA ARENA / PELITA ARENA FINA SORTING MODERADO A POBRE	CENTIMETRICA A METRICA		> 1		Ta/c/e Ta/c	FLUJO TURBULENTO DE ALTA DENSIDAD	C ₁
VI	ALTERNANCIA ARENA / PELITA ARENA FINA SORTING MODERADO A POBRE	CENTIMETRICA A METRICA		>> 1		SECUENCIA 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		Tb - c Tc - e Td - 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		Te	FLUJO TURBULENTO MUY DILUIDO	D ₃
X	PELITAS MASIVAS, ESCASA ARENA	METRICA		0 - < 1		NO ES APLICABLE	MUD FLOW	A ₂ ?
XI	PELITAS NEGRAS CARBONOSAS ABUNDANTE PIRITAS, NODULOS SILICEOS Y FOSFATADOS	METRICA		<< 1		NO ES APLICABLE	FACIES EUXINICAS, DEPOSICION LENTA CON ESCASO APORTE DETRITICO GRUESO	G?
XII	FACIES CAOTICAS, BLOQUES Y MASAS DESORDENADAS	METRICA		VARIABLE		NO ES APLICABLE	DESPLAZAMIENTO GRAVITACIONAL, SLUMPING, TRANSICION A DEBRIS FLOW	F

GEOMETRIA, PLANO-PARALELA

TECHO ONDULADO

GEOMETRIA CANALIZADA

GRANOSELECCION +, -

ORIENTACION DE LOS CANTOS

LAMINACION PARALELA

LAMINACION SUBPARALELA

LAMINACION CRUZADA DE BAJO ANGULO Y MEDIANA A GRAN ESCALA

LAMINACION CRUZADA A PEQUEÑA ESCALA

RIPPLES

ESTRUCTURA DE CARGA

SLUMPING

CONVOLUTE LAMINATION

CANTOS PELITICOS

Figura 1 - CARACTERISTICAS DE LAS FACIES SILICICLASTICAS DISTINGUIDAS EN EL C.E.G Y SU EQUIVALENCIA CON LAS OBSERVADAS EN OTROS DEPOSITOS DE ABANICOS SUBMARINOS POR MUTTI y RICCI LUCCHI (1972, 1975), RICCI LUCCHI (1970) y RICCI LUCCHI ET AL (1981)

«slumps» o con pequeñas pasadas pelíticas discontinuas, quizá 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 arenosa y arenoso-pelíticas de grano medio a fino, con geometría lenticular (base plana o ligeramente erosiva y techo ondulado) que presentan laminaciones subparalelas y oblicuas 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 «ripples». Algunas veces estas facies se presentan en estratos con granulometría más grosera, 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 B₂ de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), y corresponde al depósito modelado por un flujo tractivo 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 asimismo de un depósito producido por un flujo tractivo.
- 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 ó Ta/c. Se trata de estratos con contacto plano-paralelos y de potencia variable que se corresponden con las facies C₁ 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

los de la secuencia de Bouma más o menos completa. Dichas facies, que presentan geometría tabular y potencia variable, tienen equivalencia con las facies C₂ 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 D₁ 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 centimétricos 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 del transporte y sedimentación de corrientes de turbidez diluidas.
- IX. Facies pelíticas grises con laminación paralela, en las que la proporción arenosa es muy escasa y predomina el tamaño limo y arcilla. Constituyen estratos de contactos plano-paralelos en los que se alternan láminas milimétricas a centimétricas de colores claros y oscuros, según su contenido en cuarzo, minerales arcillosos o materia orgánica, formando una laminación paralela que en algunos puntos puede ser irregular o discontinua. Estas facies corresponden al tipo D₃ de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), y representan el resultado de la sedimentación de corrientes de turbidez muy diluidas.
- X. Facies pelíticas sin estructuras, de color gris, beige o verdoso, 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, «slumpizados» o en bloques intercalados entre materiales perfectamente estratificados. Su potencia es variable, desde varios centímetros a varios metros, y están frecuentemente relacionados y en transición con las facies conglomeráticas matriz-soportadas. Este tipo de facies corresponde a 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 semiconsolidada o rígida se desliza a lo largo de un plano, manteniendo su coherencia interna (RUPKE, 1978).

En esta Hoja la asociación y distribución de las facies señaladas presentan las siguientes particularidades:

- A) En la Unidad Inferior se reconoce un fuerte predominio de las facies pelítico-arenosas y pelíticas, algunas de las cuales presentan un gran contenido en sulfuros. Entre ellas se intercalan esporádicamente paquetes de potencia métrica constituidos por facies arenosas unas veces sin estructuras y otras tractivas, con algunos conglomerados matriz-soportados, areniscas conglomeráticas y facies caóticas.

Dichas intercalaciones tienen una cierta ciclicidad que refleja la dinámica interna que reguló la sedimentación turbidítica en la cuenca, de modo que los sucesivos períodos de cambios relativos del nivel del mar produjeron la sedimentación de determinados ciclos de facies en este área. Las facies arenosas son cuarzosas y feldespáticas. Destaca también la presencia de clastos, tanto entre éstas como entre los conglomerados, pequeñas láminas entre las pelitas, que tienen un contenido relativamente alto en material carbonoso y fosfatado.

- B) Sobre los términos descritos de la Unidad Inferior se sitúa un nivel de potencia decamétrica constituido predominantemente por facies pelíticas negras carbonosas que corresponden a la Unidad Superior. Este nivel tiene escasa representación cartográfica y aflora en varias bandas situadas entre materiales de la Unidad Inferior en el borde más oriental, cercano ya a la intrusión granítica, en un área fuertemente tectonizada.

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

- En la Serie o Unidad Inferior se reconoce un predominio de las facies pelítico-arenosas y pelíticas, entre los que se intercalan otros tramos constituidos por facies arenosas.

Un ejemplo de distribución de facies se refleja en la columna levantada al N de Arrolobo (fig. 2). En ella se observa un tramo basal (I) de potencia decamétrica, constituido esencialmente por facies arenosas y areno-pelíticas que es seguido de otro superior (II) compuesto mayoritariamente por facies pelítico-arenosas y pelíticas en general. Todo el conjunto constituye una megasecuencia positiva en cuyo interior se distinguen a su vez algunas variaciones de facies que presentan una cierta ciclicidad.

Es interesante resaltar la geometría plano-paralela en la mayoría de los estratos arenosos, la escasez de estructuras internas y su aparente continuidad a escala de afloramiento, aunque también se encuentran ejemplos de bancos amalgamados, con superficies inferiores erosivas y granoselección.

En líneas generales, se trata de facies depositadas por mecanismos de corrientes de turbidez de alta y baja densidad, con menor proporción de las formadas por procesos tractivos. La ciclicidad observada es el resultado de sucesivos períodos de cambios relativos del nivel del mar en la cuenca turbidítica.

- Sobre los términos descritos de la Serie o Unidad Inferior se disponen unas bandas constituidas por facies pelíticas negras carbonosas que corresponden a la Serie o Unidad Superior. Dichas facies presentan un aspecto masivo o con finas laminaciones, conteniendo en algunos lugares clastos o nódulos fosfatados. La sedimentación de las pelitas negras significa un cambio de carácter regional en las condiciones de sedimentación, que probablemente corresponde con un período de ascenso relativo del nivel del mar en el que se produciría una sedimentación lenta, con escasos aportes de terrígenos gruesos, en un medio típicamente euxínico, en el que se vio favorecida la precipitación de fosfatos. Esta formación de fosfatos se encuadra dentro de los principales episodios de formación de depósitos fosfatados a escala global durante el Proterozoico Superior-Cámbrico.

Petrografía

El grupo litológico más importante lo constituyen las pelitas que predominan sobre las rocas areniscosas y conglomeráticas.

En el estudio microscópico se observa una variación textural de las rocas en las zonas próximas a la unidad granítica. Así, el aumento del gradiente de

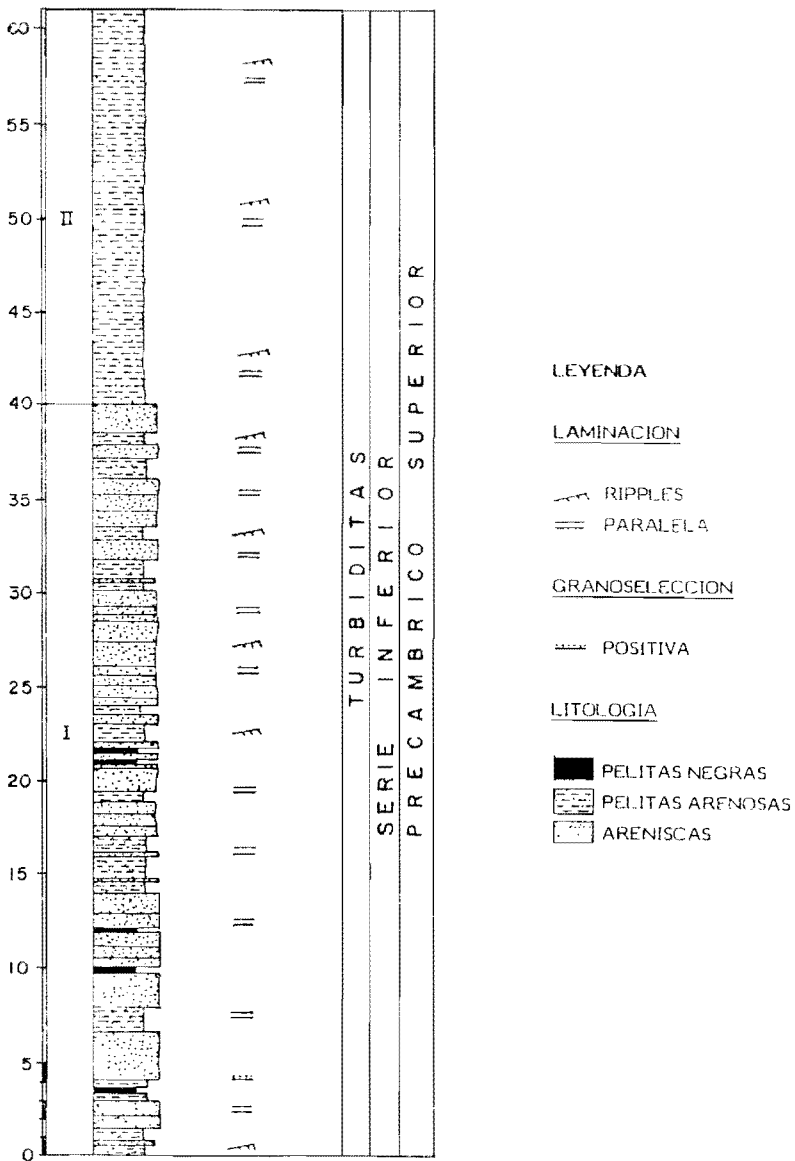


Figura 2

temperatura y de deformación en estas áreas produjo en los materiales adyacentes unas texturas típicamente metamórficas (lepidoblásticas y granoblásticas, en ocasiones maculosas), mientras que en las zonas alejadas de la masa granítica las rocas presentan una textura blastopelítica, blastosamítica y blastosefítica, pudiendo reconocerse la textura clástica original recrystalizada y tectonizada.

Se han reconocido los siguientes grupos litológicos:

Metapelitas.—Se trata de rocas con textura blastopelítica o lepidoblástica compuestas en su mayoría por una fina masa de filosilicatos (sericita, biotita, clorita, moscovita), con proporciones variables de cuarzo de tamaño limo o arena muy fina y material carbonoso. Como minerales accesorios se presentan: feldespatos, turmalina, opacos, circón, apatito y xenotima. Algunas muestras destacan por su alto contenido en material carbonoso unido a la presencia de abundantes sulfuros y material fosfatado. Se han distinguido varios tipos en función de su composición: metapelitas sericiticas, biotíticas, carbonosas y metapelitas limo-arenosas a veces bandeadas.

La estructura más frecuentemente observada es la laminación paralela y y oblicua de potencia milimétrica, continua o discontinua, definida por la alternancia de láminas con distinta proporción de filosilicatos, cuarzo o material carbonoso.

La deformación y el metamorfismo regional han producido la recrystalización del conjunto y una fina orientación de la masa de filosilicatos, junto con el desarrollo de una blastesis de biotita poiquiloblástica en cristales dispersos o agregados. En algunos puntos se observa una esquistosidad de crenulación que traspone la esquistosidad anterior. El metamorfismo de contacto ha originado en las cercanías del granito una textura maculosa por la formación de una blastesis de la que actualmente sólo se conservan los productos de alteración.

Metagrauvas y cuarcitas.—En este grupo se incluyen rocas clasificadas como metagrauvas cuarzosas, feldespáticas y cuarcitas que a veces suelen estar bandeadas. Son rocas con una textura blastosamítica o granoblástica constituidas por granos subangulosos de tamaño arena fina a media, con un «sorting» moderado a bueno. El esqueleto está constituido predominantemente por cuarzo con menores proporciones de feldespatos y FR (pelítica, volcánica y de cuarzo microcristalino). El material intersticial es sericitico-clorítico-biotítico y procede en parte de la alteración y disgregación de fragmentos metaestables del esqueleto. Como minerales accesorios se encuentran: opacos, moscovita, turmalina, circón, xenotima, apatito y carbonatos.

El bandeo, cuando existe, está definido por la alternancia de láminas ricas en filosilicatos o cuarzo.

El metamorfismo regional y la deformación han producido una recristalización del conjunto y a veces una orientación de los filosilicatos junto con el desarrollo de una blastesis de biotita poiquiloblástica o fibrosoradiada.

Conglomerados.—Son rocas con textura blastosefítica constituidas por clastos heterométricos, generalmente muy redondeados y con distinta proporción de material intersticial, reconociéndose texturas grano-soportadas y matriz-soportadas. Su composición es predominantemente cuarzosa.

El esqueleto está compuesto mayoritariamente por granos de cuarzo mono y policristalino fino (del tipo metamórfico recristalizado de Krynine), presentando algunos morfología típica de un origen volcánico. En menor proporción se encuentran FR pelítica, fosfatada y de cuarzo microcristalino.

En el material intersticial se reconocen dos fracciones granulométricas: una más grosera (arenosa), constituida por cuarzo, escasos feldespatos y algunos FR y otra granulometría fina compuesta por filosilicatos (sericita, biotita, clorita) con escaso cuarzo. Otros minerales accesorios son: moscovita, opacos, turmalina, circón, apatito y xenotima.

El metamorfismo ha desarrollado en algunos puntos una blastesis de clorita, biotita y pequeños cristales de granate. Todo el conjunto ha sufrido una intensa recristalización y orientación de los filosilicatos.

La composición de los clastos indica un área de procedencia múltiple, sedimentaria, ígnea y metamórfica para estas rocas. Asimismo, las características texturales sugieren un medio de transporte y sedimentación en masa, tipo «debris flow», en el que el alto grado de redondeamiento de los granos vendría heredado de un transporte previo.

Materiales fosfatados.—Aunque de escasa importancia cuantitativa, hay que señalar la presencia de materiales fosfatados en capas lenticulares y nódulos o clastos entre pelitas negras y como intraclastos en los conglomerados o areniscas.

Los materiales fosfatados pueden presentarse en tres variedades:

- Masas afáníticas de color negro, con pequeñas cantidades de cuarzo y sericita en las que a veces se desarrollan cristales de clorita, epidota, esfena y apatito.
- Masas micro o criptocristalinas incoloras o algo amarillentas de apatito, casi isótropas o con muy baja birrefringencia.
- Agregados de cristales de apatito, a veces asociados a clorita.

Correlación con otras áreas

A nivel regional los metasedimentos descritos se incluyen en dos Series: Inferior y Superior, bien diferenciadas, de edades Precámbrico Superior y Cámbrico Inferior, respectivamente.

La primera de ellas pertenece al Grupo Domo Extremeño y corresponde con el denominado CEG de amplia extensión hacia el Sur, descrito por RODRIGUEZ ALONSO, M.^o D. (1985) en su tesis doctoral y en las Hojas del MAGNA realizadas en ese área (MARTIN HERRERO, D., et al., 1984; CORRETGE CASTAÑON, L. G., et al., 1981, y UGIDOS MEANA, J. M.^o, et al., 1985, entre otras).

La Serie Superior, equivalente con parte de la Unidad Superior descrita por RODRIGUEZ ALONSO, M.^o D. (1985) en la zona, es correlacionable con la Formación Aldeatejada descrita por DIEZ BALDA, M.^o A. (1982) para el SO de Salamanca (Tamames-Salamanca). En este área los sedimentos que esta última autora describe como pertenecientes a la Formación Monterrubio no se localizan y sólo existen parte de los atribuidos a la Formación Aldeatejada.

Para NOZAL MARTIN, F., et al. (1988), las correlaciones que se pueden establecer entre los materiales de las Zonas Sur y Oeste de Salamanca y el Anticlinorio de Valdelacasa (Montes de Toledo Occidentales), son claras si se consideran los materiales estratigráficamente más altos del Cámbrico Inferior, ya que presentan las mismas litologías, facies y restos faunísticos, es decir, las Areniscas de Tamames serían equivalentes a las Areniscas de Azorejo, las Calizas de Tamames a las Calizas de Los Navalucillos, etc. Descendiendo en la serie y en continuidad normal, las Formaciones Aldeatejada y Monterrubio del Sur de Salamanca, DIEZ BALDA, M.^o A. (1982), así como la Unidad Superior del Oeste de Salamanca, RODRIGUEZ ALONSO, M.^o D. (1985) serían correlacionables con la Formación Pusa de los Montes de Toledo, NOZAL MARTIN, F., et al. (1984), OLIVE DAVO, A., et al. (1986).

Los materiales situados por debajo de los anteriores, en posición discordante, es decir, los correspondientes a la Unidad Inferior de RODRIGUEZ ALONSO, M.^o D. (1985), aún está en discusión su correlación con los Montes de Toledo. Según unos autores, pueden corresponder con reservas al denominado Grupo II, en el que se diferencian dos conjuntos de materiales, uno que corresponde a facies de plataforma con desarrollo de carbonatos, conglomerados, arenas y pelitas y otro de características turbidíticas del tipo 1 (F. Estomiza). La correlación para ellos sería con este último conjunto, OLIVE DAVO et al. (op. cit.). Según otros autores, corresponderían a la Formación Estomiza (Grupo I), NOZAL, F., et al. (1988).

Finalmente, en relación con los materiales del CEG existentes en Portugal hay que destacar la semejanza de la Unidad Inferior de este trabajo con los

denominados Esquistos de Las Beiras SCHERMERHORN, L. J. G., 1956); a su vez parte de la Formación de Bateiras (BERNARDO DE SOUSA, M., 1981, 1982) podría correlacionarse con la Unidad Superior aflorante en esta Hoja.

Bioestratigrafía

Las características de los microfósiles encontrados en esta Hoja no permiten su clasificación debido al metamorfismo existente, sin embargo sí podemos decir que guardan grandes similitudes con las microbiotas encontradas en muestras tomadas en facies similares de esta Unidad Inferior, en la Hoja número 575 (12-23), Hervas (UGIDOS MEANA et al., 1985), limítrofe por el Sur con la que nos ocupa. En ellas se pudieron clasificar:

- Formas solitarias 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 Superior-Vendiense).
- Formas en racimos que serían equivalentes a las FORMAS E (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-Paleozoico). 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 a *Eomicrhystridium* sp., aunque también podrían deber su forma al crecimiento de cristales dentro de la vesícula (hecho 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 «flicschurbídica» (VIDAL y SIEDLECKA, 1983), con una edad Rifeense Superior.
- *Bavlinella faveolata* (SHEPELEVA, 1982), VIDAL, 1976, con cápsulas inferiores e igual o mayores de 1. La abundancia de esta especie ha sido utilizada como indicativa de edad VENDICA, en gran parte del mundo, sin embargo 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.

— *Leiosphapsidia* sp.—Es una especie que comienza a abundar en el Cámbrico, si bien hay representantes de esta especie desde el Rifeense Superior.

— *Octoedrysiium* sp?—Este género es específico del Véndico Inferior, sin embargo los ejemplares que aparecen aquí no son lo suficientemente claros como para poderlos diagnosticar con precisión.

Por todo ello asignamos a estos materiales del Complejo Esquisto Grauváquico una edad Rifeense Superior-Vendiense.

