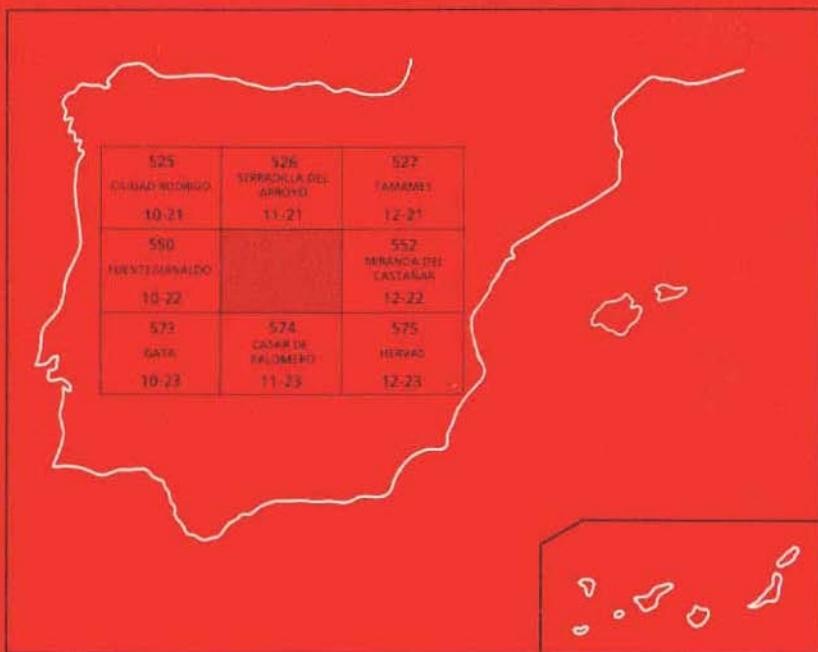




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



MARTIAGO



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
Escala 1: 50.000

MARTIAGO

Primera edición

MADRID, 1990

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por INTECSA (Internacional de Ingeniería y Estudios Técnicos, en los años 1987-88, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes autores:

Geología de campo, síntesis y Memoria:

- Rodríguez Alonso, M.^o D.
- Bascones Alvira, L.

Colaboraciones:

- *Geología estructural*: Díez Balda, M.^o A., del Departamento de Geología Interna de la Universidad de Salamanca.
- *Sedimentología del CEG*: Rodríguez Alonso, M.^o, del Departamento de Petrología de la Universidad de Salamanca.
- *Sedimentología del Paleozoico y Terciario*: Carballeira Cueto, J., del Departamento de Estratigrafía de la Universidad de Salamanca.
- *Cuaternario y geomorfología*: Cantano, M., del Departamento de Geomorfología de la Universidad de Salamanca.
- *Petrografía*: Rodríguez Alonso, M.^o D., del Departamento de Petrología de la Universidad de Salamanca.
- *Micropaleontología*: Liñán, E., y Palacios, T., de los Departamentos de Paleontología de las Universidades de Zaragoza y Salamanca, respectivamente.

Dirección y Supervisión del IGME:

- Monteserín López, V.

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Tecnológico GeoMinero de España existe para su consulta una documentación complementaria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos y micropaleontológicos.
- Fichas bibliográficas.
- Álbum fotográfico.

Depósito Legal: M - 41.940 - 1990

NIPO 232 - 90 - 005 - 1

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

ÍNDICE

	Páginas
0 Introducción	6
1 Estratigrafía	6
1.1 Precámbrico Superior - Cámbrico Inferior (1) y (2)	6
1.2 Paleozoico	16
1.2.1 Ordovícico Inferior	16
1.2.1.1 Conglomerados, microconglomerados y areniscas (Unidad I) (3)	16
1.2.1.2 Areniscas, cuarcitas y pizarras (Unidad II) (4)	19
1.2.1.3 Cuarcitas. Cuarcita armoricana (Unidad III) (5)	21
1.3 Terciario	22
1.3.1 Mioceno	23
1.3.1.1 Conglomerados y fangos (6)	23
1.4 Cuaternario	23
1.4.1 Pleistoceno Superior - Holoceno	24
1.4.1.1 Cantos angulosos, arenas y arcillas. Derrumbes de ladera y canchales (7)	24
1.4.2 Holoceno	24
1.4.2.1 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terrazas (8) y (9)	24
1.4.2.2 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Aluvial y llanura aluvial (10)	24
2 Tectónica	25
2.1 Introducción	25
2.2 Deformaciones prehercínicas	25
2.3 Orogenia hercínica	27
2.3.1 Pliegues de primera fase Hercínica	27
2.3.2 Pliegues tardíos	28

	Páginas
2.3.3 Esquistosidad de primera fase Hercínica	29
2.3.4 Esquistosidad tardía (Crenulación)	29
2.3.5 Lineaciones de primera fase Hercínica	31
2.3.6 Fracturas	31
3 Geomorfología	33
4 Petrología	37
4.1 Petrología metamórfica	37
5 Historia geológica	38
6 Geología económica	39
6.1 Minería	39
6.2 Canteras	39
6.3 Hidrogeología	39
7 Bibliografía	40

0 INTRODUCCION

La Hoja de Martiago (11-12) se sitúa dentro de las provincias de Salamanca y Cáceres, siendo la superficie que corresponde a cada una de ellas casi análoga.

Geológicamente se encuentra dentro del Macizo Hespérico, en el área de la Unidad Geológica Centroibérica (JULIVERT et al., 1974).

Desde el punto de vista estratigráfico la presente Hoja está ocupada en un 90 por 100 por sedimentos del Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior pertenecientes al C. E. G. Aparte, en el ángulo NE se localizan sedimentos del Paleozoico (Ordovícico) que configuran la terminación por el E del Sinclinal de Las Batuecas. Finalmente, y dentro de los depósitos posthercínicos son de destacar, aparte de los diferentes sedimentos de edad cuaternaria, los sistemas de abanicos neógenos que se desarrollan en las elevaciones paleozoicas situadas más al norte y que se prolongan ligeramente por la presente Hoja.

Tectónicamente la característica más significativa es la existencia de una primera fase de deformación hercínica que produce pliegues de plano axial subvertical y que llevan asociada una esquistosidad de flujo casi siempre presente, al menos en los términos más pelíticos. También se puede observar en algunos puntos la existencia de una débil crenulación que en la mayoría de los casos sólo se hace patente en los estudios petrográficos en lámina delgada. Finalmente, tuvieron lugar en el área estudiada movimientos tardihercénicos que originaron importantes fracturas con componente de desgarre. Al rejuego de estas fracturas se debe en gran parte la morfología que se observa actualmente en la presente Hoja. Aparte, con anterioridad al plegamiento hercínico tuvieron lugar en el área estudiada otras deformaciones, que se evidencian principalmente por la existencia generalizada de lineaciones L_1 fuertemente inclinadas y por la existencia de dos discordancias dentro de los sedimentos del C. E. G. Estas discordancias separarían las tres series puestas de manifiesto por ROBLES CASAS, R., y ALVAREZ NAVA, H. (1988).

Morfológicamente se caracteriza por la presencia de tres dominios claramente diferenciados: Pedimento, Frente de Sierra y Dominio de Sierra.

Por lo que se refiere a los antecedentes geológicos, cabe mencionar principalmente los trabajos de RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D. (1982). Aparte, y desde el punto de vista regional son de destacar las tesis doctorales de DIEZ BALDA, M.^o D. (1982) y ROLZ, P. (1975), y las Hojas Geológicas realizadas por BASCONES ALVIRA, L. et al. (1978-1984), CORRETGE CASTAÑON, L. G. et al. (1981) y MARTIN HERRERO, D. et al. (1978-1984), en la provincia de Cáceres. Finalmente, mencionar los trabajos realizados por ROBLES CASAS, R. y ALVAREZ NAVA, H. (1988) sobre las series sedimentarias del C.E.G. y las discordancias que las separan.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 PRECAMBRICO SUPERIOR - CAMBRICO INFERIOR (1) y (2)

El Complejo Esquisto Grauváquico (C.E.G.) constituye un conjunto litológico, bastante potente en el que se reconocen varios niveles guía cartografiados. Desde el punto de vista litoestratigráfico se han distinguido tres unidades superpuestas denominadas Unidad Inferior, Intermedia y Superior, respectivamente: RODRIGUEZ ALONSO (1985), ROBLES y ALVAREZ NAVA (1988).

Los metasedimentos de la Unidad Inferior (1) afloran predominantemente en esta Hoja, caracterizándose por la alternancia de tramos arenosos y pélticos en distintas proporciones, con algunos niveles conglomeráticos. Las características de las facies reconocidas indican que se trata de una sedimentación marina de carácter turbidítico. Su límite inferior es desconocido y el superior está marcado por una discordancia sobre la que se disponen, en esta Hoja, los materiales de la Unidad Superior (2), no habiendo sido reconocidos los pertenecientes a la Unidad Intermedia.

Desde el punto de vista sedimentológico se han distinguido los siguientes tipos de facies (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.

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

 GEOMETRIA , PLANO-PARALELA

 GRANOSELECCION +,-

 LAMINACION SUBPARALELA

 RIPPLES

 TECHO ONDULADO

 ORIENTACION DE LOS CANTOS

 LAMINACION CRUZADA DE BAJO ANGULO Y MEDIANA A GRAN ESCALA

 ESTRUCTURA DE CARGA

 GEOMETRIA CANALIZADA

 LAMINACION PARALELA

 LAMINACION CRUZADA A PEQUEÑA ESCALA

 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 (1978) y RICCI LUCCHI ET AL (1981)

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

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

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

III. Facies arenosas y arenoso-pelíticas de grano medio a fino, con geometría lenticular (base plana o ligeramente erosiva y techo ondulado) que presentan laminaciones subparalelas y 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 gruesa, grava y arena muy gruesa y con las mismas características, reconociéndose también clastos pelíticos en la base. En conjunto, su potencia varía entre 15 cm. y 1,30 m. Este tipo de facies es equivalente a la facies B₂ de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975) y corresponde al depósito modelado por un flujo tráctivo sobre un lecho de arenas o gravas.

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

V. Facies arenoso-pelíticas, con neto predominio de la fracción arenosa, de grano fino generalmente y que constituye la mayor parte del estrato, en las cuales se pueden reconocer los intervalos de la secuencia de Bouma Ta/c/e o Ta/c. Se trata de estratos con contacto plano-paralelos y de potencia variable que se corresponden con las facies 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 grano selección en la vertical a nivel de todo el estrato, en el cual pueden distinguirse los intervalos de la secuencia de Bouma más o menos completa. Dichas facies, que presentan geometría tabular y potencia variable, tienen equivalencia con las facies 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 del «mud flows».

XI. Facies caóticas, en las que se engloban los depósitos que se presentan brechificados, slumpedizados o en bloques intercalados entre materiales perfectamente estratificados. Su potencia es variable, desde varios 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 la presente Hoja la asociación y distribución de facies en la Unidad Inferior (1) presenta las siguientes particularidades:

- Alternancia a gran escala de paquetes de potencia decamétrica constituidos fundamentalmente por facies arenosas, entre otros amplios tramos en general.

Un ejemplo muy característico puede observarse en la columna levantada al sur, en el límite con la Hoja de Casar de Palomero (RODRIGUEZ ALONSO et al., 1985). En ella se distinguen varios tramos constituidos por facies depositadas por corrientes de turbidez densas y diluidas junto con facies conglomeráticas y muy escasas tractivas, alternando con otros tramos compuestos esencialmente por facies turbidíticas asociadas a facies tractivas. Dicha distribución alterna está relacionada con la propia dinámica interna que regula la sedimentación turbidítica en la cuenca en la que los sucesivos períodos de cambios relativos del nivel del mar produjeron distintos ciclos de facies en el área.

- Presencia en determinados puntos de amplios tramos conglomeráticos discontinuos intercalados entre facies arenosas y pelíticas en general.

