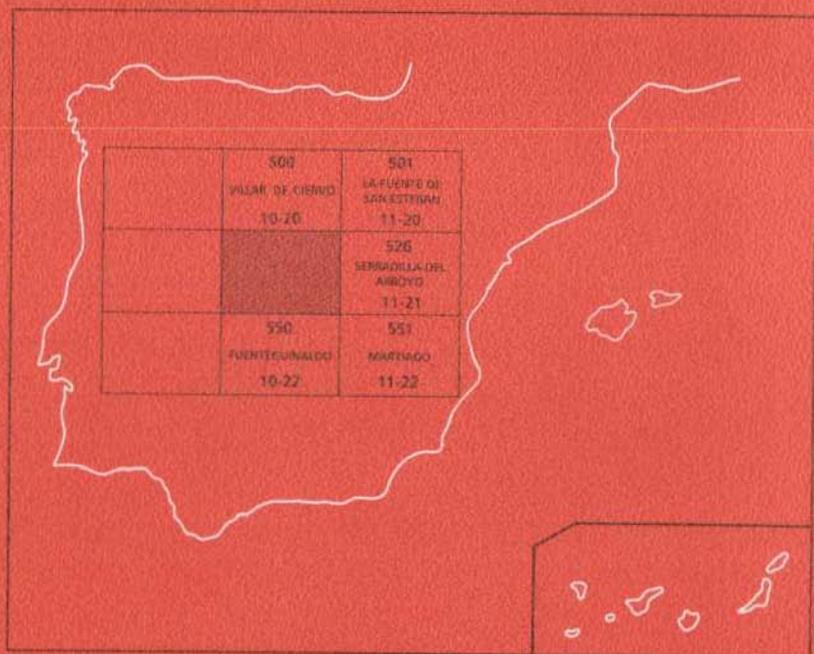




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



CIUDAD RODRIGO



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala ,1: 50.000

CIUDAD RODRIGO

Primera edición

MADRID, 1990

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas 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 Técnicos Superiores:

Geología de campo, síntesis y Memoria:

— Martín Herrero, D.; Albert Colomer, V.; López Plaza, M., y Rodríguez Alonso, M.ª D.

Colaboradores:

- *Geología estructural*. Díez Balda, M.ª A., del Dpto. de Geotectónica de la U. de Salamanca.
- *Sedimentología del Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior*: Rodríguez Alonso, M.ª D., del Dpto. de Petrología de la U. de Salamanca.
- *Sedimentología de carbonatos y memoria del Precámbrico Superior - Cámbrico Inferior*: Valladares, I, del Dpto. de Estratigrafía de la U. de Salamanca.
- *Sedimentología del Paleozoico*: Carballeira Cueto, J., del Dpto. de Estratigrafía de la U. de Salamanca.
- *Cuaternario y Geomorfología*: Cantano, M., del Dpto. de Geomorfología de la U. de Salamanca.
- *Petrografías*: Rodríguez Alonso, M.ª D., y Gonzalo Corral, J. C., del Dpto. de Petrología de la U. de Salamanca.
- *A. Químicos*: Bea, F., del Dpto. de Petrología de la U. de Salamanca.
- *Micropaleontología*: Liñán, E., y Palacios, T., de los Dptos. de Paleontología de la U. de Zaragoza y Badajoz, respectivamente.
- *Minerales pesados y ligeros*: Rincón, R., del Dpto. de Estratigrafía de la U. Complutense de Madrid.
- *Rayos X*: Brell, J. M., del Dpto. de Estratigrafía de la U. Complutense de Madrid.

Direcciones y supervisión del ITGE:

— 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 que incluye:

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

Depósito Legal: M-18.512-1990

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	6
1.2 Ordovícico Inferior	26
1.2.1 Cuarcitas. Cuarcita armoricana (18)	26
1.3 Paleógeno	29
1.3.1 Eoceno	29
1.3.1.1 Areniscas con intercalaciones de fangos (19),	29
1.3.2 Oligoceno	33
1.3.2.1 Arcosas y arenas feldespáticas (20)	33
1.4 Neógeno	38
1.4.1 Mioceno Inferior	38
1.4.1.1 Arcosas, arenas gruesas y gravas con cantos (21)	38
1.4.2 Mioceno Medio	40
1.4.2.1 Gravas y cantos (22)	40
1.5 Cuaternario	40
1.5.1 Pleistoceno Inferior	41
1.5.1.1 Cantos, arenas y arcillas. Glacis (23)	41
1.5.1.2 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terrazas (24, 25 y 26)	41
1.5.2 Pleistoceno Superior	42
1.5.2.1 Bloques y cantos angulosos con matriz arenosa. Derrubios de ladera (27)	42
1.5.2.2 Arenas feldespáticas con matriz arcillosa. Coluvión (28)	42
1.5.2.3 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terrazas (29 a 37)	42
1.5.2.4 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Aluvial y llanura aluvial (38)	42
2 Tectónica	43
2.1 Introducción	43

	Páginas
2.2 Estructuras prehercínicas	43
2.3 Estructuras hercínicas	44
2.3.1 Primera fase de deformación	45
2.3.2 Segunda fase de deformación	57
2.3.3 Otras deformaciones	62
2.3.3.1 Pliegues tardíos	62
2.3.3.2 Esquistosidad tardía	62
2.3.3.3 Lineaciones tardías	64
2.3.3.4 Fracturas	64
2.3.4 Fracturas	66
3 Geomorfología	67
4 Petrología	70
4.1 Rocas plutónicas	70
4.1.1 Granodioritas y granitos de grano fino porfídico (4) ...	70
4.1.2 Granodioritas y granitos porfídicos y de grano grueso (5) ...	71
4.1.3 Granitos monzoníticos de grano medio y de dos micas±andalucita (6) ...	72
4.1.4 Leucogranitos aplo-pegmatíticos (7)	73
4.1.5 Granitos de grano fino (cupuliformes?) (8)	74
4.1.6 Apófisis graníticas (±moscovita±turmalina) (9) ...	74
4.2 Rocas filonianas	75
4.2.1 Felsitas (1)	75
4.2.2 Aplitas (2)	75
4.2.3 Cuarzo (3)	76
4.3 Rocas con metamorfismo de contacto	77
4.4 Petrología ígnea	78
4.5 Petrología metamórfica	79
4.5.1 Metamorfismo regional	79
4.5.2 Metamorfismo de contacto	82
5 Historia geológica	83
6 Geología económica	84
6.1 Minería	84
6.2 Canteras	86
6.3 Hidrogeología	87
7 Bibliografía	88

0 INTRODUCCION

La Hoja de Ciudad Rodrigo, núm. 525 (10-21) se encuentra situada en la zona suroccidental de la provincia de Salamanca, y forma frontera con Portugal.

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

Los materiales que configuran la Hoja se encuentran representados por rocas sedimentarias en un 85 por 100 de la superficie total, que están, a su vez, incluidas dentro del Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior, Ordovícico Inferior, Terciario y Cuaternario. El resto aparece ocupado por rocas graníticas del área de Vilar Formoso-Fuentes de Oñoro, pertenecientes, a su vez, al batolito de Guarda (Portugal).

La estructura responde a las mismas características regionales en la que se encuadra. Destacan como más acusadas la existencia de una primera fase de deformación hercínica que origina pliegues de dirección ONO-ESE de plano axial subvertical, en ocasiones convergentes al NE, que lleva asociada una esquistosidad de flujo S_1 muy marcada en los términos más pelíticos.

Con posterioridad se produce una segunda fase de deformación con pliegues de dirección general E-O y esquistosidad de flujo asociada con buzamientos generalizados hacia el sur. Por último, tienen lugar movimientos tardíos que originan algunos repliegues de las trazas previas de Fase 1 y 2, con esquistosidad de crenulación observada a nivel puntual.

También es importante los sistemas de fracturación tardihercínicos que reactivados por la Orogenia Alpina va a dar lugar a una tectónica de bloques, sobre los que se sedimentaron los materiales terciarios de la Fosa de Ciudad Rodrigo.

Hay que mencionar que con anterioridad a los movimientos hercínicos tienen lugar, al menos, dos deformaciones Precámbricas y otra Cámbrica (Fase Sárdica), que puede ser observada en diversos puntos de la provincia de Salamanca.

La morfología viene reflejada por un contraste marcado preferentemente por la diversidad litológica que condiciona los relieves o superficies existentes. Los mayores relieves corresponden a las Sierras de Camares y Torralba, con 846 m. de altitud, y en el área de La Encina, en las zonas NE y SE de la Hoja. El resto presenta una altitud media de unos 700 m., aproximadamente.

Destacan las superficies desarrolladas por los abanicos terciarios adosados al bloque sur de la Fosa de Ciudad Rodrigo. Son abundantes los arroyos que vierten sus aguas al río Agueda, pertenecientes todos ellos a la Cuenca del Duero.

Entre los antecedentes geológicos más recientes cabe mencionar, entre otros, las tesis doctorales de ROLP, P. (1975), RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D. (1982) y DIEZ BALDA (1982), y los trabajos de LOTZE, F. (1945-1969), CORRETGE CASTAÑÓN et al. (1977), LOPEZ PLAZA, M., et al. (1987), POLO, M. A., et al. (1987), RODA, J. (1981), JORDA, J. F. (1983), ALONSO GAVILAN, G., et al. (1987) y CANTANO, M., et al. (1987).

También queremos mencionar los trabajos de investigación de fosfatos realizados por MAYASA (1986-88) en el área S de Salamanca y S de Ciudad Rodrigo [Fuenteguinaldo-Pastores] y las publicaciones que sobre esta misma zona realizaron ALVAREZ NAVA, H., et al. (1988) y ROBLES CASAS, R., et al. (1988), referidas a la existencia de discordancias y correlaciones de los materiales Precámbrico-Cámbricos.

1 ESTRATIGRAFIA

1.1 PRECAMBRICO SUPERIOR - CAMBRICO INFERIOR

Los materiales incluidos en este apartado corresponden a los metasedimentos más antiguos que aparecen en esta Hoja.

Desde el punto de vista litoestratigráfico, RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D. (1985) distingue dos grandes unidades superpuestas a las que denomina Unidad Inferior y Superior, respectivamente.

Los últimos estudios realizados en el área de Fuenteguinaldo-Pastores, por ALVAREZ NAVA, H. et al. (1988) y ROBLES CASAS, R. et al. (1988) pertene-

cen a un trabajo más amplio e incluido en una investigación de fosfatos realizada por MAYASA, durante los años 1986-88. En estas publicaciones los materiales existentes se agrupan según tres Series: Inferior, Intermedia y Superior.

Comparando ambos estudios que fueron realizados en el área de Fuentequinaldo-Pastores, se establece que la Unidad Inferior corresponde «grosso modo» con la Serie Inferior y la Unidad Superior se corresponde también «grosso modo» con el conjunto formado por la Serie Intermedia más la Superior (ROBLES CASAS, R. et al., 1988), ya que los criterios utilizados para establecer las Unidades Inferior y Superior por RODRIGUEZ ALONSO, M. D. (op. cit.) son diferentes a los utilizados por ROBLES CASAS, R. et al. (op. cit.) para establecer las Series Inferior-Media y Superior.

Tramos cartográficos

Los diferentes tramos cartográficos representados en el plano geológico se han agrupado de la siguiente manera:

SERIE INFERIOR

— Grauvacas y pizarras (10). Precámbrico Superior.

Se incluyen en este grupo a un conjunto de materiales con predominio pelítico que intercalan paquetes arenosos de potencia diversa, junto con niveles dispersos de microconglomerados y conglomerados (estos últimos, ausentes en esta Hoja). Aparecen al S y SE de la que nos ocupa.

El corte más representativo de esta Serie Inferior se localiza en la Ribera de Azaba I, O de C. Rodrigo, sobre la que se sitúan los materiales de la Serie Superior (fig. 1).

SERIE INTERMEDIA

Sobre los sedimentos de la Serie Inferior se depositaron en clara discordancia una serie constituida por pizarras negras y calizas y areniscas calcáreas pertenecientes también al Precámbrico Superior.

— Pizarras negras (11).

Se trata de pelitas negras carbonosas con piritas e intercalaciones centimétricas de niveles más claros pelíticos que definen una laminación paralela.

Los afloramientos más representativos se encuentran al S de C. Rodrigo, y en el área de Pastores, dentro ya de la Hoja de Serradilla del Arroyo, limítrofe por el E, de la que nos ocupa.

— Calizas y areniscas calcáreas (12).

Este tramo cartográfico se encuentra representado en conjunto por calizas y areniscas calcáreas y sólo aparecen aflorando en el área O de C. Rodrigo.

Las calizas, en general bien estratificadas, alternan con areniscas calcáreas en secuencias de 10-30 cm. Al E de Gallegos de Argañán se encuentran calizas arenosas con la superficie inferior erosiva planar en capas finas que incluyen niveles de brechas calcáreas granosoportadas.

SERIE SUPERIOR

En discordancia sobre la Serie Intermedia descrita, se sitúa un conjunto de materiales constituido por brechas calcáreas, calizas y pelitas que ocupan la mayor extensión superficial de los sedimentos anteordovícicos del área y que corresponde ya al Cámbrico Inferior.

Esta Serie Superior llega a erosionar a gran parte de los materiales de la Serie Intermedia, por lo que nos encontramos en zonas a la Serie Superior directamente emplazadas sobre la Inferior. Los tramos cartográficos representados son:

— Brechas calcáreas (13).

Con esta denominación se agrupa una serie de materiales formados por pizarras arenosas con bloques de conglomerados, calizas, pizarras y areniscas, conglomerados polimícticos con matriz calcáreo-arenosa que incluyen bloques de calizas y conglomerados poligénicos de cantos de caliza y arenoso-cuarzosa que presentan orientación planar e imbricación de cantos.

A techo se observan areniscas calcáreas y calizas arenosas en capas de 10 a 30 cm. de potencia.

Los cortes más representativos se encuentran al NE de Gallegos de Argañán (Cerro de Ombo) para el área O de C. Rodrigo, y en las proximidades a La Encina (Sierra Grande), al S de C. Rodrigo y dentro ya de la zona de Fuenteguinaldo-Pastores.

— Pelitas grises, pelitas negras y areniscas (14), areniscas (16) y conglomerados (17).

La mayor parte de los sedimentos de la Serie Superior están representados por un conjunto formado por pelitas grises y negras y areniscas (17), que intercalan algunos niveles cartografiados de areniscas (16) y conglomerados (17). La columna tipo está reflejada en la figura 1, y se ha tomado a lo largo de la Ribera de Azaba.

RIBERA DE AZABA (O DE C. RODRIGO)

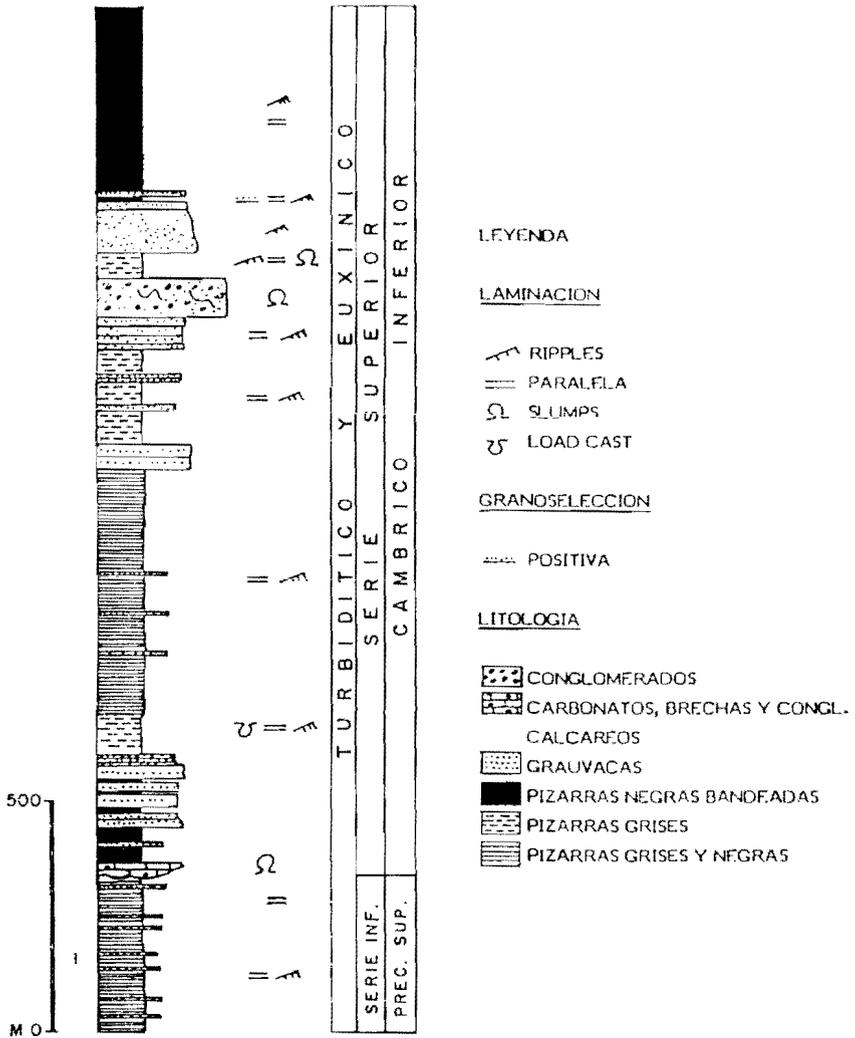


Figura 1.

Los niveles de los conglomerados y areniscas conglomeráticas tienen granoselección normal o inversa, y destacan en el conjunto pelítico. Aparecen estratificados en capas variables de escasos centímetros a 50 cm., sobre todo en los niveles conglomeráticos.

En cuanto a las pizarras negras y grises, se encuentran niveles milimétricos, en donde se observan estructuras lenticulares. Cuando la proporción de arena es mayor, los niveles aumentan con potencia centimétrica.

— Pelitas negras y bandeadas (15).

Este grupo litológico se encuentra intercalado en toda la Serie Superior y concretamente corresponde al techo de la Serie tipo establecida en la Ribera de Azaba (fig. 1).

Es una formación muy característica, ya que constituyen buenos niveles guías en todo el área de la Hoja y en la región.

Están constituidos por una alternancia centimétrica de pelitas grises y negras con abundante materia orgánica que contienen cubos de piritita y nódulos de fosfatos diseminados.

En función de la cantidad de materia orgánica, las pizarras son grises a negras y tienen una disposición en bandas centimétricas a milimétricas alternantes que dan el aspecto bandeado.

Sedimentología de rocas siliciclásticas

Desde el punto de vista sedimentológico se han distinguido los siguientes tipos de facies siliciclásticas, cuyas características indican que se trata, por una parte, de una sedimentación marina de carácter turbidítico, y, por otra, de la sedimentación autóctona de la cuenca (fig. 2).

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

En general, ambos tipos son polimícticos, con clastos de cuarzo y FR diversos en una matriz que varía entre pelítico-arenosa y arenoso-pelítica. Se

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					A ₂	
II	ARENISCAS DE GRANO FINO A MEDIO, SORTING MODERADO A POBRE	CENTIMETRICA A METRICA		ALTA >>1	SIN ESTRUCTURAS 	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/a	FLUJO TRACTIVO	B ₂
IV	ARENISCA DE GRANO FINO CON FINAS INTERCALACIONES PELITICAS	2 - 4 cm	LENTICULAR 	>1		NO ES APLICABLE T DUNA/e	FLUJO TRACTIVO	E
V	ALTERNANCIA ARENA / PELITA ARENA FINA SORTING MODERADO A POBRE	CENTIMETRICA A METRICA		>1		Ta/c/e Ta/c	FLUJO TURBULENTO DE ALTA DENSIDAD	C ₁
VI	ALTERNANCIA ARENA / PELITA ARENA FINA SORTING MODERADO A POBRE	CENTIMETRICA A METRICA		>>1		SECUENCIA DE BOUMA MAS O MENOS COMPLETA		C ₂
VII	ALTERNANCIA ARENA / PELITA ARENA FINA A MUY FINA SORTING MODERADO A POBRE	CENTIMETRICA A METRICA		>1		Tb - c Tc - e Td - e	FLUJO TURBULENTO DE BAJA DENSIDAD DEPOSICION EN CONDICIONES DE TRACCION + DECANTACION	D ₁
VIII	ALTERNANCIA ARENA / PELITA ARENA FINA A MUY FINA SORTING MODERADO A POBRE			<1				D ₂
IX	PELITA CON ALGO DE LIMO	MILIMETRICA A CENTIMETRICA		0		Te	FLUJO TURBULENTO MUY DILUIDO	D ₃
X	PELITAS MASIVAS, ESCASA ARENA	METRICA		0 - A1		NO ES APLICABLE	MUD FLOW	A ₂ ?
XI	PELITAS NEGRAS CARBONOSAS ABUNDANTE PIRITAS, NODULOS SILICEOS Y FOSFATADOS	METRICA		<<1		NO ES APLICABLE	FACIES EUXINICAS, DEPOSICION LENTA CON ESCASO APORTE DETRITICO GRUESO	G?
XII	FACIES CAOTICAS, BLOQUES Y MASAS DESORDENADAS	METRICA		VARIABLE		NO ES APLICABLE	DESPLAZAMIENTO GRAVITACIONAL, SLUMPING, TRANSICION A DEBRIS FLOW	F

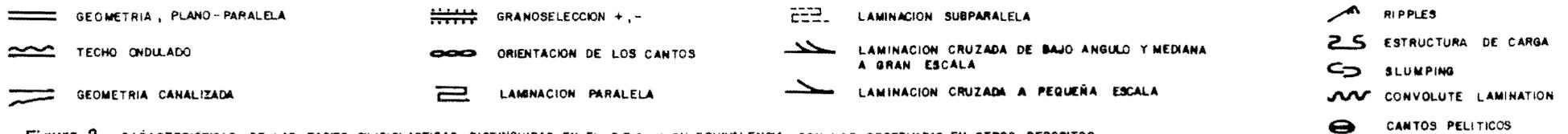


Figura 2 - CARACTERISTICAS DE LAS FACIES SILICICLASTICAS DISTINGUIDAS EN EL C.E.G Y SU EQUIVALENCIA CON LAS OBSERVADAS EN OTROS DEPOSITOS DE ABANICOS SUBMARINOS POR MUTTI y RICCI LUCCHI (1972, 1975), RICCI LUCCHI (1978) y RICCI LUCCHI ET AL. (1981)

presentan en niveles con geometría lenticular y sin superficies de estratificación interna.

Dichas facies conglomeráticas se corresponden con las señaladas como facies A_1 y A_2 por MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), y son interpretadas como el resultado de la sedimentación, ya sea de «grain flows», flujos turbulentos de alta densidad o «sandy debris flows» para los dos primeros tipos, y como el producto de la sedimentación de «debris flows» o «mud flows» para el caso de las facies conglomeráticas matriz soportadas.

- II. Facies de areniscas de grano fino a medio, con geometría tabular o canalizada a escala de afloramiento y potencia variable. Frecuentemente se presentan sin estructuras internas, a veces con clastos pelíticos mayores de 2 mm., aislados en su interior, o bien englobando «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 plano 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 películas pelíticas o bien pueden presentar exclusivamente la forma ondulada exterior sin que aparezcan estructuras internas. Este tipo es asimilable a la facies E de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), tratándose asimismo de un depósito producido por un flujo tractivo.

- V. Facies arenoso-pelíticas, con neto predominio de la fracción arenosa, de grano fino generalmente, y que constituye la mayor parte del estrato, en las cuales se pueden reconocer los intervalos de la secuencia de Bouma Ta/c/e o Ta/c. Se trata de estratos con contactos plano-paralelos y de potencia variable que se corresponden con las facies C₁ 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 las facies C₂ de MUTTI y RICCI LUCCHI (1975), tratándose de materiales transportados y depositados a partir de una corriente de turbidez concentrada.
- VII. Facies arenoso-pelíticas de pequeña potencia y límites paralelos, en las que la proporción arenosa, siempre de grano fino, domina o se iguala a la pelítica y en cuyo interior pueden observarse los intervalos de la secuencia de Bouma, a la que le faltan los términos basales *a* y/o *b*. Se trata de las facies D₁ de 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/pelítica igual a 1, constituidas por estratos plano-paralelos de pequeña potencia en las que se desarrolla la secuencia de Bouma incompleta, con estructuras de tracción más decantación. De este modo resulta una monótona alternancia milimétrica o centimétrica de láminas pelíticas claras y oscuras en las que varía la proporción y el tamaño de grano de cuarzo, minerales arcillosos y materia orgánica, en la cual se intercalan esporádicamente niveles arenosos milimétricos a centimétricos que presentan «ripples» a veces aislados. En dichas sucesiones se desarrollan frecuentemente estructuras de deformación por carga. Estas facies corresponden al tipo D₂ de 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 pirita aislados. Se presentan en bancos potentes intercalados entre otras facies y representan depósitos de «mud flows».
- XI. Facies de pelitas negras carbonosas con abundante pirita e intercalaciones milimétricas de niveles más claros pelíticos, escasas veces arenosos, que definen una laminación paralela. En ocasiones se encuentran aislados algunos nódulos silíceos y fosfatados. Estas facies indican unas condiciones de deposición lentas con escaso aporte de material detrítico grueso, en un ambiente reductor y con gran riqueza en materia orgánica. Tales condiciones son típicas de las facies euxínicas.
- XII. Facies caóticas, en las que se engloban los depósitos que se presentan brechificados, «slumpizados» o en bloques intercalados entre materiales perfectamente estratificados. Su potencia es variable, desde varios centímetros a varios metros, y están frecuentemente relacionadas 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 semi-consolidada o rígida se desliza a lo largo de un plano, manteniendo su coherencia interna (RUPKE, 1978).

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

Dentro de la Serie Inferior se observa un predominio de facies arenosas, pelítico-arenosas y pelíticas que pasan gradualmente a las facies pelíticas negras de la Serie Superior. Una de las columnas más representativa es la levantada a lo largo de la ribera del río Azaba por CORRETGE, G. et al. (1976) (fig. 1). La sedimentación de las pelitas negras significa un cambio de carácter regional en las condiciones de sedimentación que probablemente corresponde con un periodo de ascenso relativo del nivel del mar en el que se produciría una sedimentación lenta, con escasos aportes de terrígenos gruesos, en un medio típicamente euxínico, en el que se vio favorecida la precipitación de fosfatos. Asimismo, la existencia de «slumps», discordancias intraformacionales y bloques en el interior de las pizarras negras indican la exis-

tencia de una cierta inestabilidad en el medio, que probablemente está relacionada con un vulcanismo contemporáneo que daría lugar a lo que se ha denominado facies anfibólicas.

Sedimentología de rocas carbonatadas

Los materiales que aquí se presentan aparecen siempre con geometría lenticular y en estrecha relación con niveles de pizarras negras, característicos de los tramos más inferiores de la Unidad Superior de RODRIGUEZ ALONSO, M.^a D. (1985). Las pizarras negras se han interpretado como facies euxínicas por distintos autores.

En esta Hoja se han levantado tres series. En la margen derecha del río Agueda, en el término denominado Teso Alto, donde sólo aparece la Serie Intermedia de ROBLES, R. et al. (1988). Al O-NO de La Encina, en el término denominado Sierra Grande, donde sólo aparece la Serie Superior de ROBLES, R. (op. cit.). Al NE de Gallegos de Argañán, en el término denominado Ombo, donde aparece la Serie Intermedia, y, sobre ella, la Superior (fig. 3).

Las facies diferenciadas en estos materiales carbonatado-detríticos son las siguientes:

- I) *Dobletes arenoso-carbonatados*. Están compuestos por dos capas: en la base, caliza arenosa o arenisca de color beige, de 2 mm. a 2 cm. de espesor, que pasa hacia arriba mediante superficie neta o transición rápida a caliza gris de 2-5 cm. de espesor. La base siempre es una superficie erosiva planar y los dos términos de los dobletes pueden ser sin estructuras o más frecuentemente con laminación paralela, siendo mucho más escasas las secuencias truncadas y las de base cortada de BOUMA, A. H. (1962), que se localizan en la zona del río Agueda (Teso Alto). Son frecuentes también amalgamaciones de capas y estructuras de carga (flameadas, «ball and pillow structure») más o menos desarrolladas.

Esta facies se debe a sedimentación rápida por tracción (cuando hay laminación paralela) o por decantación (cuando no hay estructuras) de corrientes de turbidez arenosas de alta densidad (LOWE, 1982), y sólo ocasionalmente habría sedimentación por corrientes de turbidez de menor densidad que darían lugar a turbiditas truncadas o por corrientes de turbidez diluídas que darían lugar a turbiditas de base cortada.

- II) *Calizas arenosas con laminación cruzada*. Es la facies más escasa de

todas las diferenciadas. Son calizas arenosas con base erosiva planar y techo ondulado, con un espesor siempre inferior a 30 cm. Los siliciclásticos que presentan son siempre de granulometría más gruesa que en las demás facies (tamaño arena media). La geometría es la de «megaripples» o dunas, con alturas entre 6-27 cm. y longitudes de onda de 1,50-2,65 m., y presentan en su interior laminación cruzada planar y localmente pueden aparecer «ripples» de corriente en el techo de estas capas.

Esta facies, por su geometría, granulometría y laminación interna se interpreta como el retrabajamiento, de depósitos previamente sedimentados, por corrientes tractivas que hicieron «by pass» (MUTTI, E. et al., 1975; MUTTI, E., 1977).

- III) *Brechas calcáreas*. Son brechas calcáreas generalmente grano soportadas, pero a veces son matriz soportadas, heterométricas y de cantos predominantemente 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, y la superficie superior es erosiva, más frecuentemente es una superficie irregular en la que sobresalen los cantos, adaptándose encima los dobletes arenoso-carbonatados a la morfología dejada por los cantos. Es frecuente reconocer geometría lenticular en esta facies, cuando las condiciones del afloramiento lo permiten.

El tamaño de los cantos varía entre 1 cm. y 1 m.; son, generalmente, angulosos y de litología variada, aunque predomina siempre un tipo.

- 1) Cantos de caliza gris más o menos arenosa, generalmente tabulares (representan más del 80 por 100 de los cantos), y frecuentemente presentan laminación paralela y/o cruzada de «ripples» de corriente; algunos, sin embargo, presentan «ripples» de olas.
- 2) Cantos de caliza micrítica gris oscura, que suelen estar muy redondeados.
- 3) Cantos de arenisca que representan menos del 1 por 100 del total de cantos.
- 4) Cantos de brecha calcárea, los cuales no siempre aparecen.
- 5) Cantos de material volcánico (anfíbol), que sólo se han encontrado en algunas brechas de la serie de Gallegos de Argañán. La matriz es arenoso-limosa o carbonatada de color beige. No suele haber ordenación interna de los cantos y sólo puntualmente se puede ver una

grosera granoselección, inversa o normal y, a veces, una ligera imbricación de cantos.

Por los caracteres que presenta esta facies se interpreta como depósitos de «debris flow» altamente viscosos (COOK, H. E. et al., 1972; DAVIES, G. R., 1977; COOK et al., 1977), que localmente son menos densos, permitiendo una grosera imbricación o granoselección. 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 substrato sobre el que se encuentran (dobletes arenoso-carbonatados), aunque en menor proporción hay cantos procedentes de otras áreas de aporte, como pueden ser plataformas carbonatadas con distintos niveles de energía (cantos con «ripples» de olas y cantos micríticos muy redondeados) e incluso localmente (toda la región al NE de Gallegos de Argañán) un área de aporte volcánica.

Dado el tipo de límite superior de estos depósitos de «debris flow» y su paso a dobles arenoso-carbonatados, hay que interpretarlo como la evolución de los primeros, una vez que han depositado la carga más gruesa por emplazamiento en masa, a corrientes de turbidez arenosas de alta densidad que dan lugar a la sedimentación de los dobles (MIDDLETON, G. V. et al., 1973; DAVIES, G. R., 1977; COOK, H. E. et al., 1977; LOWE, D. R., 1982).

- IV) *Facies de deslizamiento*. Están constituidas por pizarras y pizarras arenosas de colores negros y beige, que presentan en su interior bloques métricos, fundamentalmente conglomeráticos y carbonatados, pero que pueden ser de distintas litologías (conglomerado, carbonato, pizarra, arenisca). Con frecuencia estas pizarras presentan «slumps» y discordancias intraformacionales.

Esta facies se interpreta como derrumbes y deslizamientos en masa de sedimentos desde el margen de la plataforma o talud superior a la base de éste (ENOS, P et al., 1983).

- V) *Facies arenoso-pelítica*. Está constituida por una alternancia de areniscas de grano fino o areniscas anfibólicas y pelitas en estratos de 8 cm. de espesor máximo. Las capas arenosas son de 1-7 cm. de espesor, presentando a veces pistas en la base y la capa pelítica raramente supera el centímetro de espesor. Se trata de turbiditas de base cortada que forman secuencias «thinning & fining upward» de 10-30 cm. de espesor. En toda la facies hay un claro predominio de la parte arenosa sobre la pelítica, generalmente en una proporción de 4/1. Esta facies está siempre «slumpizada», y sólo se ha localizado en el río Agueda (Teso Alto), donde es la facies más abundante.

Por sus características se interpreta como el depósito por corrientes

de turbidez diluidas con aporte volcánico esporádico en la parte alta de un talud.

- VI) *Facies de conglomerados*. Se trata de conglomerados tanto grano soportados como matriz soportados de cantos polimícticos (carbonatados, arenosos, conglomeráticos, pizarrosos y cuarzosos) predominando localmente los carbonatados. La morfología de los cantos es variable, pero predominan los muy redondeados, y el tamaño también, desde centimétrico a bloques, pero predominan los centimétricos. Aunque a veces estos conglomerados no presentan estratificación ni ordenación 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 planar. La matriz puede ser tanto arenosa como calcárea. Esta facies tiene geometría lenticular con base erosiva y techo plano.

Esta facies, cuando no se presenta estratificada ni organizada, como a veces ocurre en La Encina, se interpreta como depósitos por «debris flow» altamente viscosos. Cuando se encuentra estratificada e internamente organizada, que es lo más frecuente, tanto en La Encina como en Gallegos de Argañán, por sus características se interpreta como depósitos canalizados generados por corrientes tractivas.

- VII) *Facies pelítico-arenosa*. Son pelitas finamente bandeadas de color gris que presentan niveles de areniscas de grano fino y arenisca anfibólica con laminación paralela. Hay un paso gradual en la vertical de esta facies a la de arenisca-pelítica, en el Río Agueda, que es en el único punto donde aparecen estas dos facies.

Por sus características se interpreta como depósitos generados por corrientes de turbidez muy diluidas, con un vulcanismo próximo que dio lugar a las areniscas anfibólicas, en la parte alta de un talud.

- VIII) *Facies de areniscas con «ripples»*. Se trata de areniscas calcáreas gris claro de grano fino con cantos de centímetros a decímetros, que pasa hacia arriba a arenisca de grano más grueso y finalmente a microconglomerado calcáreo con cantos de 0,5 cm.; es, por tanto, una secuencia «coarsening upward» en capas de 10-25 cm. Tiene estratificación lenticular en la base, laminación cruzada por «wave ripples» encima y estratificación «hummocky» en el techo.

Por sus características esta facies se interpreta como depósitos de plataforma con importante acción del oleaje y retoque por olas de tormenta.

- IX) *Facies arenosa*. Son areniscas, a veces calcáreas, a veces feldespáti-

cas, de grano fino y color gris, estratificadas en capas desde espesor centimétrico a métrico (2 cm.-3 m.). Las capas de mayor espesor son masivas, mientras que las más delgadas, de menos de 40 cm., pueden ser también sin estructuras o más frecuentemente con laminación cruzada planar de bajo ángulo, a veces con estratificación sigmoidal. La base de las capas es neta y planar y el techo, aunque generalmente es planar, puede ser ondulado por estratificación «hummocky». Esta facies se presenta de dos maneras. En la primera se asocia a la facies de conglomerados, formando secuencias «thinning and fining upward» de 0,5-2,5 m., en cuyo caso corresponden a secuencias de relleno o abandono de canal, a veces con un retoque mareal. En el segundo caso constituyen cuerpos de amplia extensión lateral, en los que las capas tienen geometría tabular, en cuyo caso se interpretan como depósitos de plataforma, a veces retocados por acción mareal y otras por acción de tormentas.

La zona del río Agueda está caracterizada sobre todo por la facies de dobletes y la arenoso-pelítica, y son más escasas las facies de calizas arenosas con laminación cruzada, la pelítico-arenosa y la de deslizamiento. Corresponde toda ella a la Serie Intermedia y por las características de la base, paso gradual de la sedimentación de pizarras negras, y la monotonía de la serie, toda ella estratificada en capas finas, parece tratarse de una sedimentación por corrientes de turbidez diluidas, que dan siempre lugar a turbiditas de base cortada. Sólo ocasionalmente habría algún flujo más energético, que retrabajó tractivamente materiales ya depositados. Este tipo de sedimentación se desarrollaría en la parte superior de un talud y sería posteriormente «slumpizado» como consecuencia de la inestabilidad de la cuenca, posiblemente en relación con un vulcanismo, del cual hay un reflejo en forma de brechas anfibólicas, lateralmente a la serie levantada.

La zona de Gallegos de Argañán está caracterizada por todas las facies descritas excepto por la arenosa-pelítica y la pelítico-arenosa. En los 70 m. más inferiores de la serie se encuentran las facies de brechas, dobletes y, en menor proporción, la de calizas arenosas con laminación cruzada, y corresponde a la Serie Intermedia de ROBLES, R. et al. (op. cit.). Se interpreta como la sedimentación por depresiones o canales en la parte inferior de un talud, a la cual llega también algo de aporte volcánico. Los depósitos de «debris flow» representan las facies de eje de canal y las capas finas, fundamentalmente constituidas por dobletes, representan las facies de margen de canal y son las que en gran medida alimentaron a los «debris flow». El resto de la serie corresponde a pizarras negras y a las facies de areniscas con «ripples», arenosas y de conglomerados. Se interpreta como una sucesión de plataforma progradante, desde la parte externa («offshore») a la parte interna

(«shoreface» inferior) (DOTT, R. H. et al., 1979; MC CUBBIN, D. G., 1982; GALLOWAY, W. E. et al., 1983), afectada por olas y olas de tormentas y esporádicamente por mareas, en las que se reconocen secuencias de relleno de canal con un retoque mareal. Esta sucesión de plataforma corresponde a la Serie Superior de ROBLES, R. et al. (op. cit.).

En la zona de La Encina están representadas abundantemente las facies de deslizamiento, la de conglomerados y la arenosa, y sólo en la parte alta, que aflora muy mal, parece haber una alternancia de brechas y de calizas arenosas o areniscas calcáreas con laminación cruzada planar. Por la geometría lenticular del afloramiento, su base erosiva y la asociación de facies se interpreta como el relleno de una depresión («gully») en un talud, por derrumbes, deslizamientos en masa y «debris flow» en un momento de gran inestabilidad de la cuenca, y ocasionalmente hay depósitos de relleno de canal de corrientes tractivas. Corresponde toda ella a la Serie Superior de ROBLES, R. et al. (op. cit.), y posiblemente los 40 m. más inferiores de la serie se puedan correlacionar con el Nivel de Fuentes (Montes de Toledo).

De las dos columnas levantadas en la Serie Intermedia (río Agueda y Gallegos de Argañán) se puede decir que hay una clara distalidad hacia el SO desde una sedimentación predominantemente fina en la parte superior del talud (río Agueda) a sedimentos canalizados depositados por «debris flow» y corrientes de turbidez arenosas de alta densidad, en la parte inferior del talud (Gallegos de Argañán). Por otro lado, se manifiesta claramente una influencia volcánica en toda esta región, que no es tan clara en otras zonas donde aflora la Serie Intermedia.

En cuanto a las dos columnas levantadas en la Serie Superior (Gallegos de Argañán y La Encina) no está clara en este caso el sentido de distalidad y, por otro lado, difieren ambas zonas en cuanto a significado medio ambiental. Mientras la zona de Gallegos corresponde a una plataforma continental «sensu lato», en la zona de La Encina corresponde a sedimentación por derrumbes, deslizamientos en masa y «debris flow» al pie de un escarpe, y sólo hacia la parte superior se manifiestan algunos flujos tractivos en secuencias de relleno de canal. La sedimentación de plataforma corresponde a una sucesión progradante desde la parte externa («offshore») con sedimentación pelítica en condiciones anóxicas, a la parte interna («shoreface» inferior) con sedimentación arenosa y desarrollo de barras y canales, la dinámica que afectó a esta plataforma fueron olas y tormentas y esporádicamente mareas. Esta progradación se repite dos veces; la primera va de los tramos 8-12 de la serie de Gallegos, es decir, plataforma externa-barras-canales; la segunda secuencia de progradación abarca los tramos 13-17, es decir, plataforma externa-barras, pero en ella no llegan a desarrollarse los canales. Esta secuencialidad en la Serie Superior no se ha podido reconocer en La Encina, aunque sí en

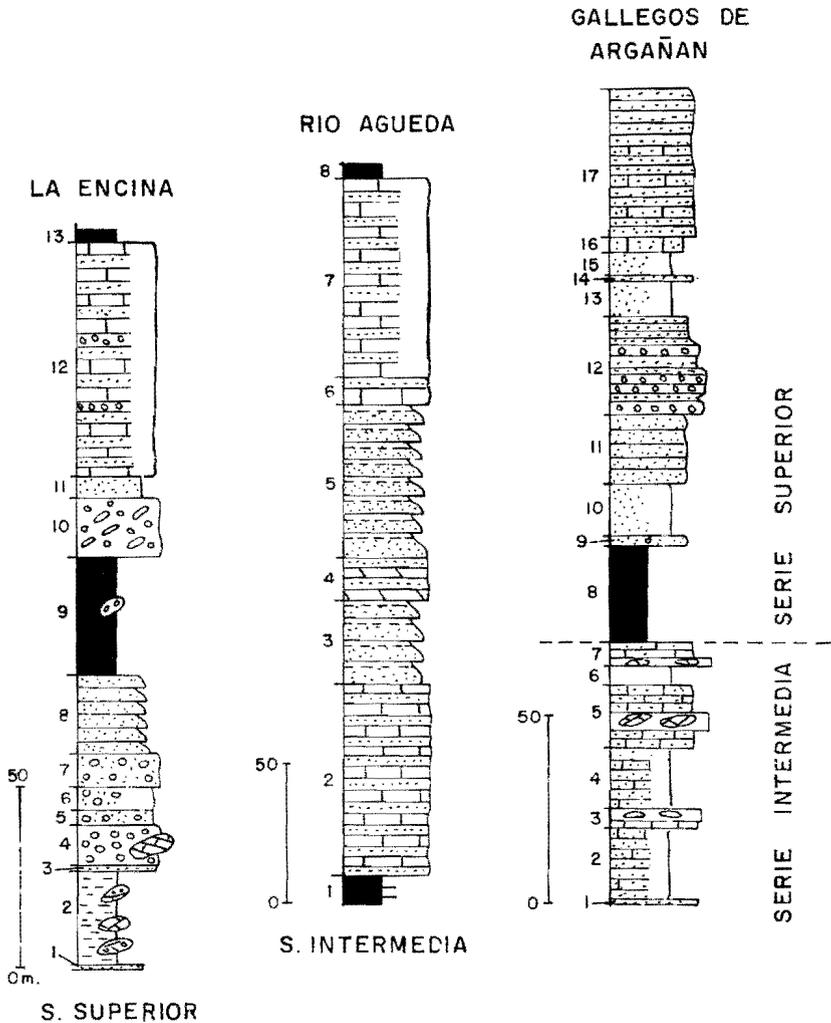


Figura 3.—Series carbonatadas del Precámbrico Superior y Cámbrico Inferior, al O y S de Ciudad Rodrigo.

zonas próximas en las que aflora esta serie (Fuenteguinaldo), donde sólo se ha reconocido la secuencia inferior de plataforma con canales en su parte alta. Las dimensiones de estas secuencias deposicionales son de 50-90 m. la inferior y de unos 60 m. la superior (fig. 3).

PETROGRAFIA

Desde el punto de vista petrográfico, el grupo litológico más abundante lo constituyen las pelitas y areniscas que predominan siempre sobre los conglomerados, rocas carbonatadas y anfibólicas.

En el estudio microscópico se observa la variación textural que presentan determinados tipos de rocas en las zonas cercanas o alejadas de la masa granítica. Alrededor de dicha unidad granítica se ha producido lógicamente un aumento de los gradientes de temperatura y deformación, de modo que los materiales presentan texturas típicamente metamórficas (lepidoblásticas y granoblásticas, en ocasiones maculosas), reconociéndose localmente una crenulación posterior. En cambio, en las áreas alejadas del granito, las rocas presentan una textura blastopelítica, blastosamítica y blastosefítica, a veces maculosa, en la que puede reconocerse la textura clástica original recristalizada y tectonizada.

Esquistos micáceos y cuarzo-micáceos.—Se trata de rocas con textura lepidoblástica y granoblástica constituida esencialmente por una masa de filosilicatos (moscovita, biotita, clorita, sericita) con diferentes proporciones de cuarzo. En algunas muestras se observa un fino bandeo definido por la presencia de láminas con distinto contenido en cuarzo, filosilicatos y material carbonoso; este último confiere un color negro a la roca cuando es muy abundante. El bandeo puede ser de origen sedimentario o tectónico. Como minerales accesorios se reconocen: plagioclasa, opacos, turmalina, circón, apatito y granate.

El metamorfismo de contacto ha desarrollado en algunas rocas una textura maculosa debida a la blastesis probablemente de cordierita, de la que actualmente sólo se conservan los residuos de la alteración. En otros puntos destaca también la blastesis de biotita y clorita en cristales de tamaño mayor que el resto de los filosilicatos.

Los filosilicatos han sido orientados por la deformación de fase I hercínica, que define la esquistosidad de campo. En algunas muestras se observa que la esquistosidad predominante es de crenulación, S_2 , observándose la S_1 microplegada entre los planos de S_2 . Ocasionalmente se reconoce una débil crenulación tardía.

Metapelitas.—Son rocas con una textura blastopelítica, constituida mayoritariamente por una fina masa de filosilicatos (sericita, clorita, biotita), con proporciones diversas de cuarzo en clastos de tamaño limo a arena muy fina y fina. Como minerales accesorios se reconocen: feldespatos, moscovita, opacos, turmalina, circón, apatito y granate.

Se distinguen varios tipos según la mineralogía dominante: metapelitas sericítico-biotíticas, sericítico-cloríticas, sericíticas y carbonosas; metapelitas limo-arenosas y metalimolitas arenosas.

En algunas pelitas es notable la presencia de material carbonoso que confiere una coloración negra a la roca. En ella suele ser abundante la pirita y, ocasionalmente, presentan material rico en fosfatos, ya sea en pequeñas láminas, nódulos o clastos.

Entre las estructuras sedimentarias más frecuentes destacan la laminación paralela y oblicua de potencia milimétrica, que suelen estar definidas por un cambio de granulometría desde los términos de limo o arena muy fina hasta arcilla, o también por una alternancia de láminas con predominio de filosilicatos, cuarzo o material carbonoso.

La deformación de Fase I ha orientado los filosilicatos que después pueden aparecer ligeramente crenulados.

El metamorfismo ha desarrollado una blastesis de biotita que a veces se encuentra como cristales poiquiloblásticos dispersos. En algunos puntos también se ha formado granate, probablemente del tipo espesartita.

Cuarcitas.—Son rocas con textura granoblástica constituida esencialmente por cuarzo y proporciones variables de filosilicatos (clorita, biotita, sericita, moscovita). Como minerales accesorios se reconocen: feldespatos, opacos, turmalina, circón, apatito, xenotima, granate, rutilo y, en algunas muestras, carbonatos (probablemente dolomita). Estos últimos tienen una distribución intersticial irregular.

Areniscas cuarzosas y subfeldespáticas.—Son rocas con una textura blastosamítica constituida por clastos de tamaño arena fina a media y gruesa, subredondeados, con escasa proporción de matriz y, a veces, cementados. El esqueleto está constituido en su mayoría por cuarzo (mono y policristalino), con feldespatos y FR (pelíticas y de cuarzo microcristalino) en menor proporción. El material intersticial es sericítico-clorítico. En algunas muestras se observa una primera cementación silíceo en continuidad óptica con los granos de cuarzo que fue seguida por otra carbonatada y de una fosfatización parcial en pequeñas masas o cristales. Los minerales accesorios más frecuentes son: biotita, clorita, moscovita, opacos, turmalina y circón.

Grauvacas.—Se trata de un grupo de rocas que presenta una textura blastosamítica constituida por clastos de arena muy fina a media, con «sorting» moderado a pobre y clastos de subangulosos a redondeados, con proporciones variables de material intersticial. Se distinguen varios tipos según la mineralogía predominante: metagrauvacas cuarzosas, líticas y lítico-feldespáticas. Algunas rocas especialmente ricas en FR volcánica y plagioclasa pueden clasificarse como areniscas volcanoclásticas (areniscas tufáceas).

El esqueleto está formado esencialmente por cuarzo, con proporciones variables de FR y feldespato. El cuarzo es mono y policristalino. Los FR son, en su mayoría pelíticos, volcánicos, de cuarzo monocristalino \pm sericita y clorita y de cuarzo + plagioclasa. El material intersticial está constituido por un agregado de filosilicatos (sericita, biotita, clorita) con menor proporción de cuarzo. Parte de él procede de la disgregación, recristalización y deformación de fragmentos metaestables del esqueleto. Como minerales accesorios se encuentran: moscovita, opacos, turmalina, circón, xenotima y apatito.

Conglomerados.—Se trata de rocas con una textura blastosefítica, frecuentemente grano-soportada, constituida por clastos heterométricos subredondeados con proporciones variables de material intersticial. En este grupo se han reconocido distintos tipos según su mineralogía: meta-conglomerados cuarzosos, subfeldespáticos y carbonatados.

El esqueleto está compuesto esencialmente por clastos de cuarzo (mono y policristalino), junto con feldespatos y FR (pelítica, arenosa, ígnea, carbonatada, fosfatada y de cuarzo microcristalino \pm sericita). El cuarzo se presenta a veces con formas poligonales subredondeadas o irregulares, con bordes muy angulosos, con algunas inclusiones microcristalinas de cuarzo y sericita, tanto en los bordes como en su interior. En algunas rocas se observa la presencia de dos poblaciones, una de arena muy gruesa a grava y otra de arena media a gruesa. El material intersticial es cuarzo-sericítico-clorítico y en buena parte puede proceder de la disgregación de fragmentos metaestables del esqueleto. En los conglomerados carbonatados el material intersticial es calcítico dolomítico con textura granular o poliquiloblástica, observándose en algunas muestras fenómenos de silicificación, dolomitización, dedolomitización y fosfatización. La biotita y clorita metamórficas se presentan en cristales aislados o en agregados. La deformación ha orientado en ocasiones parte de los filosilicatos. Como minerales accesorios se reconocen: opacos, biotita, turmalina, circón, moscovita, apatito, xenotima y material carbonatado.

Rocas carbonatadas.—Este grupo de rocas ha sufrido una intensa recristalización y a veces dolomitización que dificulta la observación de las texturas originales. Se han distinguido 3 tipos de rocas: calizas ricas en Fe, calizas cristalinas ricas en Fe, arenosas y bandeadas y dolomías cristalinas.

Las calizas ricas en Fe, bastante recristalizadas, observándose algunos aloquímicos englobados en una masa esparítica de grano fino con textura granular, que recuerdan posibles «wackestones» o «packstones». Entre los aloquímicos se reconocen oolitos y otros que podrían corresponder a placas de equinodermos, secciones de conchas y de anélidos y restos de tejidos algales. La proporción de cuarzo detrítico es escasa. Se observan algunos fenómenos de reemplazamiento de calcita por moscovita, por cuarzo y por apatito. Frecuentemente se encuentran cristales de biotita asociados a un opaco.

Las calizas arenosas están compuestas por esparita en textura granular y pequeñas cantidades de detríticos (cuarzo, plagioclasa, circón y turmalina) que, cuando se hacen algo más abundantes, definen una laminación paralela milimétrica. Además se encuentran unos agregados dispersos de cuarzo microcristalino + sericita y otros compuestos por una masa criptocristalina probablemente de apatito. Otros minerales accesorios presentes son los opacos y la biotita en cristales euhedrales o agregados.

Las dolomías cristalinas están compuestas por doloesparita (a veces rica en Fe), con proporciones variables de detríticos (2-30 por 100); entre ellos, cuarzo, feldespatos, FR arenosa y de cuarzo microcristalino. A veces se reconocen masas irregulares de material fosfatado. Como minerales accesorios se encuentran: piritita, biotita, clorita y opacos.

Rocas anfibólicas.—En este grupo se engloban rocas clasificadas como cuarcitas o areniscas anfibólicas y anfibolitas. Las primeras se caracterizan por presentar una textura granoblástica o blastosamítica constituida mayoritariamente por cuarzo, con menores proporciones de feldespatos y FR. Los anfíboles del tipo actinolita-tremolita u hornblenda se presentan en agregados fasciculares o poiquiloblásticos, respectivamente. Otros minerales frecuentes son: clinozoisita, a veces muy abundante, clorita, esfena, opacos, apatito, granate y, en ocasiones, clinopiroxenos.

Las anfibolitas se presentan con textura microcristalina fascicular o grano-blástica-nematoblástica. Están constituidas por un agregado a veces muy fino de feldespatos con escaso cuarzo, sobre el que se han desarrollado fascículos anfibólicos (actinolita-tremolita) y cristales o agregados de clinozoisita en proporciones variables y frecuentemente asociados a epidota, esfena, opacos y clorita.

Los resultados de los análisis químicos de estas rocas permiten sugerir un origen volcánico básico de carácter calcoalcalino, en ocasiones mezclado con proporciones variables de detríticos.

Edad y correlación con otras áreas

Como ya hemos mencionado, los metasedimentos del área fueron separados

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

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

Comparando ambas denominaciones, la Unidad Inferior y la Serie Inferior son «grosso modo» equivalentes y la Unidad Superior se corresponde con el conjunto definido como Series Intermedia y Superior, sólo de forma aproximada (ver Estratigrafía, 1.1).

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 Vendense 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 la Formación Monterrubio y la Formación Aldeatejada, existentes al S de Salamanca y descritas por DIEZ BALDA, M.^a A. (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). Comparan las litologías, facies y restos faunísticos y establecen la equivalencia entre las Areniscas de Tamames y las Areniscas de Azorejo y las Calizas de Tamames con las Calizas de Los Navalucillos.

Finalmente, en relación con los materiales del CEG existentes en Portugal hay que destacar la semejanza de la Serie Inferior de este trabajo con los denominados Esquistos de Las Beiras (SCHERMERHORN, L. J. G., 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 la Unidad Inferior no permiten su clasificación, debido al elevado metamorfismo; sin embargo, guardan grandes similitudes con las microbiotas localizadas dentro del complejo

esquistograuváquico (*Palaeogomphosphaeria cauriensis* PALACIOS, en prensa; *Bavlinella faveolata*, tipo A y tipo B) en el aspecto morfológico, aunque ya han desaparecido los caracteres ornamentales que permitan su clasificación. Esta similitud nos permite una correlación, anexionando dichos materiales por las características de las microbiotas al Véndico Medio?-Superior (PALACIOS, en prensa).

Para la Unidad Superior el muestreo realizado para palinomorfos ha sido negativo. Sin embargo, en las proximidades de Saelices el Chico, los niveles detríticos acompañantes de los niveles carbonáticos han dado icnofósiles clasificados como *Planolites* sp., *Phycodes?* y cf. *Torrowangea* sp.

Recientemente, CRIMES (1987) ha discutido la importancia de las pistas fósiles para la datación del Proterozoico Superior (Véndico) y del Cámbrico Inferior (Tomotiense 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 véndicos, clasificados como *Phycodes?* n. sp. y coincidiendo con *Torrowangea*, que para ellos representaría el Véndico. *Phycodes?* sp. de Saelices tiene más parecido con las formas de Liñán 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 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* (Precámbrico).

En definitiva, parece más probable que nos encontremos ante la asociación icnofósil típica del CEG. *Torrowangea rosei* + *Phycodes?*. Por otra parte, la posición de esta facies debajo del Cámbrico clásico con icnofósiles del Tomotiense y Trilobites + Arqueociatos del Ovetiense nos sugiere plantear la hipótesis de un Vendiense Superior para esta Unidad, sin que podamos descartar inequívocamente con la fauna encontrada su asignación al Cámbrico.

1.2 ORDOVICIO INFERIOR

1.2.1 CUARCITAS. CUARCITA ARMORICANA (18)

Los escasos afloramientos ordovícicos existentes en esta Hoja se encuentran situados en el borde nordoriental y forman parte de las Sierras de Camaces y Torralba.

Constituyen un tramo eminentemente cuarcítico que a nivel regional corresponde a la denominada «Cuarcita armoricana». Estos afloramientos pertenecen a los últimos resaltes de la alineación de la Peña de Francia y estarían incluidos en la Unidad III (fig. 4). Su potencia en la Peña de Francia se estima en unos 200 m., pero en esta Hoja no debe de sobrepasar los 100-125 m.

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

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

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

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

La unidad responde a un claro carácter secuencial con megasecuencias de 20 a 100 m. Se trata de megasecuencias negativas correspondientes a la progradación de formas arenosas sobre zonas más lutíticas dentro de un

COLUMNA TIPO DE LA PEÑA DE FRANCIA

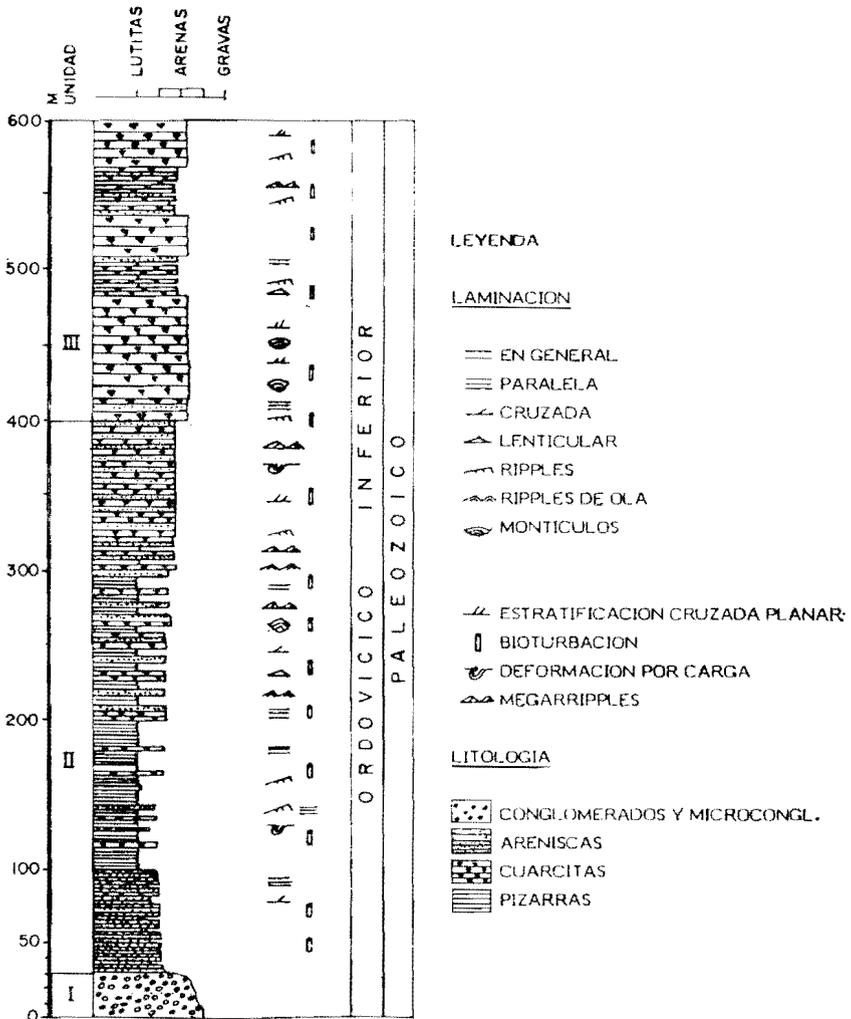


Figura 4.

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

Al microscopio se han reconocido cuarcitas con textura granoblástica-blastosamítica, cuyo componente esencial es el cuarzo, con escasa proporción en fragmentos de roca, sericita y feldespatos.

Son abundantes las estructuras orgánicas con restos de Vexillum, Scholitos y Crucianas típicos del Ordovícico Inferior.

1.3 PALEOGENO

En esta Hoja no se encuentran sedimentos Paleozoicos ni Mesozoicos con posterioridad a los del Ordovícico Inferior ya descritos. Son, por tanto, los materiales terciarios, que seguidamente se reseñan, los que sirven de relleno a la Cuenca de C. Rodrigo. Sobre éstos se sitúan los sedimentos cuaternarios más recientes.

1.3.1 EOCENO

1.3.1.1 Areniscas con intercalaciones de fangos (19)

Es una unidad de carácter continental aluvial formada por depósitos detríticos mal calibrados, caracterizados por las litologías intermedias resultado de las mezclas entre los tamaños de arcilla y canto. ALONSO GAVILAN, G. et al. (1987) la definieron como «Formación Areniscas de Ciudad Rodrigo».

Destaca por su compacidad respecto al resto de las unidades del Terciario y por sus colores de tonos ocre y amarillentos verdosos. A nivel de afloramiento todas las litologías presentan colores abigarrados con moteado blanco o gris verdosos y naranjas amarillentos, dominando uno u otro según los tramos. A nivel general controlan un paisaje más o menos tabular en el sector centro-oriental de la Hoja.

Los mejores afloramientos corresponden a los existentes en la carretera de bajada desde el Parador Nacional de Ciudad Rodrigo al valle del río Agueda (fig. 5). También distintos puntos a lo largo del río Agueda y los taludes recientemente abiertos en las distintas carreteras que surcan la Hoja.

En ellos se reconocen areniscas fangosas, areniscas con gravas y cantos, niveles de conglomerados con matriz abundante, y fangos o limos arenoso-arcillosos.

La geometría general de estos depósitos es de cuerpos tabulares, con su-

perfiles limitantes planares e irregulares de gran continuidad lateral aparente. Destaca la presencia de niveles más resistentes que controlan resaltes y su carácter alternante con otros menos resistentes.

Las areniscas son las constituyentes fundamentales de la unidad.

Son de grano grueso a muy grueso, en general feldespáticas, llegando en algunos niveles a ser arcosas y en otros líticas. Están mal calibradas y los granos mal redondeados. La matriz fangosa es muy abundante, pasando a ser a menudo areniscas fangosas. Normalmente son microconglomeráticas con gránulos, gravas y cantos dispersos de cuarzo, feldespatos o pizarras, que llegan a alcanzar tamaños máximos de 4 a 7 cm. Son característicos los colores abigarrados verde grisáceos o gris verdoso que suelen dominar sobre los amarillos anaranjados que aparecen en parches o definiendo un enrejado. Presentan en general granoselección positiva y en algunos niveles son frecuentes los pedotúbulos. Pueden contener fragmentos de vertebrados.

Su grado de cementación es variable, siendo el cemento bien de naturaleza carbonatada o caolinítica.

Los conglomerados y gravas forman parte subordinada de los tramos potentes de areniscas constituyendo niveles mal definidos que desaparecen por transición lateral o vertical en las areniscas, mediante tamaños intermedios, con abundante matriz arenoso-fangosa. Generalmente, son paraconglomerados con cantos de cuarzo, pizarras alteradas y areniscas. También pueden aparecer esporádicamente cantos de granitos.

En los tamaños de grava son abundantes los clastos de feldespato. El tamaño máximo es del orden de 13 a 15 cm., siendo el más frecuente de 3 a 5 cm. Los cantos son subangulosos y subredondeados, dependiendo de su naturaleza litológica. Las pizarras aparecen bien redondeadas, alargadas y aplanadas, mientras que el resto es generalmente subanguloso.

En relación con las areniscas, generalmente a través de gradaciones, se encuentran fangos arenosos y/o areniscas muy fangosas de tonos verde rojizos con parches naranjas amarillentos, rosados o violáceos, de tonos más claros que el resto de las litologías que se caracterizan por su alta compacidad.

Aparecen en tramos de 0,40 a 1,90 m., con geometría tabular y superficies limitantes irregulares, bien en transición con otras litologías o netas y erosivas.

Las estructuras más frecuentes son de origen orgánico representados por pedotúbulos, rizoconcreciones y huellas de actividad animal en todas las di-

COLUMNA DEL PALEOGENO
CIUDAD RODRIGO

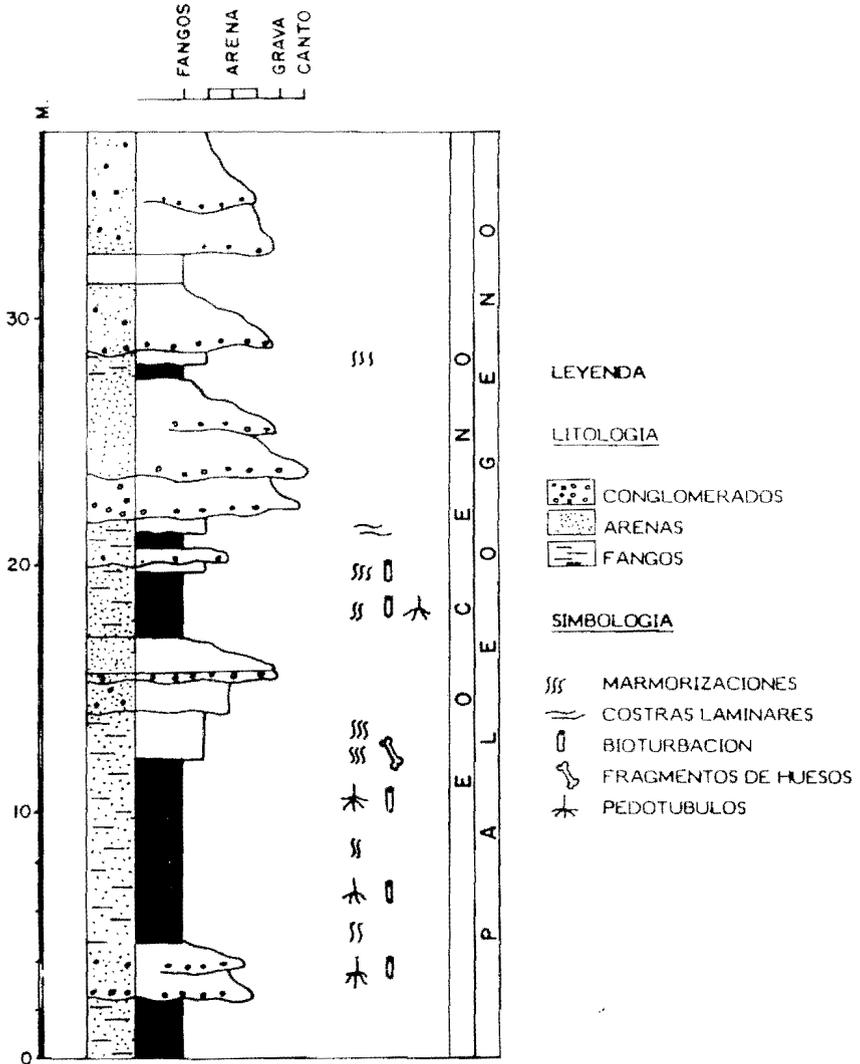


Figura 5.

recciones. Todos ellos tienen edafización intensa y marmorizaciones. En algunos niveles se observan pequeñas costras laminares de carbonatos y porosidades horizontales discontinuas.

Estos niveles edafizados definen el techo de secuencias granodecrescentes de relleno y abandono de canal. La fase de relleno activo estaría representada por los tamaños más gruesos, arenosos y conglomeráticos. El abandono con sedimentación activa y desplazamiento lateral de los canales permitiría el desarrollo de edafización sobre amplias zonas del sistema canalizado, que posteriormente son de nuevo surcadas por canales activos. La geometría de los canales respondería a un modelo de canales amplios cuya relación anchura-profundidad es relativamente alta.

Los fangos pardos son los equivalentes laterales a los términos litológicos descritos anteriormente, y constituyen tramos litológicos uniformes, masivos y compactos.

Litológicamente son fangos o limos más o menos arenosos que destacan por su gran continuidad lateral y sus tonos pardos. En afloramiento presentan tonos verdes amarillentos y naranjas marrones. Aparecen en tramos masivos y compactos en los que se distinguen, no obstante, rasgos edáficos y bioturbaciones muy abundantes debidas a raíces (pedotúbulos), pistas y galerías.

Pueden interpretarse como potentes llanuras de inundación desarrolladas lateralmente a sistemas aluviales. En relación con las facies canalizadas que se sitúan tanto lateral como por encima de ellas. Se define así para toda la unidad un sistema aluvial trenzado bien jerarquizado en canales amplios y llanuras de inundación extensas.

Del estudio de los minerales pesados realizado sobre dieciséis muestras dispersas en todo el área, se observa que son mayoritarios la turmalina, el circón, la anatasa y la andalucita.

Los porcentajes de estos minerales en las muestras estudiadas presentan las siguientes variaciones mínimas y máximas:

	<i>Mínimo (%)</i>	<i>Máximo (%)</i>
Turmalina	21	69
Circón	1	15
Anatasa	1	14
Andalucita	23	61

Como minerales menores y con valores máximos aparecen: granate (11 por 100), rutilo (5 por 100), broquita (1 por 100), distena (2 por 100), epidota (2 por 100), piroxenos (2 por 100) y apatito (2 por 100).

Con relación a los minerales ligeros, los valores extremos observados en las distintas muestras analizadas son:

	<i>Mínimo (%)</i>	<i>Máximo (%)</i>
Cuarzo	4	88
Feldespato total	12	96
Feldespato K	1	9
Plagioclasa	3	96

De aquellas muestras que presentaban un mayor contenido arcilloso (2 muestras) se realizaron estudios de difracción de rayos X que han determinado:

	<i>Mínimo (%)</i>	<i>Máximo (%)</i>
<i>Comp. mineralógica global</i>		
Cuarzo	15	20
Feldespato	5	15
Filosilicatos	65	70

	<i>Mínimo (%)</i>	<i>Máximo (%)</i>
<i>Comp. mineralógica filos.</i>		
Esmeclita	50	60
Illita	15	15
Caolinita	Indicios	3

Por último, en relación a la edad, no se han localizado restos fósiles clasificables. CANTANO, M. et al. (in litt.), por criterios morfológicos y teniendo en cuenta su posición respecto a otras unidades terciarias, lo consideran de edad Eoceno.

1.3.2 OLIGOCENO

1.3.2.1 Arcosas y arenas feldespáticas [20]

En discordancia sobre los sedimentos terciarios antes descritos, así como sobre los materiales del CEG y rocas ígneas, según las zonas, aparece una serie eminentemente arcósica que destaca en el campo por su intenso color blanco. Se localiza en la mayor parte de la Hoja y tiene su prolongación por el sur en la Hoja núm. 550 (10-22), Fuenteguinaldo.

Por tanto constituye gran parte de los sedimentos terciarios que rellenaron la Fosa de Ciudad Rodrigo.

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 presenta 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 presenta 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 alteral, fuertemente cementadas por caolinita y sílice. Constituyen capas de referencia en el área de la Alamedilla e Ituro de Azaba [Hoja núm. 550 (10-22), Fuenteguinaldo].

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 y más escasos de materiales del Complejo Esquisto Grauváquico (pizarras, cornubianitas y areniscas). Muy localmente aparecen cantos de areniscas con cemento ferruginoso. El tamaño máximo oscila entre 5 y 20 cm., siendo raros los 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 0,55 m. La matriz es variable desde abundante a escasa, siendo 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 de 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 surco a pequeña y mediana escala es la estructura más destacable, encontrándose en varios afloramientos ligada a las litologías más groseras (gravas y conglomerados).

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 en 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.

Se han levantado series parciales en la c.c. de C. Rodrigo a Ituero de Azaba (fig. 6) y en tres puntos de la margen derecha de la Rivera de Madriegue (fig. 7), a unos 2,5 Km. al NE de Campillo de Azaba. En estos cortes las 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, dentro ya de la Hoja 550 (10-22), Fuente-ginaldo (fig. 7), se observa una secuencia separada por superficies erosivas que se inicia por conglomerados (a) y continúa por un conjunto de cantos, gravas y arenas gruesas con estratificación cruzada en surco (b), 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 indicarían la etapa pasiva y de abandono de canal (c).

Las características apuntadas para esta unidad, con un predominio de facies que pueden interpretarse como resultado de etapas de relleno y abandono de canales, unido a la ausencia a nivel regional de sedimentos que puedan 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 los minerales pesados realizados sobre siete muestras dispersas en toda la unidad se observa que son mayoritarias la turmalina, el circón, el granate, el rutilo, la anatasa, la estaurolita y la andalucita.

Los porcentajes de estos minerales en las muestras estudiadas presentan las siguientes variaciones mínimas y máximas:

	<i>Mínimo (%)</i>	<i>Máximo (%)</i>
Turmalina	20	52
Circón	1	20
Granate	1	11
Rutilo	1	10
Anatasa	1	10
Estaurolita	2	12
Andalucita	30	52

Como minerales menores y con valores máximos aparecen: broquita (2 por 100), distena (5 por 100) y epilota (4 por 100).

TENEBRON

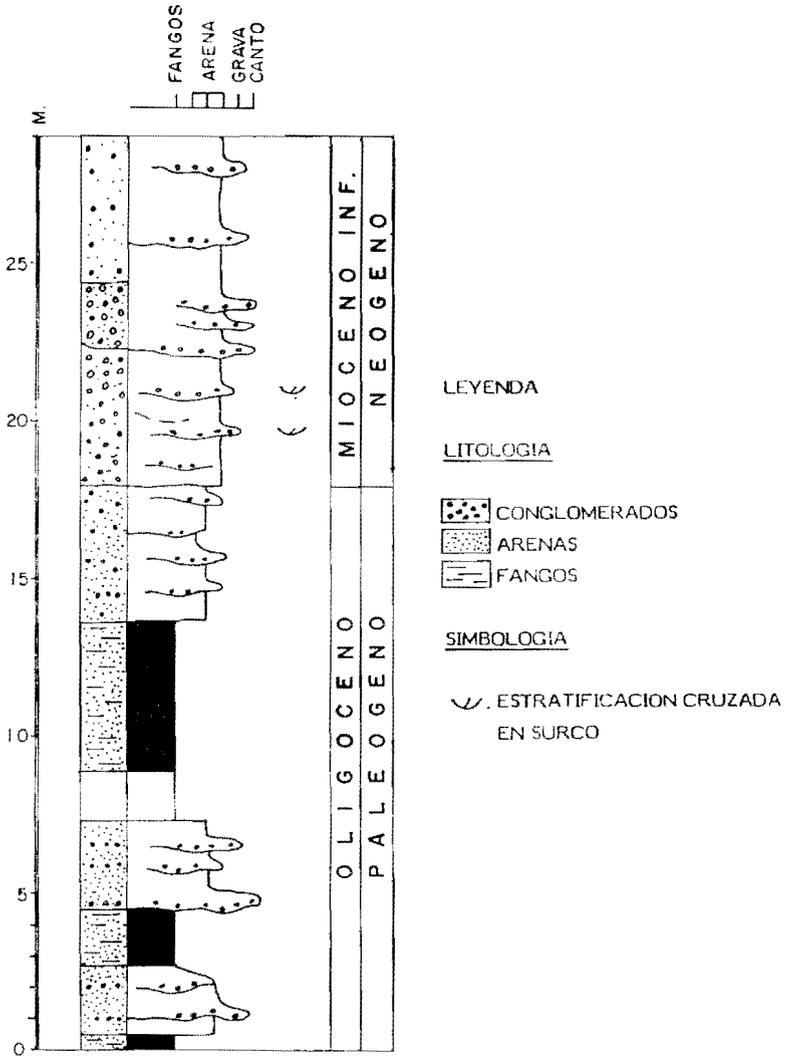
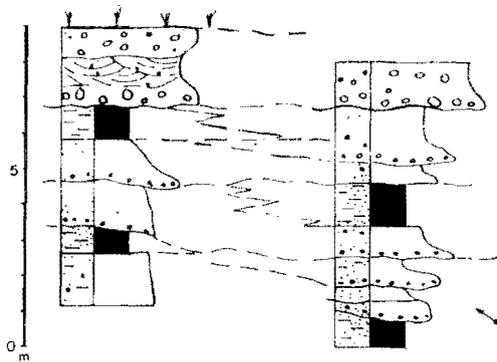


Figura 6.

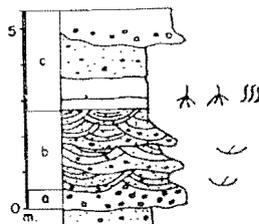
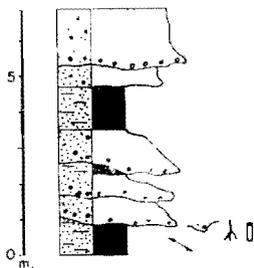
DESCARGADERO

PISTA ASFALTADA



RIVERA DE MADRIEGUE

SECUENCIA DE RELLENO DE CANAL



LEYENDA

LITOLOGIA

- CONGLOMERADOS
- ARENAS
- FANGOS

- FANGOS
- ARENA
- GRAVA
- CANTO

SIMBOLOGIA

- PEDOTUBULOS
- SUPERFICIE EROSIVA
- BIOTURBACION
- DIRECCION DE APORTE
- MARMORIZACIONES
- EXTRATIFICACION CRUZADA EN SURCO

Figura 7.

Con relación a los minerales ligeros los valores externos observados en las distintas muestras analizadas, son:

	<i>Mínimo (%)</i>	<i>Máximo (%)</i>
Cuarzo	92	100
Feldespato total	1	8
Feldespato K	1	5
Plagioclasa	1	5

Con relación a la edad de estas arcosas no se han localizado ningún resto fósil que permita hacer una datación precisa, por lo que el asignarlas como Oligoceno, lo hacemos en función de la clasificación de restos de polen, localizados por POLO, M. A. et al. (1987) para estas mismas facies en la serie de La Alamedilla, situada dentro de la Hoja de Fuenteguinaldo.

1.4 NEOGENO

1.4.1 MIOCENO INFERIOR

1.4.1.1 Arcosas, arenas gruesas y gravas con cantos (21)

Corresponde este tramo a un conjunto formado por arcosas, arenas gruesas y gravas con cantos que se disponen en discordancia sobre las areniscas de C. Rodrigo (15) o sobre las arcosas feldespáticas (16) descritas en el apartado anterior.

Su potencia es muy irregular y es posible que llegue a alcanzar en el borde de la Fosa de C. Rodrigo unos 80 m.

Dentro de la Hoja, los mejores afloramientos se sitúan en los cortes de la c.c. de C. Rodrigo a Ituero de Azaba en la zona de Los Tesoros (fig. 6).

Se diferencian de la unidad anterior por su color castaño y castaño naranja 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 en la unidad en la vertical y hacia el sur.

Los niveles de conglomerados generalmente son paraconglomerados incluidos en una matriz de grano grueso a muy grueso, muy fangosa, con algún

feldespato. Los cantos 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 CXG, de 2 a 10 por 100, granitos y microgranitos (2-3 por 100). En general, los cantos son subangulosos.

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 y 25 cm.

La génesis de este conjunto corresponde a la superposición de rellenos de canales activos con desarrollo de barras 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 un área madre ígneo/esquistosa para pasar en el tiempo a ser casi exclusivamente esquistosa como corresponde al bloque oriental de la Fosa de C. Rodrigo (zona SE de la Hoja).

Del estudio de los minerales pesados realizado sobre dos muestras se observa que son mayoritarias la turmalina, el circón, la estaurolita y la andalucita.

Los porcentajes de estos minerales en las muestras estudiadas presentan las siguientes variaciones mínimas y máximas:

	<i>Mínimo (%)</i>	<i>Máximo (%)</i>
Turmalina	Frecuente	36
Circón	Trazas	6
Estaurolita	Trazas	7
Andalucita	Abundante	29

Como minerales menores y con colores máximos aparecen: anatasa (7 por 100), broquita (8 por 100), anatasa (1 por 100), epidota (6 por 100) y micas blancas (frecuente).

Con relación a los minerales ligeros los valores extremos observados en las distintas muestras analizadas son:

	<i>Mínimo (%)</i>	<i>Máximo (%)</i>
Cuarzo	74	98
Feldespato total	2	26
Feldespato K	—	7
Plagioclasa	2	19

Los resultados de los estudios de difracción de rayos X, realizados sobre una de las muestras, son las siguientes:

<i>Composición mineralógica</i>	<i>%</i>
Cuarzo	15
Esmectitas	48
Illita	25
Caolinita	18

La edad de Mioceno Inferior a que atribuimos estos sedimentos corresponden a los datos palinológicos aportados por POLO, M. A. et al. (1987), obtenidos en la realización de una serie levantada en La Alamedilla, Hoja número 550 (10-22), Fuenteguinaldo.

1.4.2 MIOCENO MEDIO

1.4.2.1 Gravas y cantos (22)

La serie terciaria existente en esta zona culmina con los depósitos de este tramo formado por gravas y cantos.

Se localizan únicamente en la zona sur oriental de la Hoja, y dispuestos en discordancia sobre los sedimentos del Mioceno Inferior. Las características litológicas y texturales les hacen diferenciarse bien de todas las unidades infrayacentes, ya que se compone de conglomerados formados por gravas y cantos de cuarzo y esquisto de hasta 15 cm. de diámetro los redondeados y de 10 a 15 cm. los aplanados, inmersos en una matriz escasa, de arena fina o gruesa.

Estos sedimentos corresponderían al desarrollo de grandes abanicos aluviales de dirección NO-SE, que se inician en los relieves del CEG que configuran el Borde Sur de la Fosa de C. Rodrigo.

Su potencia es muy irregular y, dada la inclinación que tienen, se estima del orden de los 20-25 m. en su punto máximo.

La edad de los mismos se estima como Mioceno Medio en función a los sedimentos infrayacentes y su situación espacial dentro de la Fosa de Ciudad Rodrigo.

1.5 CUATERNARIO

A falta de datos cronológicos precisos como la existencia de fauna, in-

dustria, etc., sirviera para realizar una cronología más precisa, la leyenda intenta dar una secuela de procesos realizados a escala regional, en donde por supuesto se han tomado como base los distintos niveles de terrazas.

En este apartado se describen los diferentes tipos de materiales cuaternarios cartografiados, entre los que hay que destacar los diferentes niveles de terrazas originados por el río Agueda.

1.5.1 PLEISTOCENO INFERIOR

1.5.1.1 Cantos, arenas y arcillas. Glacis (23)

Con muy escasa representación se encuentran los depósitos de tipo glacis que corresponderían a la terminación de este tipo de sedimentos, que tienen su inicio en el borde norte de la Hoja núm. 550 (10-22), Fuenteguinaldo.

La naturaleza de los mismos corresponde a materiales sueltos formados por cantos en general, de cuarzo y esquistos, con tamaños muy variables, aunque sin superar los 10 cm. de diámetro medio en los cantos redondeados y unos 15 cm. de longitud máxima en los cantos grauváquicos. La matriz, escasa en superficies, se compone de arenas feldespáticas blanquecinas y arcillas grisáceas.

Su potencia se estima que no debe de sobrepasar 1,5 m., aproximadamente.

1.5.1.2 Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terrazas (24, 25 y 26)

Las terrazas incluidas en este apartado pertenecen al Pleistoceno Inferior y corresponden a los niveles superiores dejados por el río Agueda.

Las cotas de estas terrazas con relación al cauce actual corresponden a 180 m., 110 m. y 100 m., respectivamente.

Su representación cartográfica se limita a diversos puntos dispersos, ubicados tanto sobre sedimentos terciarios como precámbrico-cámbricos, y que tienen potencias del orden de los 5-10 m.

La litología está formada por cantos de cuarcita y cuarzo, principalmente, bien redondeados, con una dimensión media de 6 cm. de diámetro, pero con una dispersión muy amplia, que va de 1 a 12 cm. También aparecen cantos alargados que corresponden a grauvacas con tamaños, según su eje, de 2-3 cm. y bolos de cuarcita blanca, bien redondeados, de hasta 30 cm. de diámetro. La matriz es areno-arcillosa rojiza-blanca, según las zonas, con pequeños lentejones arenosos rojizos.

1.5.2 PLEISTOCENO SUPERIOR

1.5.2.1 **Bloques y cantos angulosos con matriz arenosa. Derrubios de ladera (27)**

Los derrubios de ladera se encuentran restringidos al área nordeste rodeando los escasos afloramientos del Ordovícico Inferior.

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

1.5.2.2 **Arenas feldespáticas con matriz arcillosa. Coluvión (28)**

Se localizan depósitos coluvionares con escasa representación cartográfica al N de Carpio de Azaba, que corresponde prácticamente a un lavado de los sedimentos infrayacentes, por lo que su potencia es escasamente de 2 a 3 m.

La litología corresponde fundamentalmente a arenas feldespáticas blanquecinas de grano grueso con feldespatos de hasta 1 cm., diseminados en una matriz areno-arcillosa. Dispersos aparecen algunos cantos de esquistos y calizas de angulosos de hasta 10 cm., que proceden de los minerales precámbrico-cámbricos del área.

1.5.2.3 **Cantos redondeados, arenas y arcillas. Terrazas (29 a 37)**

Las terrazas del Pleistoceno Superior aparecen de forma escalonada a lo largo del río Agueda.

Las cotas relativas con relación a los cauces actuales son, respectivamente, 90 m., 80 m., 70 m., 60 m., 50 m., 40 m., 30 m., 20 m. y 1,5-3 m.

Esta última tiene gran representación cartográfica, ya que se localiza no sólo en el curso del río Agueda, en las proximidades a C. Rodrigo, sino también en los arroyos que vierten sus aguas en él (Sestil, Azaba, etc.).

La litología corresponde a cantos redondeados de cuarzo, cuarcita y areniscas, fundamentalmente, y grauvacas con tamaños muy variables, que no superan los 15 cm. en una matriz areno-arcillosa rojiza.

1.5.2.4 **Cantos redondeados, arenas y arcillas. Aluvial y llanura aluvial (38)**

Los sedimentos aluviales se encuentran localizados en las áreas donde los

cursos de agua discurren por materiales terciarios, en donde son menores las pendientes y se forman los valles más amplios.

La llanura aluvial se encuentra incluida en este tramo, y su mayor desarrollo se observa en las proximidades a Ciudad Rodrigo.

La litología es similar a los depósitos de terraza, es decir, cantos redondeados de cuarzo, cuarcita, areniscas y grauvacas, estas últimas en menor proporción, con tamaños variables de hasta 15 cm., en una matriz arenociliosa.

2 TECTONICA

2.1 INTRODUCCION

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

En la superficie que ocupa esta Hoja, se han reconocido tres deformaciones prehercínicas, tal como queda marcado en la cartografía por las discordancias existentes (ROBLES CASAS, R. et al., 1988, y ALVAREZ NAVA, H. et al., 1988).

La deformación hercínica es polifásica y viene asociada con metamorfismo y plutonismo. En conjunto, podemos observar para esta Hoja de Ciudad Rodrigo la existencia de dos Fases principales y algún movimiento tardihercínico que originan pliegues, crenulaciones y fracturas. Para el área NE (S de Salamanca), se localizan hasta tres fases hercínicas y movimientos tardihercínicos (DIEZ BALDA, M.ª A., 1982; DIEZ BALDA, M.ª A. et al., en prensa, y MARTIN HERRERO, D. et al., 1988).

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

2.2 ESTRUCTURAS PREHERCINICAS

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

— La primera de ellas, intraprecámbrica, se sitúa entre los materiales que configuran las Series Inferior e Intermedia. La discordancia angular exis-

tente aparece en todo el área de estudio y en la de Fuenteguinaldo-Pastores, al S de la que nos ocupa, en donde se ve cartográficamente un choque claro entre las capas S_0 .

- La segunda corresponde a la discordancia existente entre las Series Intermedia y Superior que podría a su vez tratarse del paso Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior.

Según podemos ver en la cartografía, la Serie Superior erosiona en casi todo el área a la Serie Intermedia, por lo que es frecuente encontrar la Serie Superior en contacto directo discordante sobre la Inferior (La Encina, N y NE de Gallegos de Argañán, etc.).

- La tercera discordancia antehercínica es la que existe entre los materiales del Cámbrico Inferior y los del Ordovícico Inferior (Fase Sárdica).

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

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

Es más, entre la Serie Inferior y las Series Intermedia y Superior existen grandes diferencias, ya que los buzamientos de las lineaciones L_1 en la primera son por lo general superiores a los 45°, mientras que en el resto son inferiores a los 30°.

2.3 ESTRUCTURAS HERCINICAS

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

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

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

2.3.1 PRIMERA FASE DE DEFORMACION

La primera fase de deformación hercínica origina pliegues que llevan asociados una esquistosidad S_1 subvertical.

Pliegues

Las distintas estructuras cartografiadas corresponden a pliegues de dirección NO-SE, con longitud de onda kilométrica que dan lugar a los pliegues más representativos del área.

— Dominio Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior

Tomando como base el lugar que ocupan los materiales del CEG dentro del contexto estructural de la Zona Centroibérica en las provincias de Cáceres y Salamanca, se situarán estos sedimentos dentro de una amplia y compleja megaestructura antiformal en la que formarían parte de los metasedimentos más antiguos. Esta estructura estaría limitada en ambos flancos por los sinclinos paleozoicos que corresponderían al NE con el Sinclinal de la Peña de Francia-Sequeros-Ahigal de los Aceiteros y al SE con el Sinclinal de Cañaverál. Entre ambos quedaría una pequeña estructura sinclinal ordovícica, que constituye el Sinclinal de la Sierra de Dios Padre, situada en la Hoja número 11-23 (Casar de Palomero) (RODRIGUEZ ALONSO, M.^o D. et al., 1985).

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

En el área O de Ciudad Rodrigo, los materiales del CEG se encuentran replegados, dando lugar a estructuras de amplitud comprendida entre 1,5-2 km. de media y longitudes de onda variable comprendida entre 4 y 5 km. (Alameda de Gardón, Gallegos de Argañán, Río Agueda y Saelices).

La macroestructura más importante corresponde al Sinclinal de la Rivera de Azaba, que se extiende con una longitud de unos 11 km. desde el SO de Carpio de Azaba hasta el límite norte de la Hoja (figura núm. 8). Su cierre se sitúa en la zona N y la anchura máxima de sus flancos, observada en la zona S, es del orden de los 3,5 km. (CN 620). El corte existente en dicha carretera permite ver pliegues menores que vergen al NE.

Para el área Sur los pliegues observados llevan unas direcciones N-S y NE-SO que resultan anormales a la general ONO-ESE y que suponemos deben su desviación a bandas de cizalla que modifican dichas direcciones, similares a las existentes al N de Tamames (DIEZ BALDA, M.^o A. et al., en prensa, y MARTIN HERRERO, D. et al., 1988), o bien corresponder a los desgarres senestros tardihercínicos ligados con la formación de la actual Fosa de Ciudad Rodrigo.

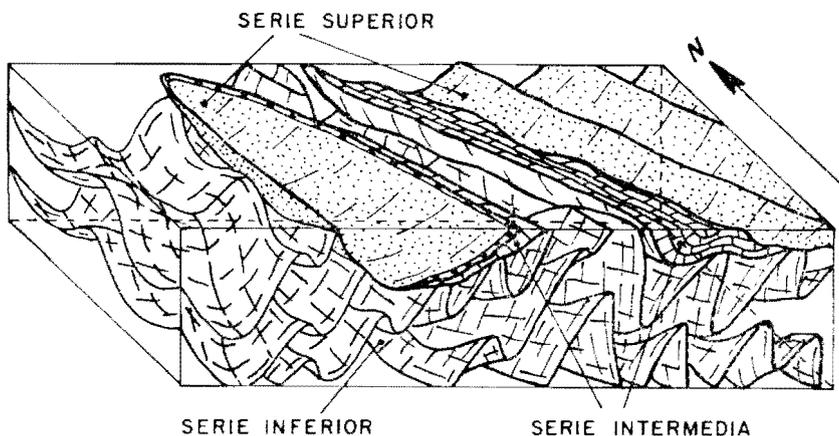


Figura 8.—Bloque diagrama de los sedimentos Precámbrico-Cámbricos en el área de Gallegos de Argañán (O de Ciudad Rodrigo).

En estos materiales hemos observado pliegues menores con longitudes de onda decimétricas, métricas y decamétricas que llevan asociada una esquistosidad de plano axial S_1 muy marcada, que define junto con la estratificación S_0 , una línea de intersección L_1 . Estos pliegues menores se concentran a veces en zonas que pueden corresponder a charnelas de alguna estructura mayor, dejando entre medias otras con un aspecto monoclinas. Los mejores afloramientos se localizan en los taludes existentes en el trazado del ferrocarril y en las cortas recientes de la Mina Fe. El ángulo entre flancos es del orden de los 60° , medio dentro de un entorno comprendido entre $50-85^\circ$, con planos axiales subverticales y que pueden tipificarse como de la clase 1C (RAMSAY, J. C., 1967) con engrosamiento en la charnela.

La gran abundancia de estos pliegues métricos hace imposible su representación total en la cartografía. No obstante, las trazas axiales que figuran en el plano estructural nos permiten conocer las características generales del plegamiento producido por esta primera fase, así como las modificaciones sufridas por los sucesivos movimientos.

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

zarrosos y boudines cuarzo-anfibólicos interestratificados entre niveles pelíticos (Mina Fe).

Los ejes de los pliegues anteordovícicos tienen inclinación variable que está en función de las deformaciones que sufrieron los materiales antes de producirse la primera Fase hercínica.

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

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

En la figura 8 se observan las dos discordancias antehercínicas descritas y el tipo de pliegues que presentan los metasedimentos de las Series Inferior, Intermedia y Superior.

— Dominio paleozoico

La extensión superficial de los afloramientos paleozoicos incluidos en esta Hoja es muy pequeña y forma parte de un gran sinclinorio de dirección ONO-ESE, que tiene una amplitud de unos 6 km. en su parte más ancha, y unos 60 km. de longitud, cuyos últimos afloramientos se localizan por el N en Portugal y por el S en la Hoja núm. 552 (12-22), Miranda del Castañar (UGI-DOS, J. M.^a et al., 1987).

Su trazado se ve afectado en varios puntos por fallas de desgarre senestras tardihercínicas que le van a trastocar a lo largo de su recorrido y con posterioridad funcionarán como fallas normales (Orogenia Alpina).

Las macroestructuras observadas en toda ella tienen su mejor ejemplo en el corte de la c.c. La Alberca a Las Mestas, Hoja núm. 552 (12-22), Miranda del Castañar, dentro de la región de Las Batuecas. Corresponden a pliegues cilíndricos, dado que la deformación afecta a superficies originariamente planas. Sus planos axiales son subverticales, aunque en algunos puntos y con carácter local, presentan una vergencia NE.

Los pliegues tienen una geometría que varía en función de las características litológicas, por lo que los sinclinales en materiales competentes (cuarcitas) son más suaves, con mayor longitud de onda y menor amplitud, que los tramos con alternancia de niveles incompetentes (niveles de cuarcitas y pelita). En conjunto podemos clasificar a estos pliegues como isopacos próximos a la clase 1B de RAMSAY, J. G. (1967).

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

Las trazas axiales tienen una dirección media de N 140° E y no hemos visto en esta Hoja que se modifiquen por las deformaciones posteriores.

Esquistosidad

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

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

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

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

En los conglomerados existe una deformación en los cantos que disponen su eje mayor según el plano de esquistosidad S_1 .

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

En la figura 9 se encuentra la proyección polar de las medidas de la esquistosidad S_1 tomadas en la Hoja y representadas sobre una falsilla de Schmidt (Hemisferio Inferior). Como se puede ver, existe un máximo de dirección N 150° E con buzamiento de 44° al S.

Lineaciones de intersección

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

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

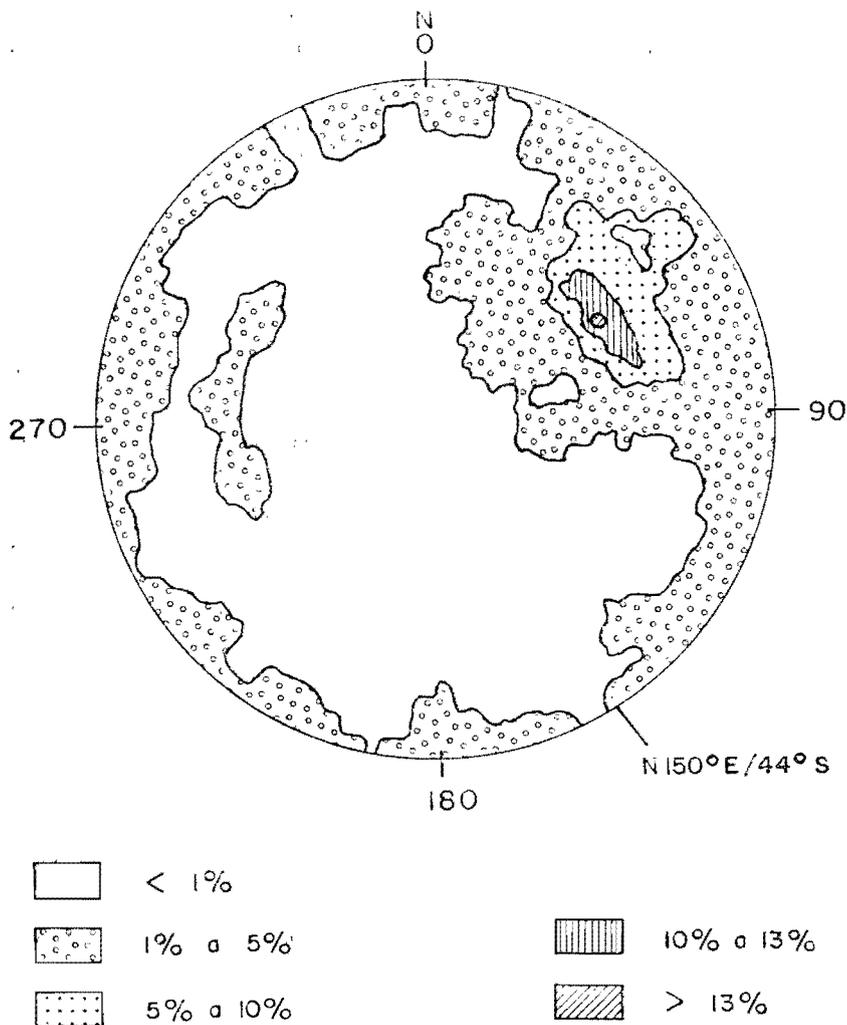


Figura 9.—Proyección de 145* polos de la esquistosidad primaria S_1 Falsilla de Schmidt (Hemisferio Inferior).

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

Tomando como base las medidas obtenidas en los afloramientos correspondientes a las tres Series precámbrico-cámbricas establecidas, se han representado sobre una Falsilla de Schmit (Hemisferio Inferior) las proyecciones de los polos de lineaciones obtenidas en cada una de ellas.

Las figuras 10, 11 y 12 corresponden a las medidas del área S de Ciudad Rodrigo (La Encina-S. Grande) y las figuras 13, 14 y 15 al área O de Ciudad Rodrigo. Los resultados obtenidos son los siguientes:

	La Encina-S. Grande	O C. Rodrigo
Serie Superior	N-S/10° N y 25° N; N 10° E/10° S	N 172° E/25° S
Serie Intermedia	N-S/30° N	N 98° a 138° E/10° N
Serie Inferior	N-S/80° N	N 125° a 130° E/85° S

Los resultados son equivalentes en ambas zonas con plunges mucho más acusados en la Serie Inferior que en las otras dos.

Parece pues evidente que la inclinación de las capas antes de la primera Fase hercínica era diferente entre estas tres series. Al menos esta diferencia es notable entre la Serie Inferior y la Intermedia, que se puede explicar por un plegamiento precámbrico que habría verticalizado las capas de la Serie Inferior antes de la sedimentación de la Serie Intermedia.

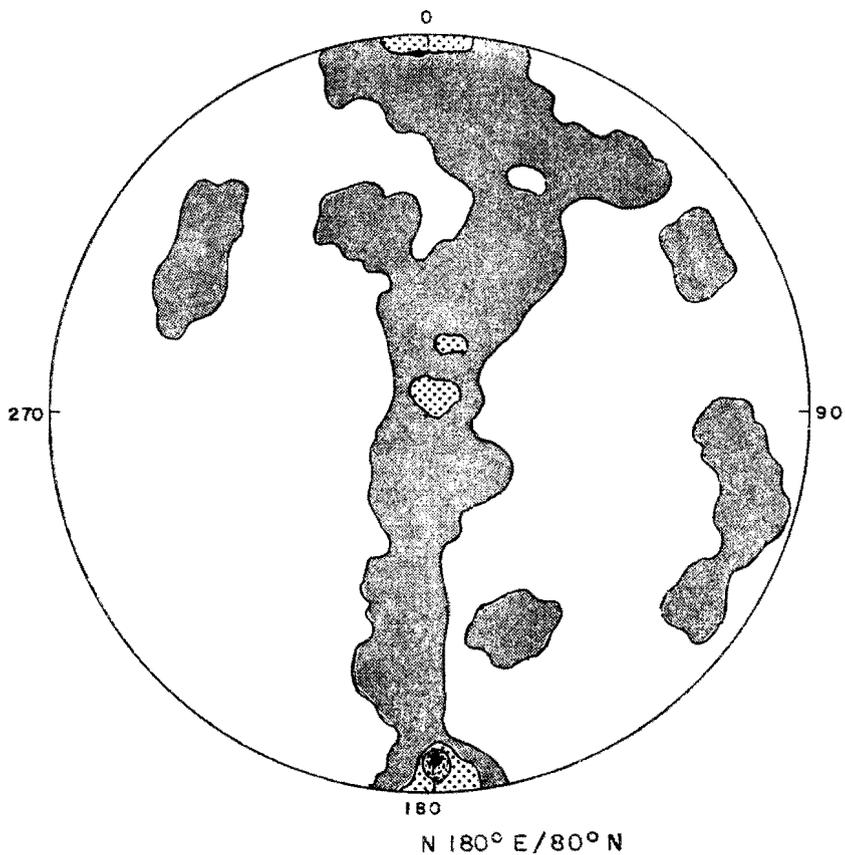
En cuanto a la discordancia entre la Serie Intermedia y la Superior, el estudio de las lineaciones sólo nos permite afirmar que ésta sería de ángulo bajo.

Otras lineaciones

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

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

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

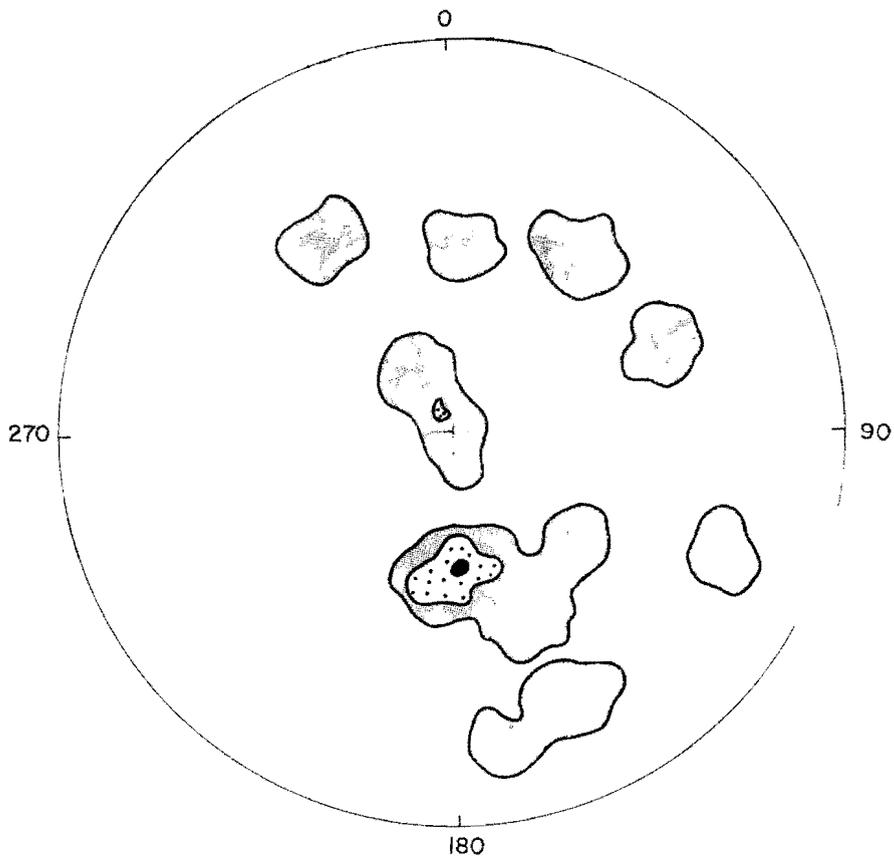


LEYENDA :

□ < 2 %
 ▨ 2 % 10 %

▩ 10 % 18 %
 ▤ 18 % 26 %
 ■ > 26 %

Figura 10.—Proyección de polos de la lineación de Intersección L., Falsilla de Schmidt (Hemisterio Interior). Serie Inferior.



SERIE INTERMEDIA N-S/ 30° N

LEYENDA:

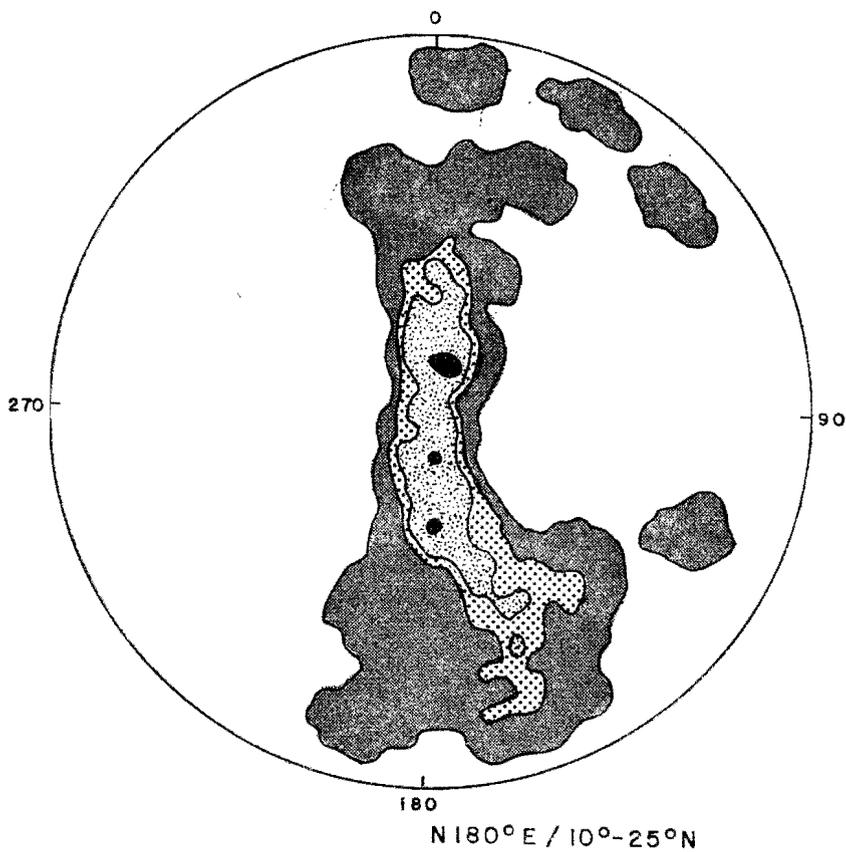
 < 7%

 13% - 20%

 7% - 13%

 > 20%

Figura 11.—Proyección de polos de la lineación de Intersección L. Falsilla de Schmidt (Hemisferio Inferior). Serie Intermedia.

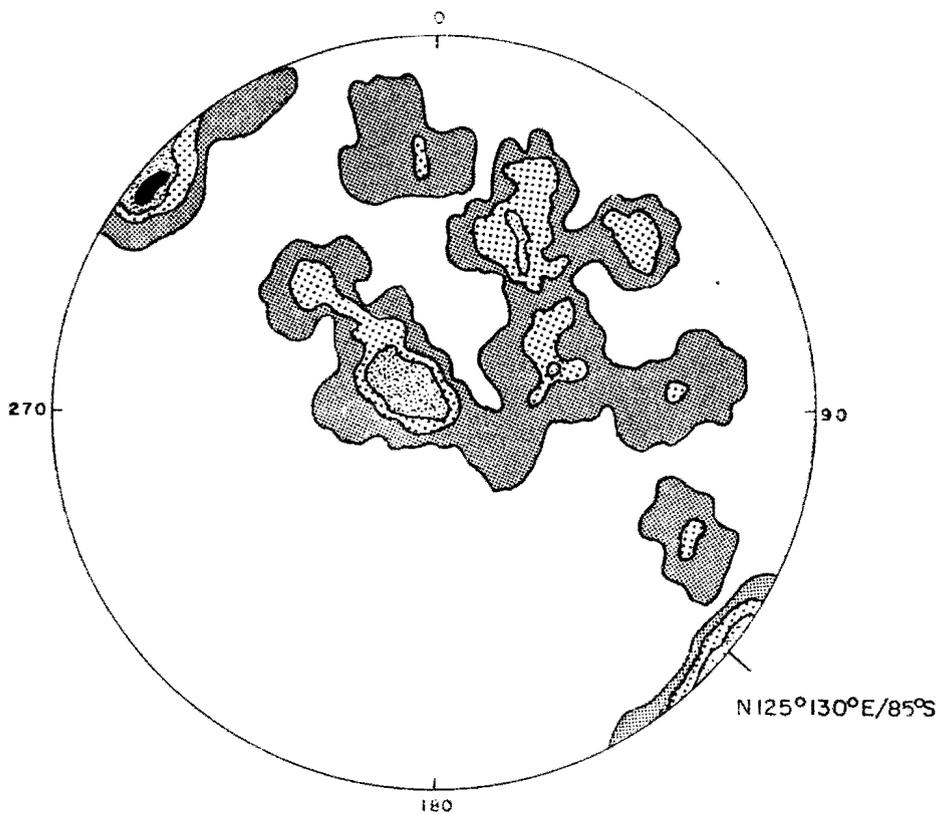


LEYENDA:

< 2 %
 2% 5 %

5 % 8 %
 8 % 13 %
 > 13 %

Figura 12.—Proyección de polos de la lineación de Intersección L, Falsilla de Schmidt (Hemisterio Inferior). Serie Superior.



LEYENDA :

 < 1 %

 1% 5 %

 5 % 10 %

 10% 16 %

 > 16 %

Figura 13.—Proyección de polos de la lineación de Intersección L. Falsilla de Schmidt (Hemisferio Inferior). Serie Inferior.

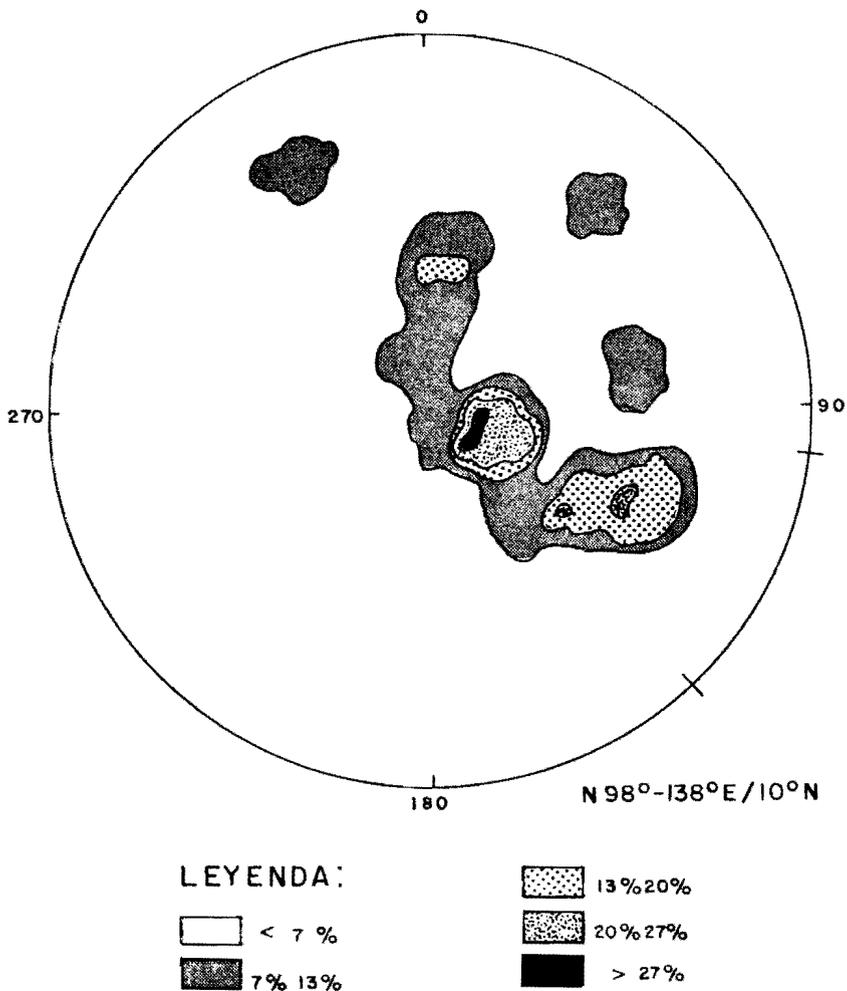
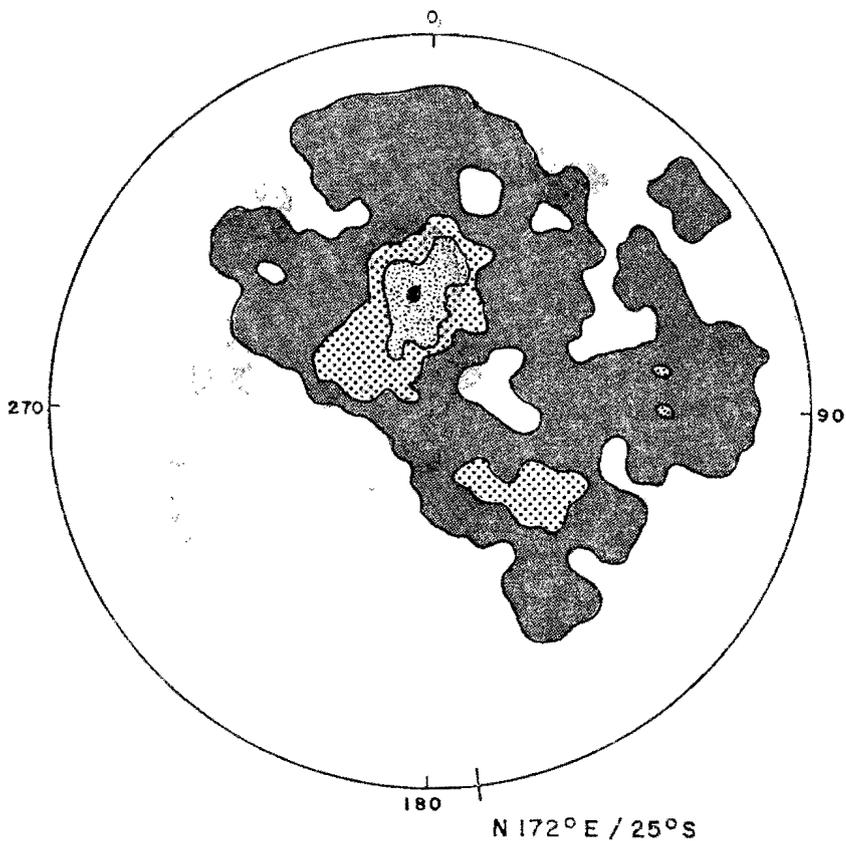


Figura 14.—Proyección de polos de la lineación de Intersección L_1 . Falsilla de Schmidt (Hemisferio Inferior). Serie Intermedia.



LEYENDA :

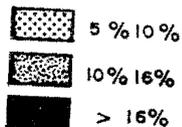
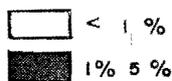


Figura 15.—Proyección de polos de la lineación de Intersección L_1 . Falsilla de Schmidt (Hemisferio Inferior). Serie Superior.

2.3.2 SEGUNDA FASE DE DEFORMACION

La segunda fase de deformación origina pliegues de dirección general E-O que llevan asociados esquistosidad S_2 .

Seguidamente se comentan las características más importantes de esta Fase 2:

Pliegues

Los pliegues desarrollados por la segunda fase de deformación tienen una dirección de traza axial general E-O y presentan una ligera vergencia hacia el N.

Esta Fase produce figuras de interferencia que quedan muy marcadas en el área de Gallegos de Argañán-Alameda de Gardón (Zona nordoccidental de la Hoja) y más atenuadas en el resto (Zona nordoriental).

En la figura 16 se encuentra la representación estereográfica de diversos ejes de pliegues menores de Fase 2 observados en distintos puntos del área de estudio (O de Ciudad Rodrigo).

En el área de Alameda de Gardón aparecen unos niveles calcáreos que sirven de capa guía dentro de todo el conjunto, en donde se pueden observar con claridad las figuras de interferencia entre las Fases 1 y 2 (figura 17). En ella las originarias trazas de Fase 1 de dirección ONO-ESE que configuran el anticlinal de Alameda de Gardón se ve modificado por esta Fase 2 mediante interferencia que origina pliegues de dirección E-O.

También y a nivel puntual, se observan en algunas de las cortas de la Mina Fe pliegues menores de Fase 2 afectando a un flanco corto de Fase 1 en capas cuarcíticas. Estos pliegues de Fase 2 pueden tipificarse como del tipo IB de RAMSAY, J. G. (1967). En algunos casos, casi simétricos, que tienen, en los niveles graváquicos y cuarcíticos charnelas suaves y redondeadas en tanto que se agudizan en los niveles pelíticos.

Esquistosidad

Los pliegues de Fase 2 llevan asociados una esquistosidad desarrollada de forma variable, pero mucho más abundante en la mitad occidental (Alameda de Gardón-Gallegos de Argañán-Río Agueda) que en el resto.

En las rocas pelíticas esta esquistosidad S_2 es del tipo slaty-cleavage y en las rocas graváquicas arenisocas y cuarcíticas se desarrolla una esquistosidad grosera («rough cleavage»).

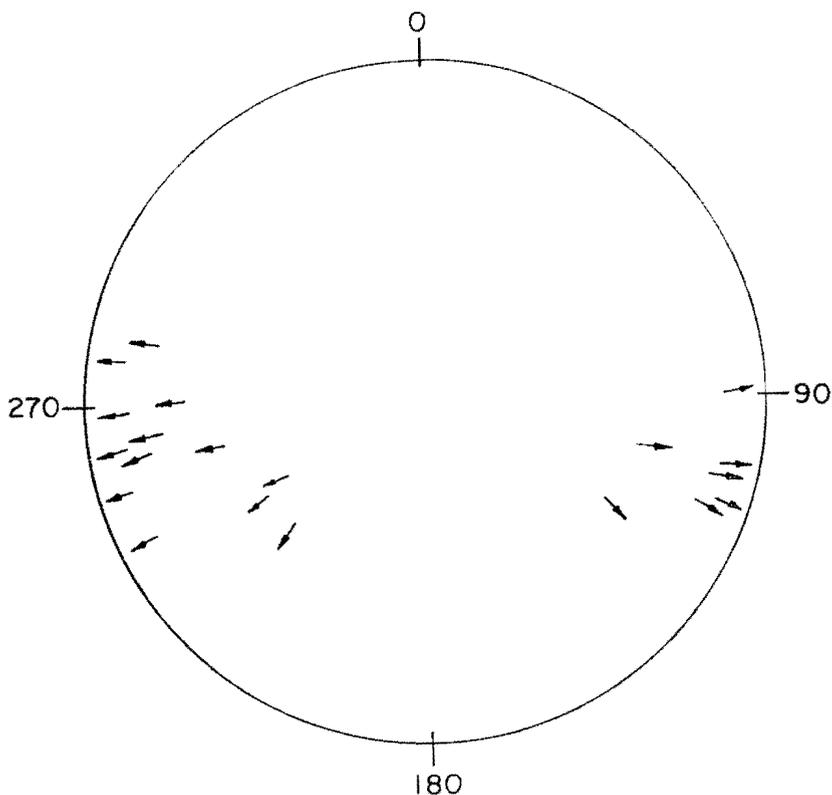


Figura 16.—Representación estereográfica de ejes de pliegues menores de Fase 2.

En general su relación con los planos S_0 y esquistosidad de Fase 1 (S_1) queda reflejada en la figura 18.

Sobre una falsilla de Schmidt (hemisferio inferior) hemos representado 50 polos de la esquistosidad S_2 . Su resultado, queda plasmado en la figura 19, en donde se observa un máximo de dirección N 83° E y buzamiento 55° S.

Líneaciones

La intersección de los planos de esquistosidad de segunda fase S_2 y los de

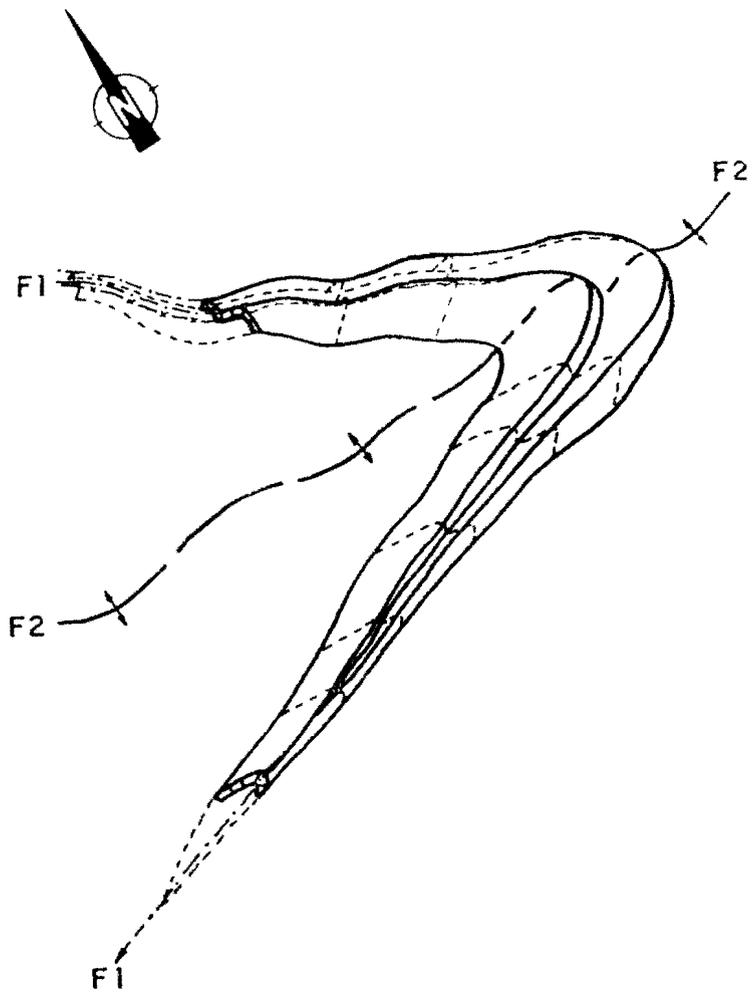


Figura 17.—Interferencia de pliegues en el anticlinal de la Alameda de Gardón.

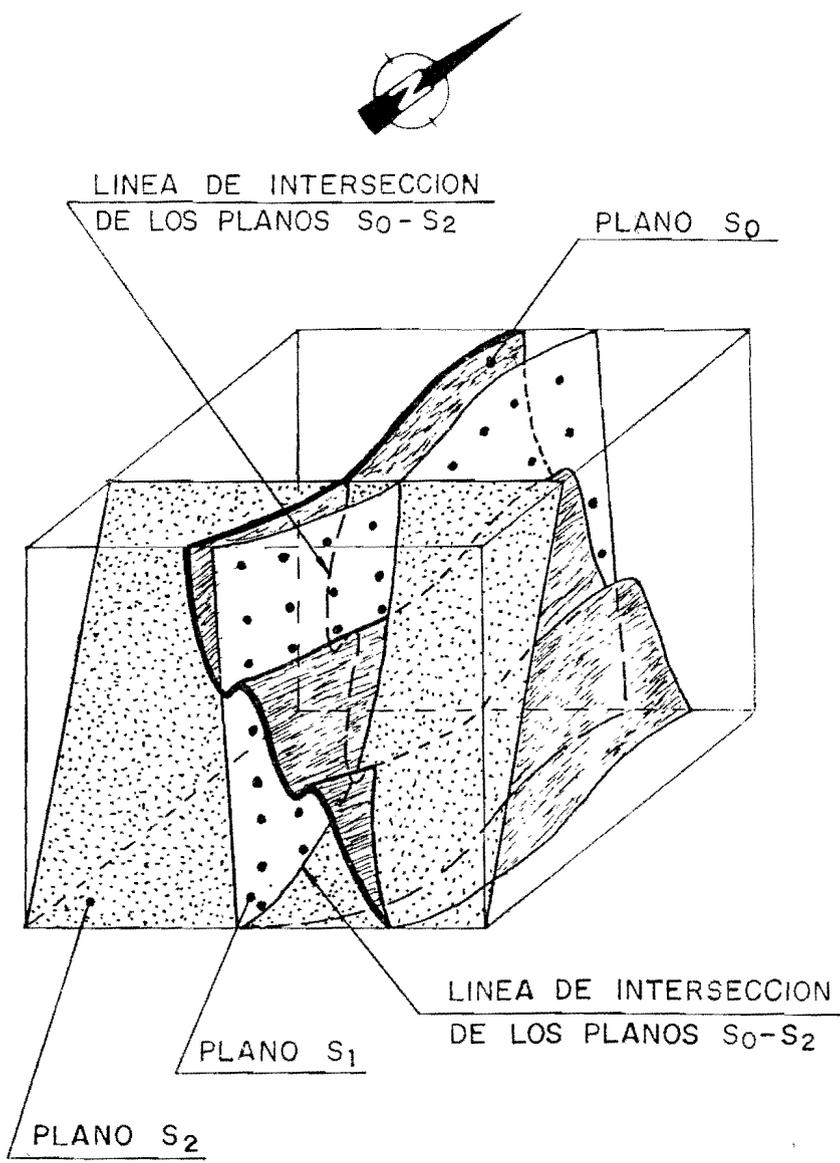


Figura 18

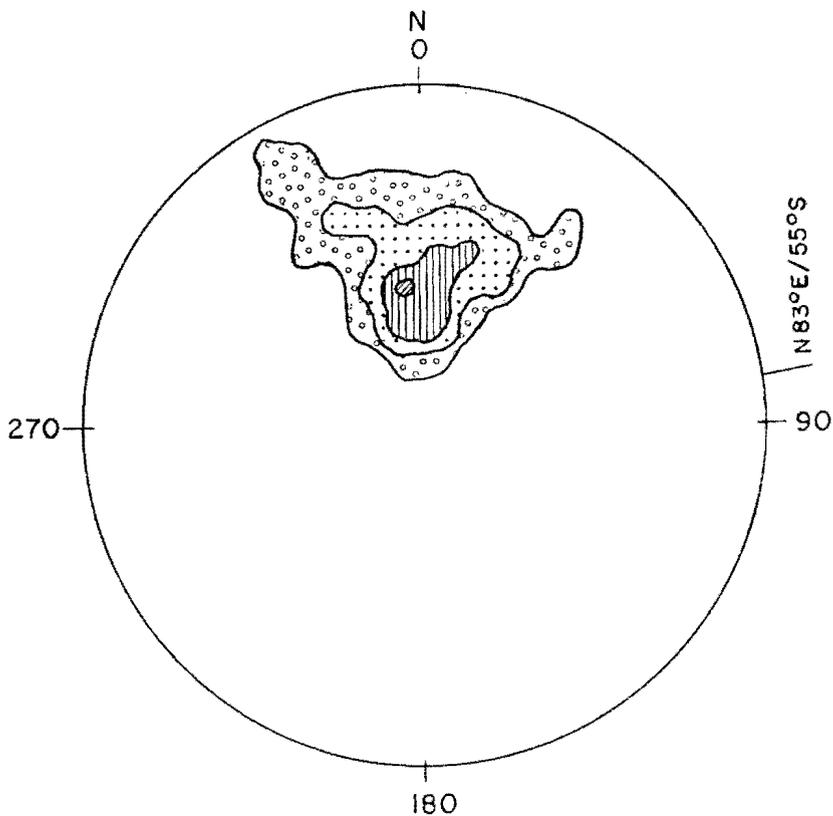


Figura 19.—Proyección de 50* polos de la esquistosidad de Fase 2 (S_2).
Falsilla de Schmidt. (Hemisferio Inferior).

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

estratificación S_0 origina una lineación L_2 que es paralela a los ejes de los pliegues de segunda fase hercínica.

Sobre una falsilla de Schmidt (hemisferio inferior), hemos representado 48 polos de las lineaciones L_2 . Su resultado, reflejado en la figura 20 nos da un máximo de dirección $N 80^\circ E$ y buzamiento 42° al S.

2.3.3 OTRAS DEFORMACIONES

En esta Hoja no se han localizado deformaciones intensas posteriores a la Fase 2 antes descrita, aunque tenemos constancia para el área SO de Salamanca de al menos otra Fase de deformación intensa (Fase 3) y algunos movimientos tardihercínicos (DIEZ BALDA, M.^o, 1982; DIEZ BALDA, M.^o A. et al., en prensa, y MARTIN HERRERO, D. et al., 1988).

2.3.3.1 Pliegues tardíos

La existencia de una tercera fase hercínica de dirección general NE-SO, ha sido mencionada en este área por CORRETGE et al. (1976) y RODA, J. (1980) y en la región por CARNICERO, A. (1980), con muy distinta entidad en cada una de ellas.

Por nuestra parte, no hemos visto en la Hoja de Ciudad Rodrigo ninguna macroestructura de esta fase. Sí hemos incluido aquí algunas estructuras que con dirección aproximada $N 30^\circ E$, produce variaciones en las hercínicas anteriormente descritas.

Estos pliegues tardíos (Fase 3?) se localizan a nivel puntual, como es el caso de los pliegues métricos de plano axial subvertical y buzamiento de la traza axial del orden de los 80° hacia el Sur localizados en las calizas de la Alameda de Gardón que flexionan a las trazas axiales de Fase 1 y 2 (figura 17).

También y a nivel puntual (Río Agueda, Rivera de Azaba, Vertiente Sageras, entre otros), aparecen pequeños repliegues centimétricos con igual dirección y características de plano y traza axial.

2.3.3.2 Esquistosidad tardía

Dentro de las deformaciones tardías incluimos aquí una esquistosidad de crenulación que existe también en los afloramientos del Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior de la zona SE de la Hoja. Su localización se puede

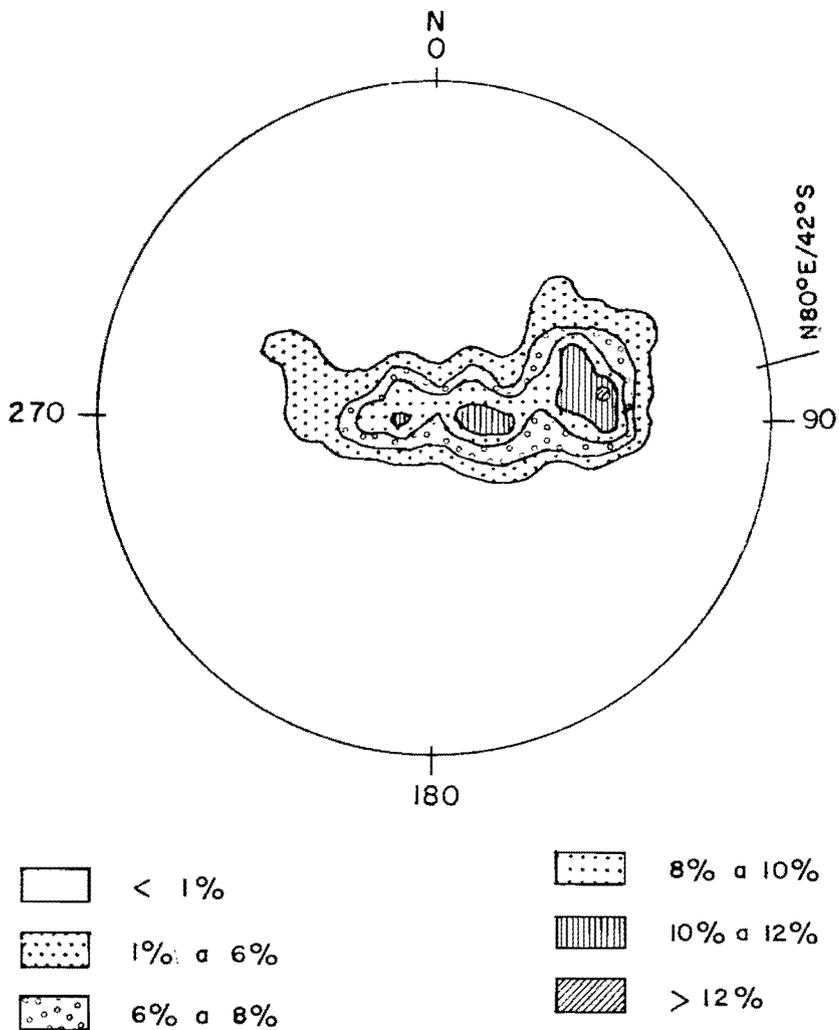


Figura 20.—Proyección de 48 polos de la lineación de intersección L_2 (S_2S_2).
Falsilla de Schmidt (Hemisferio Inferior).

ver en distintos puntos de visu y con frecuencia en el estudio al microscopio. En muestras tomadas en la cc. de Gallegos de Argañán a Villar de Argañán, esta localidad dentro ya de la Hoja núm. 500 (Villar del Ciervo) limítrofe por el Norte con la que nos ocupa, se han podido determinar al microscopio crenulaciones que afectan con claridad a las esquistosidades de Fase 1 y 2 preexistentes.

A la vista de su penetración, tanto en la Hoja como a nivel regional, cabe pensar que estas crenulaciones puedan estar relacionadas con la misma deformación que produjo localmente los pliegues de dirección N 30° E (Fase 3?).

2.3.3.3 Lineaciones tardías

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

2.3.3.4 Fracturas

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

Tal como se aparecía en la Hoja, las fallas representadas quedan más patentes en las rocas graníticas que en el resto, ya que su comportamiento mecánico es diferente al de los materiales sedimentarios, en general más plásticos. Sólo las grandes fracturas quedan plasmadas con claridad, sobre todo en aquellas zonas en donde existen niveles guías competentes o en áreas con estructuras en donde sean apreciables los saltos de falla.

Las fallas aquí representadas corresponden todas al sistema general tardi-hercínico de fracturación que afecta a toda la Zona Centroibérica y que con posterioridad sufrieron reajuegos durante la Orogenia Alpina.

En la figura 21 se encuentran reflejados los diferentes sistemas de fracturas existentes en la Hoja. Este gráfico se ha construido a partir de 56 medidas de fractura, longitud y dirección, plasmadas en el plano geológico con expresión superficial superior a los 500 m. de longitud. Como se puede ver, existe un sistema preferente de fracturación que llevaría una dirección general N 10°-70° E.

De este sistema hay que destacar el conjunto de fracturas incluidas en la dirección N 40-70° E como el más abundante con un 51,77 por 100 del total, a la vez que coinciden con él las de mayor recorrido longitudinal.

Este conjunto N 40-70° E forma parte de los desgarres senestros que a nivel regional tienen una gran importancia en la Zona Centroibérica y cuyo mayor exponente corresponde a la Falla de Alentejo-Plasencia, al sur de la Hoja, que produce desplazamientos en la horizontal de hasta 2 km. apreciables en los relieves paleozoicos de la Sierra de Cañaverál (BASCONES ALVIRA, L. et al., 1982; MARTIN HERRERO, D. et al., 1982 y 1984).

Por otra parte, las fracturas incluidas en el entorno N 10-40° E, presente aquí con un 23,2 por 100 del total, aparecen como fallas normales o inversas, pero en un primer movimiento, podrían tratarse también, de desgarres senestros asociados al grupo de fallas de dirección N 40-70° E.

El resto de las fracturas de la Hoja, se encuentran dispersas en todas las direcciones y en conjunto suponen el 25,03 por 100 del total medido.

Es evidente la existencia de sistemas conjugados con el N 10°-70° E que vienen representados en el área por las direcciones N 140-150° E y N 170-180° E.

Estos sistemas tendrían una componente de desgarre dextro, para después en la Orogenia Alpina reactivarse y rejugarse como fallas normales o inversas.

Es con la Orogenia Alpina cuando todos los sistemas de fracturas hercínicas se reactivan y originan en este área movimientos en la vertical que dan lugar a compartimentación en bloques en donde se ubican los sedimentos terciarios. Tal es el caso de las Cuencas Terciarias situadas al sur de esta Hoja (Moraleja-Coria y Zarza de Granadilla) y la aquí presente (Fosa de Ciudad Rodrigo).

La Fosa de Ciudad Rodrigo presenta una dirección general ENE-OSO en donde se encuentran individualizados dos grandes bloques:

El Sur está constituido por sedimentos antiguos del área (Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior y Ordovícico-Silúrico) y rocas ígneas, en donde predominan las fracturas de dirección N 100-115° E y N 30-60° E y que de una forma escalonada se desarrollan desde La Alamedilla (Hoja núm. 550, Fuentequinaldo) hasta las proximidades a Salamanca. Este bloque en sí, se encuentra levantado y habría servido de pantalla a los sedimentos terciarios.

El Norte corresponde a un bloque hundido hacia el SE, que en la actualidad se encuentra ocupado por sedimentos terciarios que ocultan el basamento compartimentado en zonas de graben y horst, según las direcciones hercínicas. Los perfiles geofísicos realizados por FERNANDEZ AMIGOT, J. A. (1981) en este área, indican potencias del terciario de hasta 400 m. a lo largo de una banda que va desde Puebla de Azaba (Hoja núm. 550, Fuente-

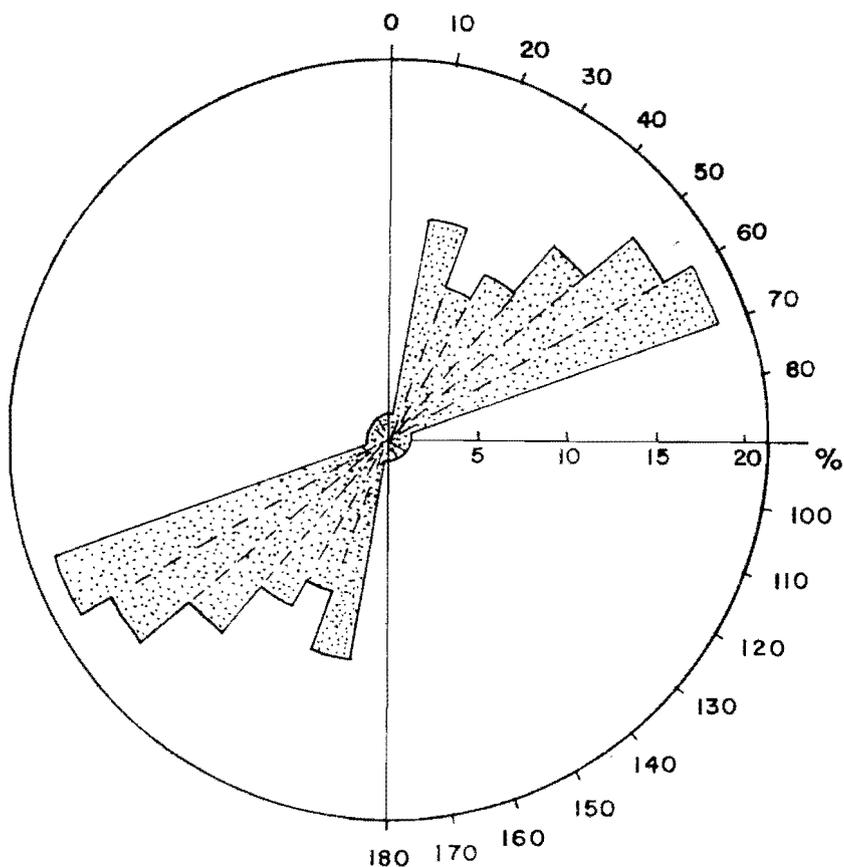


Figura 21.—Direcciones de fallas.

guinaldo) a El Tenebrón (Hoja núm. 526, Serradilla del Arroyo) al S y E, respectivamente, de la localidad de Ciudad Rodrigo.

Las distintas reactivaciones que ha sufrido el conjunto vienen marcadas por las discordancias intraformacionales existentes en el terciario que culmina con las facies rojas que se desarrollan al E de Ciudad Rodrigo y llegan hasta Salamanca.

3 GEOMORFOLOGIA

Desde el punto de vista morfoestructural, la Hoja 525 está encuadrada en plena Meseta Castellana y, concretamente en una zona del borde septentrional del extremo sur de la Fosa de Ciudad Rodrigo. Por tanto, estando en una zona de borde, quedan establecidos, casi de antemano, dos dominios claros: el Dominio Hercínico y el Dominio Depositional, este último con predominio de relleno Terciario y ambos con importantes retoques cuaternarios (fig. 22).

Dominio Hercínico

Ocupa fundamentalmente el borde N y O de la Hoja con una considerable variedad litológica. Presenta un relieve bastante homogéneo donde tan sólo destacan las alineaciones cuarcíticas, que configuran las Sierras de Torralba y Camaces, con cotas máximas de 848 m. y 829 m., respectivamente.

Los sedimentos del Precámbrico Superior-Cámbrico Inferior se encuentran ubicados en un área en donde la topografía media es del orden de los 650 m. y la cota máxima de unos 700 m. (Cerro de M.^a Alba, con 709 m., y Valdecabrero, con 704 m.). En borde Sur de la Hoja los materiales carbonatados constituyen las mayores elevaciones del área (Sierra Grande con 833 m. de cota).

La homogeneidad de relieves de este Dominio es consecuencia de las alteraciones sufridas por el zócalo hercínico y de los arrasamientos o modelados de aplanamiento, debidos a los sistemas erosivo-sedimentarios que se han sucedido.

Con relación a las alteraciones sobre el zócalo hercínico (MOLINA, E. et al., 1980, 1982 y 1984, y MARTIN SERRANO, A., 1985 y 1988), se ha corroborado y comprobado para los bordes de la Fosa de Ciudad Rodrigo las siguientes:

- a) Alteración fini-mesozoica o pre-paleoceno. Localizada, fundamentalmente, debajo de las areniscas silíceas paleocenas. Ha sido definida como una alteración de carácter tropical que destaca por su contenido caolinítico.
- b) Alteración oligo-miocena. Con respecto al anterior perfil, su contenido en minerales caoliníticos es mucho menor, por lo que se considera que corresponde a un perfil alterítico menos evolucionado.
- c) Alteración fini-neógena. Ha sido denominada «Alteración Ocre». Se encuentra localizada tanto sobre el zócalo como sobre las series terciarias que le preceden.

En cuanto a los arrasamientos o modelados de aplanamiento cabe citar que van ligados a los ciclos sedimentarios identificados en la Cuenca y son reconocidos, fundamentalmente, según la relación geométrica existente entre dichos ciclos.

En este borde de la Fosa, los depósitos terciarios se superponen de forma progresiva o expansiva al zócalo previamente arrasado. Esta relación se comprueba perfectamente para el segundo ciclo arcósico, cuya base constituye una superficie plana, labrada tanto sobre basamento como sobre la serie inferior [Formación Areniscas de Ciudad Rodrigo (15), ALONSO GAVILAN, G., y CANTANO, M., 1976].

Tanto el área granítica como las series paleozoicas, presentan restos de perfiles alteríticos. Esta alteración se encuentra fosilizada, a veces, por el segundo ciclo arcósico y debe pertenecer al perfil más viejo (Alteración Pre-Paleocena).

Dominio Depositional

A nivel de cuenca, para el relleno terciario, la secuencia de relleno de la misma es casi completa desde el Paleoceno hasta el Plioceno, considerándose con los depósitos plio-pleistocenos de los abanicos y glaciares de las rañas.

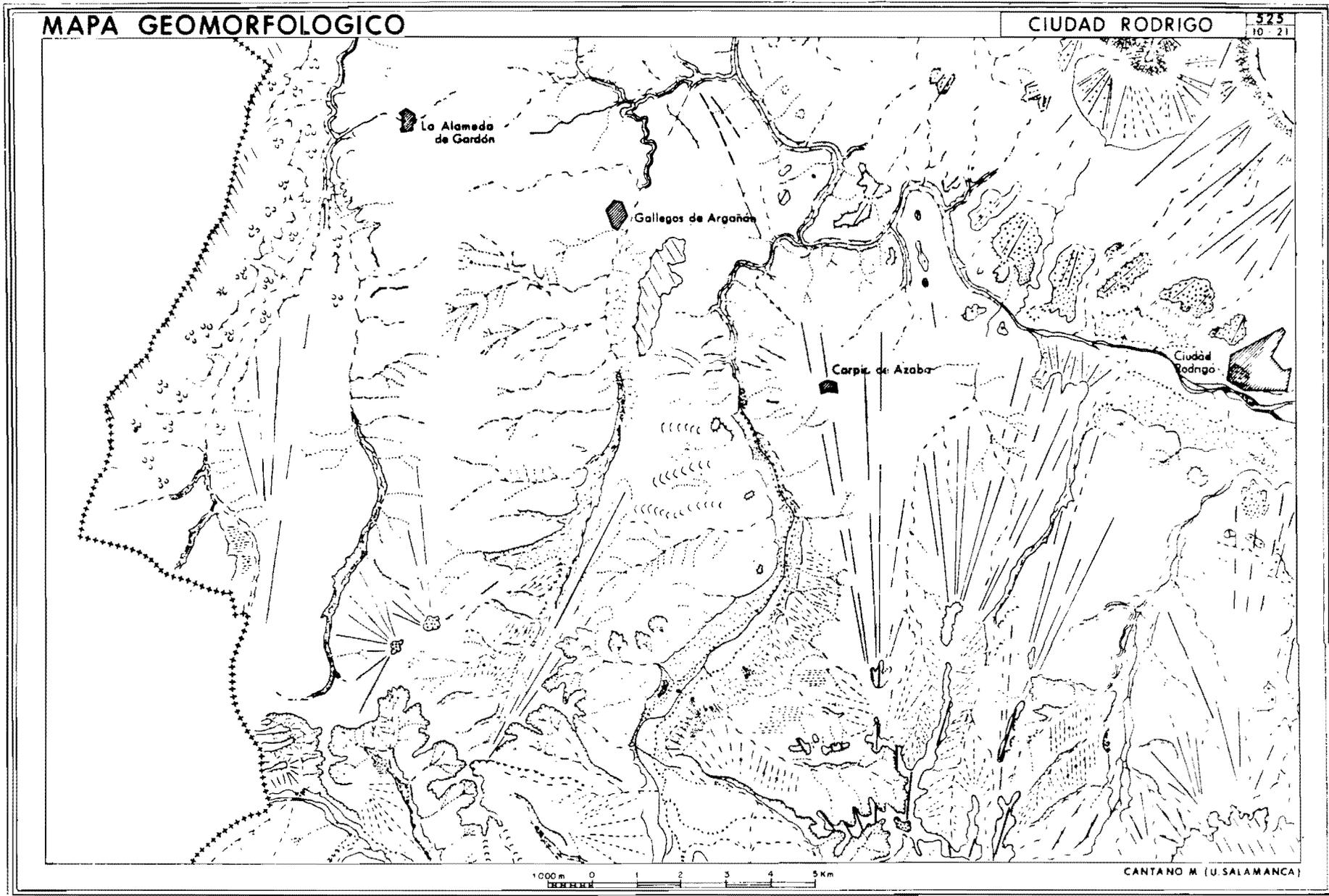
La serie Arcósica Superior (JORDA, J., 1982; CANTANO, M., y MOLINA, E., 1987) está constituida por secuencias de abanicos aluviales cuya geometría no siempre es posible deducir. Esto ocurre fundamentalmente en el borde N y O y puede achacarse a que ha sido la zona más afectada por la erosión. En el área central de la Hoja tampoco es factible un reconocimiento perfecto de estos cuerpos. En el borde sur sí ha sido posible la identificación de alguno de estos abanicos que, aunque muy degradados por el encajamiento de la red fluvial cuaternaria, conservan bastante bien su morfología.

Los abanicos aluviales terciarios (Oligoceno-Mioceno Inferior) están conservados por restos de glaciares de edad muy posterior al relleno terciario de la cubeta (glaciares de «Cabezuela», «Camaces-Torralba»).

La edad deducida para el desarrollo de estos glaciares es Cuaternario antiguo (Pleistoceno), puesto que están labrados topográficamente por debajo de los glaciares de las rañas (Plio-Pleistoceno).

Morfología dinámica durante el Cuaternario

La mayor parte del relieve observado en la Hoja es de origen cuaternario. Las cotas más elevadas (840 m.), Sierras de Torralba y Camaces, son relieves



LEYENDA

- SUPERFICIES MORFOLOGICAS**
- Pedimento intrapleistoceno degradado
- GLACIS**
- Glacis Pleoceno o plio - cuaternarios
 - Glacis Pleoceno o plio - cuaternarios con cobertura
- MODELO DE VERTIENTES**
- Relieve residual
 - Escarpe
 - Escarpe abrupto
 - Laderas degradadas o regularizadas
- MODELO GRANITICO**
- Berrocales
- MODELO FLUVIAL**
- Cauce activo
 - Cauce esporadico
 - Planura aluvial o valle de fondo plano
 - Barrancos de incision lineal
 - Interfluvios en cresta
 - Interfluvios alomados
 - Superficies de enlace
 - Confluencias sub actuales
 - Zonas endorreicas
- TERRAZAS**
- Escarpe de terraza
 - Terrazas
 - Nucleos urbanos

Figura 22

exhumados que originalmente estuvieron fosilizados por los depósitos del segundo ciclo arcósico (JORDA, J., 1982).

La primera manifestación de morfogénesis cuaternaria correspondería a la ruptura de la superficie glacis de la Raña (Plio-Pleistoceno) por la red fluvial. Los primeros restos terciarios se localizan hacia los 800 m. sobre la serie Arcósica superior (17); observándose sobre ellos el desarrollo de una morfología de Glacis, actualmente muy degradadas por el encajamiento fluvial. La base de dichos glacis está en torno a los 700 m., coincidiendo con el techo de la serie inferior [Formación Areniscas de Ciudad Rodrigo (15), ALONSO GAVILAN, G. et al.; op. cit.] o con el basamento.

Por debajo de los 700 m. se encuentra la secuencia de terrazas escalonadas en torno al trazado del río principal (el Agueda). Secuencia que se desarrolla en el dominio de la Formación Areniscas de Ciudad Rodrigo (15), y no en el zócalo, donde tan sólo se encuentran restos de las terrazas más altas.

El principal curso fluvial en la Hoja es el río Agueda, que discurre con dirección SE-NO, a través del cuadrante noroccidental de la misma. En él se distingue claramente una amplia llanura aluvial con terrazas escalonadas en ambas márgenes, y en el tramo más septentrional el río llega a encajarse unos 110 m. sobre el zócalo, con trazado sinuoso por adaptarse a las líneas de fracturación del mismo.

En el resto de la Hoja la red de drenaje está canalizada en los afluentes del Agueda por su margen izquierda. Presentan un trazado S-N o SSO-NNE, como: La Rivera de Azaba, Rivera de Gallegos, Rivera del Campo del Berrocal, Arroyo de Bodón.

En el área del dominio hercínico, la red está encajada y parcialmente controlada por la tectónica, con barrancos de incisión lineal.

Localmente se encuentran zonas sin encajamiento alguno, con drenaje deficiente, señaladas como zonas semiendorreicas.

En el área del dominio deposicional la red fluvial está menos encajada, sobre todo en la zona central y occidental de la Hoja, con laderas y vertientes muy suaves que corresponden a «vertientes regularizadas». Estas vertientes están, a su vez, rotas por el encajamiento de barrancos de incisión lineal.

Los valles de estos cursos fluviales (con estiajes prolongados) presentan, además, una tendencia a valles de fondo plano, al menos en ciertos tramos de su recorrido, algunos de ellos con restos de terrazas bien conservadas (Rivera de Azaba).

4 PETROLOGIA

4.1 ROCAS PLUTONICAS

Los materiales graníticos aflorantes en la Hoja de Ciudad Rodrigo se localizan al O, entre la frontera con Portugal y el meridiano de La Alameda de Gardón. Ocupan una extensión aproximada de 70 km².

Al E de esta zona, situado entre las localidades de Gallegos de Argañán y Carpio de Azaba, existe un stock ígneo de 3 km² de superficie.

Estos granitos constituyen el área de Vilar Formoso-Fuentes de Oñoro, que a su vez es perteneciente al Batolito de Guarda. Como antecedentes más recientes se encuentran los trabajos de MINGARRO, F. et al. (1971) y CO-RRETGE, L. G., y LOPEZ-PLAZA, M. (1977) en el área española y OEN ING SOEN (1970) en Portugal.

Las facies graníticas establecidas en esta Hoja son, por tanto, correlacionables con las asignadas por OEN ING SOEN (1970) en el Batolito de Guarda. Así, la facies de borde, aquí considerada, es decir, granodioritas y granitos porfídicos de grano grueso, se corresponden con el grupo IV de OEN ING SOEN, en tanto que los granitos monzoníticos equivalentes al grupo III, y los de grano fino al V o aplogranitos. Los restantes tipos son más bien facies locales, algunas de ellas de diferenciación, y por tanto, son más difícilmente correlacionables con los del citado autor.

En los apartados siguientes se exponen las distintas facies cartografiadas con sus características más relevantes.

4.1.1 GRANODIORITAS Y GRANITOS DE GRANO FINO PORFIDICO (4)

El área diferenciada cartográficamente con esta denominación consta de tres afloramientos distribuidos al S y E de Fuentes de Oñoro. Sus contactos con los granitos monzoníticos son netos.

Son rocas de grano fino-medio de dos micas y con predominio de la biotita sobre la moscovita. Su textura es porfídica con megacrístales idiomorfos de hasta 5 cm. y orientados al NE o NNE.

Sus características al microscopio son las siguientes:

- *Cuarzo*: Ocasionalmente aparece en grandes cristales globosos de tendencia microporfídica.
- *Feldespato potásico*: Forma grandes megacrístales idiomorfos, con la marca de Carlsbad y esporádicamente con la de la microclina. Presentan per-

titas de tipo «band» o «interpenetrant». Además, aparece en cristales anhedrales en la mesostasis.

- *Plagioclasas*: Están generalmente zonadas, con núcleos de oligoclasa (15-27 por 100 An) y bordes albiticos (5-9 por 100 An).

Como minerales accesorios cabe citar: clorita, sericita, minerales de arcilla, apatito, andalucita, circón, rutilo, leucoxeno, opacos y turmalina. La cordierita aparece visible a simple vista y, a veces, en cristales prismáticos incluidos en los megacristales de feldespato.

4.1.2 GRANODIORITAS Y GRANITOS PORFIDICOS BIOTITICOS Y DE GRANO GRUESO (5)

Se distribuyen a lo largo de todo el contacto en una banda de dirección NO-SE, con una anchura máxima próxima a los 2 km., que da lugar a las denominadas «facies de borde». El paso a los granitos monzoníticos del interior es difuso.

Son granitos y granodioritas con tamaño de grano grueso a muy grueso, porfídicos y con una considerable cantidad de biotita. El feldespato potásico es abundante, presentándose en megacristales de hasta 12 cm. y dispuestos subparalelamente al borde del batolito.

Son frecuentes los acumulados biotíticos, así como las concentraciones holo-feldespáticas sin una estructura definida.

En esta facies es frecuente la presencia de vetas aplíticas distribuidas en dos familias predominantes (N-S con buzamientos al O y ENE-OSO verticales).

Al microscopio, sus principales características son:

- *Textura*: Heterogranular, porfídica e hipidiomórfica.
- *Cuarzo*: En ocasiones forma agregados de varios cristales, globosos y de carácter microporfídico.
- *Feldespato potásico*: Forma megacristales idiomorfos, perfiticos (pertitas «patch» e «interpenetrant»), maclados según la ley de Carlsbad y ocasionalmente de la microclina. Incluye plagioclasas y biotitas. También aparece en pequeños cristales xenomorfos.
- *Plagioclasas*: La oligoclasa se presenta en cristales subhedrales con núcleos de An 22-35 por 100 (algunas veces llega a ser andesina ácida) y bordes de An 6-16 por 100. En ocasiones existe un fino sobrecrecimiento albitico (An 5-6 por 100) que, además, rellena los espacios intergranulares existentes entre los feldespatos.

Entre los minerales accesorios destacan: moscovita, apatito, circón, rutilo, leucoxeno, sericita, minerales arcillosos y cordierita, así como turmalina intersticial.

4.1.3 GRANITOS MONZONITICOS DE GRANO MEDIO Y DE DOS MICAS \pm ANDALUCITA (6)

Es la facies con mayor desarrollo superficial y constituye el 50 por 100 aproximadamente de los granitos aflorantes.

Son granitos de dos micas, con predominio de la biotita, tamaño de grano fino a grueso y porfídico en ocasiones, aunque los megacristales de feldespato potásico no alcanzan el tamaño de los de la facies de borde.

Al microscopio se caracterizan por presentar una textura heterogranular, porfídica y alotriomorfa [hipidiomórfica].

- *Cuarzo*: Forma cristales anhedrales de gran tamaño.
- *Feldespato potásico*: Se desarrolla en grandes cristales porfídicos, con pertitas de tipo «vein» y «patch», y con la macla de Carlsbad y de la microclina. El feldespato presenta frecuentes corrosiones producidas por vetas de cuarzo tardío y por la albita secundaria. En ocasiones se producen intercrecimientos con el cuarzo.
- *Plagioclasas*: Son de dos tipos, una zonada en grandes cristales con núcleos de oligoclasa (12-30 por 100 An) y bordes de albita (5-10 por 100 An) y otra albita secundaria intergranular, entre los cristales de feldespato y en los agregados de grano fino.
- *Andalucita*: Cuando aparece se presenta siempre dentro de los cristales de moscovita o incluida en las plagioclasas y, generalmente, rodeada por un borde sericítico.
- *Minerales accesorios*: Turmalina, apatito, circón, sericita, rutilo y leucoxeno.

Dentro de este grupo se puede considerar una subfacies moscovítica en los alrededores de la localidad de Fuentes de Oñoro. En esta zona la biotita aparece en cantidades subordinadas y el granito presenta diferenciados pegmatíticos.

Son granitos de dos micas con predominio de la moscovita y con tamaño de grano fino (aplítico) a muy grueso (pegmatóide).

Esta subfacies moscovítica presenta las siguientes características microscópicas:

Texturalmente son granitos heterogranulares y alotriomorfos.

- *Plagioclasa*: Normalmente es una albita con contenidos de un 6-10 por 100 An; a veces algunas están ligeramente zonadas y pueden llegar a ser, en los núcleos alterados, oligoclasa ácida.

Tanto la plagioclasa como el feldespato potásico, que se presenta siempre en cristales xenomorfos, tienen numerosas inclusiones de cuarzo con formas goticulares.

- *Minerales accesorios*: Andalucita, turmalina, apatito, circón, leucoxeno, clorita y sericita.

4.1.4 LEUCOGRANITOS APLO-PEGMATITICOS (7)

Existen zonas con diferenciados aplo-pegmatíticos que por su superficie permiten ser distinguidas con la facies de «leucogranitos aplo-pegmatíticos». Esto ocurre en las proximidades de Fuentes de Oñoro y frente a la localidad portuguesa de Poço Velho. Son cuatro pequeños afloramientos de los que ninguno supera el kilómetro cuadrado de extensión. Su contacto con las facies próximas es neto.

En determinadas zonas al sur de Fuentes de Oñoro la subfacies aplítica aparece afectada por la deformación frágil (fallas tardihercínicas), adquiriendo una textura cataclástica, y extinción ondulante y microfracturas en todos sus minerales.

Otras características mineralógicas son:

- *Cuarzo*: Forma cristales globulares de tendencia microporfídica con formas elipsoidales, rodeados por una matriz de grano más fino, albita, moscovita, feldespato potásico y cuarzo.
- *Plagioclasas*: En la subfacies aplítica son de tendencia albítica, con contenidos de anortita inferiores al 5 por 100. Por el contrario, en los casos de mayor tamaño de grano y sin fenómenos muy marcados de diferenciación, la plagioclasa es generalmente oligoclasa zonada, con núcleos de 17-22 por 100 An y bordes albíticos de 8-10 por 100 An.
- *Feldespato potásico*: Forma cristales grandes subhedrales, con las maclas de Carlsbad y de la microclina a veces. Son numerosas las inclusiones de plagioclasa y cuarzo goticulares.
- *Moscovita*: En ocasiones tiene «nidos» de sericita y/o moscovita fibrosa que probablemente representan la alteración de andalucita y/o sillimanita.

- *Minerales accesorios*: Sericita, opacos, ambligonita, casiterita, topacio, clorita, apatito, rutilo, circón, leucóxeno y esfena.

4.1.5 GRANITOS DE GRANO FINO (CUPULIFORMES?) (8)

Estos granitos aparecen en tres pequeños afloramientos alargados según dirección NNE y en lugares de cota elevada (inferior a 740 m.). Geográficamente, se localizan al norte de Fuentes de Oñoro.

Son granitos de grano fino, de dos micas, y con carácter porfídico poco acusado, aunque variable y en función de la presencia de dispersos megacristales de feldespato potásico y de agregados de cuarzo.

Al microscopio presentan textura heterogranular y alotriomorfa.

- *Cuarzo*: En ocasiones forma agregados globosos de varios cristales de tendencia porfídica. También se presenta como pequeños cristales irregulares o como cuarzo goticular redondeado incluido en las plagioclasas.
- *Feldespato potásico*: Se presenta en pequeños cristales xenomorfos, aunque algunos, algo mayores, son ligeramente peritéticos (perititas tipos «patch») y con numerosas inclusiones de cuarzo globular.
- *Plagioclasa*: En cristales subhedrales es generalmente albita (4-8 por 100 An). Sin embargo, hay algunas plagioclasas ligeramente zonadas que llegan a alcanzar el 15 por 100 An en el núcleo.
- *Minerales accesorios*: Biotita, clorita, apatito, rutilo, sericita, circón y opacos.

4.1.6 APOFISIS GRANITICAS (\pm MOSCOVITA \pm TURMALINA) (9)

En este apartado se engloba un conjunto de pequeños afloramientos graníticos de escasa superficie e intruidos en los metasedimentos precámbricos de las áreas inmediatas al contacto con el batolito. Se encuentran localizados al O de la localidad de La Alameda de Gardón.

Son graníticos moscovíticos con tamaño de grano de medio a fino (aplítico) y con mayor contenido de turmalina en relación inversa con la presencia de biotita.

Su textura es variable.

- *Plagioclasa*: Generalmente es albita (5-10 por 100 An).

- *Feldespatos potásicos*: Se presenta sin caras y con intercrecimientos con la albita.
- *Minerales accesorios*: Turmalina, opacos, sericita, biotita, xenotima, topacio, casiterita, lepidolita y ambligonita.

Enclaves

Estos se encuentran en áreas próximas al contacto entre las granodioritas y granitos de grano fino porfídicos y los granitos monzoníticos. Se disponen disseminados y/o en pasillos y se caracterizan por presentar una composición granodiorítica-tonalítica.

Desde el punto de vista mineralógico presenta la siguiente composición: cuarzo, biotita, plagioclasa, circón, moscovita, cordierita, apatito y rutilo.

4.2 ROCAS FILONIANAS

4.2.1 FELSITAS (1)

A nivel cartográfico sólo se han plasmado dos diques. El mayor de los cuales se localiza en el Arroyo de Presas, al S de Gallegos de Argañán, de dirección E-O y longitud aproximada de 2 Km., con una potencia máxima apreciable de unos 50 m.

En la Ribera de Azaba se encuentra también otro dique de iguales características, dirección E-O, y longitud algo menor (1 Km., aproximadamente).

Son rocas leucocráticas y de tamaño de grano fino (aplítico). Su textura es felsítica, granofídica y esferulítica.

Su mineralogía principal consiste en cuarzo, plagioclasa y feldespatos potásicos. Los minerales accesorios existentes son cuarzo, albita, feldespatos potásicos, moscovita, sericita, biotita y opacos.

Con relación a estos diques RODA, J. (1981), al igual que MINGARRO, F. et al. (1970) los denomina «Dique riolítico», aunque ya CORRETGE, L. G. et al. (op. cit.) atribuyen la denominación de Felsita a las rocas de naturaleza semejante.

4.2.2 APLITAS (2)

Con relación a este tipo de rocas cabe destacar la existencia de un primer grupo compuesto por diques cuya longitud puede alcanzar los 1.000 m. y su

potencia no sobrepasa los 20 m., de dirección ENE, y que se localizan al SE de Fuentes de Oñoro y que arman en la facies de granitos monzoníticos. Mineralógicamente, constan de cuarzo, moscovita, biotita, clorita, sericita, microclina y plagioclasa.

Un segundo grupo de naturaleza aplo-pegmatítica se localiza a nivel puntual y sin expresión cartográfica a esta escala en la facies de borde. Estos últimos presentan dos direcciones predominantes, NO-SE y NE-SO. Son rocas leucocráticas con la siguiente composición mineralógica: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y moscovita como principales, y biotita, apatito, clorita, rutilo, circón y sericita, como minerales accesorios.

4.2.3 DIQUES DE CUARZO (3)

Constituyen un importante sistema, tanto a escala regional como en el marco de la Hoja; no obstante, al presentar espesores centimétricos o decimétricos no es posible su representación cartográfica. Sólo en casos muy aislados con espesores métricos y cierta continuidad superficial se han marcado en la cartografía.

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

Normalmente, son rocas casi monominerales formadas por cuarzo y cantidades muy accesorias de hematites, que no llega al 0,5 por 100 en volumen.

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

La proporción de inclusiones fluidas bifásicas es bastante elevada (aproximadamente 1-2 por 100 del volumen del cuarzo) y se disponen fundamentalmente según dos direcciones.

Algunos diques de cuarzo tienen mineralogía un poco más compleja. Destacan entre otros los constituidos por cuarzo y apatito y cantidades acceso-

rias de clorita, albita, moscovita y feldespato potásico (CORRETGE, L. G. et al., 1984).

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

Por último, hay que mencionar la existencia a escala regional de diques hidrotermales relacionados con la fracturación tardihercínica que se disponen según las direcciones conjugadas preferentes N 140-150° E y N 30-70° E. Es en este grupo donde se incluyen los «sierros», muy característicos de esta región.

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

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

4.3 ROCAS CON METAMORFISMO DE CONTACTO

Las rocas afectadas por metamorfismo de contacto, producido por la intrusión de los granitos pertenecientes al área de Vilar Formoso-Fuentes de Oñoro corresponden a materiales precámbrico-cámbricos del Complejo Esquistos Grauváquico.

La extensión superficial de la aureola de metamorfismo de contacto es muy variable y oscila entre 0,5-1,5 Km. Las características petrográficas más destacadas de los materiales con metamorfismo de contacto son:

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

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

4.4 PETROLOGIA IGNEA

Los granitos de este área son mayoritariamente de feldespato calcoalcalino, y de dos micas. No obstante, existen facies que se apartan de esa norma general: por un lado, la facies porfídica de borde con abundante biotita, y por otro lado, las facies leucocráticas y aplopegmatíticas del interior, con plagioclasas, albita y moscovita. Como ya se ha sugerido (CORRETGE, L. G. et al., 1977), ambos extremos pueden representar los estadios inicial y final, respectivamente, de un proceso largo de diferenciación. A este respecto, cabe resaltar una serie de características petrográficas que evidencian la importancia, al menos cualitativa, de los procesos tardi-postmagmáticos, es decir: 1) abundancia de moscovita histerógena, en general, y de moscovita proveniente de la alteración de la andalucita, en particular; 2) abundancia de cuarzo y albita como fases tardías o secundarias; 3) relativa frecuencia de turmalina tardía e intersticial, y 4) cloritización de la biotita.

Desde el punto de vista cronológico y estructural los granitos de este área se encuadran en la serie de los granitos «tardíos» («Younger Hercynian Granites» de SCHERMERHORN, 1956), de acuerdo con las edades en torno a 280 m.a. obtenidas en áreas próximas (GARCIA GARZON, J. et al., 1981; FERREIRA, M. P. et al., 1977; PINTO, M. S., 1983). Este carácter tardío en la sucesión de los eventos hercínicos se traduce en la ausencia de fábricas deformacionales. Sin embargo, son relativamente frecuentes las fábricas anisótropas, marcadas sobre todo por las orientaciones preferentes de los megacristales de feldespato, que tienden a definir direcciones submeridianas (al NNO), y subparalelas, por consiguiente, al contacto (CORRETGE, L. G. et al.) (op. cit.).

Estas débiles orientaciones submeridianas son, en realidad, bastante frecuentes en los granitos tardíos del dominio central del Macizo Hespérico, deduciéndose un cierto influjo tectónico de las fases de deformación más tardías (LOPEZ PLAZA, M., y CARNICERO, A., 1980). El stock granítico del este de Gallegos de Argañán tiene una débil orientación mineral concordante con los contactos, tendiendo a definirse trayectorias concéntricas indicativas de su emplazamiento.

Aunque los granitos del área de Fuentes de Oñoro no constituyen por sí mismos una unidad petrológica estructural, la clara disposición de la facies de borde y su transición hacia los granitos monzoníticos del interior apuntan

a una especie de zonación composicional de tipo concéntrico, si se considera una macrounidad con las partes adyacentes de Portugal. De hecho, es común en los granitos tardíos del centro-oeste de España la existencia de una facies de borde más fémica y con más acusado carácter porfídico (CARNICERO, A., 1980). Admitiendo que las facies locales de diferenciación existentes en el interior son posteriores, resulta una probable claridad magmática de tipo centrípeto, lo cual parece ser un hecho repetido en muchos plutones tardíos del Macizo Hespérico (LOPEZ PLAZA, M., y GONZALO, 1986; LOPEZ PLAZA, M., y MARTINEZ CATALAN, J. R., 1987). Pero también es cierto que la facies de borde presenta un importante cortejo de aplitas y pegmatitas, como si realmente se hubiera superpuesto un fenómeno de polaridad centrífuga, de un modo análogo al de otros batolitos meridionales (CORRETGE, L. G. et al., 1981).

La secuencia ígnea culmina en el área con la intrusión de los diques felsíticos, ya en condiciones subvolcánicas; mientras que, finalmente, la arquitectura plutónica se retoca con las denominadas fallas tardihercínicas (o alpinas) al NE, que desplazan ostensiblemente los contactos a la vez que generan una cierta silicificación en la roca granítica. Lo mismo ocurre con los diques de cuarzo o «sierros» al NNE, donde el reemplazamiento del granito da lugar a esas estructuras lineares de cuarzo tan características del oeste salmantino (GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y PARGA, R., 1971).

Desde el punto de vista geoquímico los análisis revelan una cierta disparidad, en coherencia con la referida diversidad petrográfica. No obstante, cabe destacar en la mayor parte de las muestras analizadas la existencia de corindón en la norma, indicativo de su aluminismo. También llama la atención la extraordinaria proporción de Li y Rb en las facies más evolucionadas, como se confirma con la presencia en ellas de amblygonita y lipidolita (CORRETGE, L. G., et al., 1977). No existe, en general, una clara correlación entre estos elementos traza y los elementos mayores, a no ser una débil correlación positiva con el Mn, tal vez debido al aumento de este último elemento en la moscovita litífera (GODINHO, M. M. et al., 1974) (figs. 23 y 24).

4.5 PETROLOGIA METAMORFICA

4.5.1 METAMORFISMO REGIONAL

El metamorfismo regional se mantiene en condiciones de bajo-medio grado, no habiéndose encontrado paragénesis minerales indicativas de una mayor intensidad metamórfica en las rocas encajantes de los cuerpos graníticos,

**ANALISIS QUIMICOS
ELEMENTOS MAYORES**

<i>Muestra</i>	II 9002	I 9004	I 9006	II 9008	IV 9009	III 9016	III 9018	I 9019	V 9065
SiO ₂	75,94	74,48	72,60	77,03	76,17	75,16	76,28	75,97	75,85
TiO ₂	0,07	0,13	0,27	0,08	0,09	0,01	0,01	0,02	0,05
Al ₂ O ₃	13,95	13,64	14,57	12,72	12,23	14,95	13,33	13,21	13,21
Fe ₂ O ₃	0,27	0,25	0,63	0,36	0,50	0,15	0,31	0,11	0,36
FeO	0,41	1,00	1,23	0,81	0,74	0,14	0,14	0,09	0,38
MnO	0,01	0,02	0,03	0,01	0,01	0,08	0,04	0,01	0,01
MgO	0,08	0,23	0,35	0,04	0,03	0,07	0,09	0,06	0,00
CaO	0,34	0,69	1,17	0,45	0,50	0,08	0,22	0,47	0,32
Na ₂ O	4,52	3,27	3,52	3,36	3,37	4,40	3,91	5,14	3,13
K ₂ O	3,14	4,76	4,80	4,04	4,32	2,92	3,07	3,66	5,11
P ₂ O ₅	0,24	0,29	0,21	0,20	0,22	0,16	0,12	0,33	0,13
H ₂ O	0,86	0,95	0,44	0,56	0,92	1,69	1,75	0,71	1,21
TOTAL	99,83	99,71	99,82	99,66	99,10	99,81	99,27	99,48	99,76

ELEMENTOS TRAZA

Li	82	149	171	84	141	8.300	714	11	72
Rb	252	174	174	384	375	2.015	1.200	231	390
Ba	102	375	580	39	70	10	50	21	50
Sr	44	162	162	21	36	21	26	32	36

ROCAS GRANITICAS

- I. Granodioritas y granitos de grano fino porfídicos.
- II. Granitos monzoníticos heterogéneos.
- III. Leucogranitos aplo-pegmatíticos.
- IV. Granitos de grano fino.
- V. Apófisis graníticas (± moscovita ± turmalina).

Figura 23

ANALISIS QUIMICOS
ELEMENTOS MAYORES

<i>Muestra</i>	II	I	I	I	I	I	II	II	II	II	I
	9001	9011	9012	9013	9014	9015	9017	9020	9023	9025	9031
SiO ₂	75,08	73,09	69,46	72,46	67,79	76,08	70,25	72,54	74,82	71,21	74,90
TiO ₂	0,26	0,29	0,64	0,46	0,66	0,08	0,24	0,13	0,14	0,24	0,32
Al ₂ O ₃	12,84	13,46	14,32	13,33	15,19	13,58	12,84	14,45	12,60	13,70	12,62
Fe ₂ O ₃	0,67	0,49	0,82	0,47	0,70	0,41	0,62	0,57	0,47	0,51	0,73
FeO	1,33	2,01	3,11	2,74	3,47	0,28	1,06	0,74	0,86	1,39	1,52
MnO	0,03	0,02	0,04	0,03	0,04	0,01	0,04	0,01	0,01	0,02	0,02
MgO	0,26	0,49	0,99	0,73	1,16	0,01	0,31	0,21	0,20	0,36	0,43
CaO	0,95	1,45	2,05	1,81	1,81	0,65	5,12	1,35	0,50	0,85	1,41
Na ₂ O	3,16	2,87	2,74	2,82	2,80	4,07	2,74	3,52	2,93	2,70	2,52
K ₂ O	4,82	4,99	4,84	3,88	5,07	3,35	4,16	4,66	4,92	6,92	4,17
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,21	0,21	0,24	0,23	0,18	0,40	0,20	0,18	0,14
H ₂ O	0,16	0,63	0,71	0,60	1,00	0,78	2,10	0,87	2,15	1,57	0,70
TOTAL	99,75	99,95	99,93	99,54	99,93	99,53	99,66	99,45	99,80	99,65	99,48

ELEMENTOS TRAZA

Li	149	100	86	127	106	58	106	100	85	126	54
Rb	119	267	226	261	211	231	228	223	231	208	130
Ba	306	458	756	256	707	102	150	204	102	153	70
Sr	108	159	209	155	186	100	60	100	44	115	105

I. Granodioritas y granitos porfídicos.
II. Granitos monzoníticos.

Figura 24

constituidas fundamentalmente por filitas y cuarzo-esquistos. Estas rocas presentan la siguiente composición mineralógica: cuarzo, clorita, moscovita, sericita, biotita, minerales opacos, rutilo, circón, apatito y turmalita.

La paragénesis clorita-biotita sitúa las condiciones de máxima intensidad del metamorfismo regional en torno a la transición bajo-medio grado, si bien no se ha llegado a desarrollar, al menos no de forma continua representable cartográficamente, la isograda de la biotita. No hay evidencia de paragénesis anteriores de más alto grado, por lo que el metamorfismo regional comienza con el desarrollo de la esquistosidad principal, manteniéndose las condiciones de bajo-medio grado durante las siguientes fases de deformación.

4.5.2 METAMORFISMO DE CONTACTO

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

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

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

Las corneanas aparecen ocasionalmente en el contacto inmediato con los granitos y no llegan a perder por completo los restos de la esquistosidad definidos por la orientación de biotita y moscovita y parte de la cordierita mimetiza esta orientación. La roca conserva, por tanto, un cierto grado de anisotropía.

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

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

5 HISTORIA GEOLOGICA

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

La sedimentación de los materiales de la Serie Inferior del CEG durante el Precámbrico Superior tuvo lugar en un ambiente submarino relativamente profundo en el que se depositaron un conjunto de facies cuya asociación y organización corresponde por un lado a una sedimentación turbidítica propiamente dicha y por otro a la deposición autóctona de la cuenca. En discordancia sobre la anterior, se localiza la Serie Intermedia representada fundamentalmente por un tramo calcáreo que corresponde a facies de talud. En la Serie Superior, con la sedimentación de los niveles de pizarras negras carbonosas, se constata la presencia de condiciones muy restringidas típicas de las facies anóxicas entre las que se intercalan de nuevo facies probablemente turbidíticas. Dichos metasedimentos revelan un área de aporte múltiple (sedimentaria, volcánica, metamórfica e ígnea) y la presencia de un vulcanismo contemporáneo con la sedimentación. Estos sedimentos corresponden ya al Cámbrico Inferior.

Sobre la Serie Superior se habría depositado una serie detrítico-carbonatada de edad Cámbrico Inferior-Medio, no presente en la zona por efecto de la Fase Sárdica, y que está representada en el Sinclinal de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros (Areniscas y Calizas de Tamames).

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

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

Seguidamente tiene lugar una sedimentación de materiales más finos, tramos

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

Todos estos materiales paleozoicos, y anteordovícicos serán deformados por la Orogenia Hercínica que en sucesivas etapas produce micro y macro estructuras, así como fracturas paralelas y oblicuas a ellas. Aparte, y durante la deformación más intensa, se produce un metamorfismo regional de diversa intensidad. La presencia de una segunda fase de deformación queda constatada por existencia de variaciones en las trazas de Fase 1.

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

Seguidamente tienen lugar las fracturas de desgarre senestras que doblan o fracturan a todo el conjunto y a continuación se producen las deformaciones tectónicas que originan diversos sistemas de fracturas tardi y posthercínicas, entre los cuales cabe destacar el sistema de dirección N 40-70°E al que pertenecen las fallas más importantes del borde S de la Fosa de Ciudad Rodrigo y la de Alentejo-Plasencia, al S de esta Hoja. Esta última presenta desplazamientos senestros claramente visibles en las Hojas por las que discurren.

Es en el Paleógeno cuando comienza el relleno de la Fosa de Ciudad Rodrigo, que presenta un claro control estructural. Su colmatación se realiza en condiciones continentales por medio de sistemas aluviales y fluviales.

Los relieves previos, su naturaleza litológica, y grado de alteración, van a condicionar el tipo de sedimentación registrados en ellas.

Las sucesivas etapas erosivas y el posterior encajamiento de la red hidrográfica van a configurar en el Cuaternario la actual morfología de la Hoja.

6 GEOLOGIA ECONOMICA

6.1 MINERIA

Son numerosos los indicios mineros existentes en el ámbito de la Hoja. Como base a la información reflejada en este apartado se han utilizado datos extraídos del Mapa Metalogenético de España, escala 1:200.000, Plasencia, nú-

mero 43 del IGME. En función a la mena existente en cada uno de ellos se pueden agrupar en cuatro apartados.

Indicios mineros de estaño-wolframio

Bajo este epígrafe se incluyen dos indicios con morfología filoniana. El primero se localiza al sur de la localidad de Fuentes de Oñoro y corresponde a un dique de cuarzo de dirección NNE-SSO, que arma en granito.

El segundo de ellos se encuentra situado en las proximidades del cruce entre las carreteras de Ciudad Rodrigo-Fuentes de Oñoro y Espeja-Gallegos de Argañán. Es un dique de felsita de dirección E-O que arma en metasedimentos del CEG precámbrico.

Los dos indicios poseen bajas reservas y se encuentran inactivos en la actualidad.

Indicios mineros de uranio

En este apartado se incluyen trece indicios existentes en los materiales preordovícicos y en menor medida en las áreas graníticas o metamórficas próximas a ellas. Están distribuidos en los términos municipales de Saelices el Chico, Carpio de Azaba, Gallegos de Argañán y Alameda de Gardón. Solamente uno de ellos se encuentra actualmente en explotación, Mina Fe (Saelices el Chico) bajo titularidad de ENUSA y con amplias reservas. La mineralización de uranio se localiza en las fracturas tardihercínicas con direcciones predominantes NNE-SSO y NE-SO.

Tradicionalmente, el origen de los minerales de uranio se atribuía a procesos hidrotermales, o por el contrario, a enriquecimiento supergénico. Recientemente ha sido propuesto un nuevo origen, según el cual «el U. habría sido lixiviado de sedimentos fértiles del CEG y concentrado por difusión térmica o flujo hidrotermal en las brechas producidas por los movimientos tectónicos tardihercínicos y/o alpinos» (ARRIBAS, A., 1987).

Indicios mineros de plomo

Sólo existe un indicio de plomo, próximo a la localidad de Alameda de Gardón, y es inactivo. Está ubicado en los materiales metamórficos del CEG en forma de sulfuros y combinaciones afines. Tanto su morfología, como sus datos económicos se desconocen.

Indicios mineros de estaño-titanio

En esta denominación se engloban las labores mineras realizadas para la

extracción de casiterita e ilmenita en los arroyos y riberas situadas al S de Fuentes de Oñoro, así como las efectuadas sobre los niveles eluviales existentes sobre los granitos y los materiales terciarios (arcosas y areniscas).

Indicios mineros de litio y rubidio

Cabe destacar los resultados analíticos obtenidos en una muestra (DM-9016) tomada en la facies de leucogranitos aplo-pegmatíticos, en el paraje de La Calzada, frente a la localidad portuguesa de Poço Velho. En dicha muestra se han registrado contenidos de 8.300 y 2.015 ppm. de Li y Rb, respectivamente. Este hecho, junto a la presencia de minerales de litio (lepidolita y amblygonita) en esta y otras facies graníticas próximas, revelan un cierto interés minero en dichos elementos.

6.2 CANTERAS

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

Como rocas de construcción y firmes de carreteras existen diversos frentes abandonados. Dos de ellos, con aprovechamiento de pizarras, se ubican en materiales metasedimentarios del CEG, y el tercero beneficiaba conglomerados precámbricos (CN 620, PK 336,700). Las canteras de pizarras, sin actividad en la actualidad, se sitúan en la bifurcación de las carreteras a Pastores y La Encina y en las proximidades de la localidad de La Alameda de Gardón.

Para áridos se han utilizado las arenas arcóscas del Paleoceno próximas a Carpio de Azaba. Existe la posibilidad de aprovechar amplias zonas de estos materiales, así como los depósitos eluviales existentes sobre las facies graníticas del área de Fuentes de Oñoro, debido a su facilidad de extracción y el gran desarrollo superficial que presentan estos áridos.

Las labores existentes sobre materiales graníticos corresponden a pequeñas explotaciones aisladas y temporales. Su utilización ha sido la extracción de pequeñas vigas para cercados y en menor medida la construcción.

Entre ellas cabe citar la existente en el paraje denominado Nava Rodrigo, junto a la carretera de Fuentes de Oñoro a La Alameda de Gardón.

Por otro lado, son escasos los pequeños frentes explotados para la obtención de arcillas con fines cerámicos. Estos han sido realizados sobre materiales areno-arcillosos de la unidad terciaria de Ciudad Rodrigo. Es de destacar el

existente en el Arroyo de La Muge, junto a la carretera de Ciudad Rodrigo a Saelices el Chico, PK. 1,300. Esta unidad ha sido intensamente explotada para la edificación de la localidad de Ciudad Rodrigo (areniscas y arenas arcillosas) a partir de canteras de cierta entidad existentes en la Hoja colindante (Hoja núm. 526, Serradilla del Arroyo).

6.3 HIDROGEOLOGIA

El marco de la presente Hoja pertenece en su totalidad a la cuenca hidrográfica del río Duero, al que confluye el río Agueda, del que son tributarios los numerosos arroyos y riberas que recorren el área con dirección SSO-NNE.

En general los arroyos y riberas discurren poco encajados y siguiendo líneas estructurales tanto en los materiales del Complejo Esquisto Grauváquico como en los del Paleoceno.

Desde el punto de vista hidrogeológico se pueden agrupar los materiales existentes en distintos grupos en base a su diferente comportamiento.

- a) **Materiales graníticos.** En estos materiales sería posible alumbrar pequeños caudales para usos ganaderos en aquellas áreas con fuerte alteración y/o con presencia de depósitos aluviales, debido a la formación de acuíferos menores, o bien, en las zonas de contacto con los materiales del Complejo Esquisto Grauváquico y sedimentos terciarios.
- b) **Sedimentos precámbrico-cámbricos del CEG.** Tienen permeabilidad muy baja o nula, tanto por porosidad como por fracturación, ya que, aunque ésta puede ser importante, las discontinuidades suelen presentarse selladas.

En consecuencia, aparte de los manantiales y fuentes existentes (zona de La Encina), siempre de escaso caudal, no será posible en principio alumbrar aguas subterráneas con caudales significativos, por lo que, y debido a la importante escorrentía superficial, resultado de la baja permeabilidad de estos materiales, la forma más común de almacenamiento de aguas, sobre todo con fines ganaderos, es la construcción de pequeñas presas de tierra en zonas de vauadas o de regatos.

- c) **Sedimentos terciarios.** Estos sedimentos, que ocupan aproximadamente el 60 por 100 de la Hoja, presentan una litología, estructura y potencia que, a priori, hacen pensar en la posibilidad de contribuir un acuífero de cierta entidad. No obstante, el contenido en arcilla que tienen las arcosas y las arenas arcósicas, limitan en gran medida las posibilidades de conseguir caudales relativamente importantes. Son de destacar las zonas del Camino Cumbre, Ribera de la Cumbre, Arroyo de las Presas,

Dehesa de Martihernando y Alcazarén, por el elevado número de fuentes y manantiales existentes en ellas.

Para una información más detallada sobre este acuífero con referencia a su constitución, estructura y funcionamiento se remite al lector al «Estudio Hidrogeológico del Pasillo de Ciudad Rodrigo» (IGME, 1981).

- d) Sedimentos cuaternarios. Son de especial interés los depósitos relacionados con el río Agueda y con la ribera de Azaba, donde existen captaciones con caudales medios. Igualmente merecen mención los derrubios de ladera (Sierras de Camaces y Torralba) al noreste de la Hoja y que dada su relativa potencia y cierta continuidad espacial, son susceptibles de dar caudales bajos pero continuos.

7 BIBLIOGRAFIA

ALONSO GAVILAN, G., y CANTANO, M. (1987).—«La formación Areniscas de Ciudad Rodrigo: ejemplo de sedimentación controlada por paleorrelieves (Eoceno, Fosa de Ciudad Rodrigo)». *Studia Geologica 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 (Zona Centro Ibérica)». Congreso Geológico de España. Sociedad Geológica de España, vol. 2, pp. 99-102.

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

ARRIBAS, A. (1987).—«Sobre el origen de las mineralizaciones españolas de uranio en rocas metasedimentarias». *Bol. Geol. Min.*, t. XCVIII, pp. 705-711.

ARRIBAS, A.; MARTIN IZARD, A., y MONTES, J. (1983).—«Las mineralizaciones de uranio de la zona de Alameda de Gardón y su posición en el contexto geotectónico y metalogenético de las pizarras del Oeste de la provincia de Salamanca». VIII Reunión de Geología del Oeste Peninsular, *Studia Geologica*, t. XVIII, p. 201, Salamanca.

BASCONES ALVIRA, L.; MARTIN HERRERO y CORRETGE CASTAÑON, L. G.

(1982).—«Mapa Geológico de España, E. 1/50.000, 2.ª Serie, Hoja núm. 621 (10-25), Coria», *IGME*.

BEA, F. (1975).—«Caracterización geoquímica y esquema petrogenético de los granitoides hercínicos del área Salamanca-Cáceres». Tesis Doctoral, Universidad de Salamanca.

BEA, F. (1976).—«Anomalía geoquímica de los granitoides calcoalcalinos hercínicos del área Cáceres-Salamanca-Zamora (España). Implicaciones petrogenéticas». *Studia Geologica*, XI, pp. 25-73, Salamanca.

BEA, F., y UGIDOS, J. M. (1976).—«Anatexia inducida: petrogénesis de los granitos hespéricos de tendencia alcalina. Parte I: Leucogranitos del área O de Zamora y Salamanca». *Studia Geologica*, XI, pp. 9-24, Salamanca.

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

BERNARDO DE SOUSA, M. (1982).—«Litostratigrafía e estrutura do 'Complexo Xisto-Grauváquico Ante-Ordovícico''. Grupo do Douro (Nordeste de Portugal)». Tesis doctoral. Universidad do Coimbra.

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

CANTANO, M., y MOLINA, E. (1987).—«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.

CARNICERO, A. (1980).—«Estudio petrológico del metamorfismo y los granitoides entre Cipérez y Aldea del Obispo (oeste de la provincia de Salamanca)». Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca.

COOK, H. E. & TAYLOR, M. E. (1977).—«Comparison of continental slope and shelf environments in the Upper Cambrian and Lowest Ordovician of Nevada». In: «Deepwater carbonate environments» (Cook, H. E. & Enos, P., Eds.). S. E. P. M. Spec. Publ., núm. 25, pp. 51-81.

COOK, H. E.; McDANIEL, P. N.; MOUNTJOY, E. W. & PRAY, L. C. (1972).—«Allochthonous carbonate debris flow at Devonian bank ("reef") margina Alberta, Canada». *Can Petrol. Geol. Bull.*, vol. 20, pp. 439-497.

CORRETGE, L. G., y LOPEZ-PLAZA, M. (1976).—«Geología del área granítica al oeste de Ciudad Rodrigo (Salamanca): 1. El Complejo Esquisto-Grauváquico: Estratigrafía, Metamorfismo y Deformación». *Studia Geologica*, 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 Geologica*, XII, pp. 47-73, Salamanca.

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

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

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

DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANOCLAUCE, P., y MARCHAL, M. (1980).—«A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 . Diagram and major element analyses its relationships with current nomenclature».

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

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

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

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

DOTT, R. H. & BIRD, K. J. (1979).—«Sand transport thorough channels across and Eocene shelf and slope in Southwestern Oregon». In: «Geology of continental slopes» (Doyle, L. J. & Plikey, O. H., Eds.). *Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ.*, núm. 17, pp. 327-342.

FERNANDEZ AMIGOT, J. A. (1981).—«Prospección e investigación de yacimientos uraníferos en la provincia de Salamanca». *Tecniterrae*, S-280, pp. 45-73.

FERREIRA, M. P.; COSTA, Y.; MACEDO, C. R., e PAREIRA, C. (1977).—«Dados K-AR em biotite das rochas granitóides de Cova de Beira (Portugal central)». *Mem. e Not. Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. de Coimbra*, 84, 39-48.

FLEUTY, M. J. (1964).—«The description of folds». *Geol. Assoc. Proc.*, 75, 461-492.

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 DE FIGUEROLA, L. C. (1970).—«La existencia de pliegues en el complejo esquistó-gravaváquico 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 Geologica*, II, pp. 45-46.

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C., y PARGA, J. R. (1971).—«Características fundamentales de los "Sierras" 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 Cañaveral (provincias de Salamanca y Cáceres)». *I Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica*, t. I, sección 1 (Geología), E 1-18.

GARCIA DE FIGUEROLA, L. C.; RODRIGUEZ ALONSO, M.ª D.; BASCONES ALVIRA, L.; ALVAREZ NAVA, H.; PICART BOIRA, J., y ROBLES CASAS, R. (1988).—«Mapa Geológico de España, E. 1/50.000. 2.ª Serie. Hoja núm. 550 (10-22). Fuenteguinaldo». *IGME*.

GARCIA GARZON, J., y LOCUTURA, J. (1981).—«Datación por el método Rb-Sr de los granitos de Lumbrales-Sobradillo y Villar de Ciervo-Puerto Seguro (Salamanca)». *Bol. Geol. Min. Esp.*, XCII-1, 68-72.

GODINHO, M. M., y DA SILVA, F. G. (1974).—«Litio en granitoides da regio de Guardao (Caramulo, Portugal)». *Mem. e Not. Public. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 78, 79-104.

IGME (1975).—«Mapa de Rocas Industriales. E. 1/200.000. Hoja núm. 43, Plascencia».

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

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

JULIVERT, M.; 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*.

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

LOPEZ PLAZA, M., y CARNICERO, A. (1987).—«El plutonismo hercínico de la penillanura salmantino-zamorana (centro-oeste de España): Visión de conjunto en el contexto geológico regional». Libro Homenaje al prof. GARCIA DE FIGUEROLA, Ed. Rueda, Madrid.

LOPEZ PLAZA, M., y GONZALO, J. C. (1986).—«Los granitos hercínicos como indicadores de la evolución estructural del Macizo Hespérico». *Hercynica*, 2, 57-64.

LOPEZ PLAZA, M., y MARTINEZ CATALAN, J. R. (1987).—«Síntesis estructural de los granitoides hercínicos del Macizo Hespérico». Libro Homenaje al profesor GARCIA DE FIGUEROLA, Ed. Rueda, Madrid.

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

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

LOWE, D. R. (1982).—«Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents». *J. Sed. Petrol.*, vol. 52, pp. 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.

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.

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.ª Serie. Hoja núm. 651 (12-26). Serradilla». *IGME*.

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

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

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

MARTIN SERRANO, A. (1985).—«Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.

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

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

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

MIDDLETON, G. V. & HAMPTON, M. A. (1973).—«Sediments gravit flows: mechanics of flow and deposition». *In*: «Deep turbidites and deep water sedimentation» (Middleton, G. V. & Bouna, A. H., Eds.). *Soc. Econ. Pla. Min. Pacific Section, Short Course*, pp. 1-38.

MINGARRO MARTIN, F.; MINGARRO MARTIN, E., y LOPEZ DE AZCONA, M.ª C. (1971).—«Mapa Geológico de España, E. 1/50.000. 1.ª Serie. Hoja núm. 525. Ciudad Rodrigo».

MOLINA, E., y BLANCO, J. (1980).—«Quelques précisions sur l'alteration du Massif Hercynien espagnol». *C. R. Acad. Sc. Paris*, 250, pp. 1293-1296.

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

MORENO SERRANO, F. (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 turbiditi dell Apenino settentrionale: introduzione all'analisi di facies». *Mem. Soc. Geol. Ital.*, 11, 161-199. Trad. al inglés por T. H. NILSEN: «Turbidites of the Northern Apennines: Introduction to facies analysis». *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. Con. Sedim. Libro Guía de Excursiones A-11*, pp. 21-36. Nice (Italia).

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

OEN ING SOEN (1970).—«Granite intrusion Folding and 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*.

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)». *Studia Geologica Salmantica*, XXVI, pp. 229-245.

PINTO, M. S. (1983).—«Geochronology of Portuguese granitoids: a contribution. III. Reunión Geol. Oeste Peninsular». *Studia Geologica Salmantica*, XVIII, 227-306.

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

RICCI LUCCHI, F. (1978).—«Turbidite dispersal in a Miocene deep-sea plain». *Geol. Mijnbouw*, 57, 559-576.

RICCI LUCCHI, F.; COLELLA, A.; ORI, G. G., y COLAGONGO, M. L. (1981).—«Pliocene fan deltas of the Intra. Apenninic Basin, Bologna». *2nd IAS reg. meet. Exc. guidebook*, 76-138.

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

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

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

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

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

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

RODRIGUEZ ALONSO, M.ª 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*.

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

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

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

SCHERMERHORN, L. J. G.; PRIEM, H. N. A.; BOELRIJK, N. A. I. M.; HEBEDA, E. H.; VERDURMEN, E. A. TH., and VERSCHURE, R. H. (1978).—«Age and origin of the Messejana dolorite fault-dike system (Portugal and Spain) in the light of the opening of the North Atlantic ocean». *J. of Geology*, 86, 299-309.

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

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

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

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

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

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