1.2 ORDOVICICO INFERIOR

A este sistema pertenecen los materiales que configuran las estructuras que con dirección ONO-ESE dan lugar a los relieves que geográficamente se conocen como Las Batuecas y Peña de Francia.

En esta Hoja de Miranda del Castañar se encuentra la región de Las Batuecas, que incluyen las Sierras de La Alberca, Castillo y El Pardo y que tiene su prolongación junto con la Peña de Francia, en las Hojas limítrofes situadas al NO de la que nos ocupa.

Las características litológicas de todo el conjunto se encuentran reflejadas en la columna tipo levantada en la carretera comarcal existente en la Peña de Francia, incluida dentro de la Hoja núm. 527 (12-21), Sequeros, a 1,5 km. del borde N de esta Hoja (fig. 3).

Las tres unidades separadas en dicha serie son las que hemos considerado apropiadas para su cartografía, ya que a esta escala, una separación en paquetes más reducidos, dentro de cada Unidad, ofrece dificultades a causa de la uniformidad litológica, el replegamiento existente y el gran desarrollo de los materiales cuaternarios que los enmascaran.

A continuación se exponen las características más destacadas y sus rasgos locales más significativos.

1.2.1 CONGLOMERADOS, MICROCONGLOMERADOS Y ARENISCAS (9)

En disconformidad con los materiales infrayacentes del Precámbrico Superior ya descritos, aparece una serie formada por conglomerados, microconglomerados y areniscas que constituyen el tramo basal de la serie ordovícica aquí existente.

Todo el conjunto tiene una potencia variable en toda la megraestructura,

oscilando entre los 200-250 m. al N de las Mestas y los 6 m. de la Rebollosa. Paralelamente a su variación en potencia hay un cambio de facies, estando representados los conglomerados en las áreas con mayor espesor.

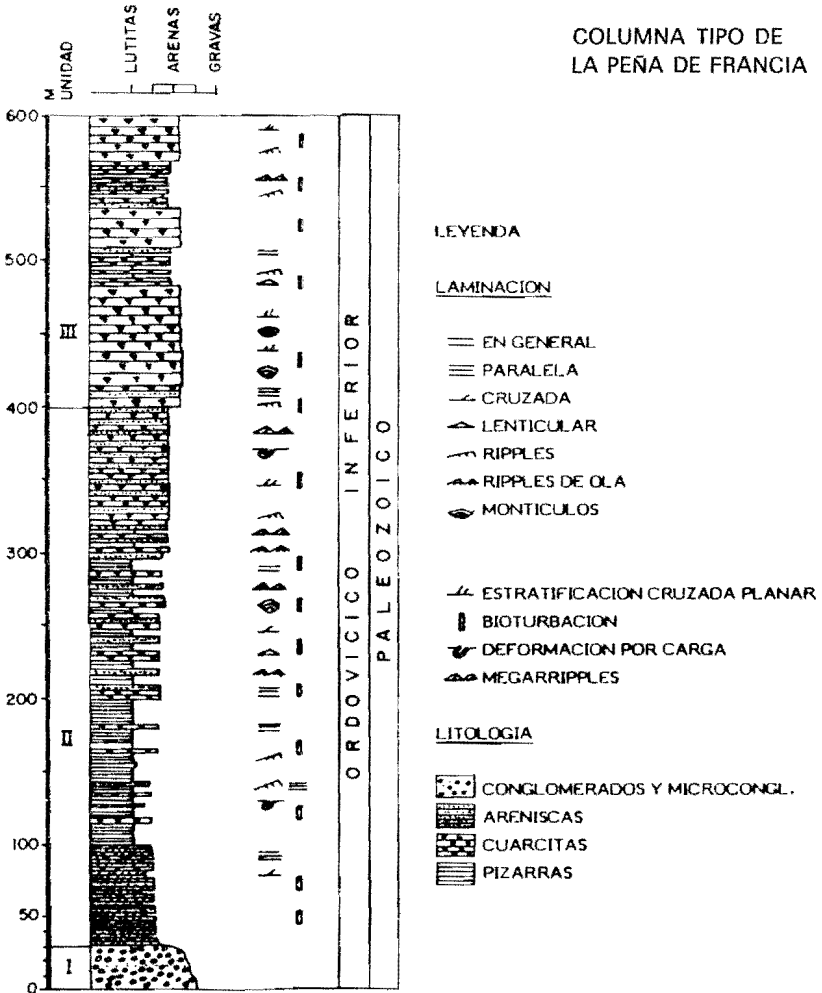


Figura 3

En la figura 4 se encuentran las columnas estratigráficas levantadas en diversos puntos. Sus características corresponden a:

SERIE 1. Batuecas N (muro a techo)

Tomada en la ladera N de la Sierra de La Alberca, en la c.c. La Alberca-Las Mestas.

Tramo 1.—16 m.—Facies luterolíticas de lutitas y limolitas y/o areniscas de grano fino laminadas; intercala lutitas masivas de tonos grises.

Tramo 2.—16,5 m.—Areniscas de grano medio a grueso con clastos tamaño grava dispersos. Microconglomerados escasos. Colores gris-verdosos.

SERIE 2. Batuecas S (muro a techo)

Corresponde a parte de los afloramientos de esta Unidad I, existentes al N de Las Mestas.

Tramo 1.— 4,5 m.—Microconglomerados y areniscas de grano muy grueso a fino.

Tramo 2.— 2,5 m.—Ortoconglomerados, cantos de cuarzo y lidita con bloques dispersos de pizarra y arenisca.

Tramo 3.— 7,5 m.—Cubierto.

Tramo 4.— 0,5 m.—Areniscas de tamaño grueso-grava. Cantos de pizarra dispersos y aplastados.

Tramo 5.— 6 m.—Ortoconglomerados, cantos de cuarzo, liditas y bloques de pizarra y arenisca.

SERIE 3. Rebollosa (muro a techo)

Tomada a 1 km. hacia el N de la localidad de Rebollosa. Sólo el tramo número 1 corresponde a esta Unidad I y el resto pertenece a la Unidad II.

Tramo 1.—16 m.—Arenisca de grano medio a grueso y muy grueso gris-verdosos. Niveles de microconglomerado con clastos de cuarzo y pizarra. Limolitas y lutitas laminadas.

Tramo 2.—14 m.—Areniscas de grano fino, muy fino y medio. Bioturbación muy abundante por Scolithos.

Tramo 3.— 3 m.—Cubierto.

Tramo 4.— 6 m.—Areniscas de grano fino, muy fino y medio. Bioturbación muy abundante por Scolithos.

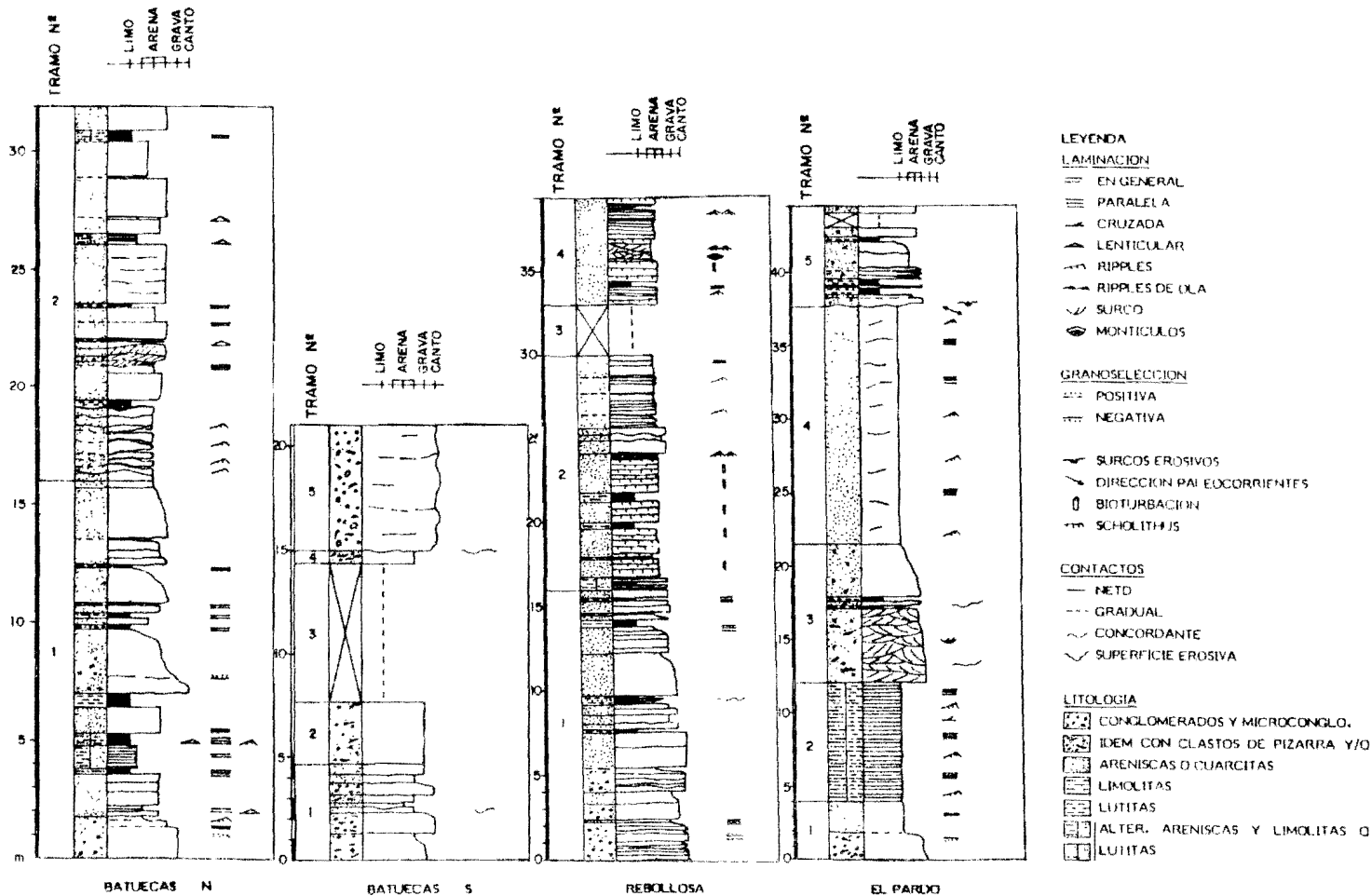


Figura 4

SERIE 4. El Pardo (muro a techo)

Está situada en la Sierra de El Pardo, a 300 m. al Sur de la c.c. Sotoserrano a Las Mestas.

Tramo 1.— 4 m.—Microconglomerados, clastos de cuarzo, liditas y pizarras.

Tramo 2. 8,5 m.—Areniscas de grano muy fino laminadas. Facies heterolíticas laminadas y bandeadas formadas por areniscas de grano fino y limolitas.

Tramo 3.—10 m.—Microconglomerados y areniscas de grano grueso, clastos de cuarzo, liditas y pizarras. Forman cuerpos canalizados que se acuñan. Lutitas y liditas con cantos dispersos.

Tramo 4.—16 m.—Areniscas de grano muy fino. Limolitas de aspecto tableado.

Tramo 5.— 7,5 m.—Areniscas de grano grueso con clastos de cuarzo dispersos, areniscas de grano medio a fino y microconglomerado. Limolitas subredondeadas.

Las areniscas constituyen la litología fundamental de este tramo. Su tamaño de grano más común es de medio a grueso, aunque es frecuente la gradación a tamaños de grano más fino. Presentan siempre color gris verdoso más o menos oscuro y aparecen estratificadas en bancos de 0,10 a 0,50 m., que alcanzan excepcionalmente los 0,70 m. Pueden localizarse interestratos de lutitas o limolitas que llegan a alcanzar los 0,70 m., aunque los más frecuentes tienen de 0,10 a 0,30 m. Los bancos están limitados por superficies netas y en ocasiones erosivas, tienen formas tabulares o en cuña. La estructura más frecuente es la laminación. Ocasionalmente se constata la presencia de secuencias estratocrecientes. Algunos bancos conservan geometrías positivas.

Los conglomerados se localizan fundamentalmente al Norte de Las Mestas (Serie Batuecas S). Aparecen en tramos que oscilan entre 0,60 y 6 metros. Son ortoconglomerados y raramente paraconglomerados con cantos de tamaño medio de 2 a 4 cm. y máximo de 5 a 6 cm., casi exclusivamente de cuarzo y alguna lidita, bien clasificados, generalmente bien redondeados y bastante esféricos o elipsoidales. Están incluidos entre arenas de grano medio a grueso y raramente fino. Son frecuentes los cantos y bloques de pizarras o areniscas de grano fino, derivados del CEG, que llegan a alcanzar los 30 ó 40 cm. y que aparecen dispersos. Se observa la orientación de los ejes mayores de los cantos paralela a la estratificación y muy excepcionalmente imbricación.

Domina el aspecto masivo, pero se observa también gradación inversa y normal hacia términos microconglomeráticos o areniscosos. Son frecuentes las superficies erosivas, las secuencias granodecrecientes y la presencia de cuerpos que se acuñan.

En relación con ellos podemos encontrarnos con areniscas gris verdosas de grano grueso a muy grueso y eventualmente de medio a fino. Contienen cantos dispersos de cuarzo y lidita de hasta 6 cm. y de pizarras muy aplastadas y areniscas del CEG de hasta 20 cm. Rellenan superficies canalizadas o pasan lateralmente y verticalmente a conglomerados y microconglomerados.

Subordinados a las areniscas o interestratificadas con ellas se encuentran microconglomerados de tonos grises verdosos en bancos de 0,20 a 0,50 m., que raramente alcanzan el metro de potencia. Son paraconglomerados y raramente ortoconglomerados con clastos de cuarzo y lidita de tamaño medio de 1 a 1,5 cm., que excepcionalmente alcanzan los 4 ó 5 cm. de tamaño máximo. Los contactos con los términos arenosos y lutíticos pueden ser netos y planares. Localmente (serie de El Pardo) la base está constituida por superficies canalizadas con surcos erosivos. Aparecen también superficies erosivas internas entre bancos. La matriz es arenosa de grano grueso a medio.

También en esta zona de El Pardo constituyen términos con estratificación cruzada en surco a mediana escala en cuerpos con geometría lenticular presentando clastos de pizarras dispersos.

Las lutitas y limolitas aparecen en tramos de 0,10 a 0,50 metros en relación con las areniscas. Están en general muy poco representadas y tienen colores gris claro que dan tonos rojizos por alteración.

Con frecuencia aparecen lajeadas y con intercalaciones arenosas en lentejones, pequeños bancos, o láminas, dando en conjunto una facies heterolítica de lutitas y/o limolitas con areniscas que tienen laminación de ripples y laminación lenticular. En ocasiones se presentan como interestratos entre las areniscas.

Las características litológicas de la unidad, junto con la presencia de superficies erosivas, cuerpos que se acuñan, estratificación cruzada en surco, surcos erosivos y gradaciones frecuentes sugieren ambientes aluviales de alta energía y alta capacidad de arrastre y erosiva con predominio de las zonas canalizadas.

Estas litologías se ordenan secuencialmente dando en general secuencias positivas asimilables a rellenos de canales, que varían en su carácter dependiendo de la proximidad o distalidad. En general las más distales culminan con los términos lutíticos y se localizan en la serie de El Pardo y Las Ba-

tuecas N. Las secuencias de Las Mestas representarían las más proximales, mientras que las de Rebollosa tendrían un carácter intermedio.

En el grupo de los conglomerados, la petrografía engloba términos desde areniscas microconglomeráticas a conglomerados grano-soportados cuarzosos. Presentan una textura blastosamítica compuesta esencialmente por cuarzo (mono y policristalino), y menor proporción de FR pelítica y de cuarzo microcristalino. El material intersticial es cuarzo-sericítico. El metamorfismo ha desarrollado una blastesis de biotita o clorita en agregados dispersos. Como minerales accesorios se encuentran: turmalina, circón y opacos.

A su vez las rocas arenoso-pelíticas tienen textura granoblástica y blastosamítica con tamaño de grano de arena fina a media o media a gruesa. Su componente fundamental es el cuarzo y como minerales accesorios aparecen: opacos, biotita, moscovita, circón y apatito como más frecuentes.

Por último, las rocas más pelíticas tienen textura blastopelítica constituida por filosilicatos y en menor proporción el cuarzo. Como accesorios se reconocen entre otros, opacos, turmalina, circón y apatito.

Con relación a la edad no tenemos datos faunísticos que permitan una precisión sobre la misma. Para ROLZ, P. (1972, 1975), en su tesis doctoral, estos conglomerados se acuñarían hacia el N y en su opinión tendrían que ser del Cámbrico Superior. Posteriormente los trabajos de GARCIA DE FIGUERO-LA, L. C., et al. (1971) y MACAYA, J. (1981) indican una edad Ordovícico Inferior, aunque no encuentran ningún resto de fauna que permita su datación. Por ello y en comparación con relieves próximos de las provincias de Cáceres y Salamanca, en donde existen facies similares, las consideramos como pertenecientes al Ordovícico Inferior.

1.2.2 ARENISCAS, CUARCITAS Y PIZARRAS (10)

Este tramo cartográfico constituye un conjunto litológico complejo formado por areniscas, cuarcitas y pizarras, en el que predominan las alternancias de litologías tanto a nivel de capa como a nivel de lámina, dando en algunas zonas tramos heterolíticos complejos.

La característica más acusada de todo este tramo es la abundancia de bioturbación en casi todos sus niveles. La potencia es del orden de los 350 m. y su base se interdigita con la unidad antes descrita.

En la serie tipo establecida en la Peña de Francia (Hoja núm. 527, Sequeros), se pueden definir dentro de esta Unidad II cuatro subunidades (fig. 5).

— La basal con una potencia de unos 50-60 metros consta de areniscas gris

verdosas de grano fino a medio, estratificadas en capas de 0,10 a 0,30 m., llegando a alcanzar hasta los 0,55 m. Presentan laminación paralela y cruzada, pero la característica fundamental es la presencia de bioturbación casi exclusivamente por «burrows» verticales del tipo Scolithos. En la serie del Norte de la Rebollosa [fig. 4] este tramo presenta «ripples» de olas e intercalaciones de tramos lutíticos y limolíticos poco importantes. La bioturbación aquí se localiza prácticamente en todos los bancos.

- La segunda tiene una potencia de unos 100 metros. Se caracteriza por la presencia de lutitas y limolitas, generalmente arenosas, de colores grises a negros, en tramos masivos de 2 a 20 metros. Aparecen por lo general pizarrosas o lajeadas. Pueden presentar tramos areniscosos de tamaño de grano muy fino o alternancias a nivel de lámina entre estas litologías dando facies heterolíticas con laminación de «ripples». La característica fundamental es la bioturbación muy intensa en todas las direcciones a lo largo de todo el tramo.
- La tercera, de unos 110-115 metros, está constituida por alternancias de lutitas y limolitas con areniscas de grano fino. Las alternancias pueden darse a nivel de capas que oscilan desde los 5 a los 40 cm., o a nivel de láminas, definiéndose entonces una facies heterolítica. Todas estas litologías presentan tonos grises, oscilando entre los más claros en los términos areniscosos, a los grises oscuros o negros en los de grano más fino. Las secuencias pueden conservar geometría de barras, algunas definiendo estratificación lenticular en los términos lutíticos y en ocasiones laminación «hummocky». Es muy frecuente también, tanto en los términos arenosos como en los limolíticos, la presencia de laminación paralela, laminación de «ripples» de ola y lenticular. Es característico de todo el tramo la bioturbación intensa, Vexillum, Scolithos, Cruzianas, etc.

En las alternancias los términos de areniscas son muy variables, pudiendo ser desde predominantes hasta escasos.

- Finalmente la cuarta subunidad, a techo, de 70-75 de potencia, está constituida por alternancias de cuarcitas y areniscas con lutitas y limolitas. Aparecen estratificadas en bancos de 0,10 a 0,40 m. Caracteriza estos tramos la presencia de distintos tipos de «ripples» de crestas rectas, linguoides, etc., y las laminaciones («hummocky», paralela, de «ripples», lenticular, etc.) y las estructuras orgánicas son muy frecuentes.

El hecho de que este tramo cartográfico (Unidad II) se sitúe y cambie lateralmente a la Unidad inferior con claras características continentales, unido a los datos reseñados, hace pensar en un depósito en ambientes marinos litorales de transición y en una plataforma marina afectada por tormentas.

Los tramos cuarcíticos y alternancias arenoso-pelíticas son rocas con textura granoblástica y blastosamítica constituida por granos subredondeados a redondeados de tamaño arena fina a media o bien media a gruesa, con un «sorting» de moderado a bueno.

El esqueleto está compuesto predominantemente por cuarzo (mono y policristalino). En el material intersticial se observa una cementación silícea en continuidad óptica con los clastos que borra a veces sus límites externos y una cementación filosilicatada (sericitica) con textura del tipo «clay coat». Otros minerales presentes son: opacos, moscovita, biotita, clorita, turmalina, circón y xenotima.

En algunas muestras se observa un bandeado definido por la alternancia de láminas pelíticas milimétricas entre otras fundamentalmente cuarzosas. En ocasiones toda la muestra ha sido atravesada por «burrows» que han sido rellenados de material arenoso. Todo el conjunto ha sido recrystalizado.

Para los sedimentos pelíticos y pelítico-arenosos sus características petrográficas responden a rocas con textura blastopelítica constituida por una fina masa de filosilicatos (sericita, moscovita, clorita y biotita) con menor proporción de cuarzo en granos subangulosos de tamaño limo o arena muy fina. Otros minerales accesorios son: opacos, material carbonoso, turmalina, circón y apatito.

El conjunto de los filosilicatos suele presentar una orientación preferencial debida a la deformación principal y ocasionalmente se observa una débil crenulación.

Frecuentemente se reconoce un bandeado definido por la alternancia de láminas con diferente proporción de cuarzo, filosilicatos o material carbonoso. Otras muestras presentan «burrows» rellenos de material arenoso más grueso (arena fina), cuarzoso y con escasos filosilicatos; en algunos puntos se observa una cementación silícea en continuidad óptica con los clastos.

En distintos niveles de la serie hemos observado restos de *Vexillum*, *Scholithos* y *Cruzianas* inclasificables que deben de corresponder con los ignofósiles clasificados por KINDELAN (1956) para la Peña de Francia (Hoja núm. 527, Sequeros), en donde cita la existencia de *Cruziana goldfusi*, Rou., *Cruziana beirensis*, Delgado, *Fraena goldfusi*, Lap. y Mar., *Rbusophycus rouaulti*, Lebec., *Artbrophycus* sp., Hall., *Paleochorda marina*, Emmos, *Vexillum balli*, Rou., y *Vexillum desglandi*, Rou., que indican una edad Ordovícico Inferior.

1.2.3 CUARCITAS. CUARCITA ARMORICANA (11)

Culminando la serie ordovícica, se encuentra un tramo eminentemente cuarcítico que a nivel regional corresponde a la «Cuarcita armoricana».

Su potencia en la Peña de Francia, representada por la Unidad III (fig. 3), se estima en unos 200 m., pero que en esta Hoja no debe de sobrepasar los 100-125 m.

Los afloramientos se localizan en núcleos de sinclinales que quedan colgados dentro del conjunto cuarcítico-areniscoso que constituye la región de Las Batuecas.

Constituyen esta Unidad III tramos en los que dominan claramente las cuarcitas, separados por otros de alternancias de cuarcitas con términos más finos. Los tramos cuarcíticos forman crestones continuos con potencias que oscilan entre 30 y 50 metros o más. Están constituidos por ortocuarцитas de grano fino a medio, blancas o blanco grisáceas, frecuentemente teñidas por tonos rojizos. Se encuentran bien estratificadas en bancos muy continuos limitados por superficies planares netas y erosivas, generalmente ferruginizadas. Ocasionalmente se observan superficies con montículos («hummocky»). Las potencias extremas de los bancos oscilan entre 0,20 y 2 metros y las más frecuentes son de 0,30 a 0,70 m. Como estructuras más comunes aparecen la estratificación cruzada a mediana escala, planar con láminas asintónicas basales, y en surco. La laminación «hummocky» es excepcional, apareciendo normalmente laminación de «ripples». Como estructuras orgánicas más características se pueden citar las de desarrollo vertical, siendo por lo general escasas.

Subordinados aparecen tramos cuya potencia oscila de 10 a 30 metros, constituidos por alternancias de cuarcitas y lutitas o limolitas.

Constan de areniscas o cuarcitas de tamaño fino a medio, de tonos grises de claros a oscuros que aparecen bien estratificadas en bancos cuya potencia oscila entre 0,10 y 0,40 metros. Excepcionalmente son menores, de hasta 5 cm., que llegan a alcanzar hasta 0,50 metros y en ocasiones tienen un aspecto lajeado. Las superficies límites son por lo general netas, planares o alabeadas, siendo frecuente su desaparición y fusión, produciendo acuñaientos de capas.

Presentan gran número de estructuras, entre las que destacan las superficies de «ripples» de crestas rectas y linguoides, y es frecuente la laminación paralela, de «ripples», lenticular, «hummocky» y de «ripples» de olas. Aparece estratificación cruzada planar y ocasionalmente entre los tramos de lutitas existen trenes de formas positivas conservadas (megaripples). También se encuentran estructuras de deformación interna.

La unidad responde a un claro carácter secuencial con megasecuencias de 20 a 120 m. Se trata de megasecuencias negativas correspondientes a la progradación de formas arenosas sobre zonas más lutíticas dentro de un am-

biente de plataforma marina somera y abierta, eventualmente afectada por tormentas.

Al microscopio se han reconocido cuarcitas con textura granoblástica-blastosamítica cuyo componente esencial es el cuarzo. Con escasa proporción en fragmentos de roca, sericita y feldspatos. El conjunto ha sufrido una fuerte recristalización.

También se han reconocido metapelitas arenosas bordeadas con textura blastopelítica compuesta por filosilicatos y cuarzo. Las bandas quedan definidas por el diferente contenido de los dos componentes.

Como en la unidad anterior, son abundantes las estructuras orgánicas con restos de Vexillum, Scholitos y Cruzianas típicos del Ordovícico Inferior.

1.3 Terciario - Cuaternario

1.3.1 Plioceno-Pleistoceno

1.3.1.1 Cantos subredondeados con matriz arenosa (12)

Estos materiales se encuentran aflorando únicamente en el Cerro del Pendón, a 500 m. al NE de Cepeda, en la banda N de la Hoja.

Su litología la configuran cantos heterométricos subredondeados y redondeados de cuarcitas y areniscas muy abundantes dentro de una matriz arenosa de grano grueso de cuarzo y feldspatos con algo de arcillas grises micáceas.

Contienen bloques dispersos cuarcíticos de hasta 1-1,5 m., con escaso redondeamiento, en cuyas caras se observan impactos de choque indican un régimen aluvial rápido, caótico y que por su tamaño no tendría lejos su área de procedencia.

Los cantos cuarcíticos y arenosos tienen un tamaño muy variable que oscila entre 1 y 15 cm. de diámetro, en una dispersión muy grande dentro del afloramiento.

Su potencia, muy variable, se estima que no supera los 5 m., y en zonas la matriz es muy escasa debido al lavado sufrido con posterioridad.

Dadas las características litológicas y el encuadre geológico en que se encuentra aflorando, cabe pensar que debería su origen a los abanicos aluviales miocenos que se desarrollaron en el entorno a la Sierra de Tamames. Posteriormente sería removilizado y erosionado en el pliocuaternario por el actual encajamiento del río Alagón y sus afluentes.

1.4 CUATERNARIO

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

En este apartado se describen los diferentes tipos de materiales cuaternarios, entre los que cabe destacar por su gran desarrollo los derrubios de ladera y canchales.

1.4.1 PLEISTOCENO-HOLOCENO

1.4.1.1 Bloques y cantos angulosos con matriz arenosa.

Derrubios de ladera y canchales [13]

Los derrubios de ladera y canchales se encuentran muy desarrollados en todo el área ocupada por Las Batuecas.

Su litología corresponde a bloques y cantos de naturaleza cuarcítica, angulosos y heterométricos, con tamaños muy variables de centimétricos a métricos, con una matriz arenosa grosera muy escasa.

Estos sedimentos se adosan a las laderas de los relieves cuarcíticos y en muchos puntos constituyen pedregales con formas cónicas de cabecera de torrente.

1.4.1.2 Cantos redondeados con matriz areno-arcillosa. Coluvión [14]

Los materiales de este grupo litológico se localizan únicamente alrededor de los depósitos plio-cuaternarios descritos en el apartado 1.3.1.1.

Por ello su composición responde a las mismas características de donde proceden, es decir, cantos redondeados y subredondeados de cuarcitas y areniscas con escasa matriz arenosa de grano grueso y naturaleza silíceo algo arcillosa. La potencia es irregular y no debe de sobrepasar 1,5 m.

1.4.2 HOLOCENO

1.4.2.1 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terrazas [15 y 16]

Son muy pocas las terrazas existentes en esta Hoja, y todas ellas se sitúan en la zona SE en los cursos de los ríos Alagón, Hurdano y Ladrillas.

Las cotas topográficas con relación a los cauces actuales corresponden a 3 y 1,5 m.

La litología está formada por cantos de cuarcita y cuarzo principalmente, bien redondeados con tamaño medio de 5 cm. de diámetro y gran dispersión, también aparecen cantos alargados de grauvacas con unos 5-10 cm. de longitud según su eje mayor. La matriz es areno-arcillosa rojiza.

1.4.2.2 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Aluvial (17)

Los sedimentos aluviales están escasamente representados, al ser los valles muy encajados en las zonas de elevada topografía.

En las áreas donde sí están presentes, la litología corresponde a cantos redondeados de cuarzo, cuarcita, granito y grauvacas, según sea el área por donde discurren los arroyos, empastados en una matriz areno-arcillosa grisácea.

2 TECTONICA

2.1 INTRODUCCION

La estructura existente en este área es el reflejo de la Orogenia Hercínica y sobre todo de la primera fase de deformación.

En la superficie que ocupa esta Hoja se han reconocido dos deformaciones prehercínicas, aunque tenemos constancia de la existencia de otra discordancia más, antecámbrica, en las Hojas limítrofes por el O de la que nos ocupa (ROBLES CASAS et al., 1988; MARTIN HERRERO, D., et al., 1988; MARTIN HERRERO, D., en prensa).

La deformación hercínica es polifásica y viene asociada con metamorfismo y plutonismo. En conjunto, podemos observar para esta Hoja de Miranda del Castañar la existencia de una fase principal y algún movimiento tardihercínico que originan crenulaciones y fracturas. Para el área N y NE se localizan hasta tres fases hercínicas (DIEZ BALDA, M.^o A., 1982; DIEZ BALDA, M.^o A., et al., en prensa, y MARTIN HERRERO, D., et al., 1988).

Por último, todo el conjunto se ve sujeto a las reactivaciones producidas por la Orogenia Alpina.

2.2 ESTRUCTURAS PREHERCINICAS

Previa a la primera fase de deformación Hercínica, han tenido lugar acontecimientos geológicos que han quedado reflejados en el área que nos ocupa, por la existencia de dos discordancias cartográficas previas a la sedimentación del Ordovícico Inferior.

La primera de ellas se sitúa entre los materiales del Precámbrico Superior (Serie Inferior) y los sedimentos del Cámbrico Inferior (Serie Superior).

La ausencia de los materiales de la Serie Intermedia, definida por ROBLES CASAS, R., et al. (1988) para el área de Fuenteguinaldo-Pastores, y parte de la Serie Superior nos indica que para esta zona y su prolongación hacia el SE dentro ya de la Hoja de Hervás, no existiría sedimentación de las mismas o bien se habría producido una erosión que pone en contacto directo a los metasedimentos precámbricos (Serie Inferior) con los cámbricos (Serie Superior).

La segunda correspondería a la denominada Fase Sárdica, que queda señalada por la discordancia cartográfica existente entre los sedimentos del Cámbrico Inferior y los del Ordovícico Inferior.

Al margen de la mencionada discordancia, OENG ING SOEN (1970) encontró en los esquistos de Las Beiras, en la región del Duero (Portugal), figuras de interferencia con las estructuras de Fase 1 hercínica de dirección NO-SE, que le permitieron dar una dirección NE-SO para los pliegues sárdicos. A su vez, estos pliegues serían muy suaves, de amplio radio y no llevarían esquistosidad asociada.

En esta Hoja la lineación de intersección L_1 en los materiales anteordovícicos presentan inclinaciones variables desde 0 a 80°, lo que evidencia que las capas estaban plegadas antes de la Orogenia Hercínica.

Es más, entre la Serie Inferior y la Superior existen grandes diferencias, ya que los buzamientos de las lineaciones L_1 , en la primera, son por lo general superiores a los 45°, mientras que en la segunda son inferiores a los 30°. La discordancia sárdica se localiza con claridad en la base de los sedimentos ordovícicos que configuran el área de Las Batuecas. Se observa entre los conglomerados y cuarcitas del Ordovícico y las pizarras y limolitas de la Formación Aldeatejada (Serie Superior) del Cámbrico Inferior.

2.3 ESTRUCTURAS HERCINICAS

Una vez culminada la Fase Sárdica, tiene lugar la sedimentación del Ordovícico Inferior.

Posteriormente, todos los materiales anteordovícicos más el paquete sedimentario ordovícico fueron deformados por la orogenia hercínica en sucesivas fases que van acompañadas de metamorfismo y deformación interna apreciable.

Seguidamente, se exponen las características más acusadas producidas por las deformaciones hercínicas existentes en el área.

2.3.1 PRIMERA FASE DE DEFORMACION

La primera fase de deformación hercínica origina pliegues que llevan asociadas una esquistosidad S_1 subvertical de tipo «slaty cleavage».

Pliegues

Las distintas estructuras cartografiadas corresponden a pliegues de dirección NO-SE, con longitud de onda kilométrica que originan pliegues, que como más representativos de esta Hoja son los que configuran la región de Las Batuecas.

— Dominio precámbrico-cámbrico

Tomando como base el lugar que ocupan los materiales del CEG dentro del contexto estructural de la región Centroibérica en las provincias de Cáceres y Salamanca, se situarán estos sedimentos dentro de una amplia y compleja megaestructura antiformal en la que formarían parte de los metasedimentos más antiguos. Esta estructura estaría limitada en ambos flancos por dos sinclinatorios 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 la Hoja núm. 11-23 (Casar de Palomero) (RODRIGUEZ ALONSO, M.ª D., et al., 1985).

A esta escala se generan pliegues de gran longitud de onda con dirección NO-SE y vergencia N que corresponden a las grandes megaestructuras definidas por esta fase.

Los pliegues presentan una longitud de onda variable que no supera los 3 km. y una amplitud aproximada de 750 m. El ángulo entre flancos es del orden de los 60° medio, dentro de un entorno comprendido entre 50°-80° con planos axiales subverticales y que pueden tipificarse como de la clase 1C, con engrosamiento en la charnela.

Los ejes de los pliegues anteordovícicos tienen inclinación variable que está

en función de las deformaciones que sufrieron los materiales antes de producirse la primera fase hercínica.

Los sedimentos de la Serie Inferior fueron plegados con anterioridad, ya que sus trazas axiales, que llevan la dirección regional hercínica NO-SE, están inclinadas tal como lo indican las lineaciones de intersección L_1 .

Por otra parte, en la Serie Superior se observan unas trazas axiales muy horizontalizadas, como queda reflejado en sus lineaciones de intersección L_1 y por la cartografía de los niveles guía, que en este caso corresponden a las pizarras negras.

En la figura 5 se observan las dos discordancias antehercínicas descritas y el tipo de pliegues que presentan los metasedimentos de las Series Inferior y Superior.

— Dominio ordovícico

La superficie paleozoica incluida en esta Hoja forma parte de un gran sinclinatorio de dirección ONO-ESE que tiene una anchura máxima de unos 6 km., y que queda incluido dentro de una alineación de unos 60 km. de longitud, cuyos últimos afloramientos se localizan al N de Ciudad Rodrigo (MARTIN HERRERO, D., et al., 1987).

Esta alineación se ve afectada en varios puntos por fallas de desgarré senestras tardihercínicas que con posterioridad tienen un comportamiento de falla normal con un salto de unos 500 m. (MACAYA, J., 1981). Tal es el caso en la Hoja de la falla de La Herguijuela de la Sierra (fig. 5), que permite ver en el bloque noroccidental varios pliegues (Las Batuecas), en tanto que en el suroriental sólo aparece un sinclinal (Sierra del Castillo), que tiene su prolongación hacia el SE en la Sierra de El Pardo (fig. 5).

Las macroestructuras observadas, que se localizan con claridad en el corte de la c.c. La Alberca a Las Mestas, corresponden a pliegues cilíndricos, dado que la deformación afecta a superficies originariamente planas. Sus planos axiales son subverticales, aunque en algunos puntos y con carácter local, presentan una vergencia NE.

Las trazas axiales tienen una dirección media de N 140° E que se ve modificada por la deformación tardía de dirección aproximada N 30° E.

En la región de Las Batuecas, los pliegues de los paquetes cuarcíticos más potentes son poco apretados, con ángulo entre flancos que van de 90°-120° tienen pequeña amplitud y son isópacos de la clase 1B de RAMSAY, J. G. (1967). Por lo general, los sinclinales son suaves y los anticlinales más estrechos; la vergencia es hacia el N poco acusada.

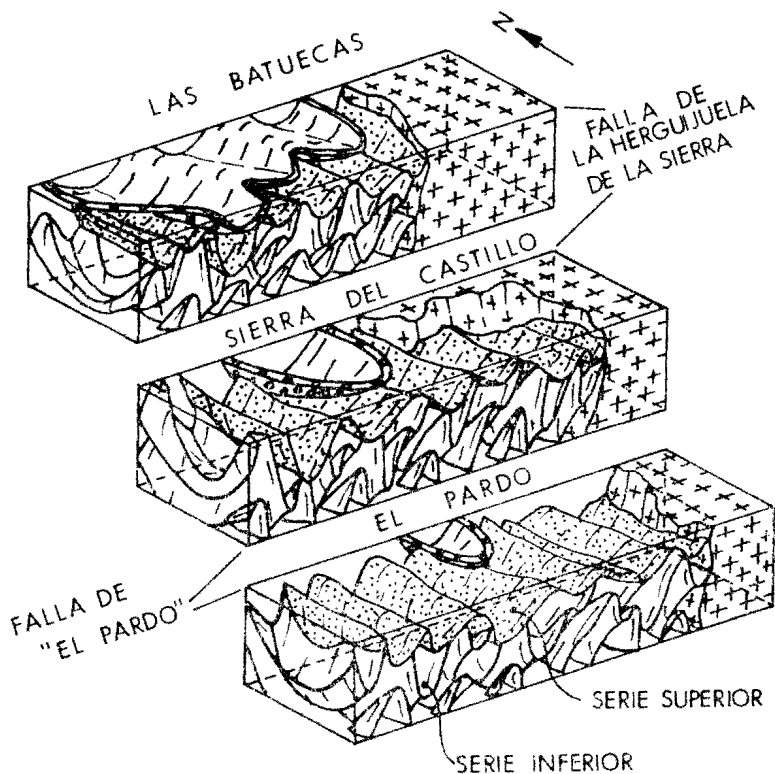


Figura 5.—Bloque diagrama de los materiales precámbrico-cámbricos y ordovícicos al Sur de La Alberca.

En alternancia de cuarcitas y pizarras ordovícicas, los pliegues menores (de métricos a centimétricos) pertenecen a la clase 1C, próximos a la 1B en las capas cuarcíticas y a la clase 3, próximos a la 2, en las pizarras.

Esquistosidad

La primera fase de deformación origina una esquistosidad S_1 que es subparalela al plano axial de los pliegues y afecta a todos los metasedimentos del área.

La esquistosidad S_1 es bastante penetrativa a nivel de afloramiento, aunque su apreciación varía de las rocas pelíticas a las cuarcíticas.

Para las rocas pelíticas la esquistosidad S_1 es del tipo slaty-cleavage, característica de rocas con bajo grado de metamorfismo.

En las rocas grauváquicas, areniscosas y cuarcíticas, se desarrolla una esquistosidad grosera («rough cleavage»). También se observa una esquistosidad espaciada en niveles competentes, así como refracción entre capas de distinta litología.

En los conglomerados existe una deformación en los cantos que disponen su eje mayor según el plano de esquistosidad S_1 . Del mismo modo, se han localizado trilobites deformados según este mismo plano S_1 .

Al microscopio aparece una orientación de los filosilicatos en las muestras pelíticas, en tanto que para las rocas de grano grueso lo más frecuente es que sólo aparezca de una forma aislada alguna sericita orientada o algún grano deformado.

En la figura 6 se encuentra la proyección polar de las medidas de la esquistosidad S_1 tomadas en la Hoja y representadas sobre una Falsilla de Schmidt (Hemisferio Inferior). Como se puede ver, existen dos máximos de direcciones N 138° E y N 153° E con buzamiento 53° y 73° S, respectivamente.

Lineaciones de intersección

La intersección entre los planos de estratificación S_0 y esquistosidad S_1 , es la lineación L_1 , que es paralela a los ejes de los pliegues de esta fase.

Las lineaciones en los sedimentos del Precámbrico Superior y Cámbrico Inferior son variables, ya que, como se ha indicado, se trata de materiales previamente plegados. Para los sedimentos ordovícicos, las lineaciones son subhorizontales al no haber sufrido deformación previa.

En las figuras 7 y 8 se han representado las proyecciones de polos de las lineaciones de intersección L_1 medidas en los materiales de la Serie Inferior y de la Serie Superior, respectivamente. Para los primeros se han obtenido unos máximos de dirección N 173° E y N-S, con buzamientos de 45 y 50° S, respectivamente. Para los segundos se observa un máximo de dirección N 148° E y buzamiento 10° al S.

Otras lineaciones

Dentro del área se han localizado a nivel puntual distintos tipos de lineaciones que corresponden a:

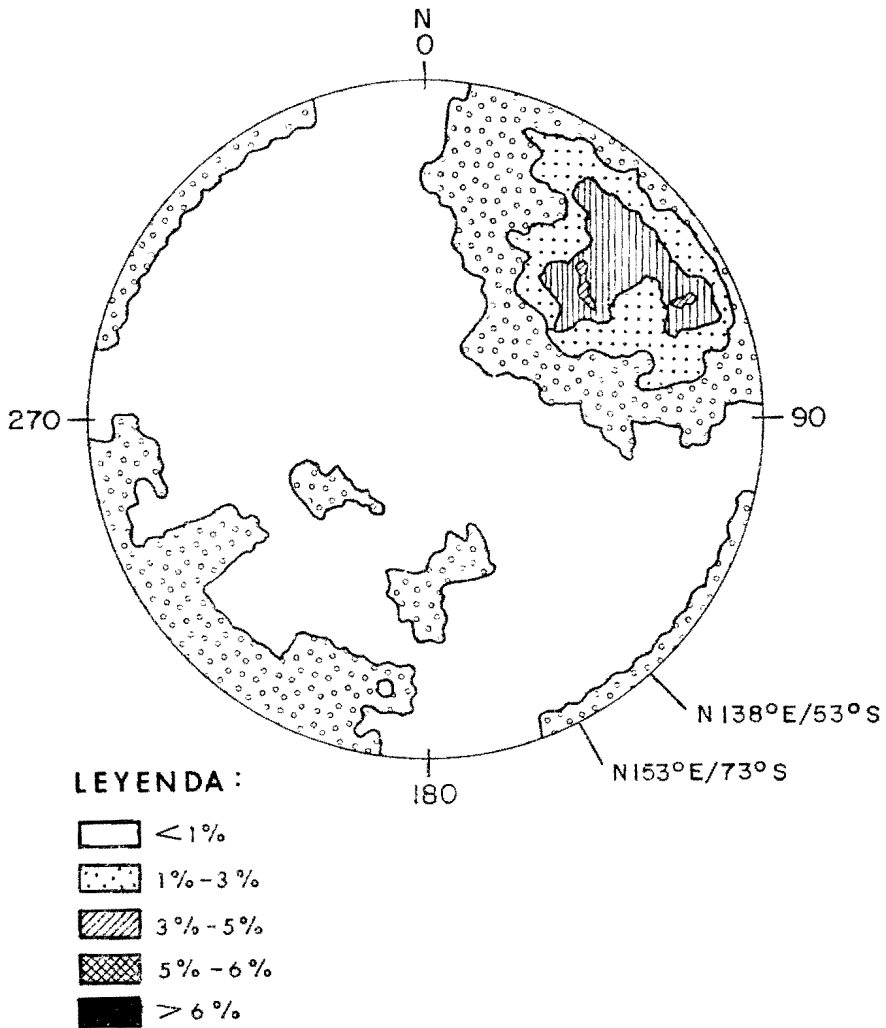


Figura 6.—Proyección de 365 polos de la esquistosidad primaria S_1 . Falsilla de Schmidt (Hemisterio Inferior).

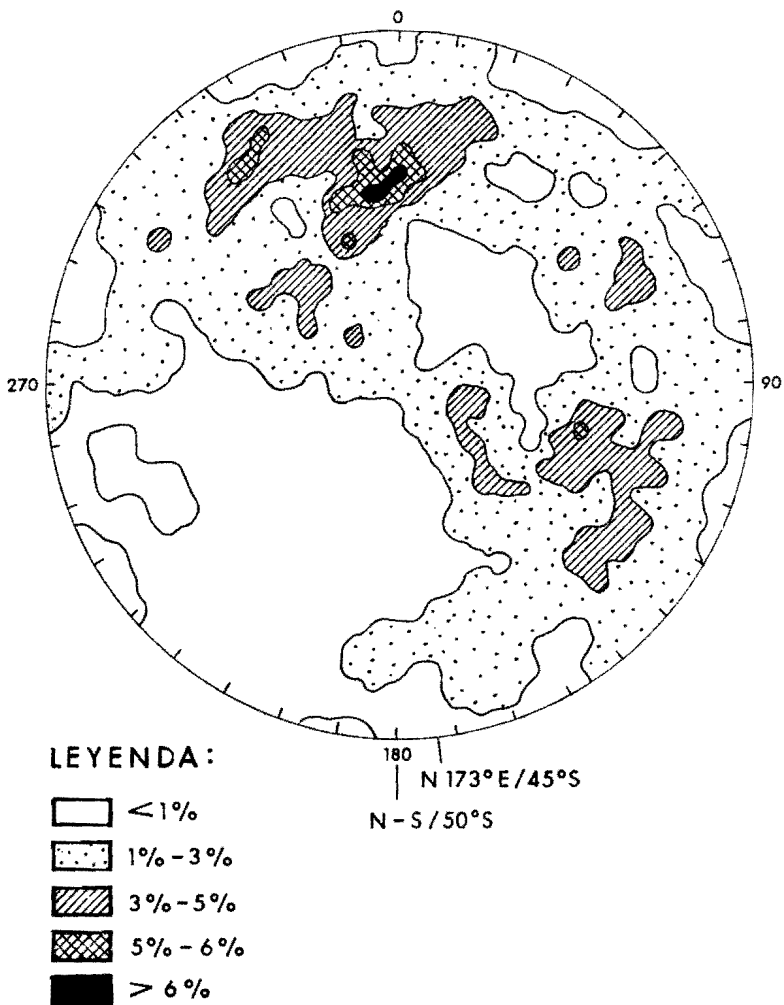


Figura 7.—Proyección de polos de la línea de intersección L_1 . Falsilla de Schmidt (Hemisferio Inferior). Serie Inferior.

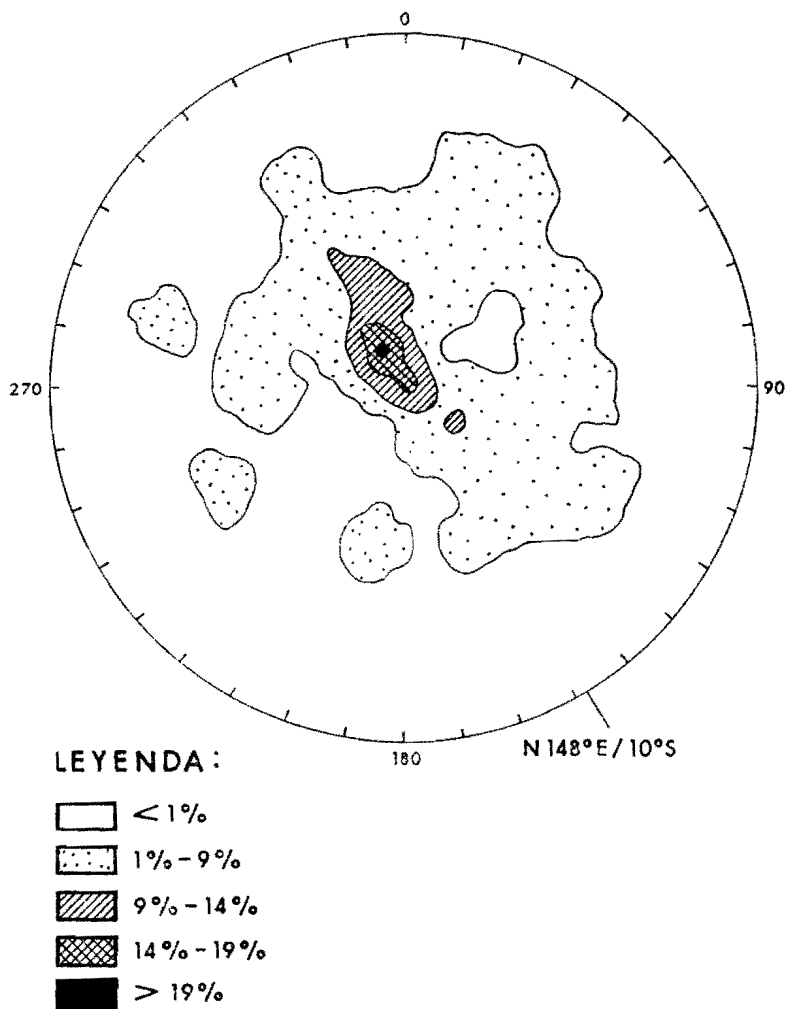


Figura 8.—Proyección de polos de la lineación de intersección L_1 . Falsilla de Schmidt Hemisferio Inferior). Serie superior.

- Lineaciones de estiramiento de grano de cuarzo o cantos con tamaño inferior a 0,5 cm.
- Lineaciones de minerales.
- Boudines y mullions: se observan a nivel centimétrico en capas alternantes de cuarcitas-pizarras.

Todos ellos indican que el estiramiento es paralelo a los ejes de primera fase hercínica y no se han observado en ellos ninguna modificación debida a fases posteriores.

2.3.2 OTRAS DEFORMACIONES

En esta Hoja no se han localizado deformaciones intensas producidas por las Fases 2 y 3 que aparecen reflejadas en el límite N (Hoja núm. 527, Sequeros) y más hacia el NE hasta la localidad de Salamanca. En todo este área se tiene constancia de al menos esas dos fases mencionadas, así como la existencia de zonas de cizalla que han sido descritas anteriormente por DIEZ BALDA, M.^a A., 1982; DIEZ BALDA, M.^a A., et al., 1988, y MARTIN HERRERO, D., et al., 1988.

Por lo que se refiere a esta área, sólo tenemos constancia de la existencia de la fase regional (Fase 1), ya descrita, y de algunas deformaciones posteriores que seguidamente describiremos.

2.3.2.1 Pliegues tardíos

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

Tal es el caso de las variaciones observadas en las trazas axiales de pliegues de Fase 1, que vienen reflejadas por los cambios en las direcciones de las lineaciones de intersección L_1 .

Los planos axiales de estos nuevos pliegues llevan una dirección N 30-40° E, son subverticales y no llevan asociada esquistosidad (fig. 9).

En los materiales precámbrico-cámbricos se han visto pliegues centimétricos con dirección de plano axial N 30-50° E cuyo eje, medido en la S_0 , tiene un plunge del orden de los 70-85° N ó S.

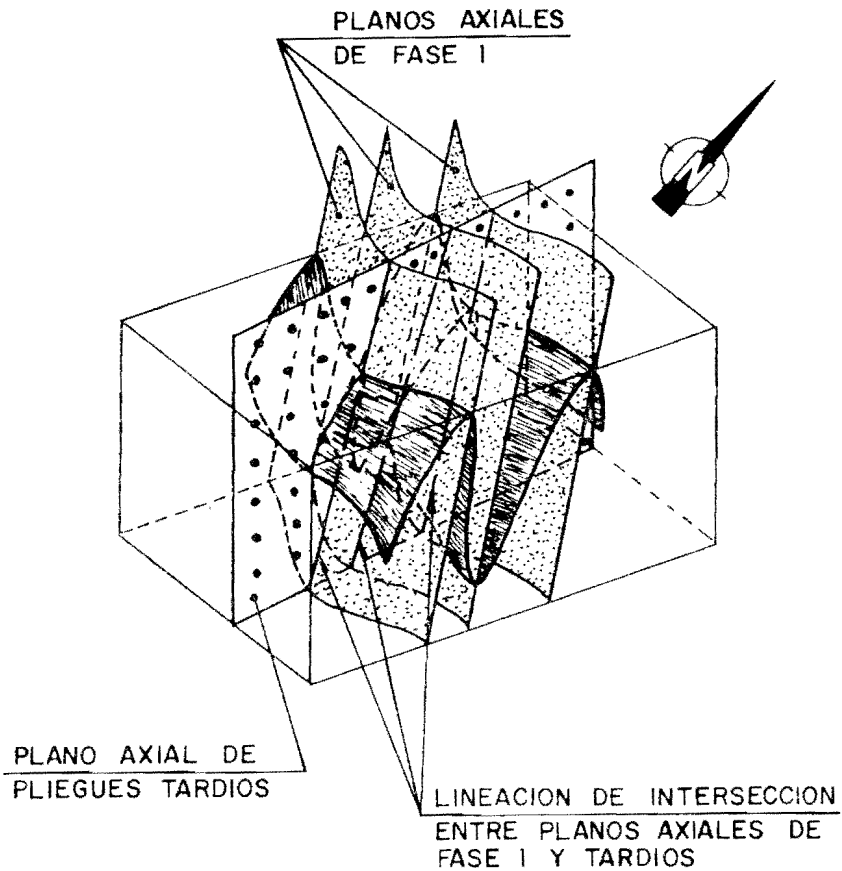


Figura 9

2.3.2.2 Esquistosidad tardía

Las sucesivas etapas de plegamiento no llevan asociadas deformaciones mayores, por lo que sólo existen ligeras variaciones en las trazas de Fase 1 y pequeños pliegues centimétricos observados a nivel puntual, tal como se indicó anteriormente.

Pensamos que las crenulaciones subhorizontales pueden corresponder con la segunda fase de formación regional según DIEZ BALDA, M.^a A. (1982) y MACAYA, J. (1981). Esto se puede observar localmente en áreas epizonales con las características de una débil crenulación.

Por otra parte se localiza esquistosidad de crenulación subhorizontal en toda la zona occidental de la provincia de Cáceres (CORRETEGE CASTAÑON, L. G., et al., 1981; BASCONES ALVIRA, L., et al., 1984; MARTIN HERRERO, D., et al., 1984, y UGIDOS MEANA, J. M.^a, et al., 1983).

También y bordeando el área granítica de Béjar-Plasencia, al NE, se localiza 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_L , formando un bandeado tectónico y constituyendo la esquistosidad más visible en el campo. Dicha esquistosidad está afectada localmente por una crenulación de plano subvertical y dirección N 120-130° E que define una lineación de dirección NO-SE, subhorizontal o buzando al N ó S entre 6 y 37° (UGIDOS MEANA, J. M.^a, et al., 1985). La esquistosidad subvertical tardía de dirección N 120-130° E puede tratarse de la esquistosidad S_3 regional (DIEZ BALDA, M.^a A., et al., en prensa, y MARTIN HERRERO, D., et al., 1988).

2.3.2.3 Lineaciones tardías

Se ha localizado de forma aislada una lineación de intersección entre la S_0 y la S tardía de dirección N 30-60° E, con plunges de hasta 60° N ó S.

También y en distintos puntos, aparecen lineaciones de crenulación con dirección N 130-150° E y buzamientos muy variables entre 10 y 50° N ó S.

2.3.2.4 Fracturas

Como parte de la deformación rígida, se localizan diversos sistemas de fracturas que se encuentran, a su vez, incluidos dentro del ámbito regional y que pertenecen a los últimos episodios de la Orogenia Hercínica.

Tal como se aprecia en la Hoja, las fallas representadas quedan más patentes en las rocas graníticas que en el resto, ya que su comportamiento mecánico es diferente al de los materiales sedimentarios, en general más plásticos y por tanto más difíciles de localizar, de visu y en foto aérea. Sólo las grandes fracturas quedan plasmadas con claridad, sobre todo en aquellas zonas en donde existen niveles guías competentes o en áreas con estructuras en donde sean apreciables los saltos de falla (Las Batuecas, Sierra del Castillo, El Pardo) (fig. 5).

Las fallas aquí representadas corresponden todas al sistema general tardihercínico de fracturación que afecta a toda la región Centroeibérica y que con posterioridad sufrieron reajuegos durante la Orogenia Alpina.

En la figura 10 se encuentran reflejados los diferentes sistemas de fracturas existentes en la Hoja. Este gráfico se ha construido a partir de 242 medidas de fractura, longitud y dirección, plasmadas en el plano geológico con expresión superficial superior a los 500 m. de longitud. Se distinguen los siguientes sistemas: N 0-30° E; N 30-70° E; N 70-90° E; N 100-130° E; N 140-150° E; N 170-180° E.

De los seis sistemas existentes hay que destacar el de dirección N 30-70° E como el más abundante, con un 43,37 por 100 de fracturas sobre el total, a la vez que coinciden con él las de mayor recorrido longitudinal.

A este sistema corresponde la falla de la Herguijuela de la Sierra, que discurre con dirección N 40° E por la zona noroccidental y se prolonga hacia el NE en la Hoja núm. 527 (12-21), Sequeros. Esta falla tiene una componente de desgarre senestra, y su labio SE se encuentra hundido unos 700 metros según MACAYA, J., 1981.

Este sistema N 30-70° E forma parte de los desgarres senestros que a nivel regional tienen una gran importancia en la Zona Centroeibérica y cuyo mayor exponente corresponde a la Falla de Alentejo-Plasencia, al sur de la Hoja, que produce desplazamientos en la horizontal de hasta 2 km., apreciables en los relieves paleozoicos de la Sierra de Cañaverál (BASCONES ALVIRA, L., et al., 1982; MARTIN HERRERO, D., 1982 y 1984).

Los sistemas N 0-30° E y N 70-90° E presentes aquí con un 15,69 por 100 y 11,14 por 100, respectivamente, del total, aparecen como fallas normales o inversas, pero en un primer movimiento podrían tratarse también de desgarres senestros asociados al sistema principal N 30-70° E.

Conjugadas con el sistema N 30-70° E aparecen las de dirección N 140-150° E y N 170-180° E, que con una representación del 7,84 por 100 tienen movimientos normales en la vertical que serían consecuencia de la reactivación de las fallas por la Orogenia Alpina, aunque en principio figurarían como desgarres dextros, tal como se observa a nivel regional.

Por último, el sistema N 100-130° E, presente con un 16,93 por 100, quedaría incluido en los movimientos de desgarre senestro tardihercínicos también existentes en el resto de la provincia de Salamanca.

Todo el conjunto de fracturas tardihercínicas sufre una reactivación con la Orogenia Alpina que produce movimientos en la vertical que dan lugar a compartimentaciones en bloques. Es en estas cubetas donde tiene lugar la

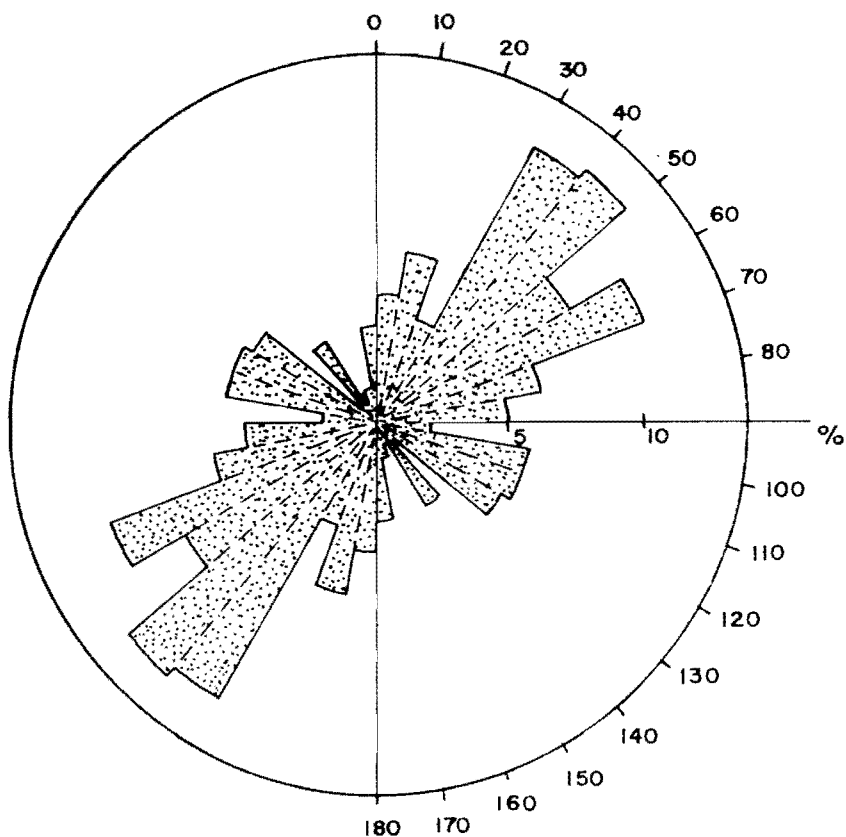


Figura 10.—Direcciones de fallas.

ubicación de los sedimentos recientes. Tal es el caso de las cuencas terciarias de Moraleja-Coria y Zarza de Granadilla al SE y S, respectivamente, de esta Hoja, y de la denominada Fosa de Ciudad Rodrigo. Es en esta última zona donde se localizan los materiales terciarios más antiguos y en donde se observan grandes contrastes en potencias, como queda puesto de manifiesto en los sondeos de geofísica existentes (FERNANDEZ AMIGOT, J. A., 1981).

3 GEOMORFOLOGIA

Los bloques alargados de dirección NE-SO o E-O que constituyen el conjunto de la Cordillera Central (de Somosierra a la Sierra de la Estrella) quedan individualizados entre sí por dislocaciones transversales que conforman zonas deprimidas respecto a los relieves elevados.

Una de estas zonas es la estrecha franja NE-SO, conocida como el Corredor de Béjar, que separa la Sierra de Francia y los relieves deprimidos de este «pasillo» intersierras.

Desde el punto de vista macroestructural se distinguen en la Hoja tres dominios claramente definidos:

- Unidad Noroccidental, o dominio de Sierras. Constituyen en gran medida un relieve estructural en el que ha desempeñado un papel importante la dureza de las rocas cuarcíticas que conforman las series metasedimentarias de este dominio. La resistencia ante los procesos erosivos de encajamiento fluvial queda manifiesta en lo abrupto del relieve, si lo comparamos con zonas inmediatas al Sur, donde estos mismos procesos han desmantelado de forma más eficaz la estructura de las series paleozoicas en las que la litología difiere, ante la ausencia de cuarcitas, dominando las pizarras y esquistos.

Las alineaciones de las cotas más elevadas de estos relieves presentan una dirección NO-SE bien marcadas, siendo las cimas más relevantes sinclinales cuarcíticos colgados.

La fracturación ha contribuido también a la complicada evolución de este dominio, fundamentalmente por la adaptación de la red de drenaje a unas direcciones prioritarias.

- Unidad Suroccidental: Al Sur del dominio anterior. La diferencia entre ambas radica en la morfología más suave de sus relieves, condicionada por el factor litológico que ha llevado consigo un efecto de degradación de los mismos, por erosión, más acusado que en el dominio noroccidental.
- Unidad Oriental: Configurada por un extenso pedimento relacionado probablemente con los relieves que se encuentran al E y SE de la Hoja más que en la Sierra de Francia. Esta pedimentación está desarrollada o mejor conservada sobre los granitos que ocupan esta zona oriental.

Aunque muy degradado por la acción erosiva de la red fluvial, conserva su carácter de superficie aplanada, en la que hemos de destacar formas residuales de estos paisajes graníticos, como son inselbergs (s.l.) y formas en domo de ballena.

Las laderas son bruscas, con ruptura de pendientes, que constituyen abruptos escarpes de paredes muy verticalizadas sin apenas cobertera coluvional, como es frecuente observar en este dominio.

En las laderas más suavizadas destaca el paisaje de berrocal con los característicos «bolos» graníticos que evidencian el desmantelamiento de la alteración.

Fuera del área granítica, al Sur de la Hoja, el pedimento, que en su momento se desarrollaría también sobre las series precámbricas, se encuentra totalmente desmembrado, quedando tan sólo algún resto del mismo colgado en las zonas más altas (Cerro de la Piltanilla El Pico de Robledo, Relieve de la Dehesa-El Guijarro, etc.).

Tectónica de bloques

Un hecho importante puesto de manifiesto, tanto por la cartografía geológica como por la observación de la red fluvial, es la compartimentación de la Hoja en una serie de bloques limitados por importantes líneas de fractura de dirección general NE-SO. Esta dirección principal individualiza cuatro grandes bloques que de SE-NO corresponden a: bloque de Aldeacipreste (entre los ríos Cuerpo de Hombre y Castañar), el bloque de Pinedas (entre el arroyo del Castañar y el río Alagón), el bloque de Cepeda-Sotoserrano (entre la falla de El Pardo y la de Herguijuela) y por último el bloque de La Alberca.

Red fluvial

Toda la red pertenece a la Cuenca del Alagón, que a su vez vierte sus aguas a la Cuenca del Tajo.

Es evidente la adaptación de la misma a la estructura tectónica de la zona, puesta de manifiesto, sobre todo, en dos de los tres dominios descritos (Noroccidental y Oriental).

Los depósitos relacionados con la red fluvial son escasos y corresponden a: aluviales ligados con el cauce actual de los ríos y algunos niveles de terraza cuyas alturas con relación al cauce actual no superan los tres metros que nos indican también su génesis reciente.

Hemos de reseñar la existencia de depósitos de origen aluvial localizados al NE de Cepeda, situados en la cota 755 m., en el Cerro de «El Pendón». Estos niveles están desarrollados sobre una cobertera de alteración. Por las características litológicas (cantos redondeados de cuarcitas con matriz arenosa) y la génesis de los mismos asimilamos su origen, a abanicos o glaci-

terraza en las primeras manifestaciones de la dinámica fluvial. No obstante, la situación topográfica de las mismas nos indica una orientación hacia la red fluvial actual.

Canchales y pedrizas

Los relieves cuarcíticos que configuran las Sierras paleozoicas (Las Batuecas, El Castillo y El Pendón) tienen, tanto en su interior como rodeándoles, abundantes materiales de igual naturaleza, que proceden de la denudación de los mismos.

Las formas cónicas de cabecera de torrente son típicas de estos tipos de relieve en donde las pendientes son tan pronunciadas y la acción erosiva muy abundante.

En conjunto las características geomorfológicas de la Hoja núm. 552 (12-22), Miranda del Castañar, quedan reflejadas en la figura 11.

4 PETROLOGIA

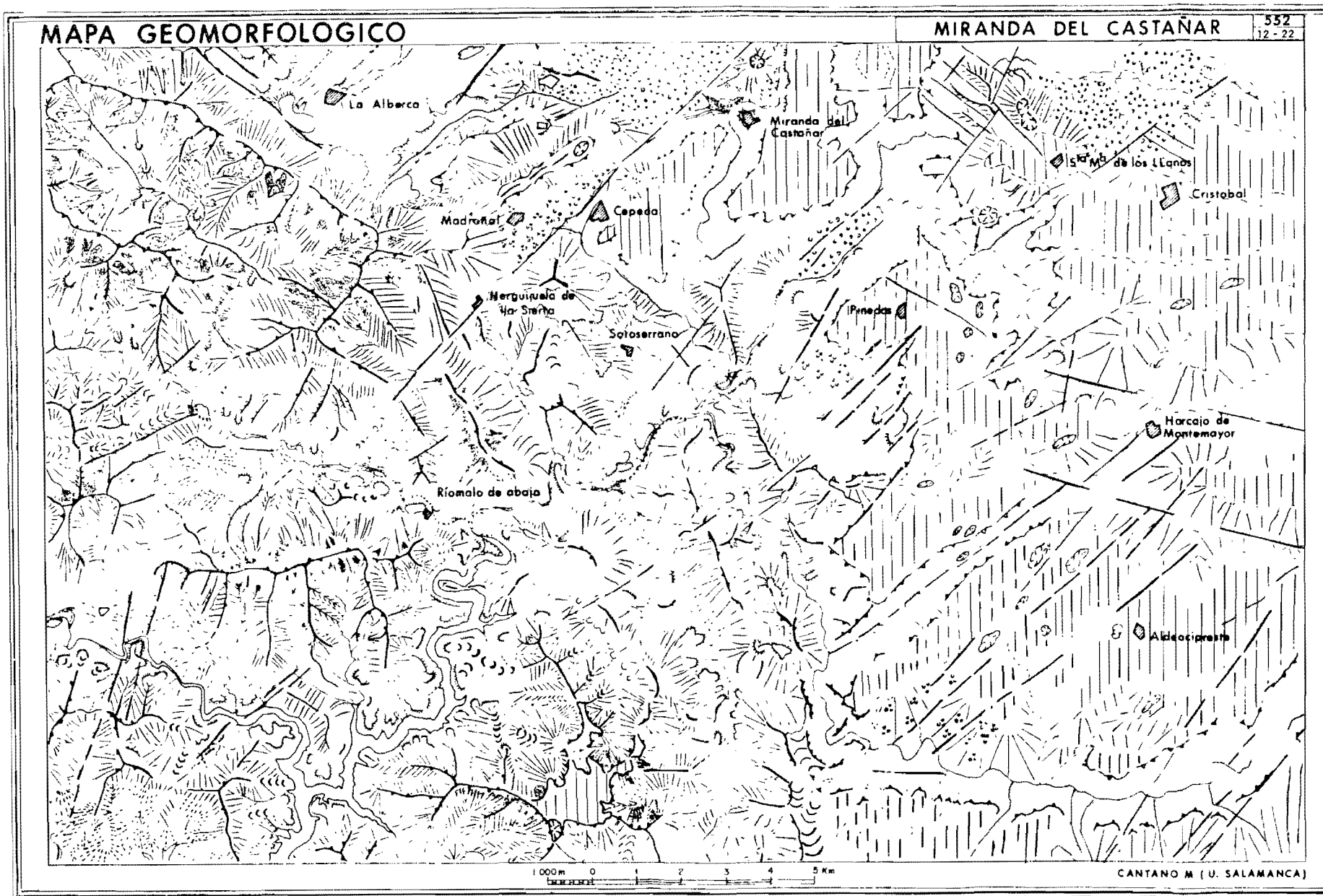
4.1 ROCAS PLUTONICAS

4.1.1 CUARZODIORITAS BIOTITICAS±CORDIERITA (2)

Este tipo de rocas se han localizado en un único afloramiento de extensión reducida, intruido en un encajante de esquistos de bajo-medio grado metamórfico sobre el que desarrollan una estrecha aureola de contacto. Si bien no se ha apreciado la presencia de cordierita a simple vista, el estudio microscópico ha puesto de manifiesto que dicho mineral forma parte de la composición mineralógica de las cuarzodioritas. Dado el interés petrológico de este mineral en el contexto regional se ha optado por la denominación expresada, aunque la cantidad de cordierita es, de hecho, muy pequeña y no comparable a la que presentan otras rocas graníticas en la Hoja.

Desde un punto de vista petrográfico se caracterizan por una textura hipidiomórfica heterogranular y un tamaño de grano medio. Componentes mineralógicos esenciales son:

- *Plagioclasas*: En general euhedrales-subhedrales, de tamaños variables y con maclas complejas. Hay frecuentes cristales, zonados o no, con un sobrecrecimiento de zonado difuso y a veces oscilatorio, así como inclusiones de plagioclasas en individuos de mayor tamaño. Otras inclusiones



LEYENDA

- SUPERFICIES MORFOLOGICAS**
- Piedimento Pre-mioceno
 - Apunamiento de la Nava
- MODELADO ESTRUCTURAL**
- Fallas o fracturas
 - Resalte de capa dura
- MODELADO DE VERTIENTES**
- Ladera desnuda
 - Ladera cubierta:
 - Con derrubios
 - Canchales y Pedruzos
 - Laderas muy degradadas o regularizadas
 - Alteracion
 - Escarpes:
 - Escarpe neto
 - Escarpe abrupto y/o en pared muy verticalizada
- MODELADO GRANITICO**
- Inselbergs
 - Berrocales
- REO FLUVIAL**
- Divisorias fluviales:
 - En cresta
 - Alomada
 - Hombrias
 - Cauces activos
 - Cauces esporadicos
 - Arroyos de incision lineal y barrancos
 - Valle de fondo plano
 - Terrazas:
 - Escarpe de terraza
 - Deposito de terraza
 - Nucleos urbanos

Figura 11

son de cuarzo, biotita y cordierita. Alteración a sericita poco frecuente y en todo caso poco acusada.

- *Biotita*: Predomina bajo la forma de láminas de tamaños variables subhedrales-anhedrales, que muestran una ligera deformación. Alteración a clorita poco frecuente.
- *Cuarzo*: Se dispone principalmente de forma intersticial entre biotita y plagioclasa. Los cristales son irregulares, de tamaño variable y con extinción ondulante.

Entre los minerales accesorios es de destacar cordierita en cristales idiomórficos-subidiomórficos, en general sin alterar, o en grados variables de alteración a moscovita y clorita. Su tamaño es varias veces inferior al tamaño de grano medio de los componentes minerales esenciales. Con frecuencia incluida en plagioclasa.

Otros minerales accesorios son: opacos, circón, apatito y esfena.

4.1.2 GRANITOS BIOTITICOS (3)

Se incluyen en esta denominación rocas graníticas que, consideradas en conjunto, se caracterizan básicamente por la presencia de biotita y mostrar un aspecto porfídico más o menos acusado, si bien, tal como queda expresado en la cartografía, es posible establecer diferencias atendiendo a la abundancia y tamaño de los cristales de feldespato alcalino, así como a la presencia o ausencia de prismas de cordierita. Ninguno de los dos criterios es excluyente del otro y la combinación de ambos permite la separación de varios tipos de rocas:

- Granito biotítico porfídico (3 a)

Se caracteriza por la abundancia de megacristales de feldespato alcalino, cuyos tamaños pueden alcanzar 5-6 cm. y por un tamaño de grano medio-grueso para el resto de componentes minerales esenciales.

- Granito biotítico porfídico \pm cordierita \pm moscovita (5 c)

De aspecto similar al anterior, se distingue por los prismas de cordierita, cuyos tamaños varían de unos milímetros a 2 cm., siendo muy frecuentes los tamaños en torno a 1 cm. La distribución de dicho mineral no es homogénea y en general se aprecia un incremento gradual en su contenido hacia las zonas próximas al contacto con el encajante, con alguna excepción local.

- Granito biotítico inequigranular (5 b)

— Granito biotítico inequigranular \pm cordierita \pm moscovita (5 d)

Estos dos son equivalentes a los dos anteriores, si bien su tamaño de grano es inferior, el aspecto porfídico es menos acusado, los cristales de feldespato alcalino raramente superan los 3 cm. y se encuentran, en general, dispersos. Por estas razones se ha adoptado la denominación de inequigranular para estas rocas. No obstante, debe indicarse que, con carácter restringido, hay también zonas porfídicas y equigranulares en el conjunto de los granitos inequigranulares.

La cartografía refleja, consecuentemente, zonas de predominio de las características indicadas y no límites rigurosos determinables objetivamente.

Igualmente, las facies cordieríticas se han establecido como tales en aquellas zonas en las que los primas de cordierita son relativamente abundantes (varios cristales por m²), si bien las facies cartografiadas como no cordieríticas pueden mostrar ocasionalmente y de forma muy dispersa algún ejemplar de cordierita (0-1 cristal/m²).

Aparentemente no hay relaciones intrusivas en los granitos citados, sino transiciones graduales entre sí.

Todas las facies tienen enclaves microgranulares de tamaños variables, que sólo excepcionalmente superan los 50 cm. En facies cordieríticas próximas a las rocas encajantes algunos de estos enclaves tienen también prismas de cordierita. Tal aspecto ha sido señalado igualmente en la Hoja núm. 12-23, Hervás (UGIDOS, J. M.^a, et al., 1985) como dato especialmente relevante.

Los enclaves de rocas metamórficas son muy escasos y en general de tamaño centimétrico, excepto en algunas zonas más próximas al encajante, donde pueden tener tamaños decimétricos.

El estudio microscópico pone de manifiesto que desde un punto de vista petrográfico hay, para las cuatro facies, dos tipos básicos de granito: biotíticos y biotíticos \pm cordierita \pm moscovita. Ambos grupos tienen, no obstante, varias características comunes. La textura predominante es hipidiomórfica heterogranular.

Los granitos biotíticos inequigranulares o pórficos oscilan atendiendo a su composición mineralógica, entre monzogranitos y granodioritas. Los aspectos mineralógicos más destacables son los siguientes:

— *Cuarzo*: En cristales irregulares de tamaños variables y siempre con extinción ondulante. Otro tipo de cuarzo de mucha menor importancia cuantitativa es el cuarzo vermicular de texturas mirmequíticas asociadas a contactos plagioclasas-feldespato. Esta textura es poco abundante y con

escaso desarrollo. El cuarzo incluye biotita, plagioclasas y apatito como minerales más frecuentes.

- *Plagioclasas*: Euhedrales-subhedrales y con varios tipos de zonados: oscilatorio, «patchy» y difuso directo. Los contenidos en anortita máximos alcanzan valores del orden del 36 por 100 en zonas internas y del 22 por 100 en zonas de borde. Raramente hay coronas de composición más ácida. Sinneusis frecuente. Incluyen: biotita en láminas euhedrales-subhedrales, plagioclasas, opacos, apatito y cuarzo.
- *Biotita*: Generalmente en láminas anhedrales-subhedrales de tamaños variables. A veces también euhedral, incluida o no en plagioclasas. Como inclusiones: apatito, tanto en cristales aciculares como equidimensionales, circón, opacos y xenotima. Clorita, opacos, agujas de rutilo y moscovita son los principales productos de alteración de la biotita.
- *Feldespatos potásico*: Predominantemente euhedral-subhedral en las facies porfídicas y subhedral-anhedral en las facies inequigranulares. Pertzitización poco desarrollada. Incluye cuarzo, biotita, plagioclasas, disponiéndose estos minerales, a veces en forma conjunta orientada.

Otros minerales de carácter accidental son: óxidos metálicos, turmalina y moscovita.

Los granitos biotíticos \pm cordierita \pm moscovita, inequigranulares o porfídicos, predominan como monzogranitos, siendo menos frecuentes los tipos granodioríticos que en el caso anterior. Los aspectos mineralógicos son muy similares, aparte de presentar cordierita y moscovita, aunque con algunas variantes:

- *Cuarzo*: Además de los tipos y características ya señalados para los granitos anteriores, se encuentran: cuarzo reticular asociado a los planos cristalográficos de los feldespatos y cuarzo en intercrecimientos con moscovita en casos de alteración del feldespato alcalino. Como inclusiones hay que añadir moscovita y cordierita a las ya señaladas.
- *Plagioclasas*: Básicamente, estas facies tienen los mismos tipos de plagioclasas que las exclusivamente biotíticas, si bien predominan los cristales con zonado difuso y más bajo contenido en anortita. Menos frecuentes son los individuos con zonados oscilatorio y «patchy», que en todo caso muestran características idénticas a las que tienen en los otros granitos. Como inclusiones hay también cordierita (alterada) y láminas de moscovita.
- *Cordierita*: Muy raramente, sin alterar total o parcialmente a moscovita + clorita (alteración predominante) o a productos isótropos. Tamaños y distribución variables, tal como se ha señalado.

— *Moscovita*: Al igual que el mineral anterior tiene una importancia cuantitativa muy variable. En la mayor parte de los casos este mineral está asociado a procesos secundarios, aunque en otros cabe la posibilidad de que tenga un origen primario, como sugiere el hecho de que láminas de moscovita con bordes bien definidos se encuentran como inclusiones en plagioclasas (v. discusión en apartado de Petrología).

Biotita, feldespato alcalino y minerales accesorios no presentan diferencias texturales significativas respecto a las características que muestran estos minerales en las facies biotíticas.

4.1.3 GRANITOS DE GRANO FINO (4)

Están representados por varios afloramientos de extensiones reducidas que destacan por el contraste entre su tamaño de grano y el de los granitos, en los que se encuentran, y, al igual que éstos, no son homogéneos.

El afloramiento situado en la proximidad de Mogarraz, al norte de la Hoja, es el que ofrece mejores condiciones de observación, y a él corresponden las características que se exponen a continuación.

En parte de sus bordes muestran una facies típicamente aplítica, leucocrática, mientras que hacia el interior el tamaño de grano es ligeramente mayor y la biotita es un componente mineral esencial. No ha podido apreciarse si la facies marginal es continua en todo el conjunto o si sólo tiene representación parcial. Únicamente en un punto ha sido posible apreciar la relación directa entre la facies aplítica y el granito inequigranular. Entre ambos hay un tipo granítico caracterizado por una mesostasis de grano fino, aplítica, en la que destacan cristales de cuarzo de varios milímetros, así como algunos cristales de feldespato y prismas de cordierita de tamaños similares a los que muestra la facies inequigranular. En este conjunto de afloramientos no se han encontrado enclaves de ninguno de los granitos en los otros, por lo que es difícil establecer la relación temporal entre ellos. La transición gradual entre las facies de grano fino (no aplíticas) a facies inequigranulares, apreciables en algunas zonas de los mismos afloramientos, sugiere la relación directa entre ambas facies y posibles procesos de diferenciación que darían lugar también a las facies aplíticas.

La comprobación de estos aspectos requiere un estudio cartográfico a una escala de mayor detalle, así como datos químicos.

La facies aplítica marginal se caracteriza petrográficamente por su textura alotriomórfica granular y la siguiente mineralogía:

- Cuarzo: Cristales irregulares de formas y tamaños variables, con extinción ondulante. Ocasionalmente formando parte de texturas gráficas y más raramente de tipo reticular.
- Plagioclasas: En general subhedral-anhedrales. Algunos cristales exceden varias veces el tamaño medio de grano y presentan zonado difuso.
- Feldespato alcalino: Al igual que los cristales de cuarzo se presentan en formas irregulares y en ocasiones con incipiente peritización.

Entre los minerales accesorios la moscovita es el más frecuente y predomina en láminas muy irregulares, en parte asociadas a cordierita y andalucita. La biotita, también en cristales irregulares, está en general alterada a clorita. El rutilo y los opacos están como principales productos secundarios. La andalucita es un mineral significativo entre los accesorios, tanto en formas prismáticas como irregulares de tamaños variables; está, en general, parcialmente alterada a moscovita. La cordierita es reconocible por pseudomorfos de agregados a clorita y moscovita, que conservan hábito euedral-subhedral. Opacos, circón y apatito son minerales mucho menos frecuentes.

La facies interna, de grano fino, tiene características mineralógicas y texturales similares a las de los granitos inequigranulares con cordierita y moscovita. Muestra, sin embargo, un mayor contenido en moscovita y menor contenido en biotita y plagioclasas, presentando éstas zonados menos complejos.

4.1.4 ENCLAVES MICROGRANULARES EN LOS GRANITOS BIOTITICOS

Se aplica esta denominación, en sentido amplio, a enclaves de rocas con aspecto plutónico, de tonos grises y tamaño de grano fino en el que destacan algunos cristales de mayor tamaño. A pesar de la apariencia similar en el campo, el estudio microscópico revela diferencias significativas entre las rocas de este grupo. No se pretende en este apartado hacer una referencia a todos los tipos de enclaves microgranulares, ya que no se ha hecho un desmuestre sistemático con esta intencionalidad. Por tanto, los considerados a continuación son únicamente una parte de los posibles en las rocas graníticas.

— *Enclaves de granodiorita*

Se han encontrado en facies no cordieríticas. Mineralógicamente están constituidos por biotita y plagioclasas que, en forma de numerosos cristales euhedrales-subhedral, quedan englobados en cuarzo y feldespato alcalino.

Las plagioclasas muestran zonado difuso e incipientes texturas mirmequíticas en sus bordes.

Especialmente frecuentes son los prismas aciculares de apatito. Otros minerales accesorios son: opacos, circón y moscovita.

— *Enclaves de tipo tonalítico*

Dentro de este grupo de enclaves pueden distinguirse varios tipos diferentes:

— Biotíticos: Cuarzo, plagioclasas y biotita son los componentes mineralógicos esenciales dispuestos en texturas de tipo hipidiomórfico, homogranular, en la que destacan en ocasiones algún cristal de cuarzo o plagioclasas de mayores dimensiones. Opacos, circón, apatito en cristales equidimensionales y, sobre todo, en prismas aciculares, son los minerales accesorios más frecuentes. Como secundarios, clorita, rutilo, sericita y moscovita.

Enclaves con estas características se encuentran en todas las facies de granitos.

— Biotíticos \pm cordierita \pm moscovita: Estos enclaves, considerados en conjunto, tienen relaciones texturales complejas que varían de hipidiomórficas a texturales de apariencia blástica predominante, en la que, sin embargo, destacan plagioclasas de tamaños superiores al tamaño medio de grano con zonados oscilatorios y difusos y hábito euhedral. En todos los casos hay no sólo cordierita y moscovita, sino también, aunque en menor proporción, andalucita fibrolita. Todos estos minerales pueden estar incluidos en plagioclasas con zonado oscilatorio y difuso.

Debe señalarse, no obstante, que en los casos de texturas hipidiomórficas netas los minerales citados son menos frecuentes que en los casos de otras texturas. Por otra parte, prismas aciculares de apatito son más abundantes en los enclaves con el primer tipo de textura, sus tamaños son mayores y el mismo prisma puede estar incluido en más de un cristal de igual o diferente especie mineral. Estos criterios indican un claro origen ígneo para estos enclaves. En uno de ellos se ha observado un cristal subhedral de cordierita, no alterado, con un tamaño más de 15 veces superior al tamaño medio de grano y carece de inclusiones de apatito acicular, que están presentes, sin embargo, en cuarzo y plagioclasas que rodean la cordierita.

En los enclaves con texturas de apariencia blástica es difícil establecer si se trata de una textura ígnea recristalizada posteriormente o si, por el contrario, corresponde a una textura original desarrollada en una

roca paraderivada. Dado que todo este grupo de enclaves tonalíticos está recogido en una misma zona de extensión no superior a 100 m., es probable que correspondan inicialmente a un mismo cuerpo ígneo cuya interacción con el encajante metamórfico ha causado la asimilación de éste en grados variables, produciéndose modificaciones texturales de diferente intensidad: en menor grado en el caso de los enclaves con texturas hipidiomórficas y de forma más acusada en los otros. La ausencia de restos de esquistosidad no representa un problema en esta interpretación, ya que son frecuentes, en áreas próximas, rocas isótropas, granoblásticas, en el entorno de masas intrusivas (UGIDOS, 1985a). La similitud de las relaciones texturales de cordierita, andalucita y fibrolita en los enclaves, con las que muestran en rocas pertenecientes a este contexto metamórfico apoyan la idea expresada.

Los enclaves con los minerales aluminicos señalados se han localizado únicamente en facies graníticas con cordierita.

4.2 ROCAS FILONIANAS

4.2.1 DIQUES DE CUARZO (1)

Constituyen un importante sistema, tanto a escala regional como en el marco de la Hoja; no obstante, al presentar espesores centimétricos 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 diagénesis del sedimento con la consiguiente pérdida de agua rica en sílice, que o bien se generan durante los primeros estadios del aplastamiento producido por la primera fase de deformación hercínica, o por un efecto conjunto de ambos (pérdida de agua rica en sílice por diagénesis y aplastamiento debido a la primera fase). Posteriormente estos diques se «budinan» debido a que constituyen un nivel competente limitado por niveles incompetentes (pélficos). 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 hematites que no llega al 0,5 por 100 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 por 100 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 feldespatos potásicos.

Dentro de la aureola de metamorfismo de contacto se localizan filones sin entidad cartográfica, que no tienen capa 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 140-150° E y N 30-70° E. Es en este grupo donde se incluyen los «sierros» 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 vayan 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.

4.3 ROCAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO

Las rocas afectadas por metamorfismo de contacto, producido por la intrusión de los granitos pertenecientes al área de Béjar-Plasencia, corresponden a materiales precámbricos del Complejo Esquisto Grauváquico y a sedimentos ordovícicos (Las Batuecas-Sierra del Castillo).

La extensión superficial de la aureola de metamorfismo de contacto es muy variable, y oscila entre 0,5-5 km. Las características petrográficas más destacadas de los materiales con metamorfismo de contacto son:

Sedimentos precámbrico-cámbricos afectados por metamorfismo de contacto

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

— Pizarras carbonosas maculosas con textura blastopélfica maculosa, cons-

tituidas 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 blastesis determinada.
- Metaconglomerado brechoide maculoso con textura blastosefítica maculosa, constituido principalmente por fragmentos de roca pelítica con desarrollo de una blastesis 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, y en algunos puntos una leve crenulación.

Sedimentos ordovícicos afectados por metamorfismo de contacto

- Cuarzitas con textura granoblástica-blastosamítica, con cuarzo como mineral principal y 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.

4.4 PETROLOGIA IGNEA

Desde un punto de vista petrológico, uno de los aspectos a resolver es la interpretación del significado de las diferentes facies de granitos biotíticos, es decir, establecer si se trata realmente de facies de un mismo granito original o si por el contrario son masas intrusivas independientes, aunque próximas, o virtualmente simultáneas, en el tiempo.

La primera de las dos posibilidades se considera como más adecuada, atendiendo a los siguientes criterios:

- a) Transiciones graduales aparentes entre los diferentes tipos de rocas graníticas y ausencia de datos que indiquen relaciones intrusivas de unos granitos en otros.
- b) Semejanzas texturales entre todos ellos y similar composición minera-

lógica con la excepción obvia de cordierita y moscovita. Idénticos tipos de plagioclasas y de zonado en las mismas, si bien varía su importancia cuantitativa.

- c) Carácter porfídico o inequigranular, así como tamaños de grano, independientes de su composición mineralógica.

Todos estos aspectos contribuyen a la idea de un origen común inicial para todo el conjunto granítico.

Por otra parte, las facies con cordierita y moscovita hacen necesario un planteamiento adicional que explique la presencia de dichos minerales. Considerando únicamente los datos de la Hoja estudiada, son de destacar los siguientes aspectos:

- Cordierita y moscovita aparecen simultáneamente, y el primer mineral, salvo raras excepciones, se encuentra alterado.
- Cordierita se encuentra en tipos de rocas muy diferentes (granitos, cuarzodioritas y enclaves tonalíticos), sus tamaños son muy variables (inferiores al tamaño medio de grano en el caso de cuarzodioritas; superiores en el caso de enclaves de tipo tonalítico), sus relaciones texturales son las mismas en todos los casos y, ocasionalmente, se encuentra con andalucita y fibrolita.
- Parte de los enclaves tonalíticos de zonas marginales de los granitos con cordierita tienen este mineral, pero sus texturas y resto de características son idénticas a las que muestran los enclaves tonalíticos sin cordierita, estén o no en zonas marginales.
- Los enclaves microgranulares con cordierita tienen prismas de este mineral cuyos tamaños no difieren de los que se observan en el granito que engloba dichos enclaves.
- El contenido en cordierita es creciente hacia los bordes del granito y disminuye hacia zonas internas hasta hacerse nulo, si bien hay alguna excepción local.

Estos datos sugieren que la cordierita es un mineral xenógeno y que su incorporación a los granitos (s.l.) ha tenido lugar como fase mineral ya desarrollada, y no por precipitación, a partir de un fundido granítico.

Tal como se ha expresado en la Memoria de la Hoja 12-23, Hervás (UGI-DOS, J. M.^a et al., 1985), los enclaves microgranulares pueden derivar de bordes enfriados o bien corresponden a fragmentos de masas intrusivas anteriores que, a su vez, han asimilado rocas encajantes con cordierita. El hecho de que rocas de tipo cuarzodiorítico, de características similares a

los enclaves microgranulares, presenten cristales de cordierita, apoya la segunda interpretación, dado que, por otra parte, las relaciones texturales de cordierita en todas las rocas graníticas son similares a las señaladas para rocas metamórficas de alto grado (encajantes o enclaves) asociadas a las intrusiones (UGIDOS, J. M.^a, 1985b).

Esto no implica, obviamente, que otros enclaves sin cordierita no tengan el mismo significado ni que ésta sea una explicación válida para toda clase de enclaves tonalíticos-cuarzodioríticos o similares (v., p. ej., CORRETGE, L. G. et al., 1983). Únicamente se señala que la incorporación de rocas intrusivas a rocas graníticas posteriores es un proceso que puede haber tenido más importancia que la que comúnmente se acepta para explicar el origen de muchos de los enclaves microgranulares.

Se ha señalado más arriba que moscovita, además de cordierita, se encuentra también incluida en plagioclasas y que en este caso la interpretación más adecuada puede ser la de que tenga un origen primario. Admitir un origen por asimilación para cordierita y primario para moscovita, cuando ambos minerales forman parte de las inclusiones de las plagioclasas, es, aparentemente, una contradicción. Sin embargo, debe tenerse en cuenta que en las rocas encajantes de alto grado de áreas próximas, la moscovita no es un mineral estable, mientras que la cordierita es una fase paragenética esencial (UGIDOS, J. M.^a, 1985a).

Por otra parte, el análisis topológico del campo liquidus AFM para moscovita excluye el campo liquidus para cordierita (ABBOTT, R. N., 1985), por lo que, en principio, uno de los dos minerales no puede ser de origen primario en el granito. Aceptado el carácter xenogénico de cordierita por las razones citadas, cabe la posibilidad de un origen primario para la moscovita incluida en las plagioclasas. Sin embargo, se plantean algunas dificultades, ya que moscovita no puede tener este origen a bajas presiones (v., p. ejemplo, THOMPSON, 1977; HUANG, W. L. et al., 1981), como las correspondientes a los niveles de intrusión de los granitos que aquí se consideran. ANDERSON, J. L. et al. (1981) y MILLER, C. F. et al. (1981) han sugerido que la discrepancia entre los datos experimentales y las observaciones petrográficas para moscovita puede estar en la diferencia entre composición real de este mineral y la fórmula ideal usada experimentalmente. Composiciones más complejas que la ideal pueden permitir la estabilidad de moscovita a más bajas presiones (ANDERSON, J. L., op. cit.). En todo caso se trata de un problema aún no resuelto satisfactoriamente, y no debe de excluirse la posibilidad de que la moscovita, de aparente origen primario, tenga, en realidad, otro significado en el caso concreto de los granitos considerados en esta Memoria. La persistencia metaestable de moscovita a bajas presiones y altas temperaturas ha sido puesta de manifiesto en trabajos

experimentales (HUANG, W. L. et al., op. cit.), por lo que, en consecuencia, el posible origen xenógeno no debe ser rechazado «a priori».

En cuanto a los granitos de grano fino y aplitas, parece probable que se trate de diferenciaciones derivadas de la masa general de granitos.

El conjunto de características de los granitos corresponden a las de la serie mixta (CAPDEVILA, E. et al., 1973) o calcoalcalina contaminada (UGIDOS, J. M.^a, y BEA, F., 1976, 1978), cuya génesis se considera como resultado de la mezcla de magmas de origen profundo con productos anatéticos y/o restíticos (UGIDOS, J. M.^a, 1986), producidos en niveles mesocorticales de composición pelítica. Las facies sin minerales aluminicos representan, entonces, composiciones no contaminadas con estos niveles.

Se han tomado 46 muestras para análisis químicos representativos de todas las facies graníticas descritas en el apartado 4.1, y cuyos resultados sintetizamos en las figuras 12, 13 y 14.

El estudio de las mismas ha sido realizado por BEA, F., que a la vista de los resultados indica la existencia global de dos poblaciones bien definidas. La primera de ellas presenta un índice de color ($B=Fe+Mg+Ti$) en torno a 80, con índice de aluminismo moderadamente elevado que define una tendencia vertical en el diagrama de DEBON-LEFORT similar al de los granitos colisionares. La segunda tiene el quimismo típico de los leucogranitos peraluminicos ricos en K.

Estudios geoquímicos previos han sido realizados por SAAVEDRA, J. (1970) y SAAVEDRA, J. et al. (1973 y 1974), tanto para las rocas encajantes como para granitos y biotitas en los mismos.

4.5 PETROLOGIA METAMORFICA

4.5.1 METAMORFISMO REGIONAL

El metamorfismo regional se mantiene en condiciones de bajo-medio grado, no habiéndose encontrado paragénesis minerales indicativas de una mayor intensidad metamórfica en las rocas encajantes de los cuerpos graníticos, constituidas fundamentalmente por filitas y cuarzo-esquistos. Estas rocas presentan la siguiente composición mineralógica: cuarzo, clorita, moscovita, sericita, biotita, minerales opacos, rutilo, circón, apatito y turmalita.

La paragénesis clorita-biotita sitúa las condiciones de máxima intensidad del metamorfismo regional en torno a la transición bajo-medio grado, si bien no se ha llegado a desarrollar, al menos no de forma continua representable

ANALISIS QUIMICOS
ELEMENTOS MAYORES

MUESTRA	9615	9652	9654	9656	9658	9659	9662	9672	9674	9685	9687	9689	9705	9707	9710	9718	9719
SiO ₂	71,33	68,75	69,88	69,28	67,96	69,54	67,59	70,82	67,00	67,52	70,33	69,08	68,51	68,41	67,00	71,21	71,00
TiO ₂	0,48	0,48	0,48	0,44	0,58	0,56	0,64	0,44	0,58	0,52	0,44	0,55	0,58	0,51	0,68	0,12	0,44
Al ₂ O ₃	14,82	15,12	14,25	15,12	15,46	15,29	15,80	14,08	16,49	15,79	14,93	15,46	15,14	15,25	15,46	15,30	14,31
Fe ₂ O ₃	0,35	0,67	0,68	0,31	0,50	0,45	0,67	0,66	0,52	0,60	0,31	0,64	0,62	0,36	0,45	0,22	0,31
FeO	2,32	2,03	1,93	2,45	3,00	2,52	3,04	2,09	2,74	2,43	1,93	2,30	2,44	2,74	3,38	0,82	2,41
MnO	0,01	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03	0,04	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,04	0,03	0,03	0,01	0,03
MgO	0,95	0,87	0,99	0,89	1,15	1,07	1,28	0,89	1,22	1,12	0,79	1,03	1,12	1,09	1,36	0,33	0,93
CaO	0,61	1,96	1,99	1,10	1,99	2,10	2,58	1,94	1,90	0,91	1,56	1,81	2,38	2,43	1,96	0,61	1,60
Na ₂ O	2,37	3,71	3,46	3,16	3,40	3,48	3,40	3,28	3,33	2,36	3,40	3,17	3,50	3,70	3,01	3,26	3,23
K ₂ O	4,75	3,98	4,07	4,02	3,93	4,50	4,20	4,15	4,20	4,81	4,18	4,45	4,14	4,13	4,39	6,44	3,98
P ₂ O ₅	0,30	0,33	0,29	0,33	0,34	0,29	0,21	0,26	0,37	0,25	0,24	0,32	0,23	0,21	0,42	0,21	0,30
H ₂ O	2,00	1,80	1,85	2,31	1,41	0,20	0,34	1,34	1,38	3,34	1,54	0,92	1,43	1,08	2,05	1,00	0,93
TOTAL	100,29	99,73	99,90	99,43	99,65	100,03	99,79	99,99	99,77	99,68	99,68	99,76	100,13	99,94	100,19	99,53	99,47

ELEMENTOS TRAZA

Li	101	154	145	99	136	116	68	82	106	109	122	178	112	83	62	46	150
Rb	246	273	275	271	259	254	184	244	261	242	252	292	250	198	180	137	232
Ba	280	293	339	325	393	490	47	480	430	339	320	393	575	320	688	445	321
Sr	146	139	160	133	137	142	128	174	160	137	137	151	188	158	233	8	133

ROCAS GRANITICAS

Granitos blotíficos porfídicos ± cordierita ± moscovita.

Figura 12.

ANALISIS QUIMICOS
ELEMENTOS MAYORES

MUESTRA	I 9603	I 9605	I 9607	I 9611	I 9613	I 9712	II 9676	II 9683	III 9601	III 9625	III 9627	III 9630	III 9631	III 9636	III 9642	III 9656
SiO ₂	75,63	71,33	74,63	70,03	72,44	66,66	67,20	69,10	71,00	67,11	76,50	72,11	70,04	67,24	68,08	69,20
TiO ₂	0,12	0,22	0,10	0,37	0,15	0,68	0,55	0,53	0,27	0,55	0,01	0,32	0,47	0,56	0,56	0,55
Al ₂ O ₃	13,64	15,82	14,08	15,29	14,60	16,15	15,80	14,77	14,94	16,32	13,39	14,08	14,77	15,27	15,63	15,50
Fe ₂ O ₃	0,38	0,52	0,33	0,52	0,28	0,41	0,51	0,97	0,44	0,37	0,16	0,43	0,82	1,29	0,62	0,48
FeO	0,63	1,02	0,63	2,12	1,00	3,52	3,04	2,00	1,33	2,88	0,11	1,63	2,14	2,00	2,89	2,30
MnO	0,03	0,01	0,01	0,03	0,01	0,03	0,04	0,03	0,03	0,04	0,01	0,02	0,03	0,04	0,04	0,04
MgO	0,23	0,33	0,25	0,92	0,27	1,40	1,18	0,98	0,56	1,20	0,08	0,71	0,96	1,12	1,16	0,92
CaO	0,42	0,44	0,89	1,58	0,42	2,23	2,25	1,87	0,89	2,05	0,39	0,70	1,78	1,74	1,85	1,76
Na ₂ O	2,94	2,63	3,40	3,47	2,87	3,18	3,54	2,96	2,69	3,50	3,03	2,47	3,27	3,08	3,30	3,48
K ₂ O	4,45	5,62	4,24	4,35	5,23	4,07	4,20	3,61	4,77	3,94	5,06	4,62	4,37	4,49	4,17	4,26
P ₂ O ₅	0,16	0,33	0,11	0,19	0,30	0,30	0,20	0,16	0,21	0,36	0,22	0,16	0,25	0,27	0,25	0,30
H ₂ O	1,29	1,65	1,11	0,90	2,13	1,12	1,28	2,48	2,04	1,49	1,20	2,39	0,89	2,39	1,15	0,78
TOTAL	99,92	99,92	99,77	99,77	99,70	99,75	99,79	99,46	99,17	99,81	100,16	99,64	99,79	99,49	99,70	99,57

ELEMENTOS TRAZA

Li	156	102	71	106	127	66	104	87	81	103	136	111	123	74	93	137
Rb	367	282	192	198	252	218	188	190	190	278	350	234	230	188	211	261
Ba	169	344	160	388	200	530	617	493	205	593	82	320	370	574	479	385
Sr	26	36	73	151	45	188	201	169	73	188	26	114	119	128	151	156

ROCAS GRANITICAS

- I. Granitos de grano fino.
- II. Granitos biotíticos inequigranulares.
- III. Granitos biotíticos inequigranulares ± cordierita ± moscovita.

Figura 13.

ANALISIS QUIMICOS
ELEMENTOS MAYORES

MUESTRA	9664	9667	9668	9670	9690	9692	9694	9695	9697	9699	9701	9703	9708
SiO ₂	71,19	68,07	68,50	68,95	66,58	69,58	67,52	69,63	67,83	69,22	69,25	68,96	70,22
TiO ₂	0,34	0,61	0,48	0,44	0,74	0,58	0,65	0,49	0,60	0,49	0,51	0,60	0,47
Al ₂ O ₃	14,81	15,57	14,77	15,77	15,82	13,91	15,80	14,60	14,22	15,80	15,30	14,94	14,15
Fe ₂ O ₃	0,39	0,53	0,46	0,40	0,55	0,42	1,37	0,46	0,44	0,18	0,47	0,45	0,31
FeO	1,71	2,87	2,70	2,47	3,58	2,74	2,51	2,61	2,77	3,00	2,79	3,00	2,50
MnO	0,02	0,04	0,03	0,03	0,04	0,04	0,05	0,03	0,03	0,03	0,04	0,04	0,03
MgO	0,62	1,29	1,07	1,03	1,55	1,18	1,39	0,99	1,11	1,16	1,16	1,26	1,04
CaO	1,90	2,96	2,05	1,81	2,52	2,36	2,36	2,36	2,80	2,03	2,39	2,21	2,12
Na ₂ O	3,33	3,41	3,30	3,18	3,31	3,24	3,24	3,46	3,57	3,34	3,50	3,31	3,41
K ₂ O	4,67	4,13	4,87	4,28	4,04	3,98	4,22	3,98	4,09	3,93	3,63	4,02	4,09
P ₂ O ₅	0,12	0,18	0,17	0,16	0,26	0,18	0,21	0,15	0,20	0,21	0,20	0,22	0,18
H ₂ O	0,87	0,24	1,32	1,61	0,98	1,21	0,44	0,89	2,59	0,80	0,36	0,76	1,06
TOTAL	99,97	99,90	99,72	100,13	99,97	99,42	99,76	99,65	100,25	100,19	99,60	99,77	99,58

ELEMENTOS TRAZA

Li	65	62	102	79	92	71	76	70	71	102	106	85	80
Rb	207	194	188	118	196	190	209	178	205	211	261	215	151
Ba	433	633	286	403	392	530	445	391	454	293	239	455	239
Sr	105	160	146	120	133	128	151	123	114	114	119	137	142

ROCAS GRANITICAS

Granitos biotiticos porfidicos.

Figura 14.

cartográficamente, la isograda de la biotita. No hay evidencia de paragénesis anteriores de más alto grado, por lo que el metamorfismo regional comienza con el desarrollo de la esquistosidad principal, manteniéndose las condiciones de bajo-medio grado durante otra fase de deformación subperpendicular a dicha esquistosidad, en la que se desarrolla clorita con esta orientación.

4.5.2 METAMORFISMO DE CONTACTO

Los efectos térmicos de las intrusiones graníticas se manifiestan en una aureola de contacto de anchura irregular en la que se encuentran esquistos moteados y corneanas en la proximidad de los granitos.

Los esquistos moteados son las rocas más abundantes de las producidas por el metamorfismo de contacto. Se caracterizan por conservar la esquistosidad principal, ligeramente deformada, sobre la que se desarrollan porfidoblastos de cordierita que se disponen, en general, orientados según dicha esquistosidad, como consecuencia de su crecimiento mimético con ella. La cordierita se encuentra, generalmente, alterada a pinnita, si bien en algunos casos permanece como mineral estable.

La paragénesis mineral de metamorfismo de contacto en los esquistos moteados es: cuarzo, moscovita, cordierita, conservándose en algunos casos parte de la clorita primaria asociada a la esquistosidad.

Las corneanas aparecen tanto en el contacto inmediato con los granitos en el cuadrante suroccidental, como en las zonas del contacto norte, especialmente en las zonas centrales. En el primer caso las corneanas no llegan a perder por completo los restos de la esquistosidad previa al metamorfismo de contacto, y parte de la cordierita mimetiza su orientación. La roca conserva, por tanto, un cierto grado de anisotropía. En zonas centrales del borde norte del granito son frecuentes las corneadas isótropas, que llegan a estar representadas de forma masiva.

La paragénesis mineral de mayor intensidad está integrada por: cuarzo, biotita, moscovita y cordierita. En algunos puntos aislados y en proximidad con los granitos se encuentra, además, andalucita. Mineralógicamente las corneanas difieren de los esquistos moteados en los siguientes aspectos: no se conserva clorita primaria y la cordierita se encuentra bajo dos formas texturales, poiquiloblástica y en cristales de contorno redondeados, no poiquiloblásticos, asociados a cuarzo y a veces incluidos en éste.

Además, en las corneanas es más frecuente la alteración de la cordierita a productos isótropos que a pinnita, si bien se encuentran ambos tipos de alteración, predominando, en cualquier caso, la cordierita sin alterar.

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, R. et al., 1977). Esta serie correspondería al denominado Complejo Esquisto Grauváquico.

La sedimentación de los materiales de la Serie Inferior del CEG 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 Serie Superior, representada aquí por la Fm. Aldeatejada, 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. Estos sedimentos pertenecen ya al Cámbrico Inferior.

Sobre la Fm. Aldeatejada se habría depositado una serie detrítica de edad Cámbrico Inferior-Medio, no presente en la zona por efecto de la fase Sárdica.

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, F. et al. (1976) la discordancia Sárdica debe ser al menos anterior al Tremadoc Inferior.

La sedimentación del Ordovícico se inicia con niveles conglomeráticos y facies areniscosas que, junto con la presencia de superficies erosivas, cuerpos que se acuñan, etc., sugieren ambientes aluviales de alta energía, con gran capacidad de arrastre y erosión, en donde predominan las zonas canalizadas.

Seguidamente tiene lugar una sedimentación de materiales más finos, tramos cuarcíticos y pizarrosos, que hacen pensar en un depósito en ambientes marinos litorales de transición y en una plataforma marina afectada por tormentas. Estas condiciones continuarían iguales, ya que la serie sigue con un marcado carácter secuencial con megasecuencias negativas de 20 a 100 m. de potencia.

Todos estos materiales paleozoicos y anteordovícicos serán deformados por la Orogenia Hercínica que en sucesivas etapas produce micro y macroestructuras, así como fracturas paralelas y oblicuas a ellas. Aparte, y durante

la deformación más intensa, se produce un metamorfismo regional de diversa intensidad.

Sincrónico, y antes de los últimos movimientos que van a originar las fracturas transversales a las estructuras mayores, se produce el inicio de la intrusión de masas graníticas que originan un metamorfismo de contacto que afecta, en este caso, a parte de los materiales anteordovícicos y ordovícicos del área.

Al sur de esta Hoja aparecen fracturas de desgarre senestras que doblan o fracturan a todo el conjunto, y a continuación se producen las deformaciones tectónicas que originan diversos sistemas de fracturas tardi y post-hercínicas, entre los cuales cabe destacar el sistema de dirección N 30-70° E, al que pertenecen las fallas Herguijuela de la Sierra y Alentejo-Plasencia. Esta última presenta desplazamientos senestros claramente visibles en las Hojas por las que discurren.

Es en el Paleógeno cuando comienza el relleno de la cuenca terciaria de C. Rodrigo, al N del área que nos ocupa, que presenta un claro control estructural. Su relleno se realiza en condiciones continentales por medio de sistemas aluviales y fluviales, los relieves previos, su naturaleza litológica y grado de alteración, van a condicionar el tipo de sedimentación registrado en ella.

Los indicios mineros existentes en la zona (Mapa Metalogenético de España, gráfica, van a configurar en el Cuaternario la actual morfología de la Hoja.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA

Los indicios mineros existentes en la zona (aMpa Metalogenético de España, escala 1:200.000, Plasencia, núm. 439, IGME) son escasos, sin actividad extractiva en la actualidad, y de poca entidad. En base a su mena se pueden agrupar de la siguiente manera:

Indicios mineros de estaño - wolframio

Son dos indicios localizados en el término municipal de Miranda del Castañar. Ambos con morfología filoniana de naturaleza hidrotermal y dirección E-O y NE-SO, que arman en granitos y pizarras del Complejo Esquisto Grauváquico Precámbrico.

Indicios de plomo

Sólo existe un indicio en las proximidades de la localidad de Cristóbal. Su morfología es desconocida, presentándose el mineral en forma de sulfuros en materiales metasedimentarios con metamorfismo de contacto.

Indicios de hierro

Se conocen dos indicios de hierro en toda la Hoja, situados en las proximidades de las localidades de La Alberca y Herguijuela de la Sierra.

Las características mineras de ambos indicios son comunes y corresponden a mineralizaciones de óxidos de Fe, en rocas con metamorfismo de contacto próximos a los afloramientos graníticos.

6.2 CANTERAS

En la demarcación de la Hoja no existen en la actualidad explotaciones activas para su utilización como rocas industriales. Como base se ha tenido en cuenta la información procedente del Mapa de Rocas Industriales, escala 1:200.000. Plasencia, núm. 43 del IGME.

En general, la actividad extractiva para la obtención de materiales de construcción y áridos han sido de poca entidad, pero muy numerosos los puntos dedicados a esta actividad.

Los materiales que han sido objeto de explotación son los siguientes: arenas, arcillas, cuarcitas, gravas, granitos y pizarras.

Las canteras existentes en granito corresponden a pequeñas extracciones con fin de uso rústico distribuidos en los municipios de La Alberca, Horcajo de Montemayor y Cristóbal.

Por otro lado, como áridos se emplean principalmente las arenas, gravas y arcillas de los depósitos aluviales existentes en los cauces actuales, así como las cuarcitas ordovícicas dedicadas a construcción y como firme para carreteras (Herguijuela de la Sierra, Puerto de Las Batuecas y Sierra de La Alberca).

En las proximidades de Sotoserrano se encuentra la única cantera de pizarras que con la finalidad de uso rústico y/o para áridos, afecta a los metasedimentos del Complejo Esquisto Grauváquico.

6.3 HIDROGEOLOGIA

La Hoja de Miranda del Castañar pertenece en su totalidad a la cuenca hidrográfica del río Tajo, al que, como tributarios principales en este área, vierten sus aguas los ríos Alagón y Cuerpo de Hombre.

Con menor entidad, y a su vez tributarios de los anteriores, se encuentran los ríos Francia, Hurdano, Ladrillar, Batuecas y Sangusín, así como numerosos arroyos de carácter esporádico.

En general, los cursos de agua discurren con mayor o menor grado de encajamiento a favor de líneas estructurales, tanto en materiales graníticos como en los del Complejo Esquisto Grauváquico.

Desde el punto de vista hidrogeológico los distintos materiales aflorantes en la zona se pueden agrupar según sus distintos comportamientos.

- a) **Materiales graníticos.** En estos materiales, que ocupan aproximadamente un 50 por 100 de la superficie de la Hoja, sería factible, a priori, captar caudales de cierta entidad en aquellas áreas con disgregación acusada y con intensa fracturación o bien en aquellas zonas que se encuentran en contacto con los sedimentos preordovícicos.
- b) **Sedimentos precámbricos del CEG y ordovícicos.** De todos ellos únicamente los paquetes cuarcíticos del Ordovícico presentan una permeabilidad media-alta debida a la intensa fracturación que han sufrido. Por tanto, pueden dar lugar a caudales medios con surgencia de aguas subterráneas en las zonas de contacto con los tramos pizarrosos intercalados en toda la serie. (Sierras de la Alberca, del Castillo y zona de El Pardo). Este es el caso de la Fuente del Tío Chelo, en el Puerto de las Batuecas.

En el resto de materiales las perspectivas son muy escasas, debido a que presentan una permeabilidad muy baja por porosidad y en la originada por fracturación, aunque puede ser importante, las discontinuidades se encuentran selladas.

- c) **Sedimentos cuaternarios.** De estos materiales son los derrubios de ladera los que parecen tener mejores condiciones para constituir acuíferos de cierta importancia. Características semejantes presentan los depósitos plio-cuaternarios del Cerro del Pendón (755 m.), con potencia y extensión suficientes para aportar caudales medio-bajos. En ambos casos esta posibilidad se pone de manifiesto por la existencia de diversas fuentes en las zonas de contacto con los sedimentos metamórficos y materiales graníticos.

7 BIBLIOGRAFIA

ABBOTT, R. N., Jr. (1985).—«Muscovite-Bearing granites in the AFN liquidus projection». *Canad. Mineral.*, 23, 553-561.

ALVAREZ NAVA, H., y ROBLES CASAS, R. (1988).—«Sobre la existencia de una esquistosidad prehercínica en la zona de Fuenteguinaldo Pastores, SO de Salamanca (Zona Centro ibérica)». *Congreso Geológico de España*. Sociedad Geológica de España, vol. 2, pp. 99-102.

ALVAREZ NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J. L.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ALVAREZ, S.; LOPEZ DIAZ, F.; MIRA LOPEZ, M.; MONTEREY, V.; NOZAL, F.; PARDO, M. V.; PICART, J.; ROBLES CASAS, R.; SANTAMARÍA, J., y SOLE, J. (1988).—«Unidades litoestratigráficas de los materiales precámbricos-cámbricos de la mitad suroriental de la zona centro-ibérica». *Comunicaciones II Congr. Geol. España*, Granada, vol. 1, pp. 19-22.

ANDERSON, J. L., y ROWLEY, M. C. (1981).—«Synkinematic intrusion of peraluminous and associated metaluminous granitic magmas, Whipple Mountains, California». *Canad. Mineral.*, 19, 83-101.

BERNARDO DE SOUSA, M. (1981).—«Complexo xisto-grauvaquico do Douro: a Formação de Bateiras; Facies, ocorrência e significado litoestratigráfico». VII Reunión Gest. O Peninsular, Madrid. *Cuadernos de Geol. Ibér.*, 7, 645-651.

BERNARDO DE SOUSA, M. (1982).—«Litoestratigrafía a estrutura do "Complexo Xisto-Grauvaquico Ante-Ordovício". Grupo do Douro (Nordeste de Portugal)». Tesis doctoral. Universidade do Coimbra.

BASCONES ALVIRA, L.; MARTÍN HERRERO, y CORRETGE CASTAÑÓN, L. G. (1982).—«Mapa Geológico de España. E. 1:50.000, 2.ª Serie. Hoja núm. 621 (10-25). Coria». *IGME*.

BASCONES ALVIRA, L.; MARTÍN 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». *IGME*.

BRASIER, M. D.; PEREJÓN, A., y SAN JOSE, M. A. (1979).—«Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain». *Estudios Geológicos*, 35, 379-383.

BUCHANAN, H.; STREETER, S. & GEBELEIN, C. D. (1972).—«Possible living algal foraminiferal consortia in nodules from modern carbonate sediments of the Great Bahama Bank». *Am. Assoc. Petrol. Geol. Ann. Meeting.*, vol. 56, núm. 3, pp. 606.

CAPDEVILLA, E.; CORRETGE, L. G., y FLOOR, P. (1973).—«Les granitoides va-

risques de la Meseta Iberique». *Bull. Soc. Geol. France* (7 sér.), 15 (3-4), 209-228.

CARBALLEIRA, J., y CORRALES, I. (1980).—«El Paleozoico Inferior del S de Salamanca y N de Cáceres: Generalidades». *IX Congreso Nacional de Sedimentología*. Guía de sesiones de Campo, pp. 12-15.

CARBALLEIRA, J.; CORRALES, I., y POL, C. (1980a).—«Características del Ordovícico Inferior en las Unidades de Tamames-Sierra de Francia (Salamanca-Cáceres)». *IX Congreso Regional de Sedimentología*. Guía de sesiones de Campo, pp. 25-47.

CARRINGTON DA COSTA, J. (1950).—«Noticia sobre una carta geológica de Buçaco, de Nery Delgado». *Com. Serv. Geol. Port.*, 28 pp.

CASTRO, A. (1987).—«On granitoid emplacement and related structures. A review». *Geologische Rundschau* 76/1, 101-124.

CORRALES, I.; MANJON, M. & VALLADARES, I. (1974).—«La serie carbonatada de Navarredonda de la Rinconada (Salamanca, España)». *Studia Geol.*, vol. VIII, pp. 85-91.

CORRETGE, L. G.; BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1981).—«Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 648 (9-26). Alcántara». *IGME*.

CORRETGE, L. G.; GALLASTEGUI, G., y CUESTA, A. (1983).—«Características geoquímicas de los enclaves en las granodioritas de Cangas de Morrazo-Moaña (provincia de Pontevedra)». *Stvd. Geol. Salmant.*, 18, 307-321.

CORRETGE CASTAÑON, L. G.; MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1981).—«Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. 2.ª Serie. Hoja número 677 (10-27). Brozas». *IGME*.

CORRETGE CASTAÑON, L. G.; MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1981).—«Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. 2.ª Serie. Hoja número 649 (10-26). Garrovillas». *IGME*.

CORRETGE CASTAÑON, L. G.; SUAREZ, O., y LLANA, R. (1981).—«Variaciones petrográficas y geoquímicas en plutones graníticos: Zonación y criptonización en batolitos epizonales». *Cuad. Lab. Geol. Laxe*, 2, 11-34.

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

CRIMES, T. P.; LEGG, J.; MARCOS, A., y ARBOLEYA, M.^a L. (1977).—«Late Precambrian-low Lower Cambrian trace fossils from Spain». In: «Trace fossils 2» (T. P. Crimes y J. C. Harpes, Edit.). *Geol. Journ. Special Issue*, 9: 91-138.

DIEZ BALDA, M.^a A. (1980).—«La sucesión estratigráfica del Complejo Esquistoso Grauváquico al sur de Salamanca». *Estud. geol.*, 36, pp. 131-138.

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

DIEZ BALDA, M.^a A. (1983).—«Características del elipsoide de deformación finita ligado a la segunda fase hercínica en áreas meso y catazonales del sur de la provincia de Salamanca». *Studia Geológica Salmaticensia*, XVIII, pp. 65-80. Salamanca.

DIEZ BALDA, M.^a A. (1986).—«El Complejo Esquistoso Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca». *Acta Salmanticensia*, 52, 162 pp. Salamanca.

DIEZ BALDA, M.^a A., y FOURNIER VIÑAS, CH. (1981).—«Hallazgo de acritarcos en el Complejo Esquistoso Grauváquico al sur de Salamanca». *Acta Geol. Hisp.*, t. 16-3, 131-134.

DIEZ BALDA, M.^a A.; GARCIA CASQUERO, J. L.; MONTEREIN LOPEZ, V.; NOZAL MARTIN, F.; PARDO ALONSO, M. V., y ROBLES CASAS, R. (en prensa).—«Nuevos datos acerca de la estratigrafía y la estructura hercínica al sur de Salamanca». *Geogaceta*.

ELLIS, D. J. & THOMPSON, A. B. (1986).—«Subsolidus and partial melting reactions in the quartz-excess $\text{CaO} + \text{MgO} + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{SiO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ system under water-excess and water deficient conditions to 10 kb: some implications for the origin of peraluminous melts from mafic rocks». *J. Petrol.*, 27, 91-121.

ERIKSSON, K. A. (1977).—«Tidal flat and subtidal sedimentation in the 2250 m.y. Malmani Dolomite, Transvaal, South Africa». *Sedim. Geol. Spec. Issue*, vol. 18, núm. 1/33, pp. 223-244.

ERIKSSON, K. A. & TRUSWELL, J. F. (1974).—«Tidal flat associations from a Lowe Proterozoic carbonate sequence in South Africa». *Sedimentology*, vol. 21, núm. 2, pp. 293-310.

FRANCO, M.^a P.; CASTRO, A., y LOPEZ PLAZA, M. (1983).—«Guía de excursiones por el basamento de la Meseta Castellana». *Dep. Petrología. Univ. de Salamanca*.

FRIEDMAN, G. M. & SANDERS, J. E. (1978).—«Principles of sedimentology». John Wiley & Sons, 792 pp.

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1971).—«Una estructura interesante: el sinclinal Ordovícico-Silúrico de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros». *Separata de Studia Geológica*, II, pp. 45-46.

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y MARTINEZ GARCIA, E. (1972).—«El Cámbrico Inferior de La Rinconada (Salamanca, España Central)». *Studia Geologica*, 3, pp. 33-41.

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y UGIDOS MEANA, J. M. (1971).—«Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal Sequeros-Ahigal de los Aceiteros y Cañaverál (provincias de Salamanca y Cáceres)». *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, tomo I, Sección 1 (Geología), E 1-18.

GIL CID, M.^o D.; PEREJON, A., y SAN JOSE, M. A. (1976).—«Estratigrafía y paleontología de las calizas Cámbricas de los Navalucillos (Toledo). *Teenterrae*. 15.

GIL Y MAESTRE, A. (1880).—«Descripción física, geológica y minera de la provincia de Salamanca». *Mem. Com. Mapa Geol. de España*.

GUTIERREZ MARCO, J. C., y RABANO, I. (1983).—«Bioestratigrafía de las pizarras ordovícicas en la Sierra de Tamames (sinclinal de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros, prov. Salamanca)». *COL-PA*, 38, pp. 13-25.

HERNANDEZ PACHECO, E. (1910).—«Cruzianas de Sequeros». *Bof. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 10, pp. 309-310.

HALLEY, R. B. (1975).—«Peritidal lithologies of Cambrian Carbonate Islands, Carrara Formation, Southern Great». *In: «Tidal deposits»* (Gingsburg R. N., Ed.). Springer Verlag, pp. 279-288.

HALLIDAY, A. N.; STEPHENS, W. E. & HARMON, Sr., S. (1981).—«Isotopic and chemical constraints on the development of peraluminous caledonian and acadian granites». *Canad. Mineral.*, 19, 205-216.

HELZ, R. T. (1976).—«Phase relations of basalts in their melting ranges at $P_{H_2O} = 5$ kb. Part. II. Melt compositions». *J. Petrol.*, 17, 139-193.

HERNANDEZ SAMPELAYO, P. (1960).—«Graptolítidos españoles» (recopilados por R. Fernández Rubio). *Not. y Com. Inst. Geol. Min. España*, 57, 3-78.

HUANG, W. L., y WYLLIE, P. J. (1981).—«Phase relationships of S-type granite with H_2O to 35 kbar: moscovita granite from Hernay Peak, South Dakota». *J. Geophys. Res.*, 86, B 11, 10515-10529.

JAMES, N. P. (1979).—«Shallowing-upward sequences in carbonates». In: «Facies models» (Walker, R. G., Ed.). *Geoscience Canada*, Reprint Series, 1, pp. 109-119.

JAMES, N. P. (1984).—«Shallowing-upward Sequences in carbonates». In: «Facies models» (Walker, R. G., Ed.). *Geoscience Canada*, Reprint Series, 1, 2.^a edition, pp. 213-228.

JIMENEZ FUENTES, E. (1982).—«Graptolitos ordovícicos de la provincia de Salamanca». *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3, pp. 233-240.

JIMENEZ FUENTES, E. (1983).—«Presencia del Wenlock Inferior en la Sierra de Tamames (Salamanca)». *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 6, pp. 65-70.

JIMENEZ FUENTES, E., y SAAVEDRA ALONSO, J. (1971).—«Contribución al conocimiento del Silúrico de la Sierra de Tamames (Salamanca)». *Studia Geologica*, 2, pp. 7-24.

JORDA, (1982).—«Evolución morfogenética de la vertiente NO de la Sierra de Francia y su relación en la Fosa de C. Rodrigo». Tesis de Licenciatura. Universidad de Salamanca.

JULIVERT, M., y TRUYOLS, J. (1983).—«El Ordovícico en el Macizo Ibérico». Páginas 192-246, in COMBA, J. A. (Ed.): *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España*, tomo I, 656 pp. IGME.

JUNTA DE CASTILLA Y LEON (1986).—«Estudio geológico minero del Borde de la Fosa de C. Rodrigo (Salamanca)».

KINDELAN, J. A. (1957).—«Explicación del Mapa Geológico de España. Escala 1:50.000. Hoja 527 (Sequeros). Madrid. IGME.

LOGAN, B. W.; REZAK, R. & GINSBURG, R. N. (1964).—«Classification and environmental significance of algal stromatolites». *J. Geol.*, vol. 72, núm. 1, pp. 68-83.

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

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

LOTZE, F. (1969).—«El Cámbrico de España. 1.^a parte». IGME.

MACAYA, J. (1981).—«Estudio geológico estructural de la Sierra de Francia (provincia de Salamanca y Cáceres)». *Cuadernos de Geol. Ibérica*, 7, pp. 567-576. Madrid.

MARTIN HERRERO, D. (en prensa).—«Los materiales Precámbricos-Cámbricos al O y S de Ciudad Rodrigo (Salamanca): series, discordancias y correlación». *Bol. Inst. Geom. de España*.

MARTIN HERRERO, D.; ALBERT COLOMER, V.; LOPEZ PLAZA, M., y RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D. (1987).—«Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. 2.^a Serie. Hoja núm. 525 (10-21). Ciudad Rodrigo». *IGME*.

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

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

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

MARTIN HERRERO, D.; UGIDOS MEANA, J. M.^a; NOZAL MARTINEZ, F., y PARDO ALONSO, M. V. (1988).—«Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. 2.^a Serie. Hoja núm. 527 (12-21). Sequeros». *IGME*.

MARTIN SERRANO, A. (1988).—«El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del macizo hespérico». Ed. Inst. Estudios Zamoranos Florián de Ocampo. CSIC. Diputación de Zamora.

MARTIN SERRANO, A. (1988).—«Sobre la transición Neógeno-Cuaternario en la Meseta. El papel morfodinámico de La Raña». *Congreso Geológico de España*, 1988. Comunicaciones, vol. I.

MARTINEZ GARCIA, E., y NICOLAU, J. (1973).—«Los terrenos infraordovícicos de la antifoma de Martinamor (Salamanca)». *Bol. Geol. y Min.*, t. LXXXIV-VI, 407-418.

MAYASA (1986-88).—«Investigación de fosfatos al S y SO de Salamanca».

MILLER, C. F.; STODDARD, E. F.; BRADFISH, L. J., y DOLLASE, W. A. (1981).—«Composition of plutonic muscovite: genetic implications». *Canad. Mineral.*, 19, 25-34.

MOLINA, E.; BLANCO, J. A., y MARTINEZ, F. J. (1982).—«Esquema morfológico evolutivo de la Fosa de C. Rodrigo (Salamanca). Primera Reunión sobre la Geología de la C. del Duero». *Temas Geológicos y Mineros*, núm. 6, parte 2.^a, pp. 433-448. Madrid.

MORENO SERRANO, F.; VEGAS, R., y MARCOS, A. (1976).—«Sobre la edad de las series ordovícicas y cámbricas con la discordancia "sárdica" en el

Anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España)». *Breviora Geol. Astúrica*, año XX, núm. 1, Oviedo.

MUTTI, E., y RICCI LUCCHI, F. (1972).—«Le turbiditi 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». *AGI. Reprint Series*, 3, 1978.

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

NOZAL MARTIN, F., y MARTIN SERRANO, A. (1984).—«Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 709 (16-28). Anchuras». *IGME*.

NOZAL MARTIN, F., y ROBLES, R. (1988).—«Series y correlación de los materiales anteordovícicos en los Montes de Toledo y el sur de Salamanca». *Congreso Geológico de España. Sociedad Geológica de España*, vol. 1, pp. 139-143.

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

OLIVE DAVO, A.; MONTESERIN, V., y ANDONAEGUI, P. (1986).—«Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 654 (15-26). El Puente del Arzobispo». *IGME*.

PEREJON, A. (1972).—«Primer descubrimiento y descripción de Arqueología en la provincia de Salamanca». *Studia Geol.*, Salamanca, 4, 143-149.

PEREJON, A. (1984).—«Bioestratigrafía de los Arqueociatos en España». *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 9, pp. 213-265.

PEREJON, A.; MORENO, F., y VEGAS, R. (1976).—«Datación de las calizas del Cámbrico Inferior de los Navalucillos (Montes de Toledo). Faunas de Arqueociatos». *Brev. Geol. Astúrica*, 20, 3, 33-46.

PEREZ, A. (1984).—«Bioestratigrafía de los Arqueociatos en España». *Cuad. Geol. Ibérica*, vol. 9, pp. 213-265.

PEREZ GONZALEZ, A., y GALLARDO, J. (1987).—«La Raña al sur de Somosierra y Sierra de Ayllón: con piedemonte escalonado del Villafranquiense Medio». *Geogaceta*, 2, 29-32.

PICKERILL, R. K.; ROMANO, M., y MELENDEZ, B. (1984).—«Arenig trace fossils from the Salamanca area, western Spain». *Geol. J.*, 19, pp. 249-269.

RAMSAY, J. G. (1967).—«Folding and fracturing of rocks». Mc Graw-Hill Book Company.

ROBLES CASAS, R., y ALVAREZ NAVA, H. (1988).—«Los materiales Precámbrico-Cámbrico del Domo de Las Hurdes. Existencia de tres series sedimentarias separadas por discordancias, SO de Salamanca (Zona Centro-Ibérica)». *Congreso Geológico de España. Sociedad Geológica de España*, vol. I, pp. 185-188.

RODA, J. (1981).—«Investigaciones sobre el "Complejo Esquisto Grauváquico anteordovícico" al NO de Ciudad Rodrigo». Tesis de Licenciatura. Universidad de Salamanca.

RODRIGUEZ ALONSO, M.ª D. (1979).—«El Complejo Esquisto Grauváquico y los materiales ordovícicos al SE de Ciudad Rodrigo (Salamanca - España)». *Estudia Geológica*, XIV, pp. 7-34, Salamanca.

RODRIGUEZ ALONSO, M.ª D. (1982).—«Contribución al conocimiento del CEG en el sector occidental del Sistema Central Español (Las Hurdes y Sierra de Gata)». Tesis doctoral inédita. Universidad de Salamanca.

RODRIGUEZ ALONSO, M.ª D. (1985).—«El Complejo Esquisto Grauváquico en el área de Las Hurdes - Sierra de Gata (provs. de Salamanca - Cáceres, España)». *Cuad. Geol. Ibérica*, 9.

RODRIGUEZ ALONSO, M.ª D. (1985a).—«El Complejo Esquisto Grauváquico y el Paleozoico en el centro-oeste español». *Acta Salmanticensis*, 51, 174 pp. Salamanca.

RODRIGUEZ ALONSO, M.ª D., y BASCONES ALVIRA, L. (1987).—«Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 551 (11-22). Martiago». *IGME*.

ROLZ, P. (1975).—«Beiträge zum Aufbau des jungpräkambrischen und altpaläozoischen Grundgebirges in den Provinzen Salamanca und Cáceres (Sierra de Tamames, Sierra de Francia und östliche Sierra de Gata), Spanien». *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, Heft. 36, S. 1-68, Münster (Westf.).

ROMANO, M. (1982).—«The Ordovician biostratigraphy of Portugal - A review with new data and re-appraisal». *Geol. J.*, 17, pp. 89-110.

ROMANO, M., y DIGGENS, J. N. (1974).—«The stratigraphy and structure of Ordovician and associated rocks around Valongo, north Portugal». *Com. Serv. Geol. Portugal*, 57, pp. 23-50.

RUPKE, N. A. (1978).—«Deep clastic seas». In: «Sedimentary environments and facies», 372-415. Ed. H. G. Reading. *Black well Scient. Publ.*

SAAVEDRA, J. (1970).—«Las formaciones paleozoicas de la comarca salmantina, Sierra de Francia y sus procesos de alteración». Tesis doctoral. Universidad de Salamanca.

SAAVEDRA, J., y GARCIA SANCHEZ, A. (1973).—«Composición química de las biotitas de granitos de la provincia de Salamanca relacionada con las condiciones de formación». *Studia Geológica*, 6, 7-27.

SAAVEDRA, J., y GARCIA SANCHEZ, A. (1974).—«Estudio geoquímico de algunos granitos de la provincia de Salamanca». *Bol. Geol. Min. España*, 85, 2, 182, 192.

SAAVEDRA, J.; GARCIA SANCHEZ, A., y MORENO ABATI, L. (1973).—«Sobre la existencia de un vulcanismo silúrico en El Castillo, sinclinal de Tamames (Salamanca)». *Acta geol. Hispanica*, 8 (1), pp. 30-32.

SCHERMERHORN, L. J. G. (1956).—«Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro-Daire-Sao Pedrs do Sul - Sá 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 dolorita fault-dike system (Portugal and Spain) in the light of the opening of the North Atlántic ocean». *J. of Geology*, 86, 299-309.

THOMPSON, A. B., y ALGOR, J. R. (1977).—«Model systems for anatexis of pelitic rocks. I. Theory of melting reactions in the system $\text{Ga}_2\text{O}_3\text{-NaAlO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ ». *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63, 247-269.

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

UGIDOS, J. M. (1973a).—«Los granitos aplíticos de nódulos en el área Béjar-Barco de Avila (Salamanca-Avila)». *Studia Geologica*, VI, pp. 85-93. Salamanca.

UGIDOS, J. M.^a (1974a).—«Características del Metamorfismo en el área Béjar-Plasencia». *Bol. Geol. Min.*, 85, 6, 73-81.

UGIDOS, J. M.^a (1974b).—«Metasomatismo y granitización en el complejo metamórfico de Béjar. Barco de Avila-Plasencia. Petrogénesis de los granitos de tendencia alcalina». *Studia Geologica*, 8, 27-44.

UGIDOS, J. M.^a (1974c).—«Granitos de dos micas y moscovíticos en la región de Barco de Avila-Plasencia y áreas adyacentes». *Studia Geologica*, 7, 63-86.

UGIDOS, J. M.^a (1974d).—«Los granitos biotíticos \pm 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 Geologica*, 10, pp. 31-43. Salamanca.

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

UGIDOS, J. M.^a (1985a).—«Características del metamorfismo de baja presión en zonas centro-occidentales españolas y su significado en relación con minerales aluminicos en los granitos». *IX Reunión de Geología del oeste Peninsular*, Porto (in litt.).

UGIDOS, J. M.^a (1985b).—«Cordierita, andalucita y sillimanita en las rocas graníticas. ¿Fases magmáticas o residuales?». *IX Reunión de Geología del oeste Peninsular*. Porto (in litt.).

UGIDOS, J. M.^a (1986).—«Asimilación en los granitos hercínicos: aspectos básicos e implicaciones». In: «Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico». *Libro Homenaje al Prof. García de Figuerola*. Salamanca (in litt.).

UGIDOS, J. M.^a (1987a).—«Asimilación en los granitos hercínicos: aspectos básicos e implicaciones». In: «Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico», 315-320. *Libro Homenaje a L. C. García de Figuerola*. Edit. cient. Bea, F.; Carnicero, A.; Gonzalo, J. C.; López Plaza, M., y Rodríguez Alonso, M. D. Editorial Rueda, Madrid.

UGIDOS, J. M.^a (1987b).—«Diagramas empíricos y su aplicación al caso de los granitos hercínicos de la Península Ibérica». In: «Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico», 321-327. *Libro homenaje a L. C. García de Figuerola*. Edit. Cient. Bea, F.; Carnicero, A.; Gonzalo, J. C.; López Plaza, M., y Rodríguez Alonso, M. D. Editorial Rueda, Madrid.

UGIDOS, J. M.^a (1988).—«New aspects and considerations on the assimilation of cordierite bearing rocks». *Rev. Soc. Geol. España*, 1 (1-2).

UGIDOS, J. M.^a, y BEA, F. (1978).—«Ensayo sobre la génesis de las rocas graníticas del Macizo Hespérico». *Stvd. Geol.*, 14, 35-77.

UGIDOS, J. M.^a, y FERNANDEZ LAGUNA, F. J. (1973b).—«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». *IGME*.

UGIDOS, J. M.^a; RODRIGUEZ ALONSO, M. D.; ALBERT COLOMER, V., y MARTIN HERRERO, D. (1988).—«Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. 2.^a Serie. Hoja núm. 552 (12-22). Miranda del Castañar». *IGME*.

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 núm. 575 (12-23). Hervás». *IGME*.

VALLADARES, I., y CORRALES, I. (1980).—«Las series carbonatadas del Cámbrico Inferior de Salamanca». *IX Congreso Nacional de Sedimentología*. Guía de Sesiones de Campo, pp. 15-25.

VALLADARES, I., y RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D. (1988).—«Depositional processes of channel of channel fill carbonate (late Precambrian, Salamanca, Spain)». *Revista de la Sociedad Geológica de España*, vol. 1 (1-2).

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

WHITE, A. J. R.; CLEMENS, J. D.; HOLLOWAY, J. R.; SILVER, L. T.; CHAPPEL, B. W. & WALL, V. J. (1986a).—«S-type granites and their probable absence in southwestern North America». *Geology*, 14, 115-118.

WHITE, A. J. R.; CLEMENS, J. D.; HOLLOWAY, J. R.; SILVER, L. T.; CHAPPEL, B. W. & WALL, V. J. (1986b).—«Reply on S-type granites and their probable absence in southwestern North America». *Geology*, 14, 805-806.

WHITE, A. J. R.; CLEMENS, J. D.; HOLLOWAY, J. R.; SILVER, L. T.; CHAPPEL, B. W. & WALL, V. J. (1986c).—«Reply on S-type granites and their probable absence in southwestern North America». *Geology*, 14, 895.

ZAMARREÑO, I., y PEREJON, A. (1976).—«El nivel carbonatado del Cámbrico de Piedrafita (Zona Asturoccidental-Leonesa, NO de España): tipos de facies y faunas de Arqueociatos». *Breviora Geol. Astúrica*, 20 (2), 17-32.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID