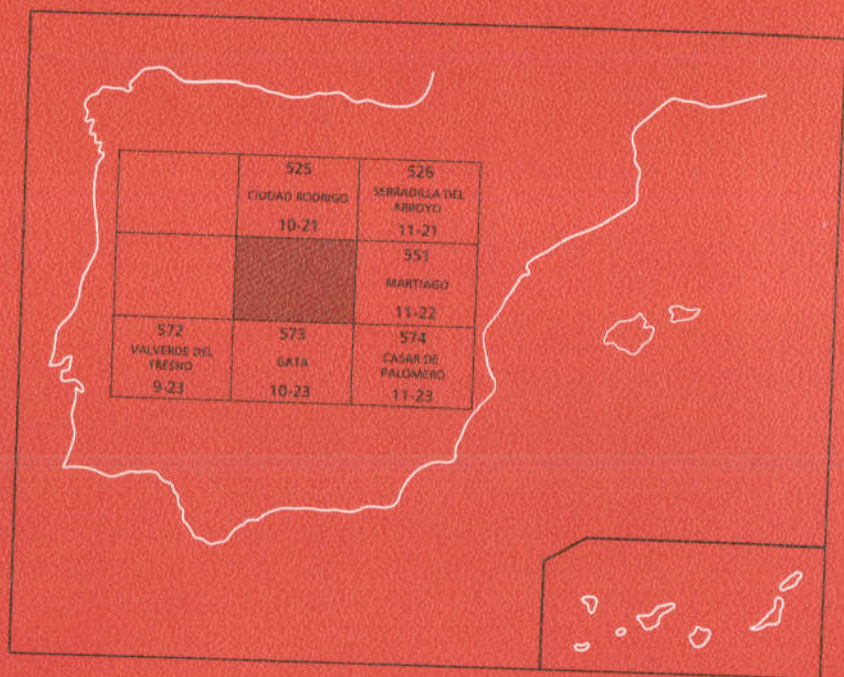




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



FUENTEGUINALDO



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1: 50.000

FUENTEGUINALDO

Primera edición

MADRID, 1990

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

Geología de campo, síntesis y Memoria:

- U. Salamanca: Rodríguez Alonso, M.^a A., y García de Figuerola, L. C.
- INTECSA: Bascones Alvira, L.
- MAYASA: Robles Casas, R.; Alvarez Nava de Oñate, M., y Picart Boira, J.

Colaboraciones:

- *Geología estructural*: Díez Balda, M.^a A., del Departamento de Geología Interna de la Universidad de Salamanca.
- *Sedimentología de C. E. G.*: Rodríguez Alonso, M.^a D., del Departamento de Petrología de la Universidad de Salamanca.
- *Sedimentología y Memoria de carbonatos del C. E. G.*: Valladares, I, del Departamento de Estratigrafía 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 ígnea*: González Corral, J. C., del Departamento de Petrología de la Universidad de Salamanca.
- *Petrografía del C. E. G.*: Rodríguez Alonso, M.^a D., del Departamento de Petrología de la Universidad de Salamanca.
- *A. Químicos*: Bea, F., del Departamento de Petrología de la Universidad de Salamanca.
- *Micropaleontología*: Lifián, E., y Palacios, T., de los Departamentos de Paleontología de las Universidades de Zaragoza y Salamanca, respectivamente.
- *Minerales pesados y ligeros*: Rincón, R., del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid.
- *Rayos X*: Brell, J. M., del Departamento de Estratigrafía de la Universidad Complutense de Madrid.

Dirección y supervisión del IGME:

- Monteserín López, V.

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

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

Depósito Legal: M - 45.339 -1990

NIPO 232 - 90 - 005 - 1

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

INDICE

	Páginas
0 Introducción	5
1 Estratigrafía	6
1.1 Precámbrico Superior. Cámbrico Inferior (7), (8) y (9)	6
1.2 Terciario	26
1.2.1 Oligoceno	26
1.2.1.1 Conglomerados y gravas arenofangosas y areniscas de grano grueso (16)	26
1.2.1.2 Arenas feldespáticas rojizas con niveles de conglomerados (17)	29
1.2.1.3 Arcosas y arenas feldespáticas (18)	31
1.2.2 Mioceno Inferior	34
1.2.2.1 Arcosas, arenas gruesas y gravas con cantos (19)	34
1.2.3 Mioceno Medio	36
1.2.3.1 Gravas y cantos (14)	36
1.2.4 Plioceno	36
1.2.4.1 Cantos y arenas. Glacis (20)	36
1.3 Cuaternario	37
1.3.1 Pleistoceno	37
1.3.1.1 Cantos, arenas y arcillas. Glacis-Terraza (12).	37
1.3.2 Holoceno	37
1.3.2.1 Arenas, cantos redondeados y arcillas. Terrazas (22 y 23)	37
1.3.2.2 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Aluvial y llanura aluvial (24)	38

	Páginas
2 Tectónica	38
2.1 Introducción	38
2.2 Deformación prehercínica	39
2.3 Orogenia Hercínica	40
2.3.1 Pliegues de primera fase Hercínica	40
2.3.2 Pliegues tardíos	41
2.3.3 Esquistosidad de primera fase Hercínica	42
2.3.4 Esquistosidad tardía (Crenulación)	42
2.3.5 Lineaciones de primera fase Hercínica	44
2.3.6 Fracturas	46
2.3.7 Datos estructurales de las rocas graníticas	46
3 Geomorfología	46
4 Petrología	48
4.1 Rocas plutónicas	48
4.1.1 Granito biotítico ± moscovita de grano grueso y porfídico (4)	49
4.1.2 Granito de grano fino de dos micas y porfídico (5)	50
4.1.3 Granito biotítico ± moscovita y de grano fino (6)	51
4.2 Rocas filonianas	52
4.2.1 Diques de cuarzo (3)	52
4.2.2 Episienita (1)	52
4.2.3 Pórfidos (2)	52
4.3 Rocas con metamorfismo de contacto	53
4.4 Petrología ígnea	54
4.5 Petrología metamórfica	54
4.5.1 Metamorfismo regional	54
4.5.2 Metamorfismo de contacto	56
5 Historia geológica	56
6 Geología económica	57
6.1 Minería	57
6.2 Canteras	58
6.3 Hidrogeología	58
7 Bibliografía	60

0 INTRODUCCION

La Hoja de Fuenteguinaldo (10-22) se sitúa dentro de la provincia de Salamanca, excepto una reducida superficie del ángulo SE, que pertenece a la de Cáceres.

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

Desde el punto de vista estratigráfico la superficie que representa la presente Hoja está ocupada por sedimentos del Precámbrico-Cámbrico pertenecientes al Complejo Esquisto Grauváquico, en el que se diferencian tres series separadas por discordancias, rocas ígneas, que conforman aproximadamente el 30 por 100 de la superficie total, y depósitos de edad terciaria que se localizan en el ángulo NO. Aparte, son de destacar depósitos cuaternarios, principalmente terrazas, glacis-terrazas y aluviales.

Tectónicamente la característica más significativa es la presencia de una primera fase de deformación hercínica que produce pliegues de plano axial subvertical que llevan asociada una esquistosidad de flujo muy marcada, al menos en los términos más pelíticos. También se puede observar en algunos puntos la existencia de una débil crenulación y que, en la mayoría de los casos, sólo se hace patente en los estudios petrográficos en lámina delgada. Por último, tuvieron lugar en el área estudiada movimientos tardihercínicos que originaron importantes fracturas, a los que se debe, en gran medida, la morfología que se observa actualmente en la superficie que ocupa la Hoja. Aparte, con anterioridad a esta formación de primera fase Hercínica, tuvieron lugar otras deformaciones que se evidencian por la fuerte inclinación de las lineaciones de intersección L_1 y por la existencia de dos discordancias que afectan a los sedimentos del Precámbrico-Cámbrico del C. E. G. (Complejo Esquisto Grauváquico).

Morfológicamente, se caracteriza por la presencia de dos dominios claramente diferenciados: Dominio Hercínico, que ocupa aproximadamente el 70 por 100 de la superficie, y Dominio Depositional de relleno Terciario, que se localiza en el área NO de la Hoja, en la terminación por el O de la Fosa de Ciudad Rodrigo.

Por lo que se refiere a los antecedentes geológicos, cabe mencionar principalmente los trabajos de RODRIGUEZ ALONSO, M.º D. (1982) y los de ROBLES CASAS, R., y ALVAREZ NAVA, H. (1988), sobre la existencia de dos discordancias en los materiales del C. E. G. Aparte, y desde el punto de vista regional, son de destacar la tesis doctoral de DIEZ BALDA, M.º D. (1982) 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.

Dentro de las rocas graníticas, hay que mencionar los diversos trabajos de GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1963-1984) y los de BEA, F. (1975-1976).

1 ESTRATIGRAFIA

La Hoja de Fuenteguinaldo (10-22) está ocupada por metasedimentos del Complejo Esquisto Grauváquico, con un porcentaje aproximado del 50 por 100 de la superficie total, y que se caracterizan por constituir tres unidades litológicas diferentes y superpuestas: Unidad Inferior, Intermedia y Superior (RODRIGUEZ ALONSO, 1985; ROBLES y ALVAREZ NAVA, 1988). El resto de la superficie de la Hoja está ocupada por rocas graníticas pertenecientes a la prolongación por el NO de la Unidad de Gata, definida en la Hoja núm. 10-23 (GARCIA DE FIGUEROLA et al., 1985; IGME, in litt.), y por sedimentos terciarios pertenecientes a varias unidades de diferente procedencia que ocupan el ángulo NO de la Hoja. Aparte, cabe mencionar la existencia de depósitos de edad Cuaternario como son: aluviales, terrazas bajas y glacis-terrazza, desarrollados principalmente sobre los sedimentos neógenos.

1.1 PRECAMBRICO SUPERIOR. CAMBRICO INFERIOR (7), (8) y (9)

El Complejo Esquisto Grauváquico (C. E. G.) constituye un grupo litológico muy potente, en el que se reconocen algunos niveles guía cartografiables.

Desde el punto de vista estratigráfico se han distinguido tres unidades litológicas diferentes y superpuestas, que se han denominado Unidad Inferior.

Intermedia y Superior, respectivamente (RODRIGUEZ ALONSO, M. D., 1985; ROBLES CASAS et al., 1988, y ALVAREZ NAVA et al., 1988).

La *Unidad Inferior* abarca la mayor extensión del área cartografiada y se caracteriza por presentar tramos alternantes arenosos y pelíticos en distintas proporciones, con escasas intercalaciones de 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 los materiales de la Unidad Intermedia y/o Superior.

Sedimentología de rocas siliciclásticas

Desde el punto de vista sedimentológico se han distinguido los siguientes tipos de facies siliciclásticas, cuyas características corresponden por un lado a una sedimentación marina de carácter turbidítico y por otro a la sedimentación autóctona de la cuenca (fig. 1):

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

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

Dichas facies conglomeráticas se corresponden con las señaladas como facies A_1 y A_2 por MUTTI y RICCI LUCCHI (1975) y son interpretadas como el resultado de la sedimentación, ya sea de «grain flows», flujos turbulentos de alta densidad y «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, quizá como restos de amalgamación entre varias capas. Otras veces presentan granoselección normal o inversa, generalmente desde el tamaño medio-fino a muy fino. Este tipo de facies puede corresponder a las facies B_1 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 B_2 de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), y corresponde al depósito modelado por un flujo tractivo sobre un lecho de arenas o gravas.
- IV. Facies arenosas de grano fino y de pequeña potencia (2-4 cm.), con geometría lenticular, de base plana y techo ondulado y con escasa continuidad lateral. Su interior está constituido exclusivamente por laminaciones de «ripples» definidos por pequeñas partículas pelíticas o bien pueden presentar exclusivamente la forma ondulada exterior sin que aparezcan estructuras internas. Este tipo es asimilable a la facies E de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), tratándose asimismo de un depósito producido por un flujo tractivo.
- V. Facies arenoso-pelíticas, con neto predominio de la fracción arenosa, de grano fino generalmente, y que constituyen la mayor parte del estrato, en las cuales se pueden reconocer los intervalos de las secuencias de Bouma $Ta/c/e$ o Ta/c . Se trata de estratos con contactos plano-paralelos y de potencia variable, que se corresponden con la facies C_1 de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), y son el resultado de la sedimentación a partir de una corriente de turbidez densa.
- VI. Facies arenoso-pelíticas, también con predominio arenoso de grano fino, pero en las que el porcentaje de arena/arcilla es más bajo que en la facies anterior, y que presentan una granoselección en la vertical a nivel de todo el estrato, en el cual pueden distinguirse los intervalos de la secuencia de Bouma más o menos completa. Dichas facies, que presentan geometría tabular y potencia variable, tienen equivalencia con

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

GEOMETRIA, PLANO-PARALELA

TECHO ONDULADO

GEOMETRIA CANALIZADA

GRANOSELECCION +, -

ORIENTACION DE LOS CANTOS

LAMINACION PARALELA

LAMINACION SUBPARALELA

LAMINACION CRUZADA DE BAJO ANGULO Y MEDIANA A GRAN ESCALA

LAMINACION CRUZADA A PEQUEÑA ESCALA

RIPPLES

ESTRUCTURA DE CARGA

SLUMPING

CONVOLUTE LAMINATION

CANTOS PELITICOS

Figura 1 - CARACTERISTICAS DE LAS FACIES SILICICLASTICAS DISTINGUIDAS EN EL C.E.G. Y SU EQUIVALENCIA CON LAS OBSERVADAS EN OTROS DEPOSITOS

DE ABANICOS SUBMARINOS POR MUTTI y RICCI LUCCHI (1972, 1975), RICCI LUCCHI (1976) y RICCI LUCCHI ET AL. (1981)

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 la facies D₁ de RICCI LUCCHI (1978), 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 estrato plano-paralelo 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 o 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 RICCI LUCCHI (1978), 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 RICCI LUCCHI (1978), 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 piritas aislados. Se presentan en bancos potentes intercalados entre otras facies y representan depósitos de «mud flows».
- XI. Facies caóticas, en las que se engloban los depósitos que se presentan brechificados, «slumpizados» o en bloques intercalados entre materiales perfectamente estratificados. Su potencia es variable, desde varios centímetros a varios metros, y están frecuentemente relaciona-

das 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 presenta las siguientes particularidades:

Dentro de la Unidad Inferior (7) destaca, a gran escala, una alternancia de tramos compuestos mayoritariamente por facies arenosas, entre otros, con predominio de las facies pelítico-arenosas y pelíticas, con escasa proporción de facies tractivas y conglomeráticas.

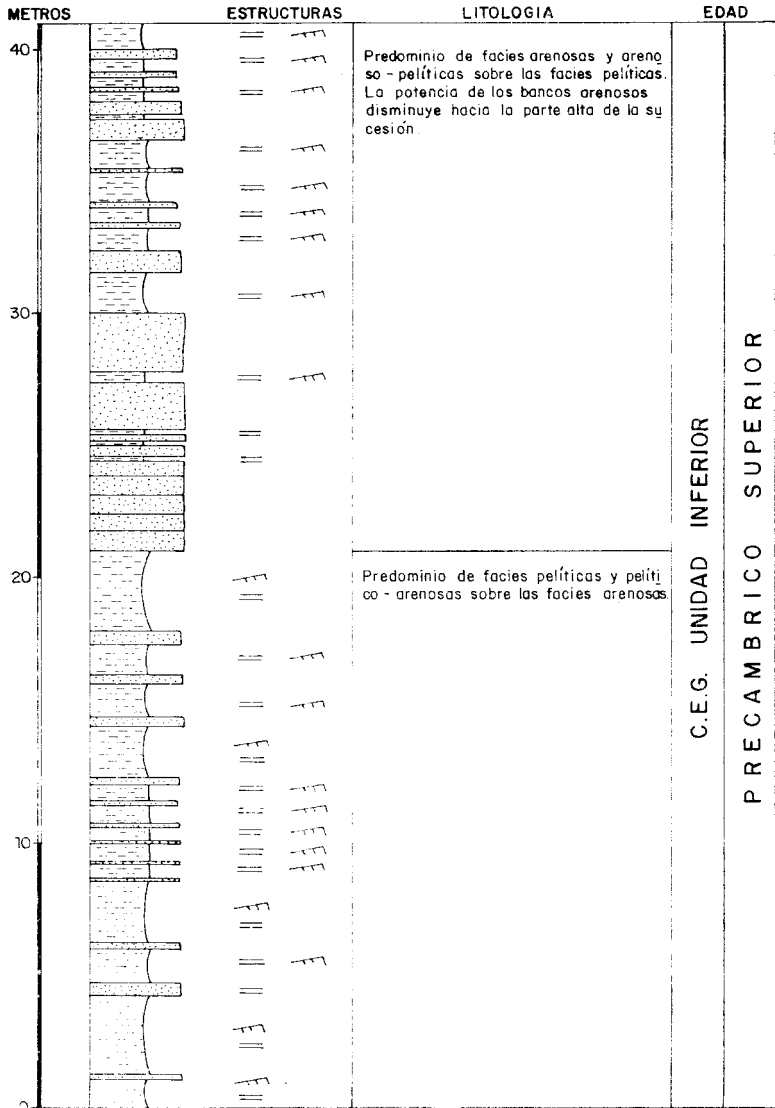
Un ejemplo de distribución de facies se refleja en las columnas levantadas en el río Agueda, al sur de la Encina. En la primera (fig. 2) se observa un tramo basal esencialmente pelítico y otro superior arenoso, en el que se reconoce una cierta ciclicidad en la potencia de los bancos arenosos, junto con una disminución de su espesor y número hacia la parte superior de la sucesión. Dicha sucesión continúa por encima de la serie descrita con un nuevo tramo predominantemente pelítico, con las mismas características del primero, al cual se superpone otro episodio arenoso. Es interesante resaltar la geometría plano-paralela en la mayoría de los estratos arenosos y la escasez de estructuras internas, junto a su aparente continuidad lateral a escala de afloramiento. Sin embargo, en otros lugares pueden apreciarse bancos arenosos rellenando canales de dirección aproximada E-O, con poca profundidad y amplitud de 22-75 m., constituidas sobre facies pelítico-arenosas algo «slumpizadas» en los bordes.

En la segunda columna (fig. 3) se observan facies predominantemente arenosas superpuestas en contacto erosivo sobre facies pelítico-arenosas, que, a su vez, constituyen también un potente tramo a techo de la sucesión. Destaca la potencia de los estratos arenosos, generalmente sin estructuras internas, reconociéndose frecuentes amalgamaciones y acuñaientos laterales y facies arenosas tractivas. Se observa una ciclicidad en la potencia de las capas arenosas y una disminución paulatina de éstas hacia la parte superior de la serie descrita.

En líneas generales, en la Unidad Inferior (7) se distingue un predominio de facies depositadas por mecanismos de corrientes de turbidez de alta y baja densidad, con menor proporción de las formadas por procesos tractivos. La ciclicidad observada constituye, en conjunto, el resultado de sucesivos períodos de cambios relativos en el nivel del mar dentro de una cuenta turbidítica.

RIO AGUEDA (I)

C.E.G. UNIDAD INFERIOR



LEYENDA

- FACIES PELITICAS
- FACIES ARENOSAS

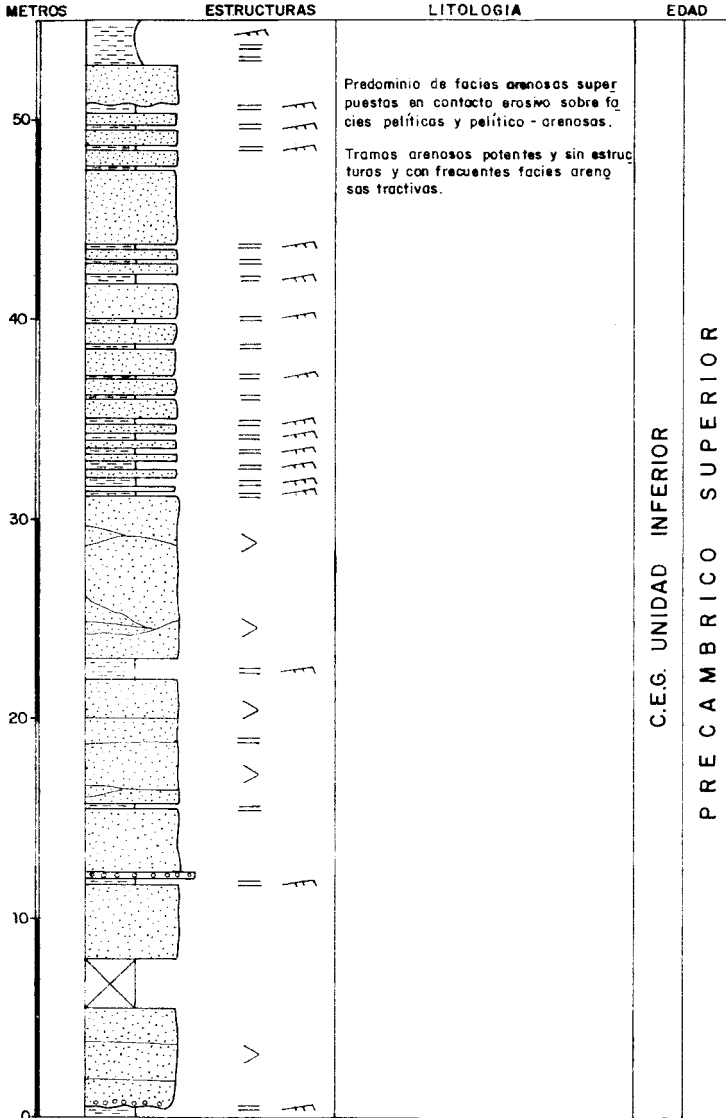
SIMBOLOGIA

- LAMINACION PARALELA
- RIPPLES




Figura 2.

RIO AGUEDA (II)




C.E.G. UNIDAD INFERIOR



LEYENDA

-  FACIES PELITICAS
-  FACIES ARENOSAS
-  CONGLOMERADOS

SIMBOLOGIA

-  LAMINACION PARALELA
-  RIPPLES
-  AMALGAMACION

Sobre los términos descritos de la Unidad Inferior se superponen gradualmente facies pelíticas negras, muy ricas en material carbonoso y pirita. Generalmente, presentan finas intercalaciones pelíticas más claras, constituyendo una laminación milimétrica paralela o ligeramente oblicua. En ocasiones se intercalan niveles arenosos o incluso conglomeráticos casi negros y muy ricos en FR o de color blanco y esencialmente cuarzosos, que presentan granoselección positiva y/o «ripples» a techo. Las características de estos materiales sugieren unas condiciones de sedimentación lenta.

Las Unidades Intermedia y Superior afloran en el cuadrante NE de la Hoja, y sus materiales han constituido los únicos niveles guía a escala cartográfica. La *Unidad Intermedia* ha sido diferenciada en esta Hoja en varios puntos (O de Fuenteguinaldo, E de Ituro de Azaba y O de la carretera de Fuenteguinaldo-Bodón), en contacto discordante sobre la Unidad Inferior (ROBLES y ALVAREZ NAVA, 1988). Está constituida por un conjunto de rocas que engloba desde pelitas negras (8), rocas carbonatado-detríticas (9), pelitas grises-areniscas (10), conglomerados (11) (carbonatados y cuarzosos) y rocas cuarzo-anfibólicas, representando 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.

Sedimentología de rocas carbonatadas

Se ha levantado una columna en la cantera situada al SO de Fuenteguinaldo, que es una de las sucesiones con mejor exposición de los materiales carbonatado-detríticos en esta Hoja (fig. 4). En ella están representadas la Serie Intermedia y la base de la Serie Superior de ROBLES y ALVAREZ NAVA, op. cit.

Las facies diferenciadas en estos materiales son las siguientes:

- 1) *Facies carbonatado-pelíticas*. Se trata de dolomías esparíticas a veces arenosas, a veces con cantos (2 mm.-3 cm.), estratificadas en capas de 2-50 cm. separadas por intercalaciones pelíticas (1-3 cm.); presentan superficie inferior erosiva planar y secuencias Tabc y Tbc de BOUMA (1962), en las que a veces el término b es una laminación cruzada planar de bajo ángulo. Esta facies forma secuencias «thinning and fining upward» de 1,5 m. a 30 cm. de espesor, y suele estar «slumpizada».

FUENTEGUINALDO

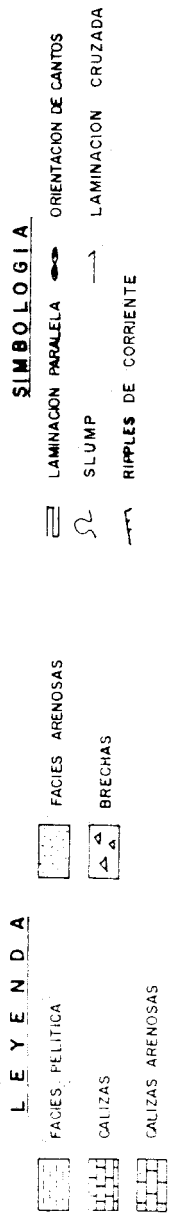
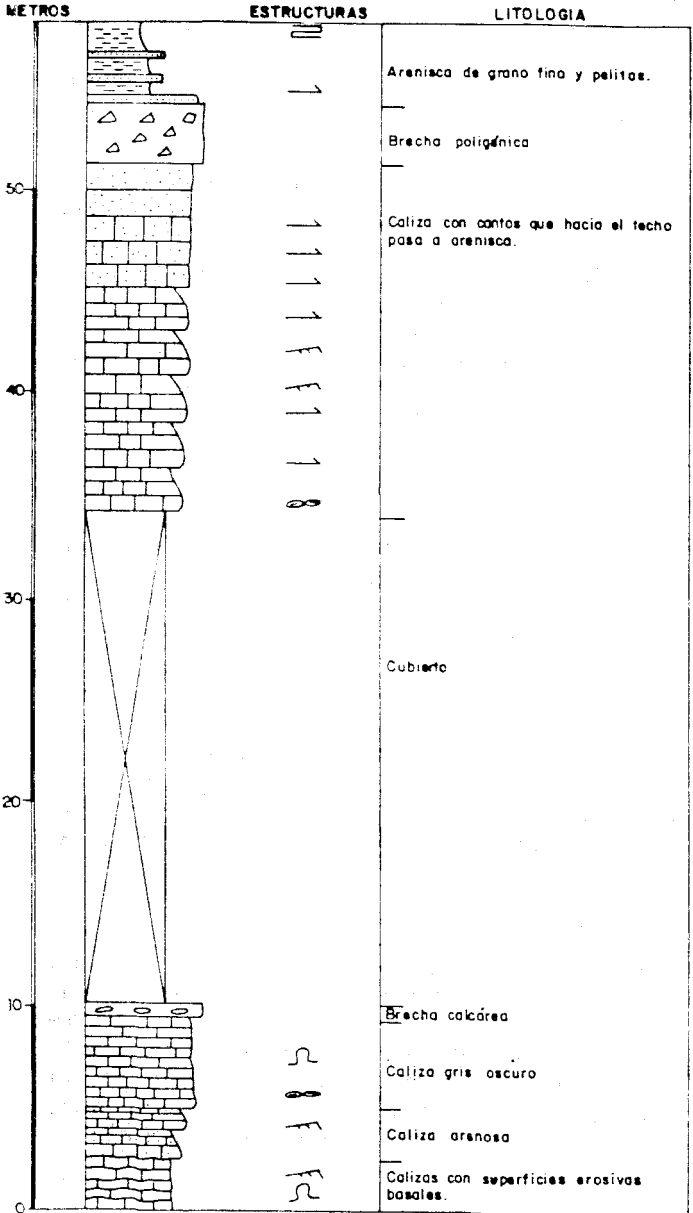


Figura 4.

Se interpreta esta facies como una sedimentación debida a corrientes de turbidez que posteriormente ha sufrido un deslizamiento.

- II) *Carbonatos arenosos con laminación cruzada.* Son capas carbonatadas y más raramente arenosa, con base erosiva planar y techo ondulado, con un espesor entre 10-40 cm., y presentan laminación cruzada planar de bajo y alto ángulo, y más raramente en surco, que afectan a toda la capa. La geometría es lenticular con morfología de duna o barra, y suele tener una granulometría más gruesa que las otras facies.

Esta facies, por su geometría, granulometría y laminación interna se interpreta como el retrabajamiento de depósitos previamente sedimentados por corrientes tractivas fuertes (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1975; MUTTI, 1977), o que variaciones en los parámetros hidráulicos (como la pendiente) dieron lugar a la formación de dunas y otros tipos de «bed forms» por sucesivas corrientes (HISCOTT & MIDDLETON, 1979).

- III) *Brechas calcáreas.* Son brechas calcáreas, generalmente matriz soportadas, heterométricas y de cantos tabulares. La superficie inferior, aunque no siempre se puede observar, es una superficie erosiva más o menos planar; no se observan superficies de estratificación dentro de ellas. Generalmente es una facies con geometría lenticular. El tamaño de los cantos es desde milímetros a metros; son generalmente angulosos y de litología variada (carbonatada, pelítica, chert, cuarzo y arenisca), predominan siempre los calcáreos, con la misma facies que el sustrato sobre el que se encuentra la brecha. La matriz es arenoso-limosa o calcárea. No hay ordenación interna de los cantos y sólo localmente hay una grosera granoselección normal.

Por los caracteres que presenta esta facies se interpreta como depósitos de «debris flow» muy viscosos (COOK et al., 1972; DAVIES, 1977; COOK & TAYLOR, 1977). La mayoría de los cantos de estos «debris flows» fueron arrancados de los materiales sobre los que circularon, ya que predominan cantos de litología similar al sustrato sobre el que se encuentran (facies carbonatado-pelítica).

- IV) *Facies de conglomerados.* Son conglomerados tanto grano como matriz soportados de cantos polimícticos (arenosos, pizarrosos, conglomeráticos y carbonatados). La morfología de los cantos es variable, pero predominan los redondeados y el tamaño también es variable, desde centimétrico a métrico, pero predominan los centimétricos. Aunque a veces estos conglomerados no presentan ni ordenación ni estratificación interna de los cantos, frecuentemente se les encuentra estratificados en capas de 50 cm. a 1 m. de espesor, y con los cantos imbricados o marcando una estratificación cruzada plana. La matriz es tanto arenosa como cal-

cárea. Esta facies tiene geometría lenticular, con base erosiva y techo planar.

Esta facies, cuando no se encuentra estratificada ni organizada, se interpreta como depósitos de «debris flow» altamente viscosos. Cuando se encuentra estratificada e internamente organizada se interpreta como depósitos canalizados generados por corrientes tractivas.

- V) *Facies arenoso-pelíticas*. Está constituida por una alternancia de areniscas de grano fino en capas de 2-15 cm. y pelitas en capas de 7-40 cm. Las capas arenosas tienen laminación cruzada planar y las pelíticas laminación paralela. Se trataría de turbiditas de base cortada Tce en secuencias «thinning & fining upward» que pasan gradualmente hacia arriba a pelitas. Esta facies se interpreta como el depósito por corrientes de turbidez diluidas.

Por la geometría lenticular del afloramiento y las asociaciones de facies, la parte inferior de la serie en la que predomina la facies carbonatado-pelítica «slumpizada», y en menor medida brechas calcáreas, se interpreta como la sedimentación por «debris flow» y, sobre todo, por corrientes de turbidez de depresiones o canales en la parte inferior de un talud, donde los «debris flows» representan las facies de ejes de canal y las facies carbonatado-pelíticas las de margen de canal.

La parte superior se caracteriza por un predominio de los procesos tractivos. Se interpreta como una sucesión de plataforma progradante desde la parte externa («offshore») a la parte interna («shoreface» inferior), con el desarrollo de dunas y barras (DOTT & BIRD, 1979; MCCUBBIN, 1982; GALLOWAY & HBDAY, 1983), en la que se reconocen hacia la parte alta secuencias de relleno de canal.

La parte interior que corresponde a la sedimentación de talud equivale a la Serie Intermedia de ROBLES & ALVAREZ NAVA (1988), mientras que la parte superior que corresponde a una sedimentación de plataforma con canales, equivale a la Serie Superior de los mismos autores.

La *Unidad Superior* se caracteriza por un predominio pelítico, presentando varios tramos de pelitas negras (13) con niveles y nódulos fosfatados, entre los que se encuentran otras alternancias pelítico-arenosas (14) con niveles de conglomerados diversos (carbonatados-cuarzosos, feldespáticos y fosfatados). En todo el conjunto se reconocen grandes variaciones laterales de facies.

En esta Hoja la Unidad Superior se superpone discordantemente sobre la Intermedia o la Inferior por medio de un nivel conglomerático brechoide (12)

de composición carbonatada-detrítica que presenta una potencia variable (ROBLES y ALVAREZ NAVA, op. cit.).

En líneas generales, la Unidad Superior 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

Desde el punto de vista petrográfico general del C. E. G., los grupos litológicos más abundantes son las pelitas y areniscas, que predominan netamente sobre el resto de las rocas presentes en esta Hoja: conglomerados, rocas carbonatadas y anfibólicas.

Hay que destacar la variación textural observada en las rocas cercanas a la masa granítica, alrededor de la cual se ha producido un aumento de los gradientes de temperatura y deformación, de modo que los materiales han desarrollado texturas típicamente metamórficas (lepidoblásticas, granoblásticas y maculosas). Sin embargo, en las zonas más distantes de la unidad granítica, las rocas suelen presentar texturas blastopelíticas, blastosamíticas y blastosefíticas, a veces maculosas, en las que puede reconocerse la textura clástica original, recristalizada y tectonizada.

Esquistos.—Son rocas con textura lepidoblástica y a veces también granoblástica y maculosa, constituidas esencialmente por una masa de filosilicatos (biotita, moscovita, sericita), con menores proporciones de cuarzo. Otros minerales presentes son: material carbonoso, que a veces es abundante, confiriendo un color negro a la roca, clorita, opacos, turmalina y circón. Algunas rocas presentan un fino bandeo definido por la alternancia de láminas con distinta proporción de cuarzo y filosilicatos. Los filosilicatos han sido orientados, en su mayoría, por la deformación de fase I hercínica. Posteriormente se ha desarrollado una blastesis de biotita y moscovita en cristales poiquiloblásticos, además de una blastesis de contacto, probablemente cordierita, de la que sólo se conservan sus productos de alteración. En algunas muestras se reconoce una crenulación que afecta a dichos minerales.

Metapelitas.—Este grupo de rocas presenta una textura blastopelítica, a veces maculosa, constituida mayoritariamente por una fina masa de filosilicatos (sericita, moscovita, clorita, biotita), con proporciones variables de cuarzo y feldespatos en granos de tamaño fino a arena fina. Algunas muestras contienen abundante material carbonoso, que les confiere su color negro, y en

su interior pueden encontrarse ocasionalmente láminas y nódulos o clastos fosfatados. Otros minerales presentes son: opacos, turmalina, circón, granate y xenotima. Es de destacar la abundancia y el gran desarrollo en ciertas láminas de unos opacos prismáticos (probablemente rutilo o ilmenita).

Entre las estructuras más frecuentes se reconoce un fino bandeado, paralelo u oblicuo, definido por la alternancia de láminas con distinta proporción de filosilicatos, material carbonoso o cuarzo. El límite entre las láminas suele ser neto y ocasionalmente se observa una granoselección interna.

La deformación ha orientado la mayoría de los filosilicatos; posteriormente se observa, en algunas muestras, el desarrollo de cristales de biotita y granate poiquiloblástico. También puede observarse una blastesis de contacto, probablemente de cordierita, de la que sólo se reconocen actualmente sus productos de alteración. Esporádicamente se encuentra una débil crenulación afectando al conjunto.

Cuarcitas y areniscas.—Se trata de un grupo de rocas con textura granoblástica, blastosamítica y a veces lepidoblástica, constituida en su mayoría por cuarzo (mono y policristalino) con proporciones variables de feldespatos, fragmentos de roca y micas (sericita, moscovita, biotita, clorita). Otros minerales presentes son: opacos, turmalina, circón, xenotima, apatito y esfena. Los FR más frecuentes son pelíticos, pelítico-arenosos, volcánicos (microlitos de plag. + Q y clorita) y de cuarzo microcristalino \pm sericita y clorita. Cuando la textura no ha sido muy recristalizada pueden reconocerse los clastos subangulosos de tamaño arena fina a gruesa, con «sorting» moderado, entre un material intersticial sericítico-clorítico, recristalizado y orientado por la deformación. Ocasionalmente puede reconocerse una cementación sílicea en continuidad óptica con los clastos y posteriormente otra carbonatada parcial, que corroe los clastos. En alguna muestra es destacable la presencia de apatito en agregados de pequeños cristales, frecuentemente asociados a clorita o bien en forma de clastos compuestos por apatito microcristalino con pequeñas proporciones de cuarzo y sericita. Otras rocas presentaban un fino bandeado definido por la concentración de minerales pesados.

Se han distinguido varios tipos según la mineralogía predominante y la textura: cuarcitas micáceas, feldespáticas, líticas y lítico-feldespáticas; cuarciarenitas, areniscas feldespáticas y líticas. El metamorfismo ha desarrollado en la mayoría de ellas cristales de biotita dispersos.

Grauvacas.—Son rocas con una textura blastosamítica constituida por clastos subangulosos a subredondeados, de tamaño arena fina a media, generalmente, y en ocasiones mayores, con un «sorting» moderado a pobre. Se han distinguido varios tipos según su mineralogía: metagrauvacas cuarzosas, fel-

despáticas y líticas. El esqueleto está constituido esencialmente por cuarzo, con proporciones variables de feldespato y fragmentos de roca. El cuarzo es mono y policristalino, algunos del tipo metamórfico de Krynine. Entre los feldespatos predomina la plagioclasa sobre el feldespato potásico. Los FR son pelíticos, pelítico-arenosos, volcánicos, plutónicos y de cuarzo microcristalino \pm sericita o clorita. El material intersticial es sericitico-clorítico-biotítico, con algo de cuarzo; se encuentra bastante recrystalizado y frecuentemente orientado por la deformación. Gran parte procede de la disgregación, recrystalización y deformación de fragmentos inestables del esqueleto.

Algunas grauvacas cuarzosas presentaban un fino bandeado definido por la presencia de láminas con distinta proporción de filosilicatos, cuarzo y material carbonoso. El límite entre ellas suele ser gradual y en ocasiones se observa una fina granoselección.

El metamorfismo ha desarrollado cristales de biotita poiquiloblásticos dispersos en la mayoría de las rocas. Las características de los FR sugieren un área fuente múltiple: sedimentaria, volcánica y metamórfica.

Conglomerados.—En este grupo se distinguen varios tipos desde el punto de vista textural y mineralógico.

1. *Meta-conglomerados siliciclásticos.* Se reconocen dos variedades:

- a) *Conglomerados matriz-soportados:* Se trata de conglomerados polimicticos con textura blastosefítica matriz-soportada constituida por un conjunto heterométrico de clastos subredondeados a redondeados de tamaño graba que se encuentran aislados entre abundante material intersticial pelítico-arenoso a arenoso-pelítico. La mineralogía de los clastos es predominantemente de FR y cuarzo. Se reconocen FR pelítica, limolítica, arenosa, ígnea y volcánica, fragmentos de «chert» y de cuarzo microcristalino \pm sericita y clorita. Los clastos de cuarzo son mono y policristalinos, algunos del tipo metamórfico de Krynine. En el material intersticial se distinguen una fracción granulométrica gruesa y otra fina. La primera está compuesta principalmente por clastos de tamaño arena de cuarzo, feldespatos y algunos FR. La fracción fina está formada por filosilicatos (biotita, sericita, clorita) y escaso cuarzo de tamaño limo. Otros minerales accesorios presentes son: opacos, moscovita, turmalina, circón, esfena y xenotima.
- b) *Conglomerados grano-soportados:* Se trata de conglomerados con textura blastosefítica granosoportada, constituida por clastos de grava subredondeados, entre los que se encuentran otros de tamaño arena fina a gruesa más angulosa y proporciones variables de material intersticial micáceo. Los clastos son predominantemente cuarzosos (mono y policristalinos),

y en menor proporción se encuentran FR (volcánicos y de cuarzo microcristalino) y feldespatos. El material intersticial es cuarzo sericítico-clorítico y se encuentra a menudo recristalizado y orientado por la deformación. El metamorfismo ha desarrollado algunos agregados de clorita fibrosa y pequeños cristales poiquiloblásticos de biotita. Otros minerales accesorios son: circón, turmalina y opacos.

2. *Conglomerados carbonato-detriticos*.—Se trata de rocas con textura blastosefítica constituida por clastos subredondeados a subangulosos de tamaños diversos, desde arena a grava y bloque, englobados en escasa matriz micácea y mayor proporción de cemento carbonatado; éste presenta una textura granular y es, en algunos puntos, difícilmente distinguible de los clastos.

La composición de los clastos comprende un predominio de FR y menor proporción de cuarzo. Entre los FR se reconocen fragmentos carbonatados (dolomíticos y calizas cristalinas con escasos restos de aloquímicos), FR fosfatada, pelítica, arenosa, arenoso-pelítica y de cuarzo microcristalino, así como algunos restos orgánicos (acritarcos y posibles anélidos). Otros minerales accesorios son: plagioclasa, moscovita, biotita, clorita, turmalina, circón y opacos.

Materiales fosfatados.—Aunque de escasa importancia cuantitativa hay que destacar la presencia de materiales fosfatados en diversas formas: capas lenticulares y nódulos entre pelitas negras; intraclastos constituyendo conglomerados o areniscas fosfatadas, masas que reemplazan parcialmente a los carbonatos o relleno de huecos y como agregados de cristales de apatito ± clorita o sericita englobados en areniscas cuarzosas o íliticas.

Los materiales fosfatados pueden presentarse en tres variedades:

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

Esta formación de fosfatos se encuadra dentro de los principales episodios de formación de depósitos fosfatados a escala global durante el Proterozoico Superior-Cámbrico.

Actividad ígnea y rocas volcanoclásticas.—En este apartado se engloba un conjunto de materiales con características muy específicas que se encuentran tanto en los niveles superiores de la Unidad Inferior como en los más bajos de la Unidad Superior, si bien su importancia cuantitativa es escasa. Se han distinguido dos grupos: rocas anfibólicas y rocas volcanoclásticas.

Anfibolitas.—Se trata de rocas con textura afanítica constituidas por una masa microcristalina esencialmente feldespática, algo alterada a sericita y con escaso cuarzo, en la que destacan abundantes opacos en partículas finas y cristales fasciculares o poiquiloblásticos de anfíbol (actinolita-tremolita) y en ocasiones clinopiroxenos, junto con agregados de clinozoisita, estena, epidota, calcita, moscovita y clorita en diferentes proporciones. Teniendo en cuenta las características texturales, la asociación mineralógica y los resultados de los análisis químicos de estas rocas se ha propuesto un origen volcánico básico de carácter calcoalcalino para estas rocas.

Rocas volcanoclásticas.—En este grupo se incluye un conjunto de areniscas, a veces microconglomeráticas en las que los componentes de origen volcánico constituyen una parte importante de la roca. Se han reconocido varios tipos, según las características texturales de los fragmentos volcánicos presentes y también de sus relaciones con el material detrítico. La proporción de ambos componentes (volcánicos y detríticos) es variable, pudiendo observarse el predominio de unos sobre otros y además todos los estadios intermedios. Pueden clasificarse como tufitas.

TIPO 1.—Se trata de rocas con textura granoblástica o blastosamítica constituida esencialmente por clastos de cuarzo y por menor proporción feldespatos y FR (volcánica y de cuarzo microcristalino) englobados en un material intersticial que a veces puede constituir parte importante de la roca y es frecuentemente difícil de distinguir de algunos clastos.

Los FR volcánica tienen una textura microcristalina de composición cuarzo-feldespático-anfibólica, con bastante proporción de opacos de tamaño fino que se disponen alineados. Su morfología es irregular y su composición idéntica a la de algunas anfibolitas. El material intersticial es de la misma naturaleza que los fragmentos descritos, con refringencia mayor que el cuarzo, y en la que escasas veces se perfilan cristales irregulares de plagioclasas (An 30).

El metamorfismo ha desarrollado un conjunto de silicatos magnesianos entre los que se observan las siguientes paragénesis:

- Plagioclasa-anfibol-clinozoisita \pm clorita, esfena, calcita, opacos.
- Clinozoisita-epidota-clorita-opacos.

El anfíbol es de color verde, probablemente actinolita u hornblenda; presenta una textura fascicular y se desarrolla igualmente sobre los FR y el material intersticial.

Otros minerales presentes son: apatito, circón y biotita.

TIPO 2.—Se trata de areniscas de tamaño de grano fino a medio y en oca-

siones con algunos clastos mayores de 2 mm., con una textura blastosamítica constituida por granos de cuarzo subredondeados y FR de carácter volcánico que a su vez pueden formar parte del material intersticial. Los FR están compuestos por una masa microcristalina cuarzo-feldespática en la que a menudo se individualizan cristales de plagioclasa An₁₀ y otros constituidos por cuarzo, un feldespato de mayor refringencia que éste y biotita; todo ello frecuentemente rodeado de un opaco de tamaño muy fino y orientado. Además pueden observarse cristales de biotita idiomorfos y poiquiloblásticos dispersos, turmalina, apatito y escasa clinozoisita.

El material intersticial tiene la misma composición, pudiendo ser escaso o predominar sobre el resto de los clastos. En el primer caso se observa en ocasiones una cementación silícea en continuidad óptica con los granos de cuarzo allí donde el material intersticial no existe.

TIPO 3.—Se trata de areniscas de grano fino a medio, en ocasiones grueso, con clastos aislados de grava y «sorting» pobre a moderado. Presentan una textura blastosamítica constituida esencialmente por cuarzo, feldespatos y FR en diversas proporciones. Son abundantes los FR volcánicos con morfologías y texturas variadas: traquítica, microporfídica, granofídica y microlítica; en menor proporción se encuentran FR sedimentaria.

El material intersticial resulta a veces difícil de diferenciar de los propios clastos. Frecuentemente procede de la disgregación de éstos, pero en ocasiones se observa una cementación clorítica y/o sericitica bastante generalizada y que en algunas muestras está precedida por una cementación silícea en continuidad óptica con los clastos de cuarzo.

Otros minerales accesorios presentes son: moscovita, apatito, turmalina, circón y opacos. Además, el metamorfismo ha desarrollado en algunas rocas cristales poiquiloblásticos de clorita y biotita dispersos. Los resultados de los análisis químicos han permitido señalar que se trata de un vulcanismo de carácter calcoalcalino con términos desde riolitas de feldespato alcalino a dacitas.

Rocas carbonatadas.—En este grupo se engloban calizas y dolomías cristalinas en las que la recristalización, dolomitización y en algunos casos la proximidad a las rocas graníticas han borrado las texturas deposicionales originales, desarrollando incluso una mineralogía característica.

Las calizas cristalinas están compuestas esencialmente por esparita con textura granular y pequeñas cantidades de cuarzo y piritita. En algunas muestras se reconocen FR arenosa muy fina aplastados y otros formados por cuarzo microcristalino o por cuarzo, clorita-sericitita, a veces plagioclasa, opacos, clinozoisita y esfena. El metamorfismo de contacto ha desarrollado

diópsido de cristales poiquiloblásticos y minerales del grupo de la epidota-clinozoisita en masas irregulares y dispersas.

Las dolomías cristalinas están constituidas principalmente por doloesparita, a veces rica en Fe, con proporciones variables de detríticos (7-30 por 100) que pueden definir un fino bandeado. Frecuentemente la dolomitización conserva el tamaño original de los cristales y se observan restos de aloquímicos (intraclastos), con formas ovaladas y compuestas por dolomicroesparita.

Los minerales detríticos más frecuentes son: cuarzo (mono y policristalino) y FR pelíticos y otros constituidos por agregados de cuarzo microcristalino, sericita y biotita. Como accesorios se encuentran: feldespatos, turmalina, circón, apatito, pirita, moscovita, biotita y clorita. A veces se observan fenómenos de sustitución por feldespatos en masas subredondeados casi isótropas y/o pequeños agregados de apatito y también masas irregulares constituidas por cuarzo microcristalino. En ocasiones el metamorfismo de contacto desarrolla sobre estas rocas minerales del grupo de epidota-clinozoisita y actinolita.

Correlación con otras áreas

Como ya hemos mencionado, los metasedimentos del área fueron separados tradicionalmente por RODRIGUEZ ALONSO, M.^o 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, ALVAREZ NAVA, H., et al. (1988), establecen su correlación con los materiales del Grupo Ibor, de edad Vendíense 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 Monte-

rrubio y Aldeatejada existentes 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), establecen 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 al semejanza de la Serie Inferior de este trabajo con los denominados Esquistos de Las Beiras (SCHERMERHORN, L. J. G., 1955); 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 Hoja.

Bioestratigrafía

Las características de los microfósiles encontrados en esta Hoja, no permiten su clasificación debido al metamorfismo existente; sin embargo, sí podemos decir que guardan grandes similitudes con las microbiotas encontradas en muestras tomadas en facies similares de la Unidad Inferior, en Hojas limítrofes, como por ejemplo en la 12-23 (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 Brioveriense francés (Rifeense Superior, Vendicense).
- Formas en racimos que serían equivalentes a las FORMAS E (MANSUY, 1983), con una edad similar a las anteriores y que se podrían considerar como una asociación de las anteriores formas, pudiendo incluso ser hasta la misma especie. También se pueden asimilar a *Synsphaeridium* sensu TIMOFEEV, de amplia distribución (Precámbrico-Paleozoico). Hay dentro de estas formas algunos ejemplares que tienen sus cápsulas soldadas y de menor tamaño y son similares a las formas descritas por TIMOFEEV, como *Symplassosphaeridium*, de edad Rifeense-Cámbrico, sin embargo, como ya hemos adelantado por sus características, parece más prudente incluirlas en el TIPO D.
- Formas con procesos angulosos o giberosos, dando incluso formas abe-

rrantes. Algunos de estos ejemplares los hemos asimilado a *Eomicrhystridium* sp., aunque también podrían deber su forma al crecimiento de cristales dentro de la vesícula (hecho corriente en microfósiles orgánicos), lo cual nos induce a manejar con cautela este grupo.

Formas con procesos giberosos se han citado en la Formación KONGSF-JOOR, en la Península de Varanger, que es una formación «flyschturbitica» (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 Védica, en gran parte del mundo; sin embargo, pasa al Cámbrico Inferior por lo que su valor Bioestratigráfico hay que tomarlo con precaución. En España se ha observado una gran abundancia de esta especie.
- *Leiosphapsidia* sp.—Es una especie que comienza a abundar en el Cámbrico si bien hay representantes de esta especie desde el Rifeense Superior.
- *¿Octoedrysiium* sp?—Este género es específico del Védico 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 microfósiles, estos materiales de la Unidad Inferior como pertenecientes al Védico Medio-Superior.

Respecto a la Unidad Superior el muestrario realizado para palinomorfos ha sido negativo. Sin embargo, en las proximidades de Saelices el Chico, al N de la Hoja de Ciudad Rodrigo, los niveles detríticos acompañantes de los niveles carbonáticos han dado icnofósiles clasificados como:

Planolites sp.

Phycodes?

Cf. *Torrowangea* sp.

Recientemente, CRIMES (1987) ha discutido la importancia de las pistas fósiles para la datación del Proterozoico Superior (Védico) y el Cámbrico Inferior (Tommotiense y Ovetiense). Para él, *Planolites* es un icnogénero Precámbrico y Paleozoico y no tiene valor bioestratigráfico. *Phycodes*, por el contrario, tiene su aparición en el Cámbrico. Recientemente (LIÑAN y PALACIOS, 1987) han encontrado formas parecidas de *Phycodes* en estratos védicos, clasificados como *Phycodes*? n. sp., y coincidiendo con *Torrowangea*, que para ellos representaría el Védico. *Phycodes*? sp. de Saelices tiene más parecido con las formas de LIÑAN Y PALACIOS que con las de otras especies conocidas del Cámbrico.

En el caso que nos ocupa una pista en forma de lazos ha sido recolectado el O de Fuenteguinaldo, clasificada también como cf. *Torrowangea*. Esta dudosa identificación se debe a que su conservación en areniscas de grano medio ha impedido que se observen a lo largo de todo el recorrido las constricciones características de este género y, por consiguiente, tiene también parecido con *Gordia* (Pre-Cámbrico).

En definitiva, parece más probable que nos encontremos ante la asociación icnofósil típica del C. E. G., *Torrowangea rosei* ± *Phycodes*?, sólo que ahora en un medio energéticamente importante. Por otra parte, la posición de esta facies debajo del Cámbrico clásico con icnofósiles del Tommotiense y Trilobites ± Arqueociatos del Ovetiense nos sugiere plantear la hipótesis de un Vendiano Superior para esta Unidad, sin que podamos descartar inequívocamente con la fauna encontrada su asignación al Cámbrico.

1.2 Terciario

El Terciario aflorante en la Hoja de Fuenteguinaldo forma parte del extremo más suroccidental de la Fosa de Ciudad Rodrigo, relacionada estructuralmente con las direcciones NE-SO y E.O, que constituye una apófisis en el extremo suroccidental de la Cuenca del Duero.

La diferente naturaleza del zócalo hercínico, la tectónica local tardihercínica y alpina que la configuran en bloques, junto con las condiciones climáticas dominantes, han condicionado la sedimentación de la fosa durante el Terciario y Cuaternario.

Desde el punto de vista cartográfico se han diferenciado una serie de unidades en base, no sólo a su posición stratigráfica, sino a cualquier diferencia litológica suficientemente representativa. Las características de dichas unidades se describen en los siguientes apartados.

1.2.1 OLIGOCENO

1.2.1.1 Conglomerados y gravas arenosofangosas y areniscas de grano grueso (16)

Aflora en una franja de direcciones NE-SO adosada a una fractura que marca el límite oriental de la zona suroccidental de la Fosa de Ciudad Rodrigo, estando por este hecho deformada con buzamientos de hasta 25° al NO, y sensiblemente paralela a la dirección de la fractura. La potencia máxima media aflorante puede estimarse en unos 18-25 metros.

Las series más representativas de este conjunto se obtienen al E de Ituro de Azaba (fig. 5) y en Campillo de Azaba.

E. ITUERO (10-12)

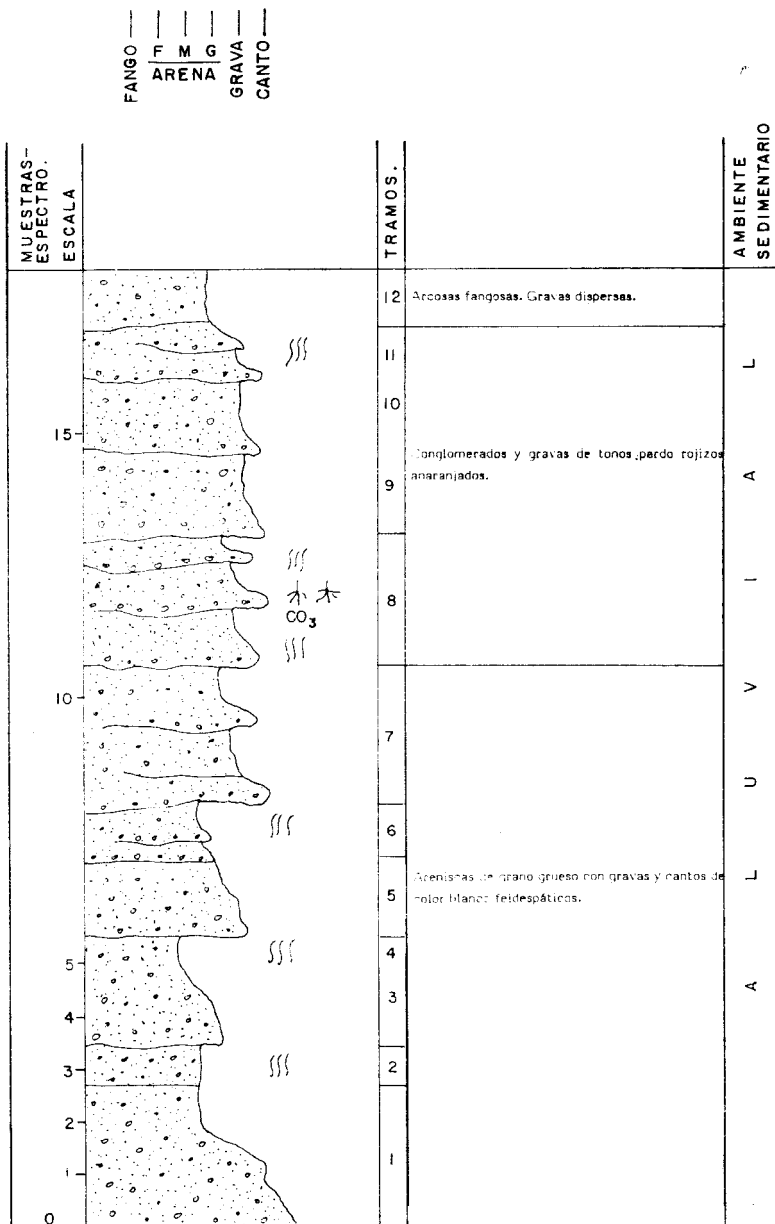


Figura 5.

La litología dominante son los conglomerados y gravas, con clastos de pizarras de colores pardo rojizos y rojizo anaranjados, localmente con parches verdes que constituyen tramos cuya potencia oscila entre 1 y 3 metros.

Están formados por clastos cuyo tamaño máximo oscila entre 3 y 10 cm., el más frecuente entre 1 y 3 cm.; el tamaño medio es siempre del orden de 4-5 cm. Los de pizarras, esquistos y cornubianitas dominan, alcanzando porcentajes del orden del 80-97 por 100 sobre los de areniscas, microconglomerados y cuarzo. Las pizarras aparecen bien redondeadas y en ocasiones ferruginizadas. Hay cuarzo blanco muy anguloso y subanguloso (cuarzo filoniano) o muy redondeado de tamaños menores (1 a 3 cm.) que está reciclado. Los feldespatos son muy escasos.

Por lo general tienen textura granosoportada, siendo la matriz escasa de naturaleza fangosa arenosa. Algunos niveles conglomeráticos son paraconglomerados con una matriz fangosa gravosa abundante.

Los clastos suelen estar orientados y marcando una estratificación horizontal grosera o granoselecciones. También suelen tapizar superficies erosivas internas o limitantes de secuencias rellenando surcos erosivos.

Excepcionalmente, estas litologías, contienen feldespatos algo más abundantes y pasan en transición gradual a gravas muy feldespáticas de colores blancos con parches rojizos, con feldespatos de hasta 1 cm., con una matriz arcillosa, en donde los clastos de esquistos y cuarzo están subordinados.

A 2 Km. al E de Ituro de Azaba, en contacto con el Complejo Esquisto Grauváquico, se encuentra un tramo de unos 3 m. de gravas arenosas fangosas con las mismas características que las anteriores, pero en las que el espectro litológico de los cantos da un claro predominio de cuarzo filoniano (97 por 100). Son claramente bimodales con la primera moda de 5 a 7 cm., representada por los cuarzos y la segunda, 1 cm., en las pizarras. El tamaño máximo es de 25 cm. en cuarzo.

Intercalados con los tramos anteriores se encuentran areniscas de grano grueso a muy grueso con gravas y cantos. Constituyen tramos de 0,50 a 1 metro que excepcionalmente sobrepasan los 2 m. Se caracterizan por su color blanco intenso, que destaca entre las litologías anteriores y su alto grado de cementación que les confiere dureza, controlando de este modo resaltes. Son areniscas de grano grueso a muy grueso con gravas y cantos mal calibradas. Los cantos son, en orden de importancia, de cuarzos, esquistos y areniscas, subangulosos a subredondeados, generalmente aparecen dispersos o marcando lechos. Los feldespatos son muy frecuentes. La matriz y/o cemento caolinítico es muy abundante y marca por lo general una textura flo-

tante. Los carbonatos aparecen como rizoconcreciones y ocasionalmente como cemento.

El tamaño máximo de los clastos se encuentran entre 5 y 7 cm., el medio de 3 centímetros, encontrándose el más frecuente entre 3 y 2 cm.

Por lo general estos tramos se encuentran afectados por procesos edáficos: marmorización, rizoconcreciones y carbonataciones.

Por encima y en continuidad se localizan arcosas de colores blancos y pardos con parches verdosos y de matriz fangosa abundante, pertenecientes a la Unidad de «arcosas y arenas feldespáticas» (12) (fig. 5).

Es característico de esta Unidad su disposición secuencial. Las litologías anteriormente descritas se ordenan según secuencias granoderecientes de carácter aluvial que comienzan por superficies erosivas, continúa con los términos conglomeráticos y culminan con los niveles edafizados y endurecidos. Estos últimos indicarían interrupciones en el funcionamiento en los sistemas aluviales. Su procedencia, dada la composición de los clastos, sería de un área madre mixta con predominio de aportes del Complejo Esquisto Grauváquico en las primeras etapas, pasando en el tiempo a predominar los aportes de materiales ígneos. Su posición con respecto al borde oriental podría reflejar la procedencia del mismo.

1.2.1.2 Arenas feldespáticas rojizas con niveles de conglomerados (17)

Los principales afloramientos de esta Unidad se sitúan en los cortes que proporciona la carretera de Ituero a Puebla de Azaba, entre los arroyos Valdelollano y del Medio del Jaralita, entre las cotas de 655 y 670 m. El corte del arroyo del Molinillo (fig. 6) proporciona, en las proximidades de Castillejo de Azaba, un buen punto de observación. Su potencia se puede estimar cartográficamente en unos 10-15 m.

Están formadas por arenas con tamaño de grano grueso y muy grueso, líticas, con porcentajes de feldespatos inferiores al 10 por 100, y con gravas y cantos dispersos. Son de colores rojizo amarillentos y anaranjados que localmente pueden aparecer abigarrados con parches verdes.

Los cantos aparecen dispersos, en hiladas o rellenando surcos erosivos. También constituyen niveles de ortoconglomerados, constituidos por cantos, principalmente de pizarras, esquistos y cornubianitas, redondeados. También aparecen areniscas (1 por 100) y cuarzo (2 por 100). Estos últimos son angulosos y esporádicamente bien redondeados. El centil en cuarzo filoniano es de 17 centímetros, la moda de 3 cm. y el tamaño medio es de 7 cm. La matriz

S.O. ITUERO (Arroyo Molinillo) (11)

| | | | |
 FANGO F M G |
 ARENA GRAVA
 CANTO

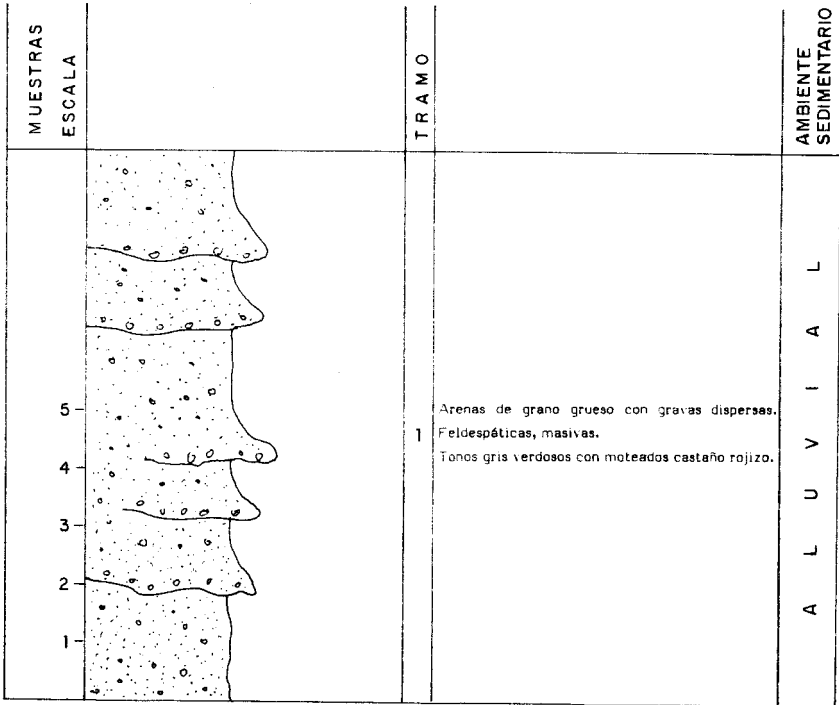


Figura 6.

está constituida por gravas y arenas sueltas fangosas. Son frecuentes las gradaciones de tamaños y pueden presentar estratificación cruzada.

Del estudio de minerales ligeros en las muestras recolectadas se desprenden los siguientes valores: Cuarzo, 92-93 por 100; feldespatos K, 0-1 por 100; plagioclasas, 6-8 por 100.

Por otro lado, del estudio de minerales pesados se observa que es mayoritaria la andalucita, con porcentajes que alcanzan el 55 por 100. La turmalina y el circón se sitúan con valores comprendidos entre 34-21 y 10-16 por 100, respectivamente.

Su génesis estaría relacionada con sistemas aluviales relativamente proximales enraizados en un área fuente mixta, constituida por los materiales del Complejo Esquisto Grauváquico, rocas ígneas y su correspondiente aureola metamórfica, situados en el límite suroriental de la fosa.

1.2.1.3 Arcosas y arenas feldespáticas (18)

Es una unidad que destaca en el campo por un intenso color blanco. Desde el punto de vista litológico es bastante homogénea y monótona, aparentemente sin organización, que conserva sus características a nivel regional. No obstante, a nivel de afloramiento, presenta particularidades locales. Se localiza en las Hojas de Fuenteguinaldo y Ciudad Rodrigo, dominando la mitad occidental de ambas.

Su potencia se puede estimar en unos 80-100 m. Está formada por arenas de grano grueso y muy grueso fangosas y mal calibradas, con gravas y cantos en proporciones variables. Se presentan en niveles que oscilan de 0,6 a 5 m. Son de tonos verdes, verde amarillentos y blanquecinos con parches rojizo-amarillentos. En general los tonos verdes intensos y más oscuros están relacionados con el mayor contenido en matriz fangosa. Localmente en contacto con el zócalo granítico presentan colores rojizos o pardo rojizos. Los feldespatos, muy abundantes, pueden alcanzar tamaños de hasta 2 cm. Intercalados, aparecen niveles de arenas y gravas fangosas conglomeráticas de tonos grises blancos muy duras que destacan por su relieve y cierta continuidad lateral, fuertemente cementadas por caolinitas y sílice. Constituyen en el área de la Alamedilla e Ituero de Azaba capas de referencia.

Son frecuentes los cambios laterales y verticales hasta zonas con cantos dispersos, en hiladas, lentejones o niveles de escasa potencia. Los cantos son subangulosos-subredondeados, principalmente de cuarzo de diversos tipos (fundamentalmente en venas), y más escasos de materiales del Complejo Esquisto Grauváquico (pizarras, cornubianitas y areniscas). Muy localmente aparecen cantos de areniscas con cemento ferruginoso (posiblemente terciaria).

rias). El tamaño máximo oscila entre 5 y 20 cm., siendo excepcional el de 25 cm. La moda es también muy variable, oscilando entre 1 y 7 cm. Excepcionalmente se pueden encontrar algunos niveles de conglomerados cuyo espesor máximo es de 0,50 m. La matriz es variable, desde abundante a escasa, siendo lo normal el primer caso y está constituida por las litologías descritas anteriormente.

Los tramos están separados por superficies erosivas, con pequeños surcos erosivos basales, o presentar un aspecto masivo por encontrarse los contactos soldados. No obstante, el rasgo dominante en toda la unidad son estas superficies acanaladas marcadas o tapizadas por cantos. Excepcionalmente se puede observar estratificación horizontal grosera y cruzada planar. La estratificación cruzada en curco a pequeña y mediana escala es la estructura más destacable, encontrándose en varios afloramientos ligada a las litologías más groseras (gravas y conglomerados). Aparte, en algún nivel se localizan bioturbaciones, nódulos carbonatados y rizoconcreciones.

La secuencialidad del conjunto queda marcada por una disminución de los tamaños de grano máximo, o por el incremento en el contenido de fangos, o ambas situaciones, pasando en la vertical a niveles de arenas de grano medio a grueso muy fangosas de colores verde grisáceos con moteados rojizos.

Localmente, a unos 500 m. al SO de Puebla de Azaba, se localiza un afloramiento de arenas arcósicas y gravas blancas o blanco verdosas con parches de tonos amarillentos rojizos, con clastos de feldespatos que pueden llegar a alcanzar tamaños de 1 cm. y de cuarzo anguloso de tamaño máximo 2,5 cm. También se puede observar un nivel conglomerático con matriz arcósica formado exclusivamente por cantos de cuarzo angulosos cuyo centil es de 21 cm., moda 4,5 cm., y tamaño medio de 9 a 10 cm. Estos depósitos representan aportes locales de las masas ígneas situadas en el borde sur de la cuenca.

En algunos afloramientos como ocurre al NNE de Campillo de Azaba, en la Rivera del Madrigal, estas secuencias rellenan grandes cuerpos canalizados de los que se puede deducir su geometría. Las litologías definen ciclos o secuencias de disminución de tamaño de grano separadas por superficies erosivas menores que constituyen ciclos de relleno de canal por disminución de la energía de las corrientes. Están separados por superficies de orden mayor fundamentalmente planares con surcos erosivos basales que configuran canales muy amplios con una relación anchura-profundidad muy elevada.

A 2 Km. al ENE de la Alamedilla (fig. 7, El Molino) se observa una secuencia separada por superficies erosivas que se inicia por conglomerados y continúa por una conjunto de cantos, gravas y arenas gruesas con estratifi-

EL MOLINO E. -NE. ALAMEDILLA (12)

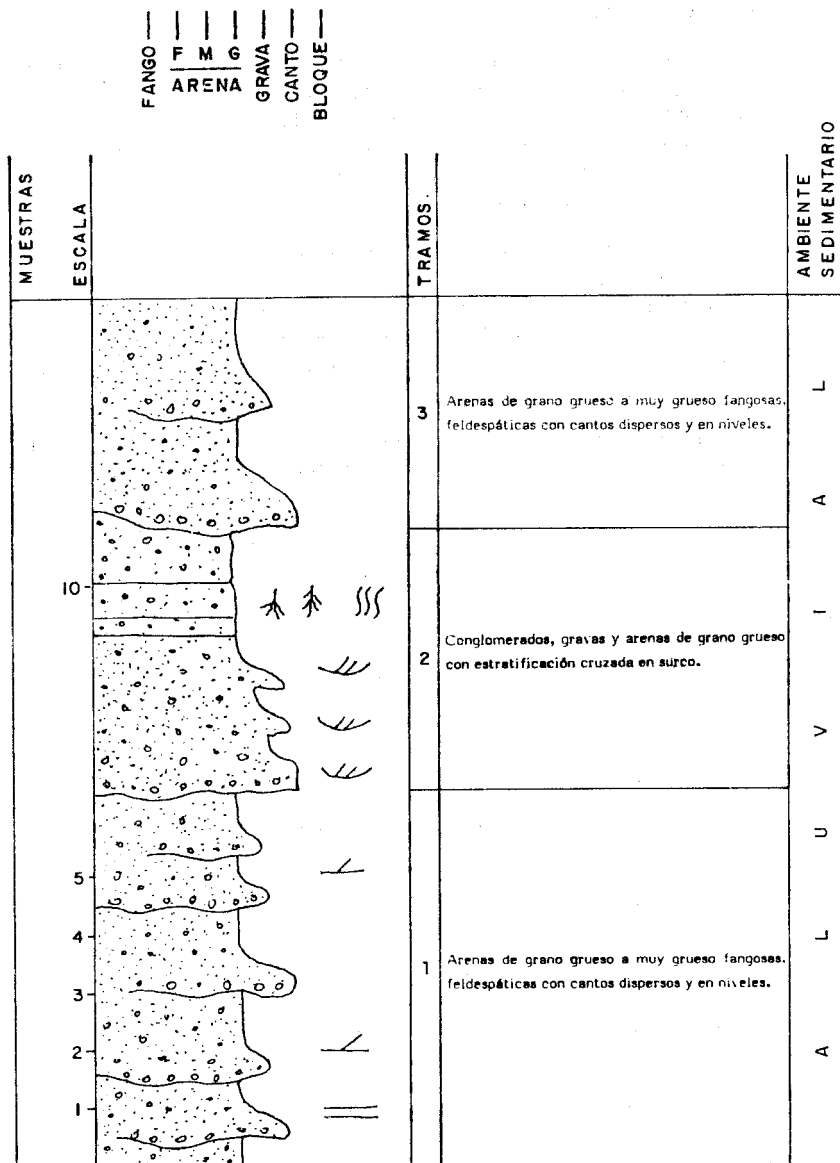


Figura 7.

cación cruzada en surco originadas por la migración de barras en el fondo de un canal activo. Culmina con gravas muy fangosas, de colores verde oscuros con abundantes rasgos edáficos que indicarian la etapa pasiva y de abandono de canal, que también se evidencia en la secuencia de la figura 8 (Cementerio Alamedilla).

Las características apuntadas para esta unidad, con un predominio de facies que pueden interpretarse como resultado de etapas de relleno y abandono de canales, unida a la ausencia a nivel regional de sedimentos que pueden interpretarse como correspondientes a amplias llanuras de inundación, abogarían por su génesis en amplios sistemas aluviales trenzados de carácter proximal cuya procedencia sería el Oeste.

Del estudio de minerales pesados realizado en varias muestras se deduce un porcentaje de andalucita entre 30 y 60 por 100, de turmalina entre 20 y 40 por 100 y de circón en 12 por 100, como valor máximo. Aparte, aparecen anatasa, granate, estaurolita, epidota y apatito, en porcentajes muy pequeños (10 por 100, trazas). Finalmente, suelen ser abundantes las micas blancas en la mayoría de las muestras.

Por lo que se refiere a los minerales ligeros las muestras estudiadas arrojan los siguientes valores extremos: Cuarzo, 94-100 por 100; feldespato K, 0-6 por 100; plagioclasa, 0-6 por 100.

Por último, cabe mencionar que el análisis mineralógico mediante difracción de Rayos X muestra un contenido en filosilicatos que en alguna muestra llega a alcanzar el 75 por 100, siendo las esmectitas y la caolinita los más abundantes.

Asignemos a estas arcosas una edad Oligoceno en base a la clasificación de restos de polen (POLO, et al., 1987) en la serie de la Alamedilla.

1.2.2 MIOCENO INFERIOR

1.2.2.1 Arcosas, arenas gruesas y gravas con cantos (19)

Constituye el conjunto basal en la esquina suroriental de la Hoja de Ciudad Rodrigo, apoyándose sobre la unidad de Ciudad Rodrigo dentro de dicha Hoja o sobre el conjunto arcósico blanco descrito anteriormente.

Aflora entre las cotas de 660 y 690 m. Su potencia es, pues, de unos 20-30 metros. Los mejores afloramientos están en la carretera a la Alberguería de Argañán, alrededores del caserío de Pesualarina y proximidades de los Tesoros, dentro de la Hoja de Ciudad Rodrigo.

Se diferencian de la unidad anterior por su color castaño y castaño naranja

CEMENTERIO ALAMEDILLA (12)

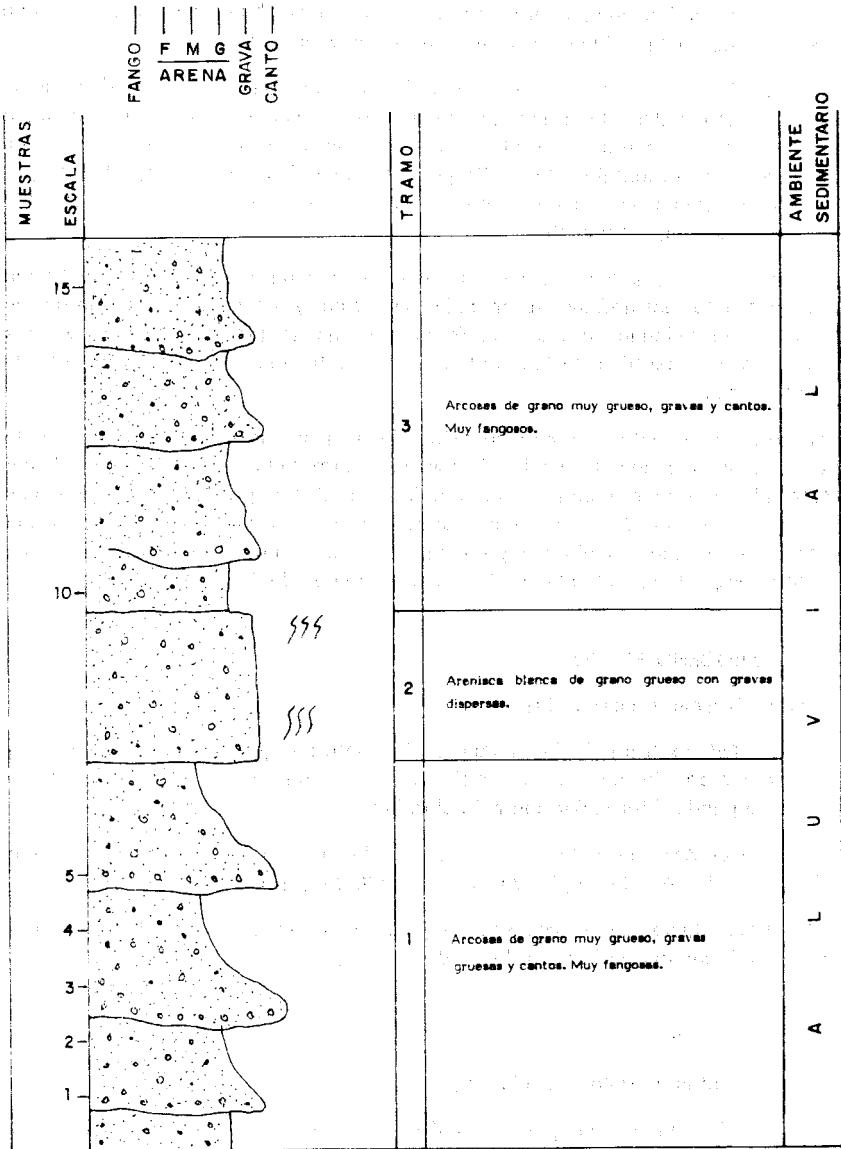


Figura 8.

amarillento oscuro, por ser menos feldespáticas y por una mayor abundancia de los términos conglomeráticos. Se trata de arenas masivas, mal calibradas, de tamaños gruesos y muy gruesos con gravas y cantos que pueden llegar a constituir niveles conglomeráticos. Estos son muy abundantes a medida que se asciende a la unidad en la vertical y hacia el S (Cabezuela).

Los niveles de conglomerados generalmente son paraconglomerados incluidos en una matriz de grano grueso a muy grueso muy fangosa, con algún feldespato. Los cantos generalmente angulosos de esquistos suelen ser mayoritarios con porcentajes del 50-71 por 100, seguidos del cuarzo, 19 a 46 por 100 y las areniscas y conglomerados del C. E. G., 2 a 10 por 100, y granitos y microgranitos, 2-3 por 100.

Se distinguen grandes superficies canalizadas separando tramos que tienen internamente estratificación cruzada en surco y ordenación de cantos en lechos que rellenan surcos. Son frecuentes las gradaciones de los tamaños mayores. Los centiles de los cantos oscilan entre los 10-15 cm. o entre 20-25 centímetros.

La génesis de este conjunto corresponde a la superposición de rellenos de canales activos con desarrollo de barras desarrollados en un sistema aluvial trenzado que incrementa su proximidad en el tiempo dando una megasecuencia negativa. Su procedencia estaría en un primer momento ligada a una área madre ígneo-esquistosa para pasar en el tiempo a ser casi exclusivamente esquistosa, situada al S (bloque oriental de la fosa).

1.2.3 MIOCENO MEDIO

1.2.3.1 Gravas y cantos (14)

En realidad se trata de la misma unidad anterior que a techo presenta un mayor número de niveles de conglomerados y que en la Hoja de Ciudad Rodrigo se puede diferenciar con más claridad.

En un espectro realizado en el límite N de la Hoja se obtiene 15 por 100 de cuarzo, 15 por 100 de pizarras y 70 por 100 de grauvacas.

Su representación en la presente Hoja es muy reducida, estando los cortes más significativos en la Hoja de Ciudad Rodrigo.

1.2.4 PLIOCENO

1.2.4.1 Cantos y arenas. Glacis (20)

Se trata de una unidad que se localiza en el ángulo NO de la Hoja, sobre

las arcosas miocenas, siendo su litología fundamental cantos y arenas. Los cantos son de cuarzo en un porcentaje próximo al 20 por 100, siendo el resto de esquistos y grauvacas procedentes de áreas con metamorfismo de contacto. El tamaño medio de los cantos es de 5 a 10 cm. y se presentan generalmente subredondeados. Morfológicamente esta unidad, de muy escasa potencia (1 m.), constituye un glacis cuya cabecera se situaría en Portugal, localizándose en la presente Hoja a una cota máxima de 840 m.

1.3 CUATERNARIO

Los sedimentos de edad Cuaternario que se encuentran en el marco de la presente Hoja (glacis, terrazas y aluviales) se desarrollan principalmente sobre los depósitos terciarios situados en el cuadrante NO. Sobre los granitos y metasedimentos sólo son de destacar algún depósito aluvial de muy escasa entidad.

1.3.1 PLEISTOCENO

1.3.1.1 Cantos, arenas y arcillas. Glacis-Terraza (12)

Se desarrollan en el borde suroriental de la fosa en la margen derecha de la Rivera de Azaba. Están formados por cantos redondeados-subredondeados, de grauvacas y pizarras principalmente, ligeramente empastados en una matriz areno-arcillosa marrón. Los perfiles más representativos se encuentran a lo largo de la carretera de Ituro de Azaba a Puebla de Azaba.

El origen de estos depósitos estaría relacionado con los últimos rejuegos de las fracturas que limitan la fosa en este área.

1.3.2 HOLOCENO

1.3.2.1 Arenas, cantos redondeados y arcillas, Terrazas (22 y 23)

Depósitos de terraza se localizan relacionados con la Rivera de Azaba y con la Rivera del Setil, en dos niveles, siendo el más bajo (1-3 m.) el que presenta una gran extensión superficial en las dos riveras. El nivel superior (7-10 m.) sólo se ha localizado en la unión de ambas riveras.

La litología fundamental en los dos niveles es, en líneas generales, eminentemente arenosa debido a que en este área los cursos de agua discurren principalmente sobre arcosas y arenas feldespáticas.

1.3.2.2 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Aluvial y llanura aluvial (24)

Se desarrollan principalmente en el cuadrante NO, sobre las arcosas miocenas, siendo su litología fundamental arenas y arcillas, sobre todo en los dos cursos de agua principales, Rivera de Azaba y Rivera del Setil, ya que el área madre es eminentemente arcósica. Por el contrario, el depósito de los arroyos tributarios de la Rivera de Azaba, por la margen derecha, presentan una mayor proporción de cantos debido a la proximidad de las rocas graníticas y de los metasedimentos del C. E. G.

Por último, los cursos de agua que se sitúan sobre los granitos y metasedimentos presentan aluviales muy poco desarrollados, aunque en algunos casos, cuando la llanura aluvial es relativamente amplia, se han marcado en la cartografía.

2 TECTONICA

2.1 INTRODUCCION

Las principales deformaciones que se observan en los materiales que ocupan la Hoja de Fuenteguinaldo 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 fuera del contexto de esta Hoja, sino por la presencia de pliegues, posiblemente Sárdicos, cortados por la primera esquistosidad hercínica. Aparte, este plegamiento prehercínico queda probado 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 tardihercínicas 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 o N-S, y que se ponen de manifiesto, principalmente, en la zona N de la Hoja, pueden deberse a la existencia de cizallas tardías.

2.2 DEFORMACION PREHERCINICA

Dentro de los materiales anteordovícicos presentes en la Hoja de Fuenteguinaldo, 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. Aunque en esta zona, al no estar presente la serie ordovícica, no es posible ver dicho contacto.

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 está reflejada en este área por la discordancia que separa las Series Superior e Intermedia, pudiéndose 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, así como en otros puntos de la banda Fuenteguinaldo-Pastores, situados fuera de esta Hoja, es posible reconocer, dentro de la Serie Intermedia, pliegues con esquistosidad asociada claramente afectados por la esquistosidad de Fase 1 Hercí-

nica (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

Aunque en esta Hoja de Fuenteguinaldo no es posible ver la discordancia sárdica, al E de la misma (Sinclinal de Tamames y zona de Monsagro-Peña de Francia) sí hay constancia de ella (DIEZ-BALDA, M.^a D., 1986; RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D., 1988).

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 al 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° .

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 al superficie ocupada por la Hoja de Fuenteguinaldo (10-22), 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 representados preferentemente por los sinclinales que configuran las diferentes sierras ocupadas por sedimentos paleozoicos (Sinclinal de Peña de

Francia, al NE; Sinclinal de Cañaveral, al S; etc). En la presente Hoja, dentro de las Series Superior e Intermedia del C.E.G. existen diversas capas guías (pizarras negras, calizas, etc.) que permiten cartografiar las trazas de los pliegues existentes. Dichas trazas llevan una dirección de N-S e NE-SO, lo que implica una rotación significativa con respecto a las direcciones generales de estas estructuras a nivel regional. Esta rotación, como ya se mencionó anteriormente, puede ser debida a cizallas tardías.

Los pliegues que mantienen la dirección general de la primera fase hercínica NO-SE presentan vergencia NE y en ocasiones con ligera inversión de los flancos S de los sinclinales. En la zona N de la Hoja, donde las trazas cambian de dirección, se aprecia una vergencia E.

De las observaciones efectuadas en pliegues menores y de las medidas de lineaciones L_1 , se deduce que estos pliegues presentan fuertes inclinaciones de sus ejes cuando afectan a materiales de la Serie Inferior del C. E. G., tendiendo a ser subhorizontales en la Serie Superior.

De los datos regionales se deduce que las 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 presentan 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 ligera 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 S 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 las Hojas de Miranda del Castañar y Serradilla del Arroyo, las trazas de los pliegues de primera fase Hercínica que afectan al Ordovícico aparecen deformados según una dirección N 30° E, aproximadamente, que coincidiría en líneas generales con los pliegues tardíos detectados en la Peña de Francia.

2.3.3 ESQUISTOSIDAD DE PRIMERA FASE HERCINICA

La primera fase de deformación hercínica origina una esquistosidad de flujo S_1 que se 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 grosera («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 Schmidt se ha realizado el contaje de 175 polos de planos de S_1 , medidos en campo dentro del ámbito de la presente Hoja, obteniéndose dos direcciones preferentes (fig. 9): una N 160° E, con buzamiento de 70° al SO y otra N 10° E, buzando 75° al NO.

Comparando estos resultados con los obtenidos durante la realización de diferentes Hojas en la región, se observa que la variación de la orientación de la esquistosidad, dentro de la superficie de la presente Hoja, queda de manifiesto con el segundo máximo obtenido. Esta variación en la orientación de los planos S_1 , que es ya patente en la Hoja contigua (Martiago, 11-22), se podría atribuir a cizallas tardías.

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).

Aparte, en la presente Hoja, se pone de manifiesto una crenulación de dirección variable y con fuertes buzamientos. Esta crenulación se desarrolla, sobre todo, en áreas próximas al contacto entre los metasedimentos y las rocas graníticas lo que nos hace pensar en un hecho ligado a la intrusión de las mismas.

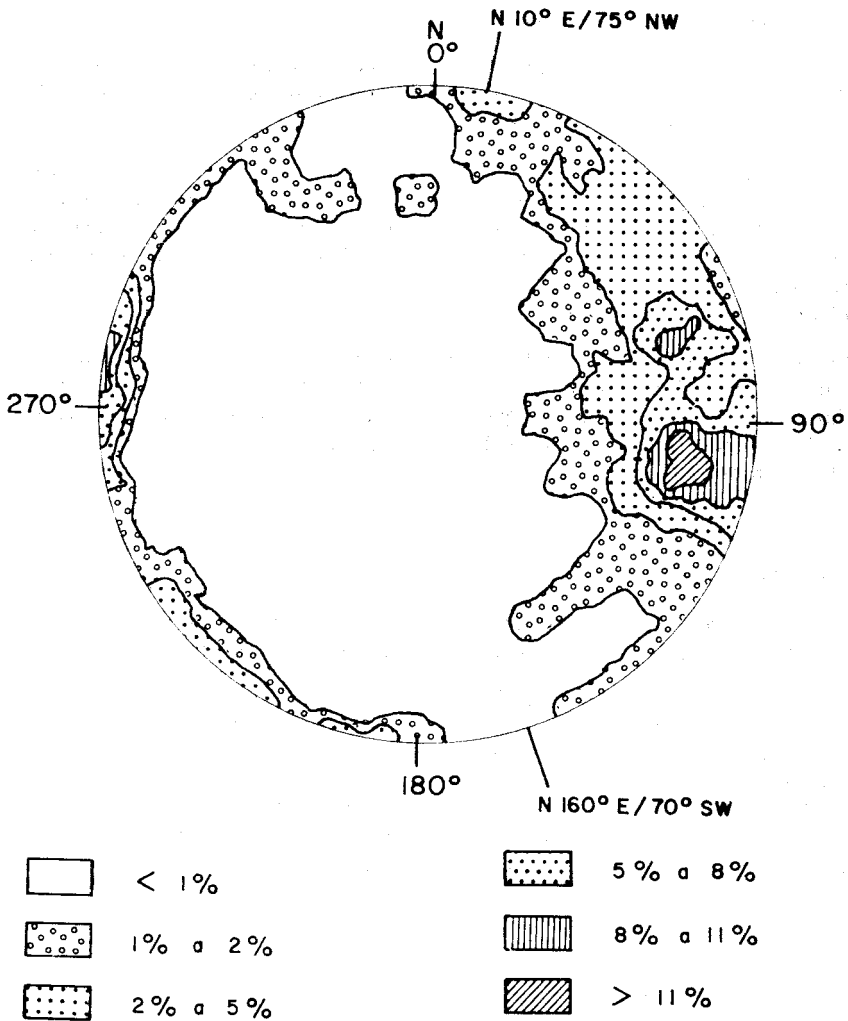


Figura 9.—Proyección de 175* polos de la esquistosidad S_1 . Falsilla de Schmidt. (Hemisferio Inferior.)

* 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 140 polos de las lineaciones L_1 medidas en campo o deducidas en gabinete pertenecientes a afloramientos de la Serie Inferior (fig. 10) y se puede observar dos máximos muy próximos entre sí N 20-30° E y buzamiento al EN de 35 a 45°. Para los materiales de las Series Intermedia y Superior se observan plunges inferiores a los 30°.

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

2.3.6 FRACTURAS

A nivel regional 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 paleozoicos, sobre todo en los situados más al S (Sierra de Dios Padre, Sinclinal de Cañaveral, etcétera), poniéndose de manifiesto que se trata de fallas inversas y con planos subverticales. Dentro de la presente Hoja, este sistema tiene poca representación aunque existen algunos ejemplos en la zona SE.

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 próximo a 3 Km. Dentro del ámbito de esta Hoja existen varios ejemplos de fracturas de esta familia, pero quizá el más significativo sea la fractura que se sitúa siguiendo el curso del río Agueda.

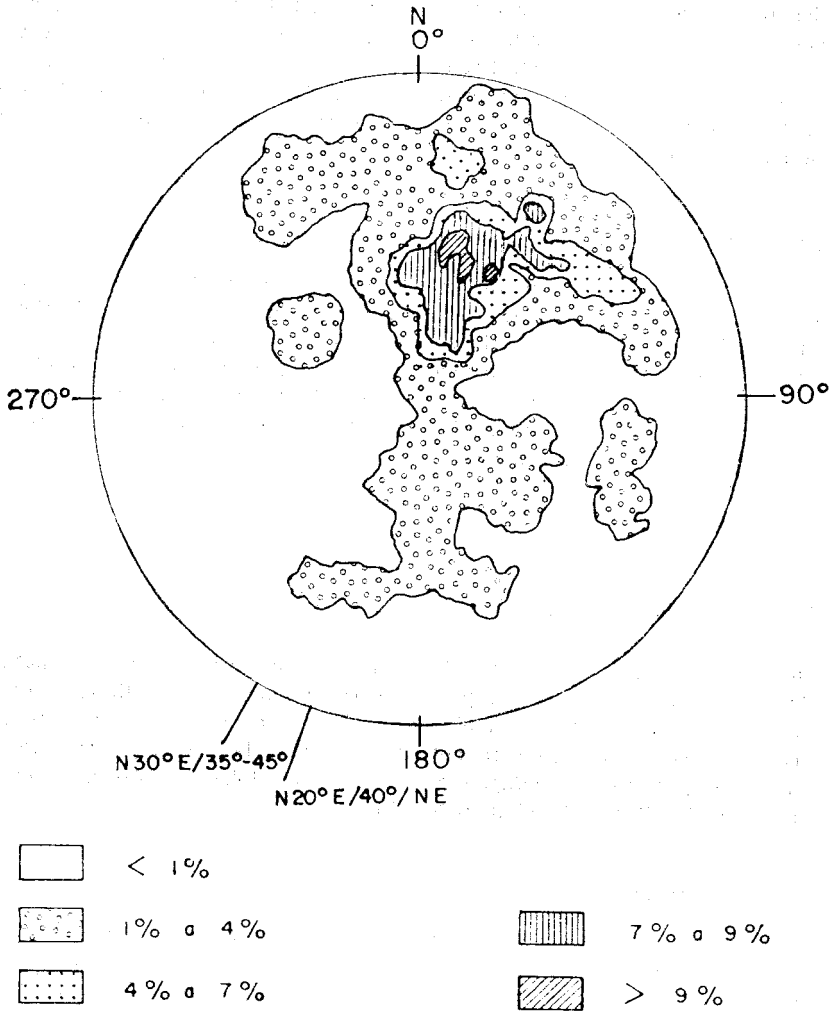


Figura 10.—Proyección de 140* polos de la lineación de la intersección L_1 . Falsilla de Schmidt. (Hemisferio Inferior.)

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

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 pertenecen las fracturas que cortan y desplazan a la mencionada anteriormente, y dentro de la Hoja de Martiago (11-22) podemos citar una que con un recorrido de más de 5 Km. se prolonga por la Hoja de Serradilla del Arroyo (11-21), afectando a los conglomerados del Mioceno, produciendo un salto de algo más de 20 m.

2.3.7 DATOS ESTRUCTURALES DE LAS ROCAS GRANITICAS

Las rocas graníticas que afloran en la presente Hoja no presentan prácticamente ningún tipo de deformación, únicamente apuntar la existencia de cierta orientación puntual de megacristales que produce lineaciones con dirección próximas N 140° E. Aparte, también de forma puntual, se observa cierta orientación de la fábrica según direcciones N 120-140° E con buzamientos de unos 20° al SO. Esta orientación se debe producir en el momento de la intrusión y por efecto de la misma.

3 GEOMORFOLOGIA

La Hoja 10-22 (Fuenteguinaldo) (fig. 11) está localizada, desde el punto de vista morfoestructural, en plena Meseta Castellana. Constituye a esta escala, 1:50.000, un buen ejemplo de la planitud a que, en tan numerosas ocasiones, se ha aludido para definir o describir la morfología Meseteña. En esta Hoja podemos distinguir dos dominios morfológicos: Dominio Hercínico y Dominio Depositional, de relleno Terciario.

Dominio Hercínico

Ocupa, aproximadamente, el 70 por 100 de la superficie de la Hoja. Litológicamente presenta la variedad que caracteriza a esta zona del Hercínico, representada por las series metasedimentarias del Complejo Esquisto-Grauváquico: pizarras, calizas, conglomerados y cuarcitas, y algunas deformaciones ígneas.

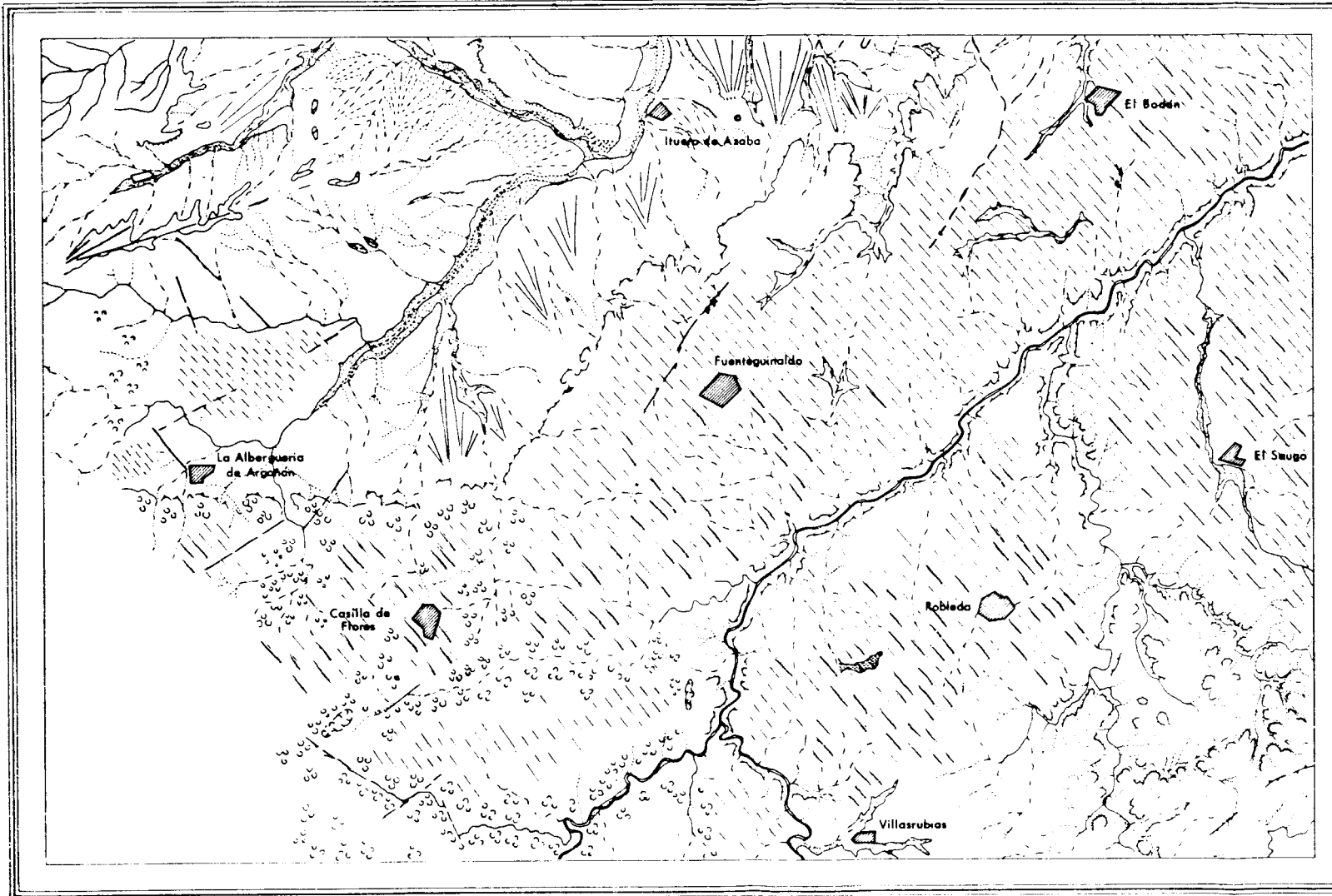
Morfológicamente este dominio se caracteriza por la homogeneidad de su relieve. Tan sólo interrumpida por dos hechos: uno, ligado a su propia génesis, que es la existencia al SE de las estribaciones de la Sierra de Gata y que como tales estribaciones no alcanzan cotas muy elevadas (987 m.).

MAPA GEOMORFOLOGICO

Escala 1:50.000

FUENTEGUINALDO

550
10-22



LEYENDA

SUPERFICIES MORFOLOGICAS

- Pedimento intrapaleogeno (degradado)
- Pedimento intrapaleogeno. Con restos de cobertura de alteración

GLACIS

- Glacis Pliocenos
- Glacis Cuaternarios

MODELO DE VERTIENTES

- Laderas degradadas e regularizadas
- Escarpe
- Escarpe abrupto

MODELO GRANITICO

- Berrucales
- Inselbergs

MODELO FLUVIAL

- #### DIVISORIAS FLUVIALES
- En cresta
 - Hombreras
 - Cauces activos
 - Cauces esporádicos
 - Barrancos y/o arroyos de incisión lineal
 - Rampas de entace
 - Llanura aluvial o valle de fondo plano
 - Zonas endorreicas o semendorreicas

TERRAZAS

- Escarpe de terraza
- Depósito de terraza
- Fallas o fracturas con implicaciones morfológicas
- Nucleos urbanos

Escala 1:50.000

CANTARO M (U SALAMANCA)
MADRID 1987

Figura 11

Otro, el notorio encajamiento del río Agueda, a lo largo de su recorrido a través de este dominio (SO-NE) y de algunos de sus afluentes.

Este «aplanamiento» al que hacemos referencia, corresponde a un extenso proceso de pedimentación que parte de los relieves de la Sierra de Gata-Francia, desarrollándose hacia el N y O, en esta Hoja. El Pedimento está degradado por la red fluvial. Sobre el mismo no aparecen restos detríticos, pero sí es preciso reseñar la existencia de restos alteríticos. Estos restos son la base de un perfil de alteración que corresponde, presumiblemente, a la denominada alteración fini-Mesozoica o Pre-Paleocena, cuyo desmantelamiento constituyó el área fuente de los sedimentos terciarios que rellenan la cuenca adyacente.

La variedad litológica del sustrato sobre el que se ha desarrollado la pedimentación condiciona la morfología de dicho pedimento donde se diferencian claramente los afloramientos graníticos de las series metasedimentarias del C. E. G.

De las áreas graníticas destaca el paisaje de berrocal, con formas de tipo «inselberg» (s. l.). En las áreas metamórficas sólo se destacan algunas alineaciones que corresponden a las capas más resistentes, que por alteración-erosión diferencial quedan actualmente en relieve (conglomerado y/o calizas).

Dominio Depositional

El dominio que hemos denominado Depositional ocupa el NO de la Hoja, donde aparecen depósitos arcóscicos o subarcóscicos de la Cuenca de Ciudad Rodrigo, correspondientes al relleno Terciario de la misma. Aunque aludimos a su carácter arcóscico, es también notoria la influencia en la composición de las series detríticas de los aportes procedentes de este borde metamórfico, sobre todo a techo de dichas areniscas.

Este dominio está claramente separado del anterior por una línea neta que constituye el borde escarpado y límite actual de la fosa de Ciudad Rodrigo. Este borde es de origen tectónico y está definido por una línea de fracturación donde localmente observamos la serie Terciaria deformada y dislocada. Esta falla o conjunto de fallas parecen afectar también al Pedimento, cuya génesis sea, posiblemente, anterior al depósito de estas arcosas. Si nos remitimos al borde norte de la Fosa (Hoja 525), las diferencias morfológicas existentes entre ambas nos ponen de manifiesto que este borde sur ha sido el último en funcionar como «borde activo», desde el punto de vista tectónico, y, por tanto, como área fuente de la sedimentación.

Los cuerpos sedimentarios que conforman el relleno de la cubeta son, también en esta zona, abanicos aluviales.

Las formas que destacan en este dominio son, fundamentalmente, glacis o restos de los mismos, degradados como consecuencia del posterior encajamiento fluvial, como sería el caso del glacis de Atalayuela-Valdesapillo, al O, o de los glacis y glacis-terrazas que se observan al pie y a lo largo de la línea de fracturación Alberquería-Puebla de Azaba-Ituero, a la que aludíamos líneas atrás.

Morfología dinámica

La dinámica fluvial ha contribuido, desde su comienzo, al modelado de la morfología de este área: desde la exhumación y degradación de formas antiguas (pedimento o abanicos Terciarios) hasta la génesis de formas directamente ligadas a su evolución: glacis o rampas de migración horizontal de las primeras manifestaciones fluviales y terrazas o aterrazamientos, cuando esta dinámica era ya de encajamiento. Se manifiesta, también, en el modelado y degradación de laderas (o laderas regularizadas), abarrancamiento, etc.

La red fluvial está definida en la zona por tres ríos principales: Agueda, Rivera de Azaba y Rivera de Alamedilla. Los tres cursos paralelos o subparalelos y con dirección NE-SO. Su disposición y la de la mayor parte de los canales tributarios, evidencian una clara adaptación a la tectónica de fracturación de la zona que queda definida por tres direcciones principales: NE-SO (N 30° E), NO-SE (N 140° E) y N-S.

Esta red fluvial presenta diferencias claras cuando se sitúa en un dominio o en otro. Así, en el Dominio Hercínico se encuentra notoriamente encajada, excepto los afluentes del Agueda, en sus cabeceras. En el Dominio Depositional se desarrollan amplios valles dando lugar a la formación de, a veces, dos canales y amplias y continuas terrazas bajas.

4 PETROLOGIA

4.1 ROCAS PLUTONICAS

Ocupan el ángulo SO de la Hoja y constituyen la continuación de la Unidad de Gata de la Hoja 10-23, formando una mancha prácticamente continua de unos 130 Km.² Solamente se pueden distinguir fuera de ellas unos apunta-

mientos mínimos en el área de Villarrubias-Fuenteguinaldo, que en parte son verdaderas felsitas, así como pórfidos.

Dentro de esta Unidad granítica se han distinguido cartográficamente tres facies fundamentales:

- Granito biotítico \pm moscovita de grano grueso y porfídico.
- Granito de grano fino de dos micas y porfídico.
- Granito biotítico \pm moscovita y de grano fino.

4.1.1 GRANITO BIOTITICO \pm MOSCOVITA DE GRANO GRUESO Y PORFIDICO (4)

Es el granito que aparece con mayor extensión y es continuación del granito definido con el mismo nombre en la Hoja 10-23 (Gata) (FIGUEROLA, J. C., et al., 1985).

El porfirismo está originado por los grandes cristales de feldespato potásico de tendencia idiomórfica que varían mucho de tamaño y frecuencia. Hay puntos en que más del 60 por 100 del volumen de la roca está constituido por estos cristales. Es el caso de la Dehesa de La Genestosa o en las inmediaciones de la frontera, cerca de La Alberguería de Argañán. Por el contrario, al NO de Casillas de Flores abundan poco e incluso llegan a faltar en zonas extensas. No se puede mantener aquí que su abundancia crezca de SE a NO, como aparecía en la Hoja 10-23, sino que es de una forma más irregular. La zona con menos porfirismo, o inesistente, estaría entre Casillas de Flores, Alberguería de Argañán y el arroyo de Juan Frías. En las zonas con mucho porfirismo se puede distinguir de forma estadística dos tipos de cristales porfídicos. Uno, siempre dominante, de buen idiomorfismo, secciones cuadráticas, de tamaños de 3-4 cm., alargados según el eje C y con maclas que se interpretan como de Carlsbad. Es frecuente que presenten orientación próxima a N 140° E. El otro tipo de fenocristales es mayor, de 6-7 cm., menos abundante y menos idiomórfico, sin orientación definida y con abundantes figuras de «flaser» con biotita y cuarzo y más frecuentemente con plagioclasas.

Mineralógicamente es el de la Unidad de Gata, de la Hoja 10-23 (Gata), y de forma generalizada está constituida por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita. Casi siempre aparece la moscovita en láminas grandes. La proporción entre estos componentes es variable, pero dado el tamaño de grano no se puede considerar como significativa. Hay, sin embargo, una relativa igualdad entre el feldespato potásico y las plagioclasas, por lo que puede considerarse como granitos monzoníticos.

El cuarzo puede aparecer como gotiforme dentro de los feldespatos y más frecuentemente en sinosis de varios cristales euhedrales.

El feldespato potásico se encuentra formando los fenocristales idiomorfos, así como en cristales pequeños y con carácter intersticial. Presenta maclas Carlsbad y de la microclina. Sus relaciones con las otras fases mineralógicas son cambiantes de unos puntos a otros. Unas veces sustituye a las plagioclasas de una forma evidente; mientras que en otras es una plagioclasa, probablemente albita pura o casi pura y se desarrolla en el borde de los cristales o avanza hacia el interior de los mismos. Independientemente de estos fenómenos aparecen cristales peritéticos de tipo «vein» o «interpretan», y casos de claros «patch».

Las plagioclasas tienen tendencia subhedral y frecuentemente zonada. En los casos en que se ha podido medir, el núcleo es oligoclasa de An 18-22 por 100 y los bordes pueden llegar a ser albiticos de 7-12 por 100. También aparecen plagioclasas ácidas incluidas en el feldes K o bien en el borde de los cristales, sobre todo en los contactos feldes K-feldes K.

Como minerales accidentales, en el sentido clásico del término, se encuentra andalucita, y con menos frecuencia cordierita. La primera se presenta en restos de cristales mayores, incluidas casi siempre en láminas de moscovita. Otras veces la moscovita, siempre en menor proporción que la biotita, aparece en grandes placas o de forma intersticial y seguramente es **secundaria**.

La biotita está normalmente en láminas grandes, incluyendo circón, con halos y apatito. Se observan casos de flexión, así como «kink-band». Casi siempre presenta procesos de cloritización, que pueden llegar a ser muy completos.

4.1.2 GRANITOS DE GRANO FINO DE DOS MICAS Y PORFIDICO (5)

Es similar al granito de dos micas de grano fino definido en la Hoja de Gata (10-23) y perteneciente a la Unidad plutónica del mismo nombre aunque es menor su carácter porfídico, ya que los fenocristales de feldespato no son tan frecuentes. Cuando aparecen son muy similares, muy idiomorfos y sin orientación definida.

Los afloramientos de esta facies granítica aparecen en tres manchas claramente individualizadas aunque con contactos poco definidos con respecto al granito de grano grueso, por lo que la relación entre ambos granitos no es clara, al menos en esta Hoja. No obstante, en base, sobre todo, a obser-

vaciones en la Hoja 10-23 (Gata) se puede constatar que el granito de grano fino encaja en el de grano grueso, por lo que sería posterior.

Estas facies presentan una textura equigranular, alotriomorfa de grano fino. Los fenocristales de feldespatos, si aparecen, son muy euhedrales y de tamaño pequeño. Asimismo, los «spot» de biotita sill cordierita (muy alterados) se presentan con poca frecuencia y dispersos. La moscovita domina sobre la biotita y ésta se encuentra alterada deutéricamente a clorita con rutilo y/o leucoxeno. Las plagioclasas se pueden considerar como términos muy albiticos y frecuentemente dominan sobre el feldespato potásico, que a veces incluye a la albita. Como minerales accesorios aparecen apatito, circon y topacio junto con los de alteración (clorita, leucoxeno, sericita, minerales arcillosos y rutilo).

Por último, señalar que las diferencias observadas en estas facies con respecto a los afloramientos situados en la Hoja de Gata (10-23), porfirismo más escaso y ausencia, al menos aparente de andalucita y sillimanita, no son de entidad suficiente como para suponerlos distintos genéticamente.

4.1.3 GRANITO BIOTITICO ± MOSCOVITA Y DE GRANO FINO (6)

Aparecen en el norte de la Unidad de Gata y no se han localizado en la Hoja 10-23. Cuando frescos, tienen un color grisáceo que pasa a blanquecino amarillo por alteración. Términos similares han sido considerados como granitos de grano fino a medio no porfídico. Hay en realidad algunos puntos, sur de la Atalaya, por ejemplo, en que sí aparece un porfirismo de feldes K disperso con idiomorfismo bastante acusado. Por otro lado, ello no presenta orientación definida.

El contacto entre esta facies y la de grano grueso y porfídico es mediante una fractura E-O en la zona de La Alberguería de Argañán, mientras que en la zona fronteriza con Portugal se observan pequeños enclaves centimétricos de granito de grano fino en la masa de granito porfídico, lo que parece indicar el carácter posterior de este último.

La textura de esta facies de grano fino es alotriomorfa y de tendencia equigranular. El tamaño de grano es de tendencia aplítica, que crea en algunos puntos hasta poderse considerar un granito de grano medio. La composición mineralógica esencial es: cuarzo-feldespato potásico-albita-biotita-moscovita, siendo la proporción entre las micas muy variable. Incluso hay muestras con dominio moscovítico, pero parece que gran parte de la moscovita es secundaria. Por otro lado, la biotita pasa muy frecuentemente a clorita por alteración deutérica.

La proporción de feldes K-albita es también muy variable. Como accesorios o secundarios se encuentran minerales de Fe, topacio, apatito, leucoxeno, rutilo, circón, sericita y minerales arcillosos.

4.2 ROCAS FILONIANAS

Dentro del marco de la presente Hoja son muy escasas las rocas filonianas existentes, pudiendo mencionar diques de cuarzo, pórfidos, venas de aplita no cartografiadas y un dique de episienita que podría ser un lampróvido episienitizado posteriormente.

4.2.1 DIQUES DE CUARZO (3)

Se han localizado diques de cuarzo, siempre con escaso desarrollo tanto en espesor como en longitud, aumentando principalmente en la masa granítica. Sus afloramientos son poco definidos, por lo que en la cartografía únicamente se han marcado dos de ellos, que presentan una estructura algo más definida con direcciones que coinciden en líneas generales con la de la fracturación principal del área N 30-50° E.

4.2.2 EPISIETINA (1)

La episietina es quizá la roca filoniana más interesante. Únicamente se encuentra un dique en toda la Hoja, situado a la salida de Casillas de Flores hacia Navasfrías. Origina bolsas de tonos rosáceos, con un tamaño de gran bien visible a simple vista. Es observable en 100 m. por 40 de potencia y tiene una textura entre diabásica y porfídica de carácter panidiomórfica. Las plagioclasas, de tonos rosas, son el componente leucocrático dominante. No se ha podido determinar su composición. El feldes K está en mucha menos proporción y es de carácter intersticial. Como félicos aparece la augita titanada, junto a la hornblenda, seguramente originada de aquélla, ya que hay bastante rutilo y leucoxeno. Hay también algo de biotita con carácter secundario, junto a ilmenita, apatito, esfena, zoisita, clinzoisita, epidota, perowskita, pennina, sericita y algo de serpentina.

A esta roca la consideramos un lampróvido episienitizado posteriormente y semejante a otros similares que se localizan en las proximidades de Gredos, y sería, pues, la única roca básica que aparece en la presente Hoja.

4.2.3 PORFIDOS (2)

Este tipo de roca filoniana está representada únicamente en el paraje de

Charcos del Concejo, al sur de Fuenteguinaldo, y está relacionado con los granitos biotíticos \pm moscovita de grano grueso. Por problemas de escala en la cartografía se ha exagerado su potencia.

Como particularidad se puede apuntar que el dique está cortado por una fractura N 10° E, con desplazamiento dextro.

4.3 ROCAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO

Las rocas afectadas por metamorfismo de contacto, debido a la intrusión de las rocas graníticas, pertenecen al Complejo Esquisto Grauváquico. Al norte de la localidad de Fuenteguinaldo las rocas afectadas por dicho metamorfismo corresponden a términos de la Unidad Superior, mientras que el sur de la mencionada localidad corresponde a la Unidad Inferior, siendo la extensión superficial de la aureola de metamorfismo muy desigual, menos de 1.000 m. en la zona sur y más de 4.000 en el área del río Aguila.

Debido a la diversidad de tipos de rocas que han sido afectadas por el metamorfismo de contacto, en la cartografía se ha optado por marcar exclusivamente con una sobrecarga el área afectada, describiéndose a continuación los tipos de rocas más representativas.

- Esquistos micáceos nodulosos con textura lepidoblástica, granoblástica y maculosa, con moscovita y/o biotita y sericita, con escaso cuarzo, como mineralogía esencial. La textura nodulosa está constituida por agregados de biotita-moscovita.
- Pizarras maculosas con textura blastopelítica nodulosa, con sericita y moscovita como minerales esenciales. En general, en la actualidad, de la blastesis original, debida al metamorfismo de contacto, sólo se observan sus productos de alteración.
- Metapelitas maculosas con textura blastopelítica y maculosa con mineralogía y alteración análoga a los descritos anteriormente.
- Metapelitas carbonosas maculosas con textura blastopelítica y maculosa con mineralogía análoga a los anteriores grupos y que presentan un contenido variable de material carbonoso. También este grupo es general que de la blastesis mineral producida por el metamorfismo de contacto sólo se observa actualmente sus productos de alteración.
- Calizas y dolomías donde el metamorfismo de contacto a borrado las texturas deposicionales originales, desarrollando una morfología característica: diópsido en cristales poiquiloblásticos y minerales del grupo de la epidota clinozoisita en masas irregulares y dispersos.

Por último, resaltar que la zona metamórfica a la que pertenecen las diferentes rocas descritas, corresponde a la de la facies de corneanas hornbléndicas.

4.4 PETROLOGIA IGNEA

Las rocas plutónicas de la Hoja, así como las filonianas que les acompañan, se consideran ligadas al ciclo hercínico, con la excepción de algunas formaciones de cuarzo que aparecen en fracturas tensoriales claramente posthercínicas (y no tardihercínicas).

Los granitos fundamentales de las tres unidades se les supone de tipo S dada sus características mineralógicas y la riqueza en Al. Son de origen mesocrustal y emplazados en niveles superiores, quizá con temperaturas en el encajante de 350 a 400 grados.

De los análisis químicos realizados (fig. 12) se deduce que los granitos de la presente Hoja corresponden a leucogranitos peraluminosos ricos en K_2O , aunque el índice de color parece demasiado elevado.

4.5 PETROLOGIA METAMORFICA

4.5.1 METAMORFISMO REGIONAL

La mayoría de los matasedimentos estudiados presentan texturas blastopéliticas, blastosamíticas y blastosefíticas, en las que es posible reconocer las texturas clásticas originales con distinto grado de recristalización y deformación. Únicamente en las zonas próximas a la unidad granítica se observa un aumento del gradiente de deformación y temperaturas 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 permite 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-anfibol-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. Posteriormente se reconoce una débil crenulación que tiene desarrollo local.

ANALISIS QUIMICOS
ELEMENTOS MAYORES

MUESTRA	I 9005	I 9008	I 9013	I 9032	II 9094	II 9102	I 9107	I 9163	I 9217
SiO ₂	73,11	73,85	70,99	74,04	74,16	74,18	73,89	70,33	71,85
TiO ₂	0,38	0,31	0,41	0,63	0,18	0,14	0,12	0,50	0,37
Al ₂ O ₃	14,67	14,94	15,21	14,40	14,36	13,92	14,36	15,39	14,48
Fe ₂ O ₃	0,14	0,40	0,55	0,40	0,24	0,26	0,31	0,75	0,54
FeO	1,68	1,00	1,44	1,50	1,00	0,98	0,49	2,21	2,01
MnO	0,04	0,03	0,04	0,04	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02
MgO	0,48	0,31	0,53	0,44	0,45	0,40	0,30	0,98	0,70
CaO	0,76	0,53	0,73	0,61	0,73	0,68	0,64	1,08	1,01
Na ₂ O	2,53	2,49	2,68	2,49	3,57	3,45	3,62	3,11	3,16
K ₂ O	5,29	5,30	5,20	4,61	4,52	4,48	4,69	4,81	4,60
P ₂ O ₅	0,25	0,32	0,22	0,28	0,30	0,37	0,30	0,25	0,25
H ₂ O	0,42	0,27	2,09	0,76	0,41	0,78	0,61	0,39	0,79
TOTAL	99,75	99,75	100,09	99,93	99,94	99,67	99,80	99,83	99,87

ELEMENTOS TRAZA

Li	126	128	101	160	163	211	100	99	117
Rb	308	380	295	318	244	314	250	241	288
Ba	625	376	417	418	100	89	133	211	280
Sr	115	58	79	58	21	9	28	61	68

- I Granito biotítico ± Moscovita de grano grueso.
II Granito biotítico ± Moscovita de grano fino.

Figura 12

4.5.2 METAMORFISMO DE CONTACTO

La superposición del metamorfismo de contacto producido por las rocas ígneas sobre los materiales con metamorfismo regional, queda patente por la presencia de cordierita que aparece escasamente alterada a pinnita, siendo las asociaciones minerales propios de un metamorfismo de bajo grado a medio.

Las rocas graníticas están emplazadas a niveles bastante altos de la corteza, como atestigua el metamorfismo de contacto poco intenso que llega a dar nódulos no muy definidos de cordierita en extensión pequeña, incluso en «roof pendent».

Los metablastos formados en la etapa de metamorfismo de contacto engloban de una forma muy clara a la esquistosidad regional y a los minerales de dicho metamorfismo. Así, pues, el metamorfismo de contacto es postcinemático con respecto a la etapa principal de deformación Hercínica (primera fase).

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 series definidas en los sedimentos del Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior (ALVAREZ NAVA, H., 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 están 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.

Posteriormente tiene lugar la intrusión de las masas graníticas que producen un metamorfismo de contacto de grado bajo a medio en los materiales del C. E. G. Fuera del contexto de esta Hoja, este metamorfismo afecta a los sedimentos del Ordovícico (Hojas de Miranda del Castañar, Casar de Palomero, Cáceres, etc.).

A continuación se producen los reajustes tectónicos que dan lugar a diversos sistemas de fracturas tardi y posthercínicas, entre los cuales cabe destacar tres familias: N 90-140° E, N 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 rellenarán 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.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA

En el ámbito de la Hoja son bastante numerosos los indicios mineros, siendo las mineralizaciones existentes de Sn y W, principalmente.

Desde el punto de vista genético y morfológico se pueden dividir los indicios en dos tipos:

- a) *Relacionados con pequeños diques dentro de los materiales graníticos:* Constituyen antiguas labores, hoy día abandonadas, que explotaban pequeños diques, generalmente de cuarzo, que presentan dos direcciones preferentes, una muy norteada y otra ligada a la dirección principal de fracturación del área N 30° E.
- b) *Yacimientos de tipo aluvionar:* De este tipo existen varios indicios, principalmente de Sn, dentro de la superficie que ocupa la Hoja (fig. 13). Se trata de aluviales actuales y terrazas relacionadas con la Rivera de Azaba y afluentes y la Rivera de Alamedilla. También existen indicios de mineralizaciones de Sn en los depósitos de glaciais plioceno al sur de Alamedilla.

Alguno de este tipo de indicios ha sido explotado en tiempos recientes y, al parecer, en la actualidad, únicamente existen labores, y no continuas, en los aluviones próximos a Puebla de Azaba.

6.2 CANTERAS

Las únicas explotaciones activas son las existentes en el área de Ituro de Azaba, donde de forma intermitente se extrae arena, para su uso como árido, de las terrazas allí situadas.

Como material de construcción en general existen frentes de canteras, hoy abandonados, en varios puntos dentro de los metasedimentos del C. E. G., pizarras y cuarzo grauvacas, principalmente.

Aparte, mencionar las labores antiguas, como aglomerantes, existentes en las calizas de la Unidad Superior del C. E. G., en el área de Fuenteguinaldo.

6.3 HIDROGEOLOGIA

La superficie de la Hoja de Fuenteguinaldo pertenece en su totalidad a la cuenca hidrográfica del Duero, siendo sus cursos de agua más significativos el río Agueda y la Rivera de Azaba.

Desde el punto de vista hidrogeológico se puede dividir la Hoja en dos zonas claramente distintas: zona del dominio Hercínico y zona de depósitos terciarios.

- a) *Dominio Hercínico:* Ocupa aproximadamente el 75 por 100 de la super-

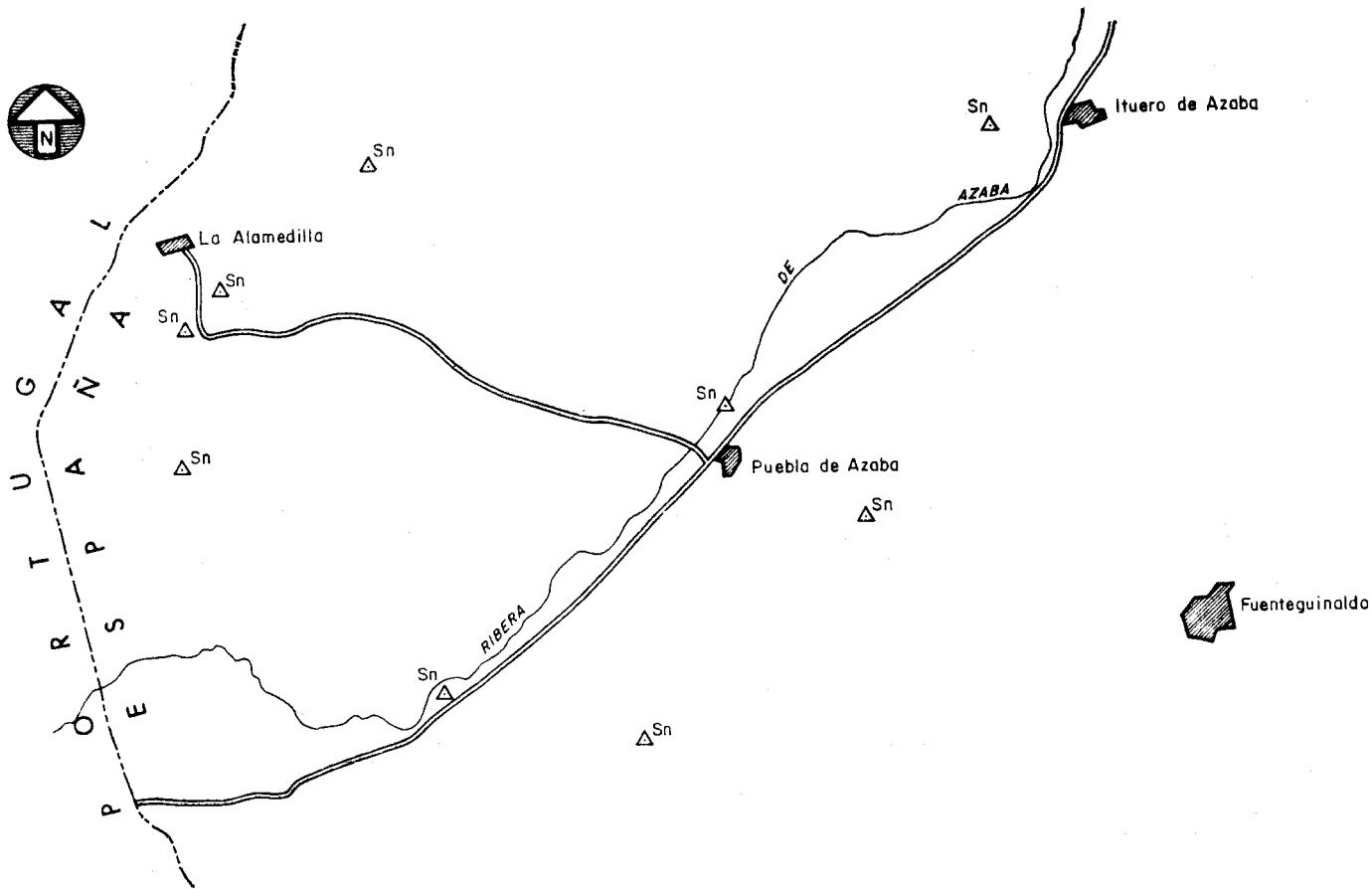


Figura 13.—Situación de los principales indicios de estaño en formaciones de tipo aluvionar.

ficie y está ocupado por materiales graníticos y por metasedimentos del C. E. G. La posibilidad de captación de aguas subterráneas en este dominio se limita a las zonas con fracturación preferente y, en el caso de las rocas graníticas, a áreas con especial desarrollo de la alteración superficial.

- b) *Depósitos terciarios*: Rellenan la denominada fosa tectónica de Ciudad Rodrigo y están constituidos principalmente por materiales permeables con buena recarga y, por tanto, susceptibles de constituir un buen acuífero. En este sentido hay que hacer mención al «Estudio Hidrogeológico del Pasillo de Ciudad Rodrigo» (IGME, 1981), donde se expone que desde un punto de vista general se trata de un acuífero con potencias que varían entre pocos metros y más de trescientos, esto en zonas muy específicas, fuera del contexto de la Hoja de Fuenteguinaldo, pudiéndose considerar un espesor medio de 100 m. Dado que los niveles por lo general están a 10 m. de profundidad, se podría establecer un espesor saturado de unos 90 m. Este mismo estudio aporta también las siguientes características para el citado acuífero:

- Caudales medios: 10-12 l/s.
- Transmisividad media: 50 m²/día.
- Tipo de acuífero: libre.
- Coeficiente de almacenamiento: 5 a 10 por 100.
- Recarga por agua de lluvia: 90 a 150 Hm³/año (años secos) y 290 a 350 Hm³/año (años húmedos).

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)». *Primera Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero*, t. I, pp. 59-83.

ALONSO GAVILAN, G., y CANTANO, 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.

ALVAREZ-NAVA, H.; GARCIA CASQUERO, J. L.; GIL, A.; HERNANDEZ URROZ, J.; LORENZO, S.; LOPEZ DIAZ, F.; MIRA, M.; MONTERERIN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M. V.; PICART, J.; ROBLES, R.; SANTAMARIA, J. & SOLE, F. J. (1988).—«Unidades litoestratigráficas de los materiales Precámbrico-Cámbrico en la mitad suroriental de la Zona Centro-Ibérica». *II Congr. Geol. España*, vol. 1, pp. 19-22.

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.

BARD, J. P.; CAPDEVILA, R., y MATTE, Ph. (1970).—«Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Centrale)». *C. R. Acad. Sci. Paris*, 270, 2630-2633.

BARD, J. P.; CAPDEVILA, R.; MATTE, Ph., y RIBEIRO, A. (1973).—«Geotectonic model for the Iberian Variscan Orogen». *Nature Physical Science*. V. 241 15. January 15.

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

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

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

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

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

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

- BASCONES ALVIRA, L.; 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 litoestratigrafico». VII Reunión Gest. O Peninsular. Madrid. *Cuadernos de Geol. Ibérica*, 7, 645-651.
- BERNARDO DE SOUSA, M. (1982).—«Litostratigrafia e estrutura do "Complexo Xisto-Grauvaquico Ante-Ordovícico". 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». *Elsevin*, Amsterdam, 168 pp.
- BOUYX, E. (1962).—«La edad de los esquistos de la Alcudia». *Notas y Com. del Inst. Geol. y Minero de España*, núm. 66, pp. 197-200.
- BOUYX, E. (1970).—«Contribución a l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridional (Ciudad Real et Badajoz)». *Mem. del Inst. Geol. y Min. de España*.
- CANTANO, M., y MOLINA, E. (in litt.).—«Aproximación a la evolución morfológica de la fosa de Ciudad Rodrigo, Salamanca». *Studia Geologica*.
- 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.
- COOK, H. E. & TAYLOR, M. E. (1977).—«Comparison of continental slope and shelf environments in the Upper Cambrian and Lowest Ordovician of Nevada». In: «Deep-water carbonate environments» (Cook & Enos Eds.). *Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ.*, núm. 25, pp. 51-81.
- COOK, H. E.; MCDANIEL, P. N.; MOUNTJOY, E. W. & PRAY, L. C. (1972).—

«Allochthonous carbonate debris flows at Devonian bank ("reef") margins Alberta, Canada». *Can. Petrol. Geol. Bull.*, vol. 20, pp. 439-497.

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

CORRETGE, L. G.; 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-Garro villas (provincia de Cáceres)». *I Congreso Español de Geología*, t. II, pp. 97-108.

CORRETGE, L. 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, L. G., y LOPEZ-PLAZA, M. (1976).—«Geología del área granítica al oeste de Ciudad Rodrigo (Salamanca). I. El Complejo Esquisto Grauváquico: Estratigrafía, Metamorfismo y Deformación». *Studia Geológica*, XI, pp. 121-149. Salamanca.

CORRETGE, L. G., y LOPEZ-PLAZA, M. (1977).—«Geología del área granítica y metamórfica al oeste de Ciudad Rodrigo (Salamanca). II. Las rocas graníticas». *Studia Geológica*, XII, pp. 47-73. Salamanca.

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

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

DAVIES, G. R. (1977).—«Turbidites, debris sheets, and truncation structures in Upper Paleozoic deep-water carbonates of the Sverdrup basin, Artic Archipelago». In: «Deep-water carbonate environments» (Cook & Enos, Eds.), *Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ.*, núm. 25, pp. 221-247.

DIEZ BALDA, M.ª 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.^o 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.^o A. (1983).—«Características del elipsoide de deformación finita ligado a la segunda fase hercínica en área meso y catazonales del sur de la provincia de Salamanca». *Studia Geológica Salmanticensis*, XVIII, pp. 65-80. Salamanca.
- DIEZ BALDA, M.^o A. (1986).—«El Complejo Esquisto Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca». *Acta Salmanticensis*, 52, 162 pp. Salamanca.
- DOTT, R. H. & BIRD, K. J. (1979).—«Sand transport through channels across and Eocene shelf and slope in Southwestern Oregon». In: «Geology of continental slopes» (Doyle, L. J. & Pilkey, O. H., Eds.). *S. E. P. M. Spec. Publ.*, núm. 27, pp. 327-342.
- EGOZCUE, D. J., y MALLADA, D. L. (1976).—«Memoria geológico-minera de la provincia de Cáceres». *Imprenta de Manuel Tello*. Madrid.
- 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.
- GALLOWAY, W. E. & HOBDDAY, D. K. (1983).—«Terrigenous clastic depositional systems. Applications to petroleum, coal and uranium exploration». Ed Springer Verlag, New York, 423 pp.
- 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. (1963).—«El dique diabásico del norte de Extremadura». *Notas y Com. Inst. Geol. de España*, núm. 69, pp. 43-78.
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1965).—«La continuación hacia el SO del dique básico de Plasencia (Cáceres)». *Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, núm. 77 (129-164).
- GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y PARGA, R. (1968).—«Sobre los ortogneises de Traguntia-Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica». *Acta Geológica Hispana*, t. III, núm. 3, pp. 69-72.
- 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 Ordovícico-Silúrico de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros». *Separata de Studia Geológica*, II, pp. 45-46.

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y PARGA, J. R. (1971).—«Características fundamentales de los "Sierros" de la provincia de Salamanca». *Bol. Geol. Min.*, t. LXXXII, III-IV, pp. 287-290. Madrid.

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

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y CARNICERO, (1973).—«El extremo noroeste del gran dique de Alentejo-Plasencia». *Studia Geológica*, 6, 73-84.

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y FRANCO, P. (1975).—«Las formaciones infraordovícicas y el borde de las granodioritas al este de Guijuelo (Salamanca)». *Estud. Geológ.*, V, XXXI, pp. 487-500.

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; CORRETGE, L. G., y BEA, F. (1974).—«El dique de Alentejo-Plasencia y haces de diques básicos». *Boletín Geológico y Minero*, t. LXXXV-III.

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; 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*.

HISCOTT, R. N. & MIDDLETON, G. V. (1979).—«Depositional mechanics of thickbedded sandstones at the base of a submarine slope, Tourelle Formation (Lower Ordovician), Quebec, Canada». *S. E. P. M. Spec. Publ.*, núm. 27, pp. 307-326.

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

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

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

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

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

- IGME.—«Mapa metalogenético de España, E. 1/200.000. Número 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 Messeta». *Geotekt. Fosch*, 6, 78-92.
- LOTZE, F. (1960).—«El Precámbrico de España». *Notas y Com. Instit. Geol. y Min.*, núm. 60, pp. 227-240.
- LOTZE, F. (1969).—«El Cámbrico de España. Primera Parte». *IGME*.
- LOWE, D. R. (1976).—«Grain flow deposits». *Jour. Sed. Petrology*, 146, 1, 187-199.
- 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). San Vicente de Alcántara». *IGME*.

- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1982).—«Estudio geológico de los materiales anteordovícicos y paleozoicos del Sinclinal de Cañaverál». *IGME*.
- MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1982).—«Mapa Geológico de España, E. 1/50.000. 2.º 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.º Serie. Hoja núm. 595 (9-24). Teso Moreno». *IGME*.
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y CORRETGE CASTAÑÓN, L. G. (1980).—«Mapa Geológico de España, E. 1/50.000. 2.º Serie. Hoja núm. 703 (10-28). Arroyo de la Luz. *IGME*.
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y CORRETGE CASTAÑÓN, L. G. (1982).—«Mapa Geológico de España, E. 1/50.000. 2.º Serie. Hoja núm. 650 (11-26). Cañaverál». *IGME*.
- MARTIN HERRERO, D.; BASCONES ALVIRA, L., y GARCIA DE FIGUEROLA, L. C. (1984).—«Mapa Geológico de España, E. 1/50.000. 2.º Serie. Hoja núm. 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.º Serie. Hoja núm. 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.º Serie. Hoja núm. 623 (12-25). Malpartida de Plasencia». *IGME*.
- MATTE, P., y RIBEIRO, A. (1975).—«Forme et orientation de l'elipsoïde de deformation dans la virgation Hercynienne de Galice. Relations avec le plissement et hypotheses sur la general de l'arc Ibero-armoricain». *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 280 (20 junio 1975).
- MCCUBBIN, D. G. (1982).—«Barrier —island and strand-plain facies». In: «Sandstone depositional environments» (Scholle, P. A. & Spearing, D., Eds.). *Am. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, núm. 31, pp. 247-279.
- MIALL, A. D. (1977).—«Fluvial Sedimentology». *Canadian Society of Petroleum Geologist*, Calgary, Alberta, Canada.
- MILLER, C. F.; STODDARD, E. F.; BRADFISH, L. J., y DOLLASE, W. A.

- (1981).—«Composition of plutonic muscovite: genetic implications». *Canad. Mineral.*, 19, 25-34.
- MINGARRO MARTIN, F.; MINGARRO MARTIN, E., y LOPEZ DE AZCONA, M.^o C. (1971).—«Mapa Geológico de España, E. 1/50.000. 1.^a Serie. Hoja núm. 525 (10-21). Ciudad Rodrigo». *IGME*.
- MOLINA, E., y JORDA, J. (1984).—«Le piémont nord du "sistema central" espagnol dans la province de Salamanca». *Montagnes et piémonts*. RGPSO, 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. Astúrica*, año XX, núm. 1. Oviedo.
- MUTTI, E. (1977).—«Distinctive thin-bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South Central Pyrenees, Spain)». *Sedimentology*, vol. 24, pp. 107-131.
- 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 Excursiones A-11*, pp. 21-36, Nice (Italia).
- NOZAL MARTIN, F., y ROBLES CASAS, R. (1988).—«Series y correlación de los materiales anteordovícicos en los Montes de Toledo y el sur de Salamanca». *Congreso Geológico de España. Sociedad Geológica de España*, vol. 1, pp. 139-143.

- OEN ING SOEN (1970).—«Granite intrusion Folding and Metamorphisme in Central northern Portugal». *Bol. Geol. y Min. 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, fasc. III y IV, pp. 234-238.
- PARGA, J. R., y VEGAS, R. (1971).—«El Precámbrico en el cinturón hercínico de la Península Ibérica». *Real Sociedad Española de Historia Natural. Volumen extraordinario del Primer Centenario*, 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.
- 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 Salmanticensis*, 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. I, 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.
- 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 COLAGONO, M. L. (1981).—«Pliocene tan 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-Cámbricos del Domo de Las Hurdes: Existencia de tres series sedimentarias 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)». *Estudia Geológica*, 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 (provincias 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 Salmanticensis*, 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.^a (1985).—«Mapa Geológico de España, E. 1/50.000. 2.^a Serie. Hoja núm. 574 (11-23). Casar de Palomero». *IGME*.
- RUPKE, N. A. (1978).—«Deep clastic 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 LANCHÁ, 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*, fasc. 5-6, 228-230. Paris.

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

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

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

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

UGIDOS, J. M.ª; RODRIGUEZ ALONSO, M.ª D.; MARTIN HERRERO, D., y BASCONES ALVIRA, L. (1985).—«Mapa Geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª Serie, Hoja núm. 575 (12-23). Hervás». *IGME*.

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

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 de Cámbrico en el Valle de Alcuña y en las Sierras de Cáceres y N 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 Grauwáquico en relación con otras series "prearening" de España Central». *Studia Geológica*, XII, pp. 207-215.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

Ríos Rosas, 23 - 28003 MADRID