En la columna levantada en el kilómetro 15 de la carretera de Casares de Las Hurdes a El Asegur (fig. 2), se ha representado otro ejemplo de distribución de facies en esta Hoja. En ella se observa un tramo basal en el que predominan las facies arenosas, arenoso-pelíticas y pelíticas.

CARRETERA CASAR DE LAS HURDES - EL ASEGUR (Km. 15)

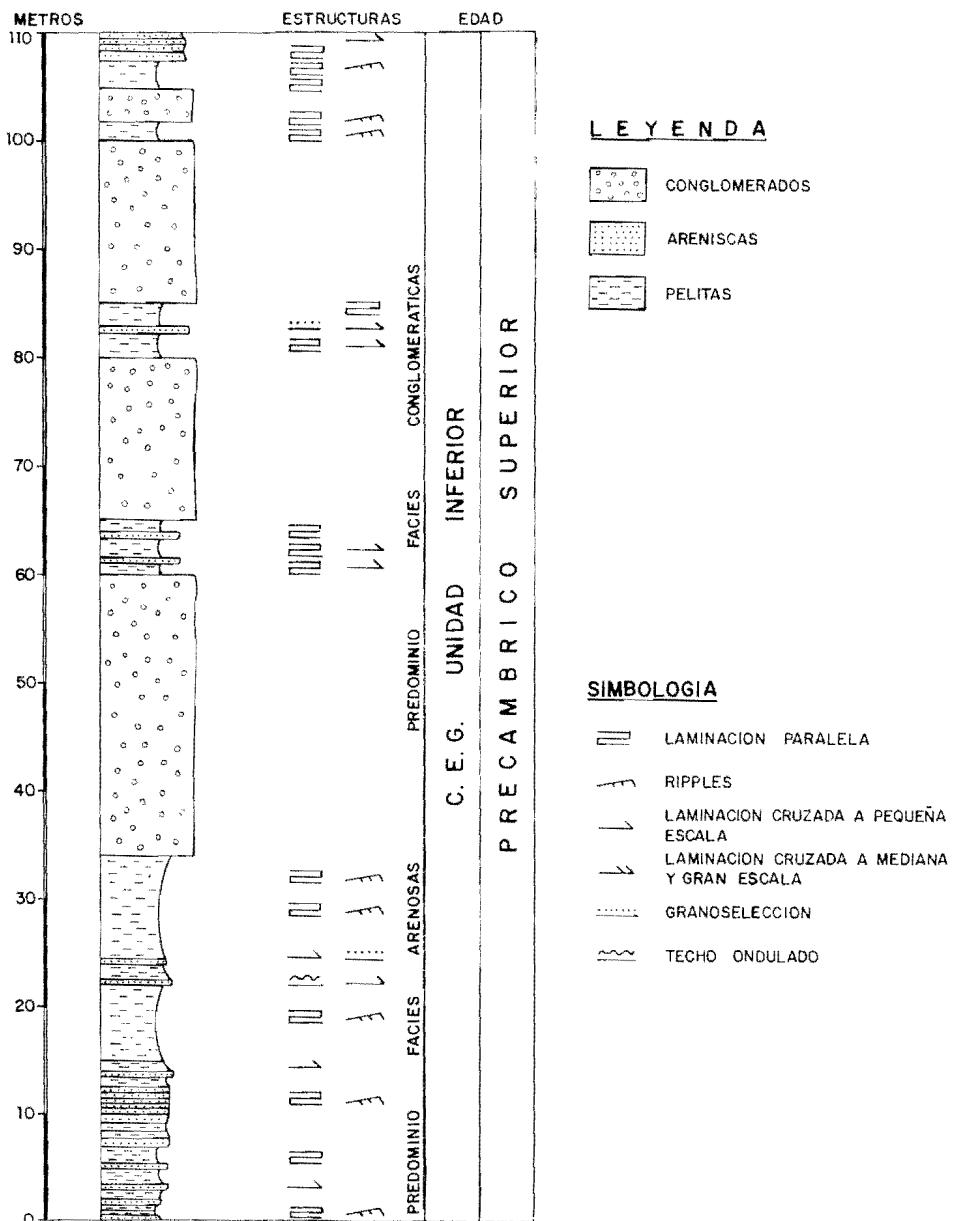


Figura 2

Destacan por su abundancia las facies arenosas tractivas con geometría lenticular en las que a veces se desarrolla una laminación cruzada de bajo ángulo y gran escala. El resto de las facies arenosas y arenoso-pelíticas presentan geometrías plano-paralelas y son frecuentemente masivas o con laminación paralela y «ripples» a techo. Dichas facies y las pelíticas representan la sedimentación por corrientes de turbidez densas y diluidas; su alternancia es el resultado de la dinámica propia de la cuenca turbidítica. Sobre este conjunto se dispone el tramo superior con un predominio de facies conglomeráticas bastante potentes y con geometría lenticular a gran escala, entre las que se intercalan pequeños paquetes de facies arenosas (a veces tractivas), arenoso-pelíticas y pelíticas (de carácter turbidítico). La textura grano-soportada predominantemente de los conglomerados y la ausencia de organización interna indican un mecanismo de transporte y sedimentación en masa. A partir de la asociación de facies descrita, todo el conjunto de la sucesión es interpretada como correspondiente a una sedimentación de relleno de canal turbidítico.

La Unidad Intermedia (o Serie Intermedia) (ROBLES y ALVAREZ NAVA, 1988) no ha sido diferenciada en esta Hoja, pero se encuentra representada en las Hojas próximas (Serradilla del Arroyo, Fuenteguinaldo, Ciudad Rodrigo). Está constituida por pelitas negras y rocas carbonatado-detriticas con escasa proporción de rocas cuarzo-anfibólicas, que en conjunto representan una sedimentación en un medio de talud-plataforma.

La sedimentación de las pelitas negras supone un cambio en las condiciones de la cuenca que luego se repite varias veces en la Unidad Superior, indicando una sedimentación lenta, con escaso aporte de detriticos gruesos, en un ambiente reductor y con gran riqueza en materia orgánica. En dicho ambiente se vio favorecida la formación de fosfatos que aparecen como finas láminas o nódulos intercalados entre las pelitas negras.

La Unidad Superior (2) se caracteriza por un predominio pelítico, presentando varios tramos de pelitas negras con niveles y nódulos fosfatados, entre los que se encuentran otras alternancias pelítico-arenosas con niveles de conglomerados diversos (carbonatados, cuarzosos, feldespáticos y fosfatados). En todo el conjunto se reconocen grandes variaciones de facies.

En esta Hoja la Unidad Superior (2) se superpone discordantemente sobre la Inferior y aflora únicamente en la parte superior del cuadrante NE de ésta, con gran abundancia de conglomerados y niveles pelíticos-arenosos intercalados, siendo el contacto entre las dos series muy difícil de establecer.

En líneas generales, la Unidad Superior [2] representa una sedimentación en un medio de talud-plataforma en la parte inferior, que gradualmente va haciéndose más somera en los niveles superiores, observándose, en áreas situadas más al NE, un tránsito gradual de estos metasedimentos a las facies arenosas someras del Cámbrico inferior (Areniscas de Tamames; DIEZ BALDA, 1980, 1982, 1986).

Petrografía

El grupo litológico más importante lo constituyen las areniscas que predominan sobre las rocas pelíticas y conglomeráticas. Se han reconocido los siguientes grupos litológicos:

Metapelitas

Se trata de rocas con textura blastopolítica compuesta esencialmente por una fina masa de filosilicatos (serícita, clorita, biotita), con proporciones distintas de cuarzo en clastos de tamaño limo o arena muy fina. Otros minerales presentes como accesorios son: feldespatos, moscovita, opacos, turmalina, círcón y apatito.

Según la mineralogía predominante se han distinguido: metapelitas sercíticas, sercítico-cloríticas y biotíticas y metapelitas arenosas y limo arenosas.

Con frecuencia suelen presentar laminación paralela y oblíqua de potencia milimétrica que está definida por la alternancia de láminas con distinta proporción de filosilicatos, cuarzo y material carbonoso o también por un cambio en la granulometría desde los tamaños limo o arena fina y arcilla. Generalmente la gran masa de filosilicatos ha sido orientada por la deformación principal. En algunas muestras se observa el desarrollo de una blastesis metamórfica de biotita en cristales poiquiloblásticos dispersos.

Metagrauvacas

Este grupo de rocas presenta una textura blastosamítica constituida por clastos subangulosos a subredondeados de tamaño arena fina a media, aunque también pueden ser gruesos, con un sorting moderado a pobre y con proporciones variables de material intersticial.

Según la mineralogía predominante se distinguen varios grupos: metagrauvacas cuarzosas, líticas, feldespáticas y metagrauvacas cuarzosas bandeadas.

El esqueleto está compuesto mayoritariamente por cuarzo, con proporciones variables de FR y feldespatos. El cuarzo es mono y policristalino, y entre

los FR se encuentran de composición pelítica, volcánica y de cuarzo microcristalino + sericita y clorita.

El material intersticial está formado por un agregado de filosilicatos (sericita, biotita, clorita) con menor proporción de cuarzo, parte de él procede de la disgregación, recristalización y deformación de fragmentos metaestables del esqueleto y a menudo ha sido orientado por la deformación. Algunos minerales accesorios presentes son: moscovita, opacos, turmalina, circón, xenotima y apatito.

Conglomerados

Se trata de rocas con textura blastosefítica constituida por clastos heterométricos, muy redondeados y con diferente proporción de material intersticial, reconociéndose texturas grano-soportadas y matriz-soportadas. Su composición es predominantemente polimórfica, aunque también se encuentran algunos casi exclusivamente cuarzosos.

Entre los clastos se encuentran granos de cuarzo policristalino grueso y fino (del tipo metamórfico recristalizado de Krynnine), FR arenosa (cuarzosa feldespática), limolítica, pelítica, carbonatada, plutónica (cuarzo feldespatos), volcánica y de cuarzo microcristalino.

En el material intersticial se distinguen dos fracciones granulométricas: una gruesa, constituida esencialmente por cuarzo, escasos feldespatos y algún FR, y otra de granulometría fina, que a veces es más abundante, y que está compuesta por filosilicatos (sericita, biotita, clorita) con escaso cuarzo.

Otros minerales accesorios son: moscovita, opacos, turmalina, circón, apatito y xenotima.

La composición de los granos indica un área de procedencia múltiple sedimentaria, ígnea y metamórfica para estas rocas. Asimismo, las características texturales y la ausencia de organización interna sugieren un mecanismo de transporte y sedimentación en masa del tipo «debris flow». El alto grado de redondeamiento de los clastos sería heredado de un transporte previo.

El metamorfismo y la deformación originaron una recristalización de todo el conjunto, orientando frecuentemente los filosilicatos de la matriz y formando una blastesis de biotita y clorita.

Correlación con otras áreas

Como ya hemos mencionado, los metasedimentos del área fueron separa-

dos tradicionalmente por RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D. (1985) en dos grandes Unidades: Inferior y Superior.

Con posterioridad, ROBLES CASAS, R. et al. (1988) y ALVAREZ NAVA, H. et al. (1988), en estudios realizados por MAYASA, identificaron tres Series: Inferior, Intermedia y Superior.

Comparando ambas denominaciones, la Unidad Inferior y la Serie Inferior son aproximadamente equivalentes y la Unidad Superior se corresponde, también aproximadamente, con el conjunto definido como Series Intermedia y Superior.

En el área estudiada la Serie Inferior se correlaciona con el Grupo Domo Extremeño, que tiene una edad Rifeense Superior.

Para la Serie Intermedia, no aflorante en esta Hoja, ALVAREZ NAVA, H. et al. (1988) establecen su correlación con los materiales del Grupo Ibor, de edad Vendieñense Superior (Montes de Toledo).

Por último, la Serie Superior, de edad Cámbrico Inferior, se correlaciona con el Grupo Valdelacasa, de los Montes de Toledo (ALVAREZ NAVA, H. et al. (1988). También estos sedimentos son similares a las Formaciones Monterrubio y Aldeatejada, existente al S de Salamanca y descritas por DIEZ BALDA, M.^a D. (1982).

La ausencia del resto de la Serie Cámbrica, que aparece en el área de Tamames (Areniscas y Calizas de Tamames), deberá su origen a la ausencia o a la erosión producida por la Fase Sárdica. Para esta zona, NOZAL MARTIN, F. et al. (1988) establece una correlación con los materiales del Cámbrico Inferior existentes en el Anticlinorio de Valdelacasa (Montes de Toledo). Compara las litologías, facies y restos faunísticos y establecen la equivalencia entre las Areniscas de Tamames y las Areniscas de Azorejo y las Calizas de Tamames con las Calizas de Los Navalucillos.

Finalmente, en relación con los materiales del CEG existentes en Portugal, hay que destacar la semejanza de la Serie 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 Serie Intermedia y Superior aflorante en esta región.

Bioestratigrafía

Las características de los microfósiles encontrados en esta Hoja, no permite 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 Hojas próximas como por ejemplo en la 12-13 (Hervás). 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 Brivioviense francés (Rifeense sp.-Vendense).
- 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-Paleozóico). Hay dentro de estas formas algunos ejemplares que tienen sus cápsulas soldadas y de menor tamaño y son similares a las formas descritas por TIMOFEEV, como *Symplassosphaeridium*, de edad Rifeense-Cámbrico; sin embargo, como ya hemos adelantado, por sus características, parece más prudente incluirlas en el TIPO D.
- Formas con procesos angulosos o giberosos, dando incluso formas aberrantes. Algunas 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 KONGSF-JOOR, en la Península de Varanger, que es una formación «flyschturbidítica» (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.
- *?Octaedrysium* 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.

Estas clasificaciones permiten suponer, por las características de las microbíticas, estos materiales de la Unidad Inferior como pertenecientes al Véndico Medio -Superior

1.2 PALEOZOICO

Los sedimentos paleozóicos presentes en la Hoja de Martiago (11-12) se localizan en el ángulo NE y configuran la terminación occidental del Sinclinal de Las Batuecas. Cartográficamente se pueden distinguir tres unidades, todas ellas pertenecientes al Ordovícico Inferior y cuyos cortes más representativos y accesibles se encuentran situados en las Hojas contiguas, Miranda del Castañar (12-23) y Sequeros (12-22), por lo que en la presente Memoria se describen las diferentes unidades en base a dichos cortes y columnas.

1.2.1 ORDOVICICO INFERIOR

A nivel regional, dentro de la provincia de Salamanca, integran el Ordovícico un conjunto litológico de unos 800 metros en el que se distinguen cuatro grandes Unidades Litoestratigráficas (CARBALLEIRA et al., 1980) y se encuentra representado en tres unidades estructurales: Sinclinal de Salamanca, Sinclinal de Sequeros-Ahilal de los Aceiteros (GARCIA DE FIGUEROLA, 1971) y conjunto de la Sierra de Francia-Torralba (GARCIA DE FIGUEROLA y UGIDOS MEANA, 1971). Los materiales ordovícicos que aparecen en la Hoja de Martiago pertenecen a este último conjunto y están representados por las dos Unidades litoestratigráficas basales definidas para el Ordovícico; no obstante, la serie más representativa y completa se obtiene en la Hoja situada inmediatamente al NE (12-22, Sequeros), en la carretera que sube a la Peña de Francia (fig. 3).

1.2.1.1 Conglomerados, microconglomerados y areniscas (Unidad I) (3)

Discordante sobre los materiales del C.E.G. se dispone una unidad cartográfica eminentemente conglomerática que constituye la base de Ordovícico en este área. El estudio detallado de esta unidad se ha efectuado en las series levantadas en la Hoja de Miranda del Castañar (12-23) y Sequeros (12-22) debido a que es allí donde se observan mejores afloramientos.

La potencia de esta unidad es muy variable, oscilando entre 16 m. en el área de la Rebollera, a 30 m. en Las Mestas cuyos afloramientos se prolongan por la presente Hoja disminuyendo paulatinamente su potencia. A nivel regional, paralelamente a la disminución del espesor de la unidad cartográfica, existe un cambio de facies, estando representados los conglomerados principalmente en las zonas donde mayor espesor presenta la unidad.

Las areniscas constituyen la litología fundamental de este tramo. Su tamaño

COLUMNA TIPO DEL ORDOVICICO INFERIOR
EN LA PEÑA DE FRANCIA

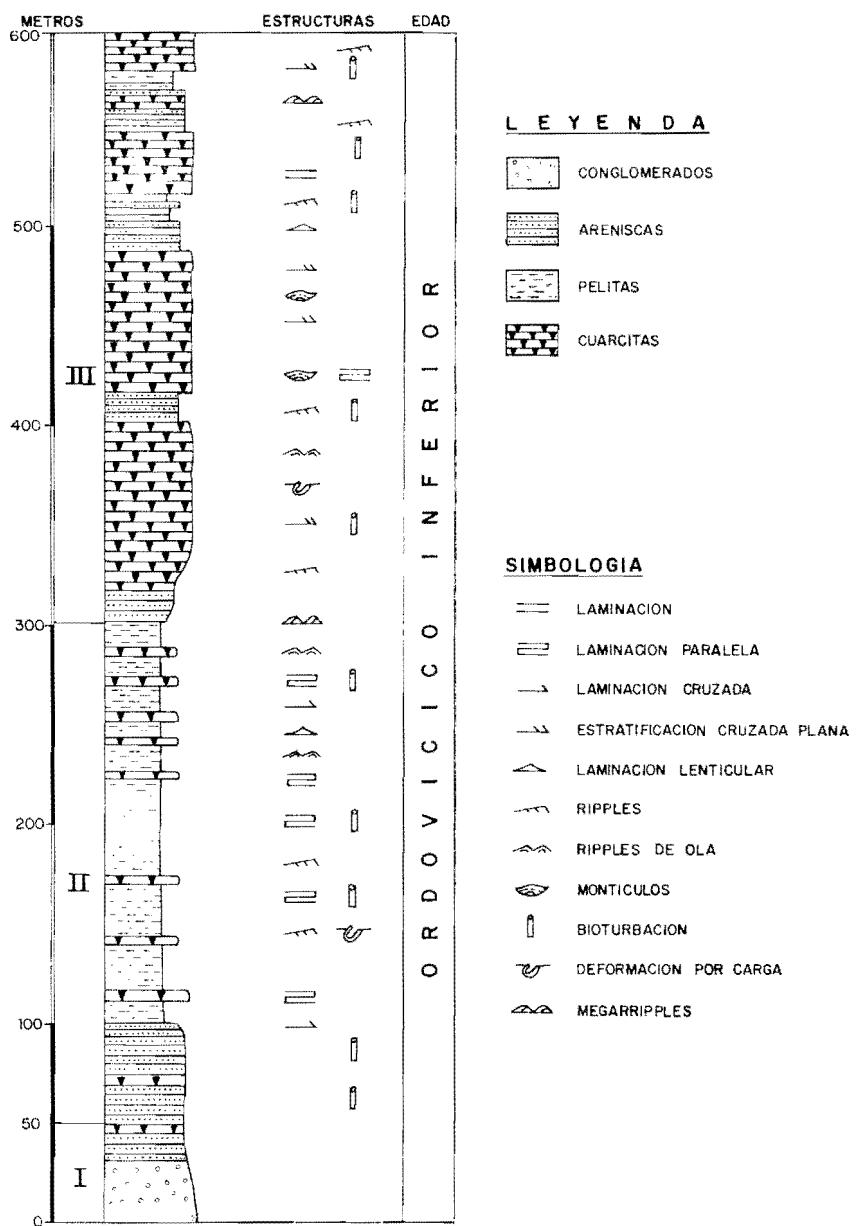


Figura 3

de grano más frecuente es de medio a grueso. Presentan siempre color gris verdoso, más o menos oscuro. Es frecuente la gradación a tamaños de grano fino. Aparecen estratificadas en bancos de 0,10 a 0,50 m. y excepcionalmente alcanzan los 0,70 m., siendo los más frecuentes de 0,10 a 0,30 m. Pueden aparecer interestratos de lutitas o limolitas que llegan a alcanzar los 4 ó 5 cm. Los bancos están limitados por superficies netas y en ocasiones erosivas, tienen formas tabulares o en cuña y es la laminación la estructura más frecuente que se observa. Ocasionalmente se constata la presencia de secuencias estratocrecientes.

Los conglomerados se localizan fundamentalmente al norte de Las Mestas, dentro de la Hoja de Miranda del Castañar, y se prolonga por la que nos ocupa. Aparecen en tramos que oscilan entre 0,60 y 6 m. 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 a escala regional, aunque en la presente Hoja, en el área del Cerro Raigol, los cantos de pizarras y areniscas son muy abundantes. Por lo general se presentan bien clasificados, 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 Complejo Esquisto Grauváquico, 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 granodecrescentes y la presencia de cuerpos que se acuñan.

En relación con estos conglomerados aparecen arenas 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 aplastadas y areniscas del Complejo Esquisto Grauváquico de hasta 20 cm. Rellenan superficies canalizadas o pasan lateralmente y verticalmente a conglomerados y microconglomerados.

Subordinados a las arenas 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. 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, Hoja Miranda del Castañar) 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, Hoja de Miranda del Castañar, se observan términos con estratificación cruzada en surco a mediana escala en cuerpos con geometría lenticular presentando clastos dispersos de pizarras.

En menor proporción, dentro de la serie, aparecen también lutitas y limolitas en tramos de 0,10 a 0,50 m. en relación con las areniscas. Presentan colores gris claro que dan tonos rojizos por alteración. Están frecuentemente 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 presentan laminación de ripples y laminación lenticular. En ocasiones se presentan como interestratos entre las areniscas.

Al microscopio se han reconocido principalmente meta-cuarzoarenitas constituidas esencialmente por clastos de tamaño arena homométricos y principalmente cuarzosos. En algunos puntos la distribución del cuarzo y los filosilitatos sugiere la presencia de bioturbación.

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 La Alberca, Hoja de Miranda del Castañar. Las secuencias de Las Mestas y su prolongación por la presente Hoja representarían las más proximales, mientras que las de Rebollosa, Hoja de Miranda del Castañar, tendrían un carácter intermedio.

1.2.1.2 Areniscas, cuarcitas y pizarras (Unidad II) (4)

Constituye esta unidad un conjunto litológico complejo, areniscas, cuarcitas y pizarras (limolitas y lutitas), 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. Su característica esencial es la presencia casi constante de bioturbación, siendo los afloramientos existentes en el Cerro Raiquales los más representativos dentro de la Hoja.

En la serie tipo de la Peña de Francia (Hoja de Sequeros, 12-22), se pueden definir en esta Unidad cuatro subunidades. La basal, con una potencia de unos 50-60 metros, está formada por areniscas gris verdosas de grano fino a medio, estratificadas en capas de 0,10 a 0,30 m., llegando a alcanzar los 0,55 m. Presentan laminación paralela y cruzada, pero la característica fundamental es la presencia de bioturbación (burrows verticales del tipo *Scolithus*).

La segunda subunidad 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 aparecer tramos areniscosos de tamaño de grano muy fino o alternancias a nivel de lámina entre estas litologías, dando facies heterolítica 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 subunidad, 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 areniscas pueden conservar geometría de barras, algunas definiendo estratificación lenticular en los términos lutíticos. También presentan 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, *Scolithus*, Cruzianas, etc.

Finalmente, la cuarta subunidad, en una potencia de 70-75 m., está constituida por alternancias de cuarcitas y areniscas con lutitas y limolitas. Aparecen estratificados en bancos de 0,10 a 0,40 m. Caracteriza estos tramos la presencia de distintos tipos de «ripples» de cresta rectas, linguoides, etc., y las laminaciones «hummocky», paralela, de «ripples», lenticular, etc.).

El hecho de que esta unidad se sitúe y cambie lateralmente a la inferior (Hoja de Miranda del Castañar, 12-23), con claras características continentales, unido a las características señaladas, hace pensar en un depósito en ambientes marinos litorales de transición y en una plataforma marina afectada por tormentas.

Por lo que se refiere a la edad de estos depósitos, en la Peña de Francia se ha encontrado la siguiente fauna: *Scolithus Dufrenoyi* Rou y *Cruciana furcifera* D'Orb (KINDELAN, 1956) y *Cruziana goldfussi*, *Cruziana furcifera*, *Daedalus halli* y *Skolithites* (ROLZ, 1972), del Ordovícico Inferior.

El estudio petrográfico ha puesto de relieve los siguientes grupos litológicos.

Cuarcitas

Se trata de rocas con textura blastosamítica a granoblástica constituidas por clastos de tamaño arena muy fina a fina, con un «sorting» moderado a bueno. El esqueleto está compuesto esencialmente por cuarzo monocristalino y el material intersticial es predominantemente serícítico, correspondiendo en parte a una cementación con textura del tipo «clay coat» y observándose en algunos puntos una cementación sílica en continuidad óptica con los clastos. Otros minerales accesorios presentes son: opacos, moscovita, clorita, turmalina y círcón.

En algunas muestras se observa un fino bandeadado definido por pequeñas intercalaciones pelíticas compuestas mayoritariamente por sericitas y moscovita. Otras veces se observa la presencia de «burrows» llenos de material arenoso, algo más grosero y esencialmente cuarzoso.

El metamorfismo y la deformación han contribuido a la recristalización del conjunto, además de la orientación de algunos filosilicatos y al desarrollo de clorita en algunos lugares.

Metapelitas

Son rocas con textura blastopelítica, compuestas mayoritariamente por una fina masa de filosilicatos (sericitas, moscovita, clorita), con granos subangulosos de cuarzo de tamaño limo a arena muy fina en distintas proporciones. Otros minerales accesorios presentes son: opacos, turmalina, círcón, xenotima y apatito.

Frecuentemente se reconoce un bandeadado paralelo u oblicuo definido por la alternancia de láminas con distinta proporción de cuarzo o filosilicatos. Estos últimos suelen presentar una orientación preferencial debida a la deformación.

1.2.1.3 Cuarcitas. Cuarcita Armoricana (Unidad III) (5)

Es la unidad más característica del Ordovícico y que en el corte tipo de la Peña de Francia alcanza una potencia de unos 200 metros.

Constituyen esta Unidad 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 ortocuarcitas 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. 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 asintóticas bajas, 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 y limolitas. Se trata 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. Pueden presentar un aspecto lajeado. Las superficies límites son, por lo general, netas, planares o alabeadas, siendo frecuente su desaparición y fusión, produciendo acuíamientos de capas. Presentan gran número de estructuras, entre las que destacan las superficies de «ripples» de crestas rectas o linguoides, y es frecuente la laminación paralela, de «ripples», lenticular, «hummocky» y de «ripples» de olas. Presentan estratificación cruzada planar y ocasionalmente, entre los tramos de lutitas, aparecen trenes de formas positivas conservadas («megaripples»). También se encuentran estructuras de deformación interna y son abundantes también las estructuras orgánicas, distinguiéndose *Vexillum*, *Scolithus* y *Cruzianas*.

La unidad responde a un claro carácter secuencial con megasecuencias de 20 a 100 metros. Se trata de megasecuencias negativas, correspondientes a la progradación de formas arenosas sobre zonas más lutíticas, dentro de un ambiente de plataforma marina somera y abierta eventualmente, efectuada por tormentas.

El estudio petrográfico ha puesto de manifiesto grupos litológicos análogos a los descritos en la Unidad anterior.

Por lo que se refiere a la edad de este tramo, KINDELAM (1956) cita la siguiente fauna del Ordovícico Inferior en la Peña de Francia: *Cruziana goldfusi*, Rou., *Cruziana beirensis*, Delgado, *Fraena goldfusi*, Lap. y Mar., *Rbusophycus rouaulti*, Lebec., *Aribronphycus* sp. Hall., *Paleochorda marina*, Emmos, *Vexillum halli*, Rou., y *Vexillum desgladi*, Rou.

1.3 TERCIARIO

Los sedimentos de edad Terciario, dentro de esta Hoja, se limitan a unos pequeños retazos de abanicos miocenos que se desarrollan en las Sierras

paleozoico situadas al norte, dentro de la Hoja de Serradilla del Arroyo (11-21). Aparte, sobre estos abanicos, se sitúan las rañas pliocenas, que tienen gran representación en dicha Hoja, pero que no hemos detectado en la que nos ocupa.

1.3.1 MIOCENO

1.3.1.1 Conglomerados y fangos (6)

Dentro de la Hoja de Martiago (11-22) yacen discordantes sobre los sedimentos del C. E. G., siendo su litología fundamental cantos de cuarcita inmersos en una matriz arcillo-arenosa de tonalidades rojizas. Su potencia dentro de la Hoja no debe sobrepasar los 20 m., aunque no es fácil asegurarla debido a la ausencia de cortes representativos.

Los cantos presentan un tamaño medio de 5 a 20 cm., y una coloración rojiza y blanquecina muy característica.

Dentro de la Hoja de Serradilla del Arroyo (11-21) se puede observar una morfología típica de abanicos aluviales que definen una superficie con pendientes del 1,2 por 100. Esta pendiente, medida en los afloramientos de la presente Hoja y en su prolongación hasta que se adosan a las cuarcitas ordovícicas, es mayor (1,7 por 100), ya que corresponde a un área próxima al nacimiento del abanico.

Por lo que se refiere a la edad de estos conglomerados, la bibliografía existente apunta diversas opiniones: MINGARRO MARTÍN, F. et al. (1971b) les atribuye una edad Oligoceno, mientras que ARRIBAS y JIMÉNEZ (1971b) y SANZ DONAIRE (1979) se inclinan por un Mioceno. Aparte, MOLINA et al. (1982) atribuyen una edad Plioceno a la superficie elaborada sobre los conglomerados.

Si pensamos que las rañas desarrolladas sobre estos conglomerados son de edad Plioceno, y ya que, según MOLINA et al. (1982), la superficie elaborada sobre ellos sería también Plioceno, parece lógico pensar que la sedimentación de estos abanicos tuviera lugar durante el Mioceno.

1.4 CUATERNARIO

Los sedimentos de edad Cuaternario que se encuentran en el marco de la presente Hoja se limitan a depósitos aluviales y terrazas de escasa entidad, y derrubios de ladera y canchales.

1.4.1 PLEISTOCENO SUPERIOR-HOLOCENO

1.4.1.1 Cantos angulosos, arenas y arcillas. Derrubios de ladera y canchales (7)

Estos depósitos de gravedad se distribuyen por toda la Hoja de una forma casi general; no obstante, sólo se han representado en la cartografía allí donde presentan una mayor entidad y siempre considerando prioritarios los datos estructurales de los materiales sobre los que se adosa.

Su composición fundamental son cantos angulosos de pizarras, areniscas y cuarcitas, con tamaños en general no superiores a los 20 cm., ligeramente empastados en una matriz arenó-arcillosa.

Dentro de estos derrubios de ladera hay que mencionar los canchales o pedrizas que se desarrollan en las laderas de las elevaciones situadas en el ángulo NE de la Hoja, ocupados por sedimentos paleozoicos. Se trata de depósitos cuya génesis es análoga a los ya descritos, pero cuya litología fundamentalmente son cantos y bloques, con escasa proporción de finos, procedentes de los niveles de cuarcitas y areniscas del Ordovícico Inferior.

1.4.2 HOLOCENO

1.4.2.1 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terrazas (8) y (9)

Depósitos de terrazas sólo se han detectado relacionados con los cauces de los ríos Hurdano y Esperabán, al norte y sureste de la Hoja, y con el Agadón, al norte.

Se trata de dos niveles escalonados, uno situado a unos 7-10 m., y el otro entre 1 y 3 m. de los cauces actuales. El primero de ellos sólo está representado por un pequeño retazo al E de la localidad de Castillo, en relación con el río Esperabán, y por un afloramiento algo más extenso al norte (río Agadón). Por el contrario, el nivel inferior presenta una mayor entidad, sobre todo a ambas márgenes del río Hurdano.

La composición fundamental en ambos niveles es la misma, siendo mayoritarias las gravas y bolos, generalmente de pizarras y grauvacas, en relación con los elementos de granulometría tipo arena o arcilla.

1.4.2.2 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Aluvial y llanura aluvial (10)

Se trata de los depósitos existentes en los cauces actuales y que, por lo general, presentan escasa entidad, excepto en el río Hurdano, donde se llegan

a formar diversas «barras» laterales. Su litología fundamental es análoga a la de las terrazas descritas anteriormente: gravas y bolos de grauvacas y pizarras, principalmente, con escasos elementos de granulometría fina.

2 TECTONICA

2.1 INTRODUCCION

Las principales deformaciones que se observan en los materiales que ocupan la Hoja de Martiago (11-22) corresponden a la Orogenia Hercínica, que en una primera fase de deformación produce pliegues de plano axial subvertical y que llevan asociada una esquistosidad, por lo general de tipo «slaty cleavage», debida al aplastamiento generalizado de los sedimentos. No obstante, con anterioridad los materiales anteordovícicos también han sufrido deformaciones como lo demuestra no sólo la existencia de una discordancia en la base del Ordovícico y otras dos en las series Precámbrico-Cámbrico, sino también por la presencia de pliegues cortados por la primera esquistosidad hercínica. Aparte, estas deformaciones prehercínicas quedan probadas por la existencia de lineaciones de intersección L_1 (S_0/S_1), fuertemente inclinadas en los sedimentos anteordovícicos, lo que demuestra que el plegamiento hercínico actuó sobre superficies previamente plegadas.

Por lo que se refiere a la fracturación, es de destacar una serie de familias comunes en todo el Macizo Hespérico, entre las que cabe mencionar las tardí-hercínicas de desplazamiento senestro y otro sistema anterior paralelo o subparalelo a los pliegues de primera fase. Finalmente, mencionar que los cambios observados en la dirección general de los pliegues de primera fase, de NO-SE a NE-SO ó N-S, y que se ponen de manifiesto en el ángulo NO de la Hoja, y con más claridad en la Hoja contigua, Fuenteguinaldo (10-22), pueden deberse a la existencia de cizallas tardías.

2.2 DEFORMACIONES PREHERCINICAS

Dentro de los materiales anteordovícicos presentes en la región, se puede determinar la existencia de tres episodios de deformación de edad antehercínica, que provocan contactos discordantes entre las tres series anteordovícicas existentes (Serie Inferior, Serie Intermedia y Serie Superior de ROBLES, R., y ALVAREZ-NAVA, H., 1988) y del Ordovícico sobre las mismas.

Estas deformaciones son:

— Deformación Intraprecámbrica.

Esta deformación viene marcada por la existencia de una fuerte discordancia angular, de la Serie Intermedia sobre la Serie Inferior, y en numerosos puntos donde la Serie Superior erosiona totalmente la Serie Intermedia, se apoya directamente sobre la Serie Inferior, siendo el contacto la suma de dos discordancias.

Además de la discordancia, se puede reconocer en numerosos puntos de la Hoja la existencia de pliegues cortados por la esquistosidad, así como pliegues de Fase 1 Hercínica que pliegan a capas ya invertidas.

El estudio de los ejes de pliegues menores y lineaciones de intersección de Fase 1 Hercínica presenta una gran diferencia entre los valores de ángulos de buzamiento en las Series Superior e Intermedia (inferior a 45°) con respecto a la Serie Inferior, que pueden llegar a 90° e incluso afectar a capas ya invertidas con valores medios de 60-70°. Esto implica la existencia de una mayor deformación previa en la Serie Inferior que en la Media y Superior.

— Deformación Precámbrico-Cámbrica

Esta deformación no se localiza en esta Hoja, al estar ausente la Serie Intermedia. En las Hojas lítotrofes se puede ver en la cartografía cómo la Serie Superior erosiona a la Serie Intermedia, encontrándose frecuentemente en contacto directo discordante sobre la Serie Inferior. Esta discordancia ha sido citada y descrita por ROBLES, R., y ALVAREZ-NAVA, R. (1988), los cuales, por correlación con los Montes de Toledo, atribuyen una edad situada en el límite Cámbrico Inferior-Precámbrico.

Además de la discordancia, en los alrededores de Fuenteguinaldo, al O de la Hoja, así como en otros puntos de la banda Fuenteguinaldo-Pastores, es posible reconocer dentro de la Serie Intermedia pliegues con esquistosidad asociada claramente afectados por la esquistosidad de Fase 1 Hercínica (S_1) (ALVAREZ-NAVA, H., y ROBLES, R., 1988), los cuales no han sido reconocidos en los materiales de la Serie Superior. Estas estructuras corresponden a pliegues de orden métrico de dirección E-O, asimétricos de plano axial inclinado, con flancos largos de buzamiento suave y flancos cortos verticalizados o invertidos.

— Deformación Sárdica

Su presencia ha sido puesta de manifiesto en numerosas ocasiones y por diversos autores, basándose tanto en la existencia de una discordancia por

debajo del Ordovícico Inferior, que descansa indistintamente sobre el Cámbrico o sobre el Precámbrico, como en la aparición de pliegues ante-esquistosos y de lineaciones de intersección (L_1) de la primera fase hercínica, subverticales o con fuertes inclinaciones en los materiales del Precámbrico-Cámbrico Inferior, mientras que son subhorizontales en los del Ordovícico Inferior. En la Hoja se localiza en la base de los sedimentos ordovícicos que configuran la estructura sinclinal de Las Batuecas.

Al margen de la discordancia, dentro de la Serie Superior, se encuentran figuras de interferencia a escala cartográfica, con los pliegues de Fase 1 Hercínica de dirección N-S en esta zona, que permiten deducir una dirección aproximada E-O para los pliegues de fase sárdica. Estos pliegues serían muy suaves con buzamiento de los flancos inferior a 45° y valores medios de 25° a 35°, sin esquistosidad asociada. El tipo de figuras de interferencia originado entre la Fase 1 Hercínica y la Fase Sárdica serían del tipo I de Ramsay, en forma de domos y cubetas.

Esta deformación (además de la evidencia cartográfica) es visible en el campo, al estudiar las lineaciones de intersección (L_1) entre la S_0 y la S_1 hercínicas, ya que los valores del ángulo de buzamiento de las mismas oscila de 0 a 45°, siendo los valores medios próximos a 30°.

Por último, en la Hoja de Serradilla del Arroyo, en un área próxima al límite con ésta, las facies conglomeráticas de la Serie Superior, se apoyan directamente sobre las pizarras y grauvacas de la Serie Inferior, por lo que el contacto es el resultado de dos discordancias. Este contacto dentro de la presente Hoja no es observable y se ha marcado como supuesto.

2.3 OROGENIA HERCINICA

La Orogenia Hercínica, que tiene su inicio en el Carbonífero Inferior, es la responsable de las principales deformaciones que se observan en el ámbito de la presente Hoja. Aunque desde el punto de vista regional, y en áreas muy próximas, se debe hablar de una deformación polifásica debida a la Orogenia Hercínica, en la superficie ocupada por la Hoja de Martiago (11-22), si excluimos los pliegues Sárdicos, sólo se han detectado estructuras debidas a una única fase de deformación y que por consideraciones de tipo regional asociamos a una primera fase hercínica.

2.3.1 PLIEGUES DE PRIMERA FASE HERCINICA

A escala regional los grandes pliegues pertenecientes a esta fase están re-

presentados preferentemente por los sinclinales que configuran las diferentes sierras ocupadas por sedimentos paleozoicos (Sinclinal de Peña de Francia, al NE, y Sinclinal de Cañaveral, al S); entre ellos quedan una amplia y compleja estructura antiformal donde son nulas las capas guía, por lo que las trazas de los pliegues se deducen de las medidas tomadas en campo, siendo sólo visibles los pliegues menores. La mayor parte de la superficie que ocupa la presente Hoja forma parte de esta estructura antiformal, ocupando el ángulo NE la terminación por el NO de uno de los pliegues de sedimentos ordovícicos que configuran la Sierra de Francia (Sinclinal de Las Batuecas). Dicho pliegue presenta una dirección NO-SE, vergencia NE, con el flanco sur ligeramente invertido en la zona próxima a la terminación periclinal, y eje subhorizontal.

El resto de los pliegues que quedan marcados en la cartografía son deducidos y, a tenor de las lineaciones L_1 y de las medidas de S_0 tomadas en las diferentes cortes realizados, vemos que presentan una dirección comprendida entre la NO-SE y N-S, ésta en la zona occidental de la Hoja, ejes de subhorizontales a subverticales y vergencia generalizada al NE, con inversión del flanco sur de los sinclinales.

De los datos regionales se deduce que estas macroestructuras de primera fase presentan una longitud de onda entre 1 y 3 Km., con una amplitud muy diferente si se trata de pliegues que afectan a los sedimentos del C.E.G. o al Paleozoico (niveles cuarcíticos preferentemente). Así, en los primeros de ellos la amplitud es mayor, siendo los pliegues en general más apretados, mientras que los pliegues que afectan a niveles cuarcíticos del Ordovícico se presentan con una amplitud mucho menor.

2.3.2 PLIEGUES TARDIOS

Con posterioridad a la primera fase de deformación, tienen lugar a escala regional una serie de movimientos tardihercínicos que repliegan ligeramente y puntualmente los pliegues existentes. Estas nuevas deformaciones no dan lugar a macroestructuras y sólo están representadas por pliegues menores que en áreas situadas más al sur se presentan como dos plegamientos diferentes, cuya cronología no ha sido posible definir, según las siguientes direcciones: N 10-35° E y N 100-120° E (BASCONES ALVIRA, L. et al., 1982-84). En áreas próximas, Sinclinal de la Peña de Francia, se observa también la existencia de suaves pliegues de dirección N 30-40° E con plano axial subvertical que podría asimilarse al sistema N 10-35° E.

Finalmente, resaltar que en la Hoja contigua por el E, Miranda del Castañar, y en la situada al norte, Serradilla del Arroyo, las trazas de los pliegues de

primera fase hercínica aparecen deformados según una dirección N 30° E, aproximadamente.

2.3.3 ESQUISTOSIDAD DE PRIMERA FASE HERCINICA

La primera fase de deformación hercínica origina una esquistosidad de flujo S_1 , que es subparalela a los planos axiales de los pliegues de dicha fase. Esta esquistosidad, que está casi siempre presente, se desarrolla de diferente forma según el tipo de sedimento. Así, en las capas cuarcíticas del Ordovícico y niveles de conglomerados del C. E. G., se presenta como una esquistosidad espaciada o gruesa («rough cleavage»), mientras que en los términos pelíticos del C. E. G. se desarrolla una fábrica planar y homogénea a escala de microscopio («slaty cleavage»). Por el contrario, no se llega a formar en ningún caso una verdadera «schistosity», ya que el metamorfismo que afecta a los sedimentos del área es de bajo grado, no sobrepasando en ningún caso la isograda de la biotita.

Sobre una falsilla de Schmitt se ha realizado el conteo de 275 polos de planos de S_1 medidos en campo dentro del ámbito de la presente Hoja, obteniéndose una dirección preferente N 145° E, con buzamiento de 75° al S (figura 4).

Comparando estos resultados con los obtenidos durante la realización de diferentes Hojas en la región, se observan escasas variaciones a nivel general. No obstante, si se estudia la variación de la orientación de la esquistosidad dentro de la superficie de la presente Hoja, se puede observar una rotación, para situarse aproximadamente N-S, en un ángulo NO. Esta variación en la orientación de los planos S_1 , que es más patente en la Hoja contigua (Fuenteguinaldo, 10-22), se podría atribuir a cizallas tardías N 30° E, como sucede en otras áreas de la zona Centroibérica.

2.3.4 ESQUISTOSIDAD TARDIA (CRENULACION)

Del estudio petrográfico en lámina delgada se deduce la existencia en varios puntos de una ligera esquistosidad que crenula a los planos S_1 . Esta esquistosidad de crenulación, que podría estar relacionada con los pliegues de plano axial N 10-35° E, con cuya dirección coincide en términos generales en áreas próximas, se encuentra presente en toda la zona occidental de la provincia de Cáceres (CORRETGE CASTAÑON, L. G. et al., 1980-82; BASCONES ALVIRA et al., 1980-84; MARTIN HERRERO, D., 1972-84, y UGIDOS MEDINA, J. M.* et al., 1983).

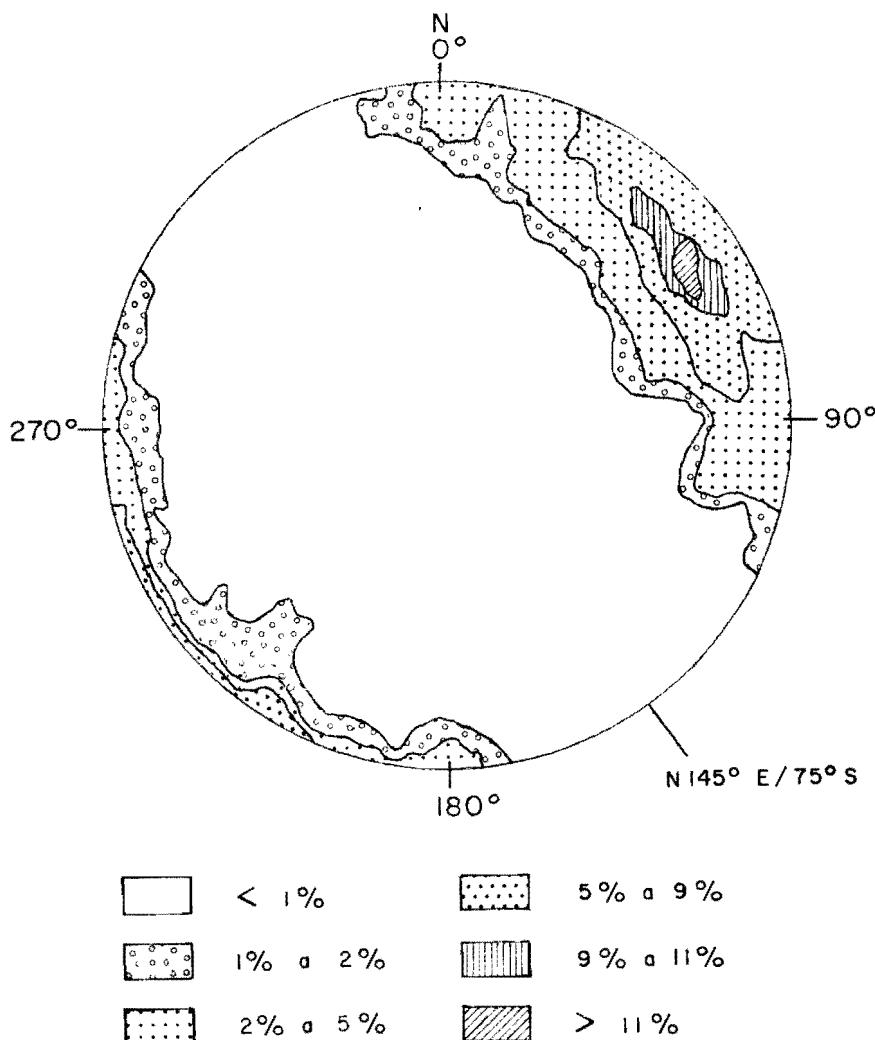


Figura 4.—Proyección de 275° polos de la esquistosidad S_1 . Falsilla de Schmidt (Hemisferio Inferior).

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

2.3.5 LINEACIONES DE PRIMERA FASE HERCINICA

— Lineaciones de intersección

La lineación L_1 es la resultante de la intersección entre el plano de estratificación, S_0 , y el de la primera esquistosidad, S_1 , y es paralela a los ejes de los pliegues de esta fase.

Sobre una falsilla de Schmidt (Hemisferio Inferior) se han representado 200 polos de las lineaciones L_1 medidas en campo o deducidas en gabinete pertenecientes a afloramientos de la Serie Inferior (fig. 5), y se puede observar un máximo según la dirección N 15° E, con buzamientos 35-50° el S y otro subordinado con dirección mucho más norteada. Para la Serie Superior y sedimentos ordovícicos, los «plunges» suelen ser inferiores a los 30°.

Si se comparan estos resultados con los obtenidos en Hojas limítrofes situadas más al sur, observamos una abundancia mayor de lineaciones con direcciones más norteadas, lo que está en consonancia con las direcciones de los pliegues que sufren en esta área una rotación debido posiblemente a cizallas N 30° E.

2.3.6 FRACTURAS

Dentro del ámbito de la presente Hoja se observan principalmente dos sistemas de fracturas, uno sensiblemente paralelo a las estructuras mayores y otro oblicuo.

El primero de ellos presenta direcciones desde E-O hasta N 145° E, y el hecho de ser subparalelos a los pliegues de primera fase hercínica hace pensar en un origen ligado a la formación de los mismos; no obstante, serán posteriores, ya que los cortan oblicuamente en muchos casos. Este sistema de fracturas se observa con gran claridad en los relieves paleozoíticos, sobre todo en los situados más al sur (Sierra de Dios Padre, Sinclinal de Cañaveral, etc.), poniéndose de manifiesto que se trata de fallas inversas y con planos subverticales. Dentro de la presente Hoja, pertenecientes a este sistema, podemos reseñar las que se sitúan paralelas y en las inmediaciones de la sierra paleozoíca.

El segundo sistema de fracturas lo constituye el haz N 30-50° (dirección aproximada general), que es el que mayor representación tiene a nivel regional. A esta familia pertenece la falla senestra Alentejo-Plasencia, situada al SE de la presente Hoja, que, con un recorrido de más de 400 Km., presenta, en algún punto, un desplazamiento horizontal próxima a 3 Km. Dentro del ámbito de esta Hoja existen varios ejemplos de fracturas de esta familia,

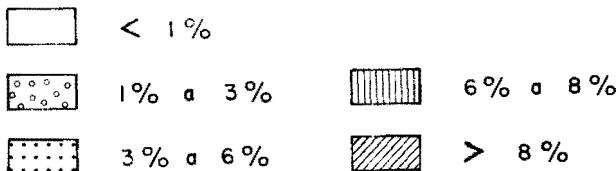
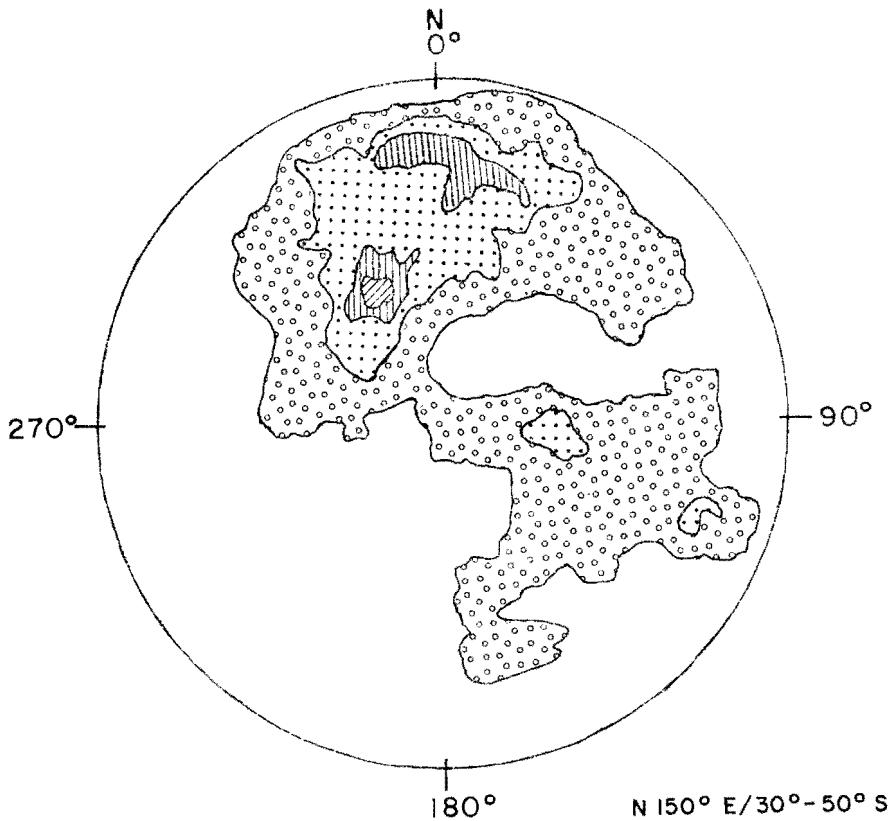


Figura 5.—Proyección de 200* polos de la lineación de intersección L_1 .
Falsilla de Schmidt (Hemisferio Inferior).

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

pero quizá el más significativo sea la fractura que se sitúa siguiendo el curso del río Agueda y que tiene su mejor representación en la Hoja de Fuente-guinaldo (10-22), contigua a ésta por el O.

Aparte, existe otro sistema, posterior a los dos descritos, ya que son cortados por él, que presenta una dirección N 10-20° E. A este sistema pertenece una fractura que, con un recorrido de unos 5 Km. dentro de la Hoja de Martiago (11-22), se prolonga por la de Serradilla del Llano (11-21), afectando a los conglomerados versicolores del Mioceno Superior, produciendo un salto de algo más de 20 m. A este mismo sistema pertenecen fracturas que afectan a los sedimentos ordovícicos y que producen ligeros desplazamientos dextros.

3 GEOMORFOLOGIA

Dentro de la Meseta como Unidad Morfoestructural, se han distinguido a su vez una serie de Unidades que delimitan, definen o caracterizan su morfología. Entre éstas se encuentra la denominada CORDILLERAS INTERIORES: Sistema Central y Montes de Toledo.

La Cordillera Central divide esta Unidad principal en Submeseta Norte y Submeseta Sur, y está configurada en una serie de bloques alineados con una ligera tendencia NE-SO ó E-O. Estos bloques conforman las Sierras de Somosierra, Guadarrama, Gredos, Francia, Gata, Sierra de Mesan y Sierra de la Estrella (esta última ya en Portugal). Los niveles de este Sistema Montañoso constituyen la divisoria hidrográfica de las dos grandes Cuencas Mesetñas: Duero y Tajo.

La Hoja 551 (Martiago), que se localiza precisamente en esta Unidad, comprende los relieves de la Sierra de Gata y parte de Sierra de Francia o estribaciones de la misma (Sierra de la Canchera, Sierra Corredora y Sierra del Horno), con alturas entre 1.624 m. (Pico Ronglero), 1.523 m. (Bolla), 1.593 m. (Canchera) y 1.405 m. (Arrobuey). Como apuntamos anteriormente, estos relieves hacen de divisoria fluvial Duero/Tajo, poniéndose de manifiesto un hecho general en el límite de ambas Cuencas; esto es, la asimetría de las dos vertientes de la Sierra, N y S. El suave descenso hacia la Cuenca del Duero contrasta de manera llamativa en el brusco encajamiento de arroyos y regatos que vierten al Tajo, estableciéndose diferencias de hasta 200 m. entre ambas cuencas, al pie mismo de los relieves serranos (fig. 6).

Desde el punto de vista geológico, se trata de una zona donde aflora casi

exclusivamente el zócalo hercínico constituido por las series metasedimentarias del C.E.G., y algún afloramiento de sedimentos ordovícicos al NE de la Hoja.

Morfológicamente, son tres dominios los que claramente confirman la orografía de la zona:

- a) Pedimento: Comprende la zona NE de la Hoja. Se sitúa en cotas de 500 hasta 860 m., con pendiente de 0,85 por 100, y contiene un perfil de alteración que puede corresponder a la alteración fini-Mesozoico-Prepaleoceno, cuyas características se pueden resumir en su contenido caolinítico con una génesis propia de condiciones tropicales.
- b) Frente de Sierra: Se trata de un frente de Sierra sometido a degradación y retroceso evidente. No presenta facetas de falla y los coluviones adosados al frente no son recientes en general, pues están retocados y erosionados por arroyos.
- c) Dominio de la Sierra: Los relieves de la Sierra ocupan más de la mitad occidental de la Hoja. Están constituidas por las Sierras de Gata, Carchera, Corredera, del Horno, y estribaciones sur-orientales de la Sierra de Francia. Las alineaciones de crestas hacen de divisoria entre las cuencas del Duero y Tajo, y presentan, en su mayor parte, morfología aristada, no pudiéndose hablar de «Superficie de Cumbres».

— **Pedimento**

Comprende el noroeste de la Hoja.

La pedimentación parte de los relieves de la Sierra, hacia el NO y O, donde hemos podido ver su continuidad en la Hoja limítrofe (550), alterar (6 500 hasta 860 m.), pendiente 0,85 por 100.

El pedimento está degradado por el encajamiento fluvial. Apenas conserva cobertura detrítica y tan sólo algún resto del perfil alterítico.

Este perfil de alteración, del que ya hemos hecho mención en Hojas contiguas (522, 580), consideramos que corresponden a la alteración fini-Mesozoico-Prepaleoceno, cuyas características, determinadas en dos puntos, se pueden resumir en su contenido caolinítico, y la asimilación de su génesis a unas condiciones tropicales.

El desmantelamiento de dicho perfil ha estimado la «etchplain» o superficie grabada, que, retrabajado en posteriores etapas morfogenéticas, ha dado lugar, en la mayor parte de la Meseta, al aplanamiento que le caracteriza.

Uno de estos procesos de «retrabajado» puede atribuirse a la pedimentación

MAPA GEOMORFOLOGICO

Escala 1: 50.000

MARTIAGO

55

11

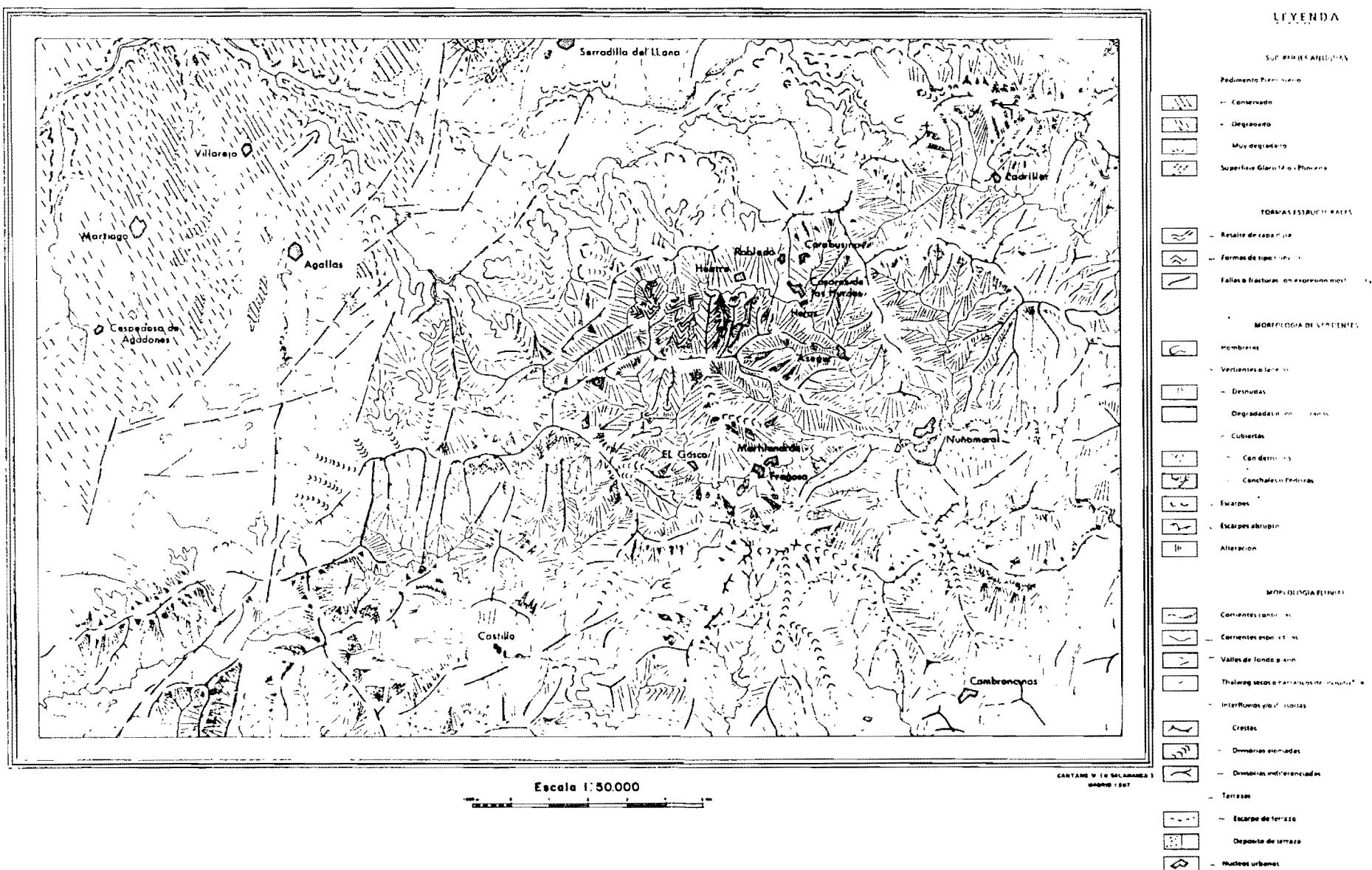


Figura 6

que, a partir de los frentes de sierra de los sistemas montañosos, nos presenta. Un piedemonte suave y en gran parte de morfogénesis heredada de ciclos anteriores.

Al N de la Hoja encontramos el pedimento fosilizado por los depósitos Miocenos. Aunque este hecho es muy local, cabe la posibilidad de que alguna vez durante la sedimentación Miocena gran parte del pedimento estuviera cubierto por este depósito, e incluso que las arcosas Paleógenas sobrepasaran el límite actual de la Cuenca, llegando a fosilizarlo parcialmente. Sin embargo, es una mera hipótesis, puesto que de esta etapa sedimentaria sí que no hay restos sobre la superficie a que nos referimos en este borde.

El relieve se genera según las etapas siguientes:

1. Desarrollo del perfil de alteración Pre-Paleoceno.
2. Exhumación de la «etchplain» durante la sedimentación Paleógena.
3. Génesis de Cuencas y relleno de las mismas.
4. Levantamiento de relieves a lo largo del Terciario, importante fase tectónica en el Mioceno.
5. Depósito de abanicos Miocenos.

Aunque precisar su edad es difícil, posiblemente la génesis del pedimento puede localizarse entre la 2.^a y 3.^a etapa, por supuesto con retoques posteriores durante el Mioceno y Plioceno.

En este sentido, también es significativo la observación de la orografía de la Hoja en la morfología del Frente de Sierra. No es lo que podríamos llamar el Frente de Sierra «joven»; no presenta facetas de falla, y la zona de fracturación reseñada ahora por la red fluvial no presenta muy por delante del frente actual. Todo ello indica una vez más la antigüedad de estos relieves y de las formas a que dieron lugar, en este caso, el pedimento.

Frente de Sierra

Como hemos apuntado líneas atrás, no es un frente de Sierra joven, no sometido a una degradación y un retroceso evidente.

Esquemáticamente, está más sencillo explicar y visualizar la diferencia entre el caso de un frente de Sierra Virgen y un frente de Sierra como el que nos ocupa.

En el cual las pendientes no son muy abruptas. Los coluviones de las laderas del frente no son recientes y están incluso retocadas y erosionadas por arroyos y barrancos. Se observan las incisiones generadas por el encajamiento fluvial, y éste, a su vez, pone en relieve las direcciones de fracturación que, posiblemente, constituyeron las fallas generadas del Frente de Sierra original, adelantando con respecto al actual.

Dominio de la Sierra

Los relieves de la Sierra ocupan más de la mitad occidental de la Hoja. Están constituidos por las Sierras de Gata, Canchera, Sierra Corredora, Sierra del Hornero y estribaciones sur-orientales de la Sierra de Francia.

Las alineaciones de Crestas hacen de divisoria entre las cuencas del Duero y Tajo, haciendo notoria la asimetría entre ambas. El relieve de la vertiente S o SE de estas Sierras es abrupto, con un marcado encajamiento de arroyos y torrentes cuya disección, de carácter remontante, llega a constituir zonas de captura entre las subcuencas que quedan individualizadas por dichos relieves. Las divisorias fluviales presentan, en su mayor parte, morfología aristada, no pudiéndose hablar de «Superficie de Cumbres» en el contexto general de la Sierra. Sin embargo, también existen cimas alomadas que hacen recordar dicho término pese a la imposibilidad de reconstruir tal Unidad Morfológica reconocida en otras Sierras Meseteñas.

Las laderas son abruptas, con pendientes bastante más acusadas que las que conforman el frente de Sierra N; en su mayor parte constituyen laderas cubiertas o degradadas por la acción erosiva de la disección fluvial. Las cabeceras de los múltiples arroyos y barrancos existentes suelen estar constituidas por canchales o pedrizas, en algunos casos de espectaculares dimensiones.

Dinámica fluvial

De manera indirecta hemos ido aludiendo a los sistemas al describir los tres dominios morfológicos que se identifican en la Hoja.

En la zona nororiental los arroyos fluyen hacia el N, hacia el Agueda, afluente del Duero. La red fluvial se encaja en el Pedimento degrandando su morfología original. Sin embargo, el grado de encajamiento es mínimo en relación con el que se verifica para la Cuenca del Tajo. Es evidente la adaptación de la red a la estructura tectónica, poniéndose de manifiesto las principales direcciones de fracturación a través de la misma. De hecho, es significativa la alineación de ciertos arroyos ante el frente de Sierra y paralelos al mismo,

que nos marcan la posible situación del frente original y, por tanto, el retroceso experimentado por el mismo.

La vertiente al río Tajo es mucho más compleja, así como el grado de encajamiento de la misma. Aunque también existe un evidente control tectónico, éste es menos manifiesto que el existente al norte, debido a la abrupta orografía de la zona.

Aluviones y terrazas

Los depósitos aluvionales son importantes en algunos de los ríos de la zona, como en el caso del río Agadón, río de las Vegas o el Agadones (vertientes del Agueda/Duero). Y en los ríos Ladrillar, Hurdano, Esperabán (vertientes al Tajo).

Los únicos niveles de terrazas, locales y apenas cartografiados, se encuentran en el río Agadón.

4 PETROLOGIA

4.1 PETROLOGIA METAMORFICA

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

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

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

de una débil crenulación correspondiente a una deformación tardía que tiene desarrollo local.

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

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

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

La existencia de dos fases anteriores a la Sárdica han producido deformaciones previas, así como dos discordancias entre las tres Series definidas en los sedimentos del Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior (ALVAREZ NAVA et al., 1988).

El comienzo de la sedimentación ordovícica se caracteriza por la aparición de depósitos propios de una plataforma marina somera detrítica y de zonas de depósitos aluviales canalizados (cuarcitas, areniscas, pizarras y conglomerados), en donde son abundantes los niveles bioturbados y las pistas orgánicas.

Los sedimentos ordovícicos y anteordovícicos serán deformados por la Orogenia Hercínica que en sucesivas etapas produce micro y macroestructuras, así como fracturas paralelas y oblicuas a ellas (apartado 2.3). Aparte, y durante la deformación más intensa, se produce un metamorfismo regional de bajo grado.

A continuación se producen los reajustes tectónicos que dan lugar a diversos sistemas de fractura tardí y posthercínicas, entre los cuales cabe destacar tres familias: M 90-140° E, M 30-50° E y N 10-20° E, cuyo efecto produce la disposición del área en bloques y va a configurar a nivel regional diversas fosas que se llenarán durante el Terciario, desarrollándose abanicos a partir de los bloques levantados. Estas fracturas seguirán actuando posteriormente, como lo demuestra la existencia de «rañas», así como por el desplazamiento que se observa puntualmente en los conglomerados miocenos, en la Hoja de Serradilla del Arroyo.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA

De la bibliografía consultada y del estudio de campo realizado se deduce que no existen en el ámbito de la Hoja de Martiago (11-22) explotaciones mineras y tampoco se ha evidenciado la existencia de indicios mineros.

6.2 CANTERAS

No son de destacar explotaciones actuales dentro de la Hoja de Martiago (11-22). Sólo mencionar que existieron explotaciones pequeñas y esporádicas, hoy abandonadas, en algún nivel cuarzograuváquico del C.E.G., al sur de la Hoja, para áridos de machaqueo. Para este mismo fin podrían explotarse los derrubios de ladera, pedrizas y canchales, que son una constante en toda la Hoja. También podría obtenerse material granular para áridos en las terrazas bajas del río Hurdano, en el área centro-oriental de la Hoja.

6.3 HIDROGEOLOGIA

La superficie de la presente Hoja pertenece, aproximadamente en la misma proporción, a las cuencas de los ríos Duero, al norte, y Tajo, al sur, siendo

la Sierra de La Codosera y adyacentes la divisoria de aguas entre ambas cuencas.

Los cursos de agua más significativos son el río Agueda, en la cuenca del Duero, que se sitúa en el ángulo NO, y los ríos Hurdano y Ladrillar, afluentes del Alagón, al E, dentro de la cuenca del Tajo.

Desde el punto de vista hidrogeológico, cabe distinguir dos grupos de sedimentos de diferentes características:

- a) Sedimentos del C. E. G., con permeabilidad baja tanto por porosidad como por fracturación, ya que, aunque ésta es importante, las discontinuidades suelen presentarse selladas. No obstante, no se puede descartar la posibilidad de alumbrar caudales significativos en zonas con intensa fracturación.
- b) Depósitos cuaternarios. Dentro de estos depósitos cabe distinguir los derrubios de ladera, cuya presencia es una constante en toda la Hoja. En ellos pueden encontrarse caudales pequeños, pero continuos, dada su relativa potencia y continuidad espacial.

7 BIBLIOGRAFIA

ALDAYA, F.; ARRIBAS, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; IGLESIAS, M.; MARTINEZ CATALAN, J. R., y MARTINEZ GARCIA, E. (1973).—«Presencia de una nueva fase de deformación probablemente prehercínica en el noroeste y centro de la Península Ibérica (Galicia central, Zamora y Salamanca)». *Studia Geológica*, VI, pp. 29-48.

ALONSO GAVILAN, G. (1979).—«Estudio sedimentológico de los depósitos fluviales del Paleógeno en Olmo de la Guareña (Salamanca)». 1.^a Reunión sobre la geología de la Cuenca del Duero. Tomo I, pp. 59-83.

ALONSO GAVILAN, G., y SANTANO, M. (1976).—«La formación Areniscas de Ciudad Rodrigo: ejemplo de sedimentación controlada por paleorrelieves (Eoceno, fosa de Ciudad Rodrigo)». *Studia Geológica Salmanticensis*, XXIV, pp. 247-258.

ALVAREZ-NAVA, H., y ROBLES CASAS, R. (1988).—«Sobre la existencia de una esquistosidad prehercínica en la zona de Fuenteguinaldo-Pastores, SO de Salamanca». Congreso Geológico de España, 1988, vol. 2.

ARRIBAS, A., y JIMENEZ, E. (1978).—«Esquema geológico-litológico de la

provincia de Salamanca». *Estudio integrado y multidisciplinario de la dehesa salmantina*. 1. *Estudio fisiográfico descriptivo*, 2.^o fasc., pp. 41-61, Salamanca-Jaca.

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

BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1984).—«Mapa geológico de España, E. 1/50.000. 2.^a Serie. Hoja núm. 622 (11-25). Torrejoncillo». *IGME*.

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

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

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

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

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

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

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

BERNARDO DE SOUSA, M.—«Perspectiva sobre os combecimientos octueis do Complexo xisto Grauvaquico de Portugal». *Mem. Not. Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, 100, 1-16.

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

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

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

CANTANO, M., y MOLINA, E. (in lit.).—«Aproximación a la evolución morfológica de la fosa de Ciudad Rodrigo. Salamanca». *Studia Geológica*.

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).—«Quelques remarques sur la tectonique du Portugal». *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 8, pp. 193-206.

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

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

CORRETGE, G., y GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1971).—«Rasgos geológicos de la región comprendida entre el sinclinal de Cañaveral y la Sierra de San Pedro (Cáceres)». *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, t. I, sección I (Geología), E-1-17.

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

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

DIEZ BALDA, M. A.; MARTINEZ CATALAN, J. R.; GONZALEZ LODEIRO, F., e IGLESIAS PONCE DE LEON, M. (1977).—«La deformación hercínica en los

materiales Paleozoicos y Precámbricos al sur de Salamanca». *Studia Geológica*, XII, pp. 91-108. Salamanca.

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

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

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 Salmanticensia*, XVIII, pp. 65-80. Salamanca.

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

FORT, R., y ORDOÑEZ, S. (1984).—«Los aluviones de casiterita-ilmenita de Fuentes de Oñoro (Salamanca): Estudio previo». *I Congreso Español de Geología*, t. II, pp. 467-478. Segovia.

GARCIA ABAD, F. J., y MARTIN-SERRANO, A. (1980).—«Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central Española)». *Estud. Geol.*, 36, 391-401.

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1970).—«La existencia de pliegues en el Complejo Esquisto Grauváquico de la provincia de Salamanca». *Acta Geológica Hispánica*, t. V, pp. 105-108.

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

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

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; RODRIGUEZ ALONSO, M.ª D.; BASCONES ALVIRA, L., y MARTIN HERRERO, D. (1985).—«Mapa Geológico de España, E. 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 573 (10-23). Gata». *IGME*.

HAMMANN, W., y HENRY, J. L. (1978).—«Quesques speas de *Calymenella*, *Eohomalonotus* et *Kerfornella* (Trilobita, Phycopariida) de l'Ordovicien du

Massif Armorican et de la Peninsula Iberique». *Seckenbergiera lethaea*, 59 (4-6), pp. 401-429. Frankfurt am Mein.

HERRANZ, P.; SAN JOSE, M. A., y VILAS, L. (1977).—«Ensayo de correlación entre los Montes de Toledo occidentales y el Valle de Matachel». *Est. Geol.*, 33, 327-342.

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

IGME (1970).—«Mapa Geológico, E. 1/200.000. Núm. 43. Plasencia».

IGME (1971).—«Mapa Geológico, E. 1/200.000. Núm. 51. Cáceres».

IGME.—Mapa metalogenético de España, E. 1/200.000. Núm. 43. Plasencia».

IGME.—«Mapa metalogenético de España, E. 1/200.000. Núm. 51. Cáceres».

IGME (1981).—«Estudio Hidrogeológico del pasillo de Ciudad Rodrigo».

JIMENEZ FUENTES, E. (1974).—«Iniciación al estudio de la climatología del Paleógeno de la Cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la Península Ibérica». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXV-V, pp. 518-524. Madrid.

JIMENEZ FUENTES, E., y MARTIN-IZARD, A. (1987).—«Consideraciones sobre la edad del Paleógeno y la tectónica alpina del sector occidental de la Cuenca de Ciudad Rodrigo». *Estud. Geol. Salmanticensis*, XXIV, pp. 215-228.

JORDA PARDO, J. F. (1983).—«Evolución morfogenética de la vertiente NO de la Sierra de Francia y su relación con la fosa de Ciudad Rodrigo». *Revista Provincial de Estudios*, 8, pp. 129-173.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, D., y CONDE, L. (1974).—«Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E. 1/1.000.000». *Servicio Publicaciones IGME*.

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

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

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

LOWE, D. R. (1982).—«Sediment previty flows: II. Depositional models with special reference to the deposit of high density turbidity currents». *Jour. Sed. Petrology*, 52, 1, 279-297.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1984).—«Mapa Geológico de España, E. 1/50.000. 2.^a Serie. Hoja número 597 (10-24). Cilleros». *IGME*.

MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1985).—«Mapa Geológico de España, E. 1/50.000. 2.^a Serie. Hoja número 572 (9-23). Valverde del Fresno». *IGME*.

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

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

MOLINA, E., y JORDA, J. (1984).—«Le piémont nord du "sistema central" espagnol dans la province de Salamanca». *Montagnes et piémonts*. R.G.P.S.O., pp. 157-164. Toulouse.

MORENO SERRANO, F. (1975).—«Olistostromas, fangoconglomerados y slump folds. Distribución de facies de las series de tránsito Precámbrico-Cámbrico en el anticlinal de Valdelacasa, provincias de Toledo, Cáceres y Ciudad Real». *Separata de Estudios Geológicos*, vol. XXXI, pp. 249-260. Agosto de 1975.

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

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

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

MUTTI, E., y RICCI LUCCHI, F. (1972).—«Le torbiditi dell'Apenino settentrionale: introduzione all'analisi di facies». *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, 161-199. Trad. al inglés por T. H. Nilsen: «Turbidites of the Northern Apennines: Introduction to facies analysis». *A. G. I. Reprint Series* 3, 1978.

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 Excusiones A-11*, pp. 21-36. Nice (Italia).

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 Metamorphism in Central northern Portugal». *Bol. Geol. y Minero de 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*.

PARGA, J. R. (1969).—«Sistema de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico». *Trabajos de Lab. de Lage*, núm. 37, pp. 1-15.

PARGA, J. R. (1971).—«Sobre el límite inferior del Cámbrico y la existencia

- de Eocámbrico en el Macizo Hespérico». *Trabajos del Lab. Geol. de Lage*, núm. 40. *Bol. Geol. y Min.*, t. 82, fascs. III y IV, pp. 234-238.
- PARGA, J. R., y VEGAS, R. (1971).—«El Precámbrico en el cinturón hercínico de la Península Ibérica». *Real Sociedad Española de Historia Natural*. Volumen extraordinario del primer centenario, t. I (1891-1971).
- PEREZ-GONZALEZ, A. (1979).—«El Cuaternario de la región central de la Cuenca del Duero y sus principales rasgos geomorfológicos». *Primera Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero*, t. II, 717 pp., Salamanca.
- PEREZ GONZALEZ, A.; BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D., y CARBALLEIRA, J. (1984).—«El Terciario continental de Extremadura. Libro Jubilar J. M. Ríos». *Geología de España*. IGME. En prensa.
- PEREZ REGODON, J., y SOS BAYNAT, V. (1963).—«Mapa Geológico de España, E. 1/50.000. Hoja núm. 650. Cañaveral». IGME.
- POLO, M. A.; ALONSO-GAVILAN, G., y VALLE, M. F. (1987).—«Bioestratigrafía del Oligoceno-Mioceno del borde SO de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca)». *Estudia Geológica Salmanticensia*, XXIV, pp. 229-245.
- PORTERO, J. M.; DEL OLMO, P.; RAMIREZ DEL POZO, J., y VARGAS, I. (1979).—«Síntesis del Terciario Continental de la Cuenca del Duero». *Primera Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero*, t. 1, pp. 11-37. Salamanca.
- PORTERO GARCIA, J. M., y AZNAR AGUILERA, J. M. (1984).—«Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y Cuencas limítrofes (Duero y Tajo)». *I Congreso Español de Geología*, t. III, pp. 253-263. Segovia.
- QUESADA GARCIA, A. (1960).—«Falla de desgarre en el SO de la Península Ibérica». *Not. y Com. Inst. Geol. y Min.*, 58, 163-182.
- REGENCIO, C. A., y PORTUGAL, M. (1981).—«O. Sinclinal Paleozoico de Espoende (Porto), Sequeros (Salamanca) o Troço entre a Marofa e o Satas (Portugal Central)». *Cuadernos Geología Ibérica*.
- RICCI LUCCHI, F. (1978).—«Turbidite dispersal in a Miocene deep-sea plain». *Geol. Mijnbouw*, 57, 559-576.
- RICCI LUCCHI, F.; COLELLA, A.; ORI, G. G., y COLAGONGO, M. L. (1981).—«Pliocene fan deltas of the Intra Apenninic Basin, Bologna». *2nd IAS reg meet. Exc. guidebook*, 76-138.
- ROBLES CASAS, R., y ALVAREZ NAVA, H. (1988).—«Los materiales Precámbrico-Cárnicos del Domo de Las Hurdes: Existencia de tres series sedimen-

tarias separadas por discordancias, SO de Salamanca». *Congreso Geológico de España*, 1988, vol. 1.

RODA, J. (1981).—«Investigaciones sobre el "Complejo Esquisto Grauváquico anteordovícico" al NO de Ciudad Rodrigo. Salamanca». *Inédito*, 61 pp.

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

RODRIGUEZ ALONSO, M.º D. (1982).—«Contribución al conocimiento del C.E.G. en el Sector Occidental del Sistema Central Español (Las Hurdes y Sierra de Gata)». *Tesis doctoral inédita*. Universidad de Salamanca.

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

RODRIGUEZ ALONSO, M.º D.; BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO, D.; GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y UGIDOS MEANA, S. M. (1985).—«Mapa Geológico de España, E. 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 574 (11-23). Casar de Palomero». *IGME*.

RÖLZ, 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.).

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

SAAVEDRA ALONSO, J., y PELLITERO PASCUAL, E. (1979).—«Concentraciones elementales en niveles premesozoicos de áreas de la provincia de Salamanca. Ensayo sobre la naturaleza de los procesos geológicos implicados en su génesis». *Primera Reunión sobre la geología de la Cuenca del Duero*, t. I, pp. 567-586. Salamanca.

SAN JOSE LANCHA, M. A. de (1983).—«El Complejo sedimentario pelítico grauváquico». En: «Los tiempos Precámbricos y Paleozoicos. El ciclo hercínico. Libro Jubilar J. M. Ríos». *Geología de España*, t. I, 91-100. *IGME*.

SCHERMERHORN, L. J. G. (1956).—«Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro-Daire-Sao Pedro do Sul-Sátão region (Northern Portugal)». *Con. Serv. Geol. Portugal*, 37.

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

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

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

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

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

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

UGIDOS, J. M.; RODRIGUEZ ALONSO, M. 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.

VALLE DE LERSUNDI, J. (1959).—«Sobre la posible existencia de una importante falla en el SO de la Península». *Not. y Com. Inst. Geol. y Minero*, 46, 103 pp.

VEGAS, R. (1971).—«Precisiones sobre el Cámbrico del centro y sur de España. El problema de la existencia del Cámbrico en el Valle de Alcudia y en las Sierras de Cáceres y norte de Badajoz». *Est. Geol.*, vol. XXVII, pp. 419-425. Octubre de 1971.

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

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

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

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



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA