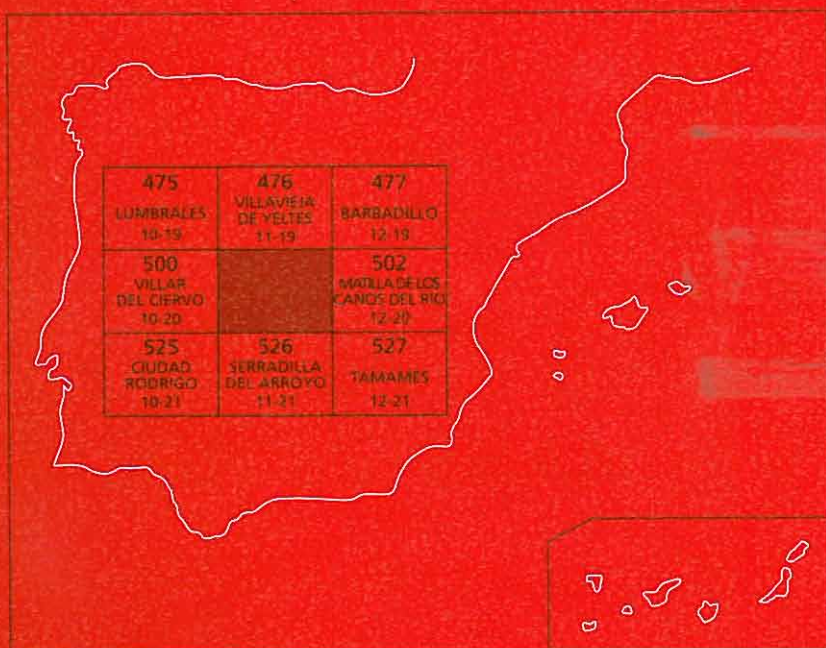




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edicion



LA FUENTE DE SAN ESTEBAN

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

LA FUENTE DE SAN ESTEBAN

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M. 33.561-2000

ISBN: 84-7840-410-4

NIPO: 320-00-007-6

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.

Impresión: Gráficas Muriel

Las presentes Hoja y Memoria han sido realizadas por el Instituto Tecnológico Geominero de España durante 1991 bajo control y dirección del propio Instituto.

Cartografía geológica

Ángel Martín-Serrano García (ITGE).
Victorio Monteserín López (ITGE).
Rosa Mediavilla López (ITGE).
Francisco Rubio Pascual (ITGE).

Cartografía geomorfológica

Francisco Rubio Pascual (ITGE).
Ángel Martín-Serrano García (ITGE).

Memoria

Ángel Martín-Serrano García (ITGE).
Victorio Monteserín López (ITGE).
Juan Ignacio Santisteban Navarro (ITGE).

Colaboradores

José Antonio Blanco Sánchez (Univ. de Salamanca), paleoalteraciones.
Jesús Carballeira Cueto (Univ. de Salamanca), sedimentología paleozoica.
Asunción Carnicero (Universidad de Salamanca), petrología.
Mercedes Cantano Martín (Univ. de Huelva), geomorfología.
M.^a Pilar Carral González (Univ. Autónoma de Madrid), edafología.
M.^a Cruz Díaz (Univ. de Salamanca), analítica sedimentológica.
Begoña Fernández Macarro (Univ. de Salamanca), paleoalteraciones.
Javier Fernández-Ruiz (ITGE), petrología.
Eloy Molina Ballesteros (Univ. de Salamanca), paleoalteraciones.
Manuel Regueiro (ITGE), recursos minerales.
Pedro Villar Alonso (ITGE), tectónica.

Dirección y supervisión

Ángel Martín-Serrano García (ITGE).
Victorio Monteserín López (ITGE).

INDICE

	<u>Páginas</u>
0. INTRODUCCIÓN	9
1. ESTRATIGRAFÍA.....	10
1.1. PRECÁMBRICO SUPERIOR	11
1.2. VENDIENSE SUPERIOR-CÁMBRICO INFERIOR	11
1.2.1. Pelitas verdes y/o grises (4).....	13
1.2.2. Mármoles de La Calera (5)	13
1.2.3. Correlaciones y edad.....	14
1.3. ORDOVÍCICO	15
1.3.1. Ordovícico inferior. Ortocuarzitas. (Cuarzita Armoricana) (6)	16
1.3.2. Ordovícico medio. Pizarras gris-negras (7)	17
1.4. CENOZOICO.....	18
1.4.1. Paleógeno superior	19
1.4.1.1. Microconglomerados, arenas y lutitas arcósicas blancas y verdes. Areniscas ocreas con cemento carbonatado (8). Eoceno-Oligoceno	19
1.4.2. Neógeno inferior.....	24
1.4.2.1. Lutitas, arenas y conglomerados rojos (10). Mioceno inferior medio	24
1.4.3. Neógenos superior-Cuaternario	25
1.4.3.1. Conglomerados silíceos, arenas y lutitas ocreas (11). Terrazas. Mioceno superior-Plioceno	25
1.4.3.2. Conglomerados silíceos, arenas y limos (12). Glacis-terrazas. Plioceno-Pleistoceno.....	26
1.4.3.3. Conglomerados silíceos, arenas y limos (13). Terrazas. Pleistoceno	26
1.4.3.4. Limos, arenas y conglomerados (14). Aluviales. Pleistoceno-Holoceno	26
1.4.3.5. Limos, arenas y gravas (15). Conos de deyección. Pleistoceno-Holoceno	27
1.4.3.6. Arenas y gravas (16). Coluviones. Pleistoceno-Holoceno.....	27

2. TECTÓNICA.....	27
2.1. INTRODUCCIÓN.....	27
2.2. DEFORMACIONES PREHERCÍNICAS.....	28
2.3. OROGENIA HERCÍNICA.....	29
2.4. OROGENIA ALPINA.....	32
3. GEOMORFOLOGÍA.....	33
3.1. ANTECEDENTES.....	33
3.2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA.....	34
3.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO.....	35
3.3.1. Análisis morfoestructural.....	35
3.3.2. Estudio del modelado.....	37
3.3.2.1. Formas de ladera.....	37
3.3.2.2. Formas fluviales.....	37
3.3.2.3. Formas endorreicas.....	39
3.3.2.4. Formas poligénicas.....	39
3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS.....	39
3.4.1. Depósitos de ladera.....	40
3.4.2. Depósitos fluviales.....	40
3.4.3. Depósitos con carácter poligénico.....	42
3.4.3.1. Alteraciones.....	42
3.4.3.2. Glacis.....	44
3.5. EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA.....	44
3.5.1. Problemas cronológicos.....	44
3.5.1.1. Las secuencias de alteritas.....	44
3.5.1.2. El problema del encajamiento.....	45
3.5.2. Evolución del relieve.....	45
3.6. PROCESOS ACTUALES.....	46
4. PETROLOGÍA.....	47
4.1. GRANODIORITA DE BAÑOBÁREZ (2).....	47
4.2. GRANITO DE VILLAVIEJA DE YELTES (3).....	51
4.3. DIQUES DE CUARZO (SIERROS).....	51
4.4. METAMORFISMO REGIONAL.....	52
4.5. METAMORFISMO DE CONTACTO.....	52
5. HISTORIA GEOLÓGICA.....	53
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA.....	57
6.1. ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES.....	57
6.2. HIDROGEOLOGÍA.....	61
6.2.1. Climatología.....	61
6.2.2. Hidrología superficial.....	61
7. BIBLIOGRAFÍA.....	62

0. INTRODUCCIÓN

Geográficamente, la Hoja de La Fuente de San Esteban, 501 (11-20), del Mapa Topográfico Nacional se sitúa en el centro-oeste de la provincia de Salamanca.

El clima es continental con cierta influencia atlántica caracterizado por precipitaciones relativamente escasas, inviernos fríos con frecuentes nieblas y veranos secos y calurosos.

El relieve es muy suave en la mayor parte de la Hoja, como queda reflejado en la diferencia de altitudes, que oscilan entre los 886 m de los cerros de la S.^a de Camaces (esquina SO) y los 750 m de la llanada de Sancti Spiritus, siendo la variación más frecuente la que oscila entre los 760 y los 800 m.

La red hidrográfica corresponde a la cuenca del Duero. El curso tributario más importante es el río Yeltes, que drena los materiales terciarios de SE a NO.

Los principales núcleos de población son, por este orden, La Fuente de San Esteban, Sancti Spiritus, Martín de Yeltes, Boada, Retortillo, Sepulcro-Hilario y Alba de Yeltes.

El desarrollo económico de la zona está basado fundamentalmente en la ganadería (bobino, porcino, ovino) y en los cereales; la industria tiene escaso desarrollo y se centra en el sector servicios a lo largo de la carretera nacional 620 que cruza la Hoja de NE a SO.

Geológicamente, la Hoja se sitúa en la Zona Galaico-Castellana de LOTZE (1945) o bien en la parte N de la Zona Centroibérica de JULIVERT *et al.* (1972), modificado del anterior y más concretamente en el borde N de la Fosa de Ciudad-Rodrigo.

Afloran en ella pequeños retazos de materiales metasedimentarios y graníticos, estando la mayor parte recubierta por materiales detríticos del Terciario y Cuaternario. Una pequeña parte de los metasedimentos corresponden al conjunto sedimentario denominado Serie Superior por RODRÍGUEZ ALONSO (1985) y ROBLES CASAS y ÁLVAREZ-NAVA (1988) de edad Vendense superior-Cámbrico Inferior y equivalente a las Formaciones Monterrubio y Aldeatejada de DÍEZ BALDA (1980). El resto de los metasedimentos de edad ordovícica per-

tenece a las unidades estructurales denominadas Sinclinal de Tamames-Ahigal y Sinclinal de la Sierra de Francia-Torrallba. Están afectados por un metamorfismo regional hercínico de bajo grado y por el metamorfismo de contacto producido por la intrusión granítica del batolito de Villar de Ciervo-Bañobárez, que en esta Hoja aflora al NO, pero que regionalmente es la terminación oriental del batolito de Guarda.

Los depósitos terciarios, representados en la mayor parte de la Hoja, se disponen discordantes tanto sobre los materiales metasedimentarios como sobre los granitoides y forman parte del conjunto de depósitos de facies continental que rellenan la Fosa de Ciudad Rodrigo. Litológicamente están constituidos por: 1) microconglomerados, arenas y lutitas de composición arcósica y tonos blanco-verdes, (2) conglomerados y arenas y (3) lutitas con intercalaciones de niveles conglomeráticos de color rojo. Su edad es desconocida, si bien atribuimos los dos primeros conjuntos al Paleógeno por su posición estratigráfica y porque poseen rasgos litológicos similares a los de los materiales datados como Oligoceno (POLO *et al.*, 1987) en el área de Ciudad Rodrigo. El tercer conjunto muestra rasgos similares a los de los depósitos atribuidos al Mioceno inferior por CANTANO y MOLINA (1987) y POLO *et al.* (*op. cit.*).

La deformación se refleja de manera distinta en los diferentes materiales existentes en la Hoja. Los pertenecientes a la Serie superior, como más antiguos, fueron afectados por la deformación polifásica hercínica. Para el entorno regional del área de estudio se definen cuatro fases principales de deformación hercínica. La primera habría originado pliegues de dirección NO-SE con una esquistosidad asociada (S_1). La segunda fase se observa en las Hojas colindantes de Villavieja de Yeltes y Villar de Ciervo y se caracteriza por el desarrollo de una zona de cizalla subhorizontal de varios kms. de anchura en la que la estructura más evidente y casi la única es una esquistosidad S_2 . La deformación D_3 es de muy desigual desarrollo regional; genera pliegues de todas las escalas y una esquistosidad S_3 de crenulación asociada a ellos; pliega a la esquistosidad S_2 ; la intrusión del Batolito de Villar de Ciervo-Bañobárez es sin-tardicinemática con ella. Al N de esta Hoja (Hojas de Lumbrales y colindantes) existen varias zonas de cizalla dúctil, posteriores a D_3 y anteriores a D_4 , de las cuales la más importante es la de Juzbado-Peñalva del Castelo, de dirección N70E; esta importante cizalla es fosilizada por el granito de Villavieja de Yeltes, datado por GARCÍA GARZÓN y LOCUTURA (1981) en 284 ± 8 m.a. por el método Rb-Sr. La deformación D_4 , norteadada, genera pliegues amplios y una débil esquistosidad de crenulación. Deformaciones tardías menos importantes son el sistema de fracturas N100-110E y sobre todo el sistema N20-40E que ha seguido actuando durante el mesozoico y cenozoico (PARGA, 1969).

El metamorfismo regional es de bajo grado, alcanzando en lo que respecta a la Hoja la zona de la clorita. El metamorfismo de contacto originado por la intrusión granítica del batolito de Villar de Ciervo-Bañobárez alcanza el grado de las corneanas hornbléndicas sin que nunca se llegue a formar feldespato potásico.

Los antecedentes geológicos de la provincia de Salamanca son escasos hasta hace pocos años. Desde que se publicase el trabajo de GIL y MAESTRE (1880), en el que se aportan datos litológicos y de indicios mineros de la provincia de Salamanca, no se tiene constancia de que las rocas de esta hoja despertasen el interés de los geólogos hasta que en 1945 SCHMIDT-

THOMÉ diese a conocer sus trabajos sobre el basamento y la cobertera, clasificando ya los distintos tipos de granitos de la zona, entre ellos el de Villar de Ciervo como "granito viejo", estableciendo un primer esquema sobre las fases de deformación, y aportando una primera cartografía y unos cortes geológicos. Avanzada la década de los 60 y a principios de los 70, aparecen ya más cartografías, algunas generales, LÓPEZ AZCONA *et al.* (1968) y otra ya de detalle: MINGARRO *et al.* (1971); GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA (1971). RÖLZ (1975) realiza un importante estudio regional en la Sierra de Tamames, la Sierra de Francia, Las Batuecas y los terrenos colindantes hasta Las Hurdes; considera dos discordancias: una anterior al Cámbrico superior y otra entre el Cámbrico y el Ordovícico. GARCÍA DE FIGUEROLA (1970) describe los materiales aflorantes al sur de Ciudad Rodrigo. GARCÍA DE FIGEROLA Y MARTÍNEZ GARCÍA (1972) establecen la existencia de un Cámbrico Inferior con trilobites en el flanco N del Sinclinal de Tamames, observan discordante a la C. Armoricana, datan el Ordovícico medio y deducen una laguna que abarca el Cámbrico medio y el superior. PEREJÓN (1972) confirma la edad de las calizas de Tamames con arqueociatos. MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU (1973) establecen una columna estratigráfica al sur de Salamanca en la Antiforma de Martinamor.

A partir de entonces, gracias fundamentalmente a la acción investigadora de la Sección de Geología de la Universidad de Salamanca, comienzan a obtenerse resultados de forma sistemática sobre la hoja que nos ocupa y sobre zonas vecinas, de gran interés para la comprensión de la problemática regional.

En este grupo de trabajos se incluyen tanto los de tipo petrológico como los de tipo estructural y sedimentológico. CORRALES *et al.* (1974) y VALLADARES *et al.* (1980) realizan estudios sedimentológicos sobre las series carbonatadas de Tamames-El Endrinal. CARBALLEIRA y CORRALES (1977) y CARBALLEIRA *et al.* (1980) realizan también estudios sedimentológicos, pero en este caso de la Cuarcita Armoricana. DÍEZ BALDA *et al.* (1977) hacen una descripción completa de la estratigrafía y la estructura al S. de Salamanca. CORRETGE y LÓPEZ PLAZA (1976, 1977) estudian el complejo esquisto grauváquico de la Hoja de Villar de Ciervo y el macizo de Fuentes de Oñoro; CARNICERO (1980) estudia el batolito de Villar de Ciervo-Bañobárez y otros granitoides de la zona; CORRETGE y MARTÍNEZ (1978) y LÓPEZ PLAZA (1982) centran sus trabajos en la problemática estructural y en la dinámica de los cuerpos graníticos; aparecen los primeros intentos de correlación y sistematización de estas rocas (DPTO. PETROLOGÍA UNIV. SALAMANCA, 1980; CARNICERO, 1981); las primeras dataciones absolutas (GARCÍA GARZÓN y LOCUTURA, 1981); y, para cerrar este primer capítulo, los primeros estudios globales del complejo esquisto grauváquico (RODRÍGUEZ ALONSO, 1985 y DÍEZ BALDA 1986). MACAYA (1980), casi en la misma región que RÖLZ (1975) precisa más la cartografía y pone de manifiesto la discordancia sárdica en el flanco sur del Sinclinal de la Peña de Francia.

En un segundo grupo de trabajos, realizados casi todos con posterioridad a los ya citados, se podrían englobar aquellos que se centran en problemas estructurales o petrológico-geoquímicos de mayor detalle, como los de DURÁN (1984), SAAVEDRA *et al.* (1985); LÓPEZ PLAZA *et al.* (1984), y los derivados del estudio de las relaciones existentes entre las mineralizaciones (U, Sn, W) y las rocas en las que encajan: PARDILLO (1993), GONZALO y LÓPEZ PLAZA (1983), MARTÍN IZARD (1985, 1986a, 1986b, 1988), RODA QUEROL (1981), cen-

trándose estos dos últimos autores en la estratigrafía y la estructura de los metasedimentos al norte de Ciudad Rodrigo. Por último, VILLAR *et al.* (1992) estudian la cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo y la consideran posterior a la D₃ (anterior al Estefaniense-Pérmico en función de la datación de GARCÍA GARZÓN y LOCUTURA, 1981, a que anteriormente hacíamos referencia) estimando su traslación en unos 100 km.

También es necesario citar los recientes trabajos de síntesis sobre rocas graníticas del Macizo Hespérico, en los que se pueden encontrar abundantes datos y revisiones de trabajos anteriores sobre las rocas de esta hoja y de zonas próximas, así como algunos trabajos realizados al otro lado de la frontera: LÓPEZ PLAZA y MARTÍNEZ CATALÁN (1988); LÓPEZ PLAZA y CARNICERO (1988), SERRANO PINTO *et al.* (1988), MACEDO (1988a, 1988b), y BERNARDO DE SOUSA (1982).

Con lo que respecta a la cobertera cenozoica, los estudios existentes se han centrado en dos aspectos principales: la estratigrafía y la morfología. Dentro de los primeros hay que señalar la síntesis bibliográfica de CORROCHANO y CARBALLEIRA (1983), quienes analizan y sintetizan la literatura existente hasta ese momento. Otros trabajos se encuentran enfocados a la definición de las diferentes unidades estratigráficas identificables en la zona: MINGARRO y LÓPEZ AZCONA, (1970); MINGARRO *et al.* (1971); ALONSO GAVILÁN y POLO (1986); ALONSO GAVILÁN y VALLE (1987); JIMÉNEZ FUENTES y MARTÍN-IZARD (1987); MEDIAVILLA y MARTÍN-SERRANO (1988).

En lo que concierne a los trabajos sobre la morfología de la Fosa de Ciudad Rodrigo hay que señalar los de MOLINA y JORDÁ (1983); JORDÁ (1983) y CANTANO y MOLINA (1987), destacando a estos últimos por sintetizar la estratigrafía de las diversas partes de la Fosa.

Por último, señalar las aportaciones realizadas durante el Plan MAGNA por INTECSA, así como por el equipo ALMADÉN-ITGE durante la prolongación del Proyecto Hespérica (1987-1990), referidas sobre todo a las deformaciones prehercínicas, estudios regionales y correlaciones estratigráficas.

1. ESTRATIGRAFÍA

Los metasedimentos que afloran en esta Hoja son de muy escasa representación y están prácticamente subordinados a una pequeña franja de materiales véndico-cámbricos y ordovícicos que bordean el margen derecho del río Yeltes y a un pequeño retazo de cuarcitas ordovícicas al sur de la Hoja.

La mayor parte de la extensión superficial de la Hoja está ocupada por el relleno cenozoico de la fosa alpina de Ciudad Rodrigo. Dicho relleno, que tiene carácter fundamentalmente arcósico, se considera de edad Paleógeno superior. El Neógeno está representado por depósitos de piedemonte procedentes de los relieves meridionales: depósitos rojos grañas. El resto de la sedimentación fluvial más reciente ligada a la evolución de los cursos actuales.

1.1. PRECÁMBRICO SUPERIOR

Las series "azoicas" no diferenciadas estratigráficamente y situadas siempre por debajo de la C. Armoricana, fueron denominadas en Portugal para la Zona Centroibérica como "Complejo Esquistograuváquico" (C.E.G.) por CARRINGTON DA COSTA (1950) y TEIXEIRA (1955). Este término permanece vigente aunque con utilización más restringida en función de los avances del conocimiento regional.

Para el SW de Salamanca el C.E.G. se corresponde con la unidad litoestratigráfica denominada Serie inferior (Domo de Las Hurdes) ÁLVAREZ NAVA *et al.* (1988), ROBLES CASAS *et al.* (1988), o también Serie inferior de RODRÍGUEZ ALONSO (1985) aproximadamente equivalente a la anterior, ya que los criterios de diferenciación utilizados por los citados autores para la separación de las series suprayacentes han sido distintos. La serie inferior está constituida por capas turbidíticas agrupadas en secuencias de lóbulo, interlóbulo y canal, alternando con niveles desorganizados (ÁLVAREZ NAVA *et al.*, 1988). Esta serie no es aflorante en la Hoja y su contenido paleontológico como acritarcos, icnofauna indeterminada, es escaso y de valor cuestionable. Se le atribuye una edad Rifense superior; esta edad, sin embargo, es discutida, considerándose en la actualidad como Vendense superior (VIDAL *et al.*, *in litt*).

Sobre esta serie, ROBLES CASAS y ÁLVAREZ NAVA (1988), en el área de Fuenteguinaldo-Pastores indican la existencia de una serie Intermedia, tampoco aflorante en la Hoja, de reducida extensión, discordante sobre la anterior y representada por un tramo pelítico basal ligeramente laminado y materiales detrítico-carbonatados con brechas calcáreas intercaladas que correlacionan con el grupo Ibor, al que ÁLVAREZ NAVA *et al.* (1988) atribuyen una edad Vendense superior. La existencia de esta serie puede ser discutida.

1.2. VENDIENSE SUPERIOR-CÁMBRICO INFERIOR

Suprayacente a la serie inferior, someramente descrita en el apartado anterior, se diferencia en el W de Salamanca un conjunto sedimentario denominado serie superior (fig. 1), RODRÍGUEZ ALONSO (1985), ROBLES CASAS y ÁLVAREZ NAVA (1988). Esta serie está en posición claramente discordante sobre los materiales infrayacentes [BASCONES ALVIRA *et al.* (1988), MARTÍN HERRERO *et al.* (1989), ROBLES CASAS y ALVAREZ-NAVA (1988)]. En la base de esta serie aflora en ocasiones un nivel megabréchico de matriz arenoso-calcárea, discontinuo, pero que en ocasiones puede alcanzar los 50 m. de potencia y que está constituido por cantos heterométricos (dm a mm) de calizas, cuarzo y arenisca. Este nivel es aflorante al sur de la Fosa de Ciudad Rodrigo en la zona de Fuenteguinaldo-Pastores-El Bodón y se asimila al nivel de Fuentes de los Montes de Toledo [MORENO SERRANO (1974), OLIVÉ DAVO *et al.* (1986), PARDO ALONSO y ROBLES CASAS (1988), ÁLVAREZ-NAVA y ROBLES CASAS (1988)].

La serie superior aflorante al N de la Fosa de C. Rodrigo (Hojas de C. Rodrigo, Villar de Ciervo, La Fuente de S. Esteban y Villavieja de Yeltes) representa una potente sucesión de más de 4.000 m de potencia, compuesta predominantemente por rocas pelíticas, verdosas o grises, con abundantes intercalaciones de pelitas microbandedas, areniscas, microconglomerados, rocas carbonatadas y algún nivel de rocas calcosilicatadas. No aflora el nivel megabréchico basal.

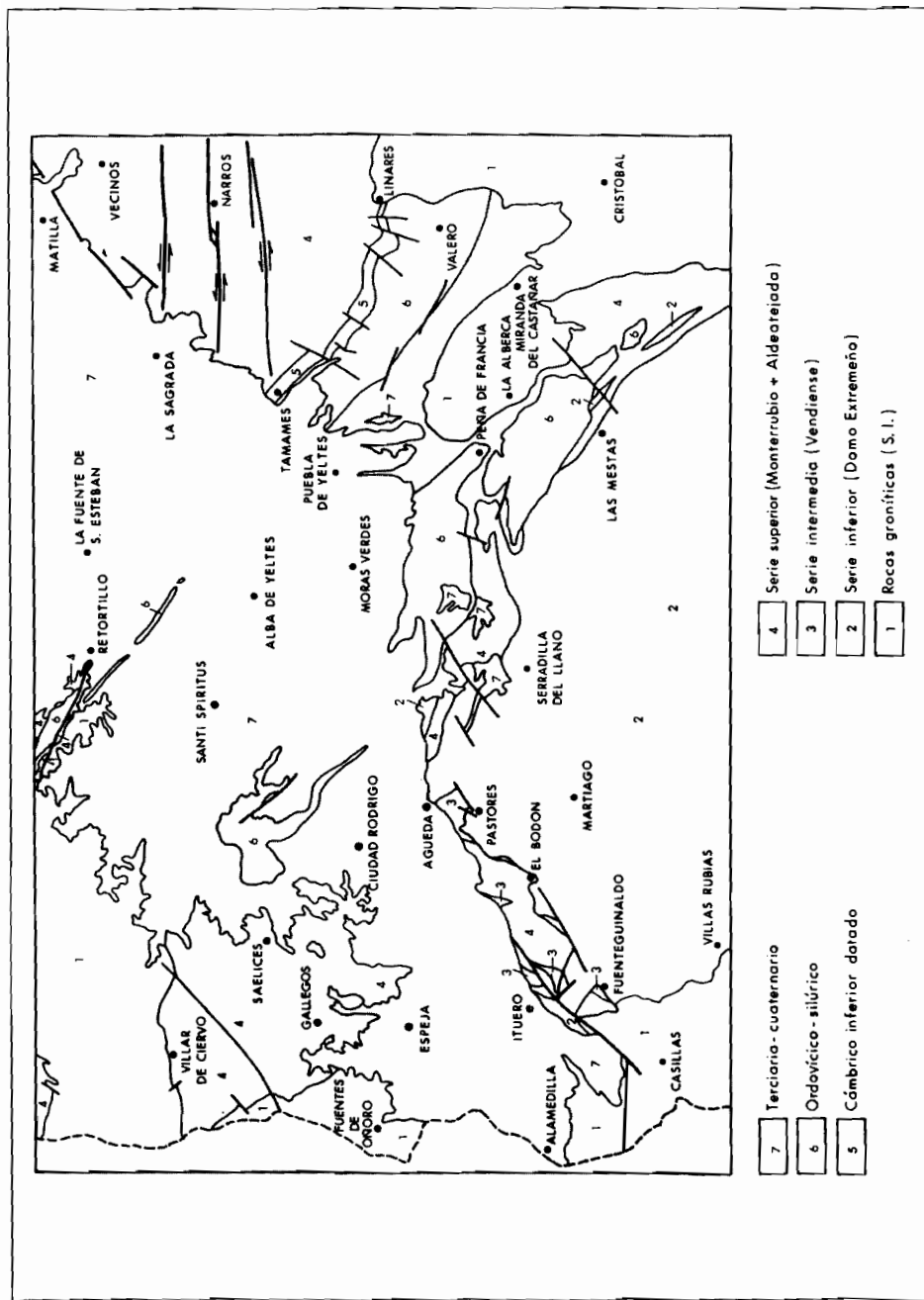


Fig. 1. Esquema geológico del suroeste de Salamanca.

En la Hoja de La Fuente de S. Esteban la serie superior aflorante es de reducidísima extensión (unos 4 km²) siendo sólo aflorantes tramos de pelitas verdes masivas y un nivel carbonatado (mármol) fuertemente afectado por el metamorfismo de contacto. El resto de las facies, no aflorantes en esta Hoja, como los conglomerados y areniscas, las pelitas microbandeadas y las rocas calcosilicatadas, se describen ampliamente en la memoria de la Hoja n.º 500, Villar de Ciervo.

1.2.1. Pelitas verdes y/o grises (4)

Constituyen las facies más abundantes y extensas de la serie superior. En los escasos afloramientos de la Hoja se presentan casi siempre de forma masiva, siendo difícil reconocer superficies de estratificación; en algún caso se pudo reconocer un bandeo mili-centimétrico que refleja exclusivamente un cambio granulométrico. Las características más importantes para el reconocimiento de estas facies es una granulometría muy fina y un color verde o gris-plataado. A escala regional alternan con pelitas microbandeadas, carbonatos laminados o turbidíticos y niveles arenosos o conglomeráticos en los que se reconocen diversas estructuras sedimentarias.

Las pelitas verdes registran normalmente una sedimentación de fondo tranquila, en condiciones de buena circulación de las masas de agua, pero la aparición de estas facies en relación con secuencias claramente turbidíticas (reflejadas en las facies asociadas de areniscas y conglomerados) hace considerar que parte de ellas al menos puedan corresponder a colas de corrientes turbidíticas diluidas (fig. 1).

En lo que respecta a la descripción petrográfica se tiene que la textura observable es normalmente lepidoblástica de grano fino y muy fino. Es frecuente observar una laminación paralela de niveles alternantes ricos en material tipo limo y niveles de tamaño arena fina.

La composición es de cuarzo, moscovita, clorita, mica blanca, albita y carbonatos. Como accesorios aparecen apatito, turmalina, circón, rutilo, ilmenita, piritita y otros indeterminados.

La clorita aparece como lepidoblastos de grano muy fino orientados, definiendo bien por sí misma o junto con moscovitas la equistosidad S_1 . La mica blanca es una mica incolora o débilmente amarillenta o verdosa de pequeño tamaño y composición probablemente fengítica que también define la S_1 .

1.2.2. Mármoles de La Calera (5)

Se reducen a un afloramiento pequeño de difícil observación ubicado al N del balneario de Retortillo, que está prácticamente en contacto con la granodiorita de Bañobárez (2), la cual induce en los materiales detrítico-carbonatados un fuerte metamorfismo de contacto. "La Calera" es un afloramiento en el que se detecta una alternancia entre bancos arenosos y pelíticos de potencia deci-centimétrica con intercalaciones de algún nivel carbonatado. Debido a la fuerte recristalización sufrida no se observan estructuras sedimentarias, sin

embargo, considerando el entorno geológico (Hojas de Villar de Ciervo y Villavieja de Yeltes) tanto en lo que se refiere a los materiales del sustrato (serie superior) como a los ordovícicos suprayacentes, se tiene que estos mármoles pueden ser equivalentes a los carbonatos turbidíticos de la Hoja 500 (Villar de Ciervo). Ambas facies estarían ubicadas en un gran sinclinorio de fase tres (D_3) que pliega las isogradas del metamorfismo M_1 (zona de la clorita) y dentro del sinclinorio probablemente en flancos inversos de pliegues de la deformación D_1 (en el caso de los carbonatos turbidíticos de Villar de Ciervo es seguro). En este sentido, los "mármoles de La Calera" serían carbonatos detríticos con contenido variable en siliciclásticos (fango y arena) que se encuentran en relación vertical con arenas y pelitas verdes. Por todo ello estos materiales pueden corresponder a aparatos de tipo turbidítico (por su similitud con los de las facies de pelitas verdes) si bien su situación ambiental debe corresponder a zonas más profundas que las de estos.

En lo que respecta a la petrología, se tiene que presentan texturas granoblásticas, inequigranulares y a veces bandeadas. Los cristales son bastante euhedrales, lo que indica una fuerte recristalización por aumento de la temperatura (metamorfismo de contacto).

Los minerales esenciales son carbonatos, cuarzo, sericita y opacos y como accesorios diópsido, flogopita, clorita, moscovita, calcedonia y esfena.

1.2.3. Correlaciones y edad

La sucesión hasta aquí descrita (serie superior) discordante sobre los materiales de la serie inferior (apartado 1.1.) está basculada y separada de los materiales suprayacentes (Ordovícico) por una discordancia erosiva y angular [MACAYA MIGUEL (1980), RODRÍGUEZ ALONSO (1985), DÍEZ BALDA (1982)]. Se correlaciona lateralmente con las Formaciones Monterrubio + Aldeatejada (DÍEZ BALDA, 1986) y con la Formación Limolitas del Pusa de los Montes de Toledo (SAN JOSÉ, 1983) ya que mantiene las mismas características litológicas y de facies representando una sedimentación de plataforma (s.l.) con sucesivas pulsaciones (registro de episodios de tormenta) y actuación de corrientes turbidíticas (NOZAL MARTÍN y ROBLES CASAS, 1988). Por otra parte, la Formación Limolitas del Pusa y las Formaciones Monterrubio-Aldeatejada se encuentran en tránsito continuo hacia el techo con las Formaciones Areniscas del Azorejo (o Gévalo) y Areniscas de Tamames respectivamente, ambas datadas con trilobites y numerosas trazas fósiles atribuidas al Cámbrico inferior [MORENO SERRANO *et al.* (1976), GARCÍA DE FIGUEROLA y MARTÍNEZ GARCÍA (1972)].

El nivel megabréchico carbonatado basal de la sucesión hasta aquí descrita y detectado en la zona de Fuenteguinaldo-Pastores puede ser correlacionado con el Nivel de Fuentes, también basal, de la Formación Limolitas del Pusa (ÁLVAREZ NAVA *et al.*, 1988).

Por lo que respecta a la edad, los niveles detríticos acompañantes de los carbonatos turbidíticos (Hoja 500, Villar de Ciervo) en las proximidades de Saelices el Chico dieron icnofósiles clasificados como *Planolites*?, *Phycodes*? y c.f. *Torrowangea* s.p. (MARTÍN HERRERO *et al.*, 1989).

BRASIER *et al.* (1979) identifican y estudian diversos tipos de icnofauna y discos carbonosos del tipo chuaria en la F. Limolitas del Pusa. Según dichos autores, la asociación encontrada presenta afinidades cámbricas.

PERCONIG *et al.* (1983), en los niveles fosfatados dentro del tramo medio-superior de la F. Limolitas del Pusa, describen la existencia de espículas de esponja. SEPKOSKI (1978) parece tajante en admitir la aparición de los poríferos al principio del Tommotiense (Cámbrico inferior). Niveles fosfatados de características equivalentes fueron detectados en la serie superior en el área de Fuenteguinaldo (Dehesa Sageras).

CRIMES (1987) discute la importancia de las pistas fósiles para la datación del Proterozoico superior (Vendiense) y del Cámbrico inferior (Tommotiense-Ovetiense) e indica que *Phycodes* aparece en el Cámbrico así como que *Planolites* no tiene valor bioestratigráfico.

Los acritarcos encontrados en niveles carbonatados de la Fm. Aldeatejada (equivalente, junto con la F. Monterrubio, a la Serie superior) al SW de Arapiles (Hoja 478, Salamanca) y reconocidos, en DÍEZ BALDA *et al.* (1981), como *Michrystidium dissimilone*, VOLKOVA (1969) y *Synsphaeridium* s.p. no incompatibles con un Cámbrico inferior, fueron revisadas recientemente, VIDAL *et al.* (*in litt*) indicando que la primera de las especies citadas corresponde a *Heliosphaeridium* s.p. acorde con una edad Vendiense superior-Cámbrico inferior. Estos autores situarán entonces el límite Precámbrico (Vendiense)-Cámbrico en una zona indeterminada entre la parte basal de las Areniscas de Tamames y la parte alta de la Fm. Aldeatejada.

Como se habrá observado, las opiniones de los diferentes autores distan de ser unánimes. Por nuestra parte indicamos, para la sucesión aquí descrita, una edad Vendiense superior-Cámbrico inferior.

1.3. ORDOVÍCICO

Es regionalmente trangresivo, yace discordante sobre las series inferior (C.E.G.) y superior. Aflora en la región oeste de Salamanca en tres unidades estructurales denominadas: Sinclinal de Salamanca-Golpejas, Sinclinal de Tamames-Ahigal y Sinclinal de la Sierra de Francia-Torralba. En lo que respecta a la Hoja, el Ordovícico se presenta en la esquina SW, en lo que constituye la terminación perisinclinal septentrional del Sinclinal de la Sierra de Francia-Torralba y en el centro-norte de la misma (margen derecho del río Yeltes) formando parte de la estructura sinclinal Tamames-Ahigal, que se extiende desde la primera de las localidades citadas hasta la costa portuguesa al N de Oporto.

Las relaciones de contacto entre el Ordovícico y el sustrato (serie superior) no son claras en el área de estudio debido principalmente a los recubrimientos terciarios y cuaternarios. Es sin embargo, evidente la discordancia cartográfica entre ambas unidades en la Hoja de Villavieja de Yeltes, donde los trazados cartográficos de conglomerados, areniscas y pizarras microbandeadas son ortogonales respecto al flanco N del Sinclinal Tamames-Ahigal.

1.3.1. Ordovícico inferior. Ortocuarcitas. (Cuarcita Armoricana) (6)

Los materiales aflorantes en el Sinclinal de Tamames-Ahigal y en el Sinclinal de la Sierra de Francia-Torralba son en su gran mayoría cuarcíticos y parecen corresponder a la denominada Unidad III de CARBALLEIRA *et al.* (1980), subdivisión realizada por estos autores para el Ordovícico inferior de la Sierra de Francia. No estarían aquí representadas (si lo están sería en proporciones mínimas y de dudosa atribución) ni la Unidad I, basal, de conglomerados y areniscas, ni la Unidad II, intermedia, de areniscas, cuarcitas y pizarras.

Los afloramientos cuarcíticos de la esquina SW son de difícil observación; hay un buen corte en la carretera nacional 620, entre los kms 317 y 318, pero ya dentro de la Hoja de Serradilla del Arroyo (526). Se hace una descripción del mismo en la memoria de dicha Hoja y en la de Villar de Ciervo (500).

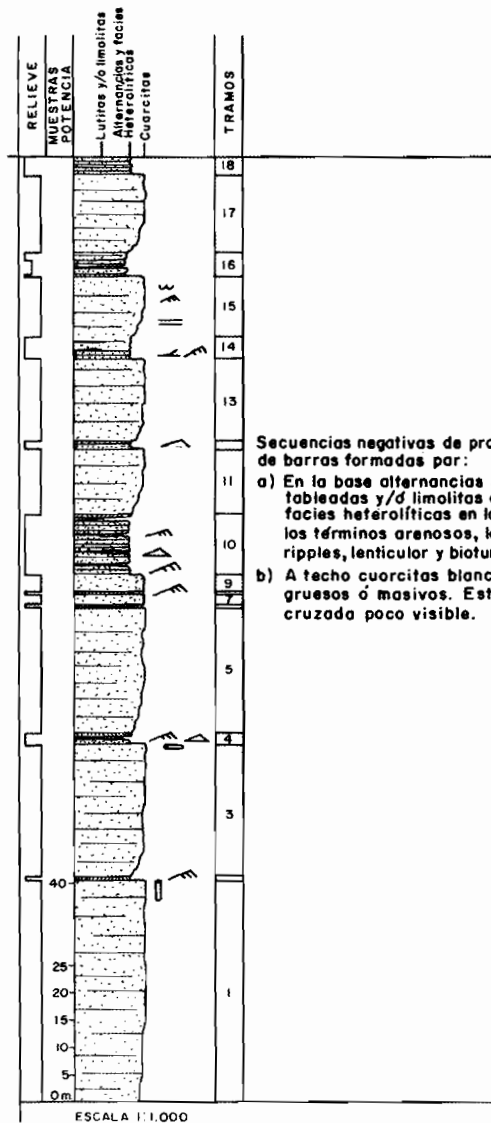
Las ortocuarcitas en facies "armoricana" tienen un buen desarrollo en el flanco sur del Sinclinal de Tamames-Ahigal. En este flanco se levantó una columna (fig. 2) en la carretera nacional 620 a la altura del km 297,5 (cruce a Retortillo). Afloran unos 180 m de sección, presentando las capas un buzamiento de 75° al N; los tramos basales (80 m) son alternancias métrico-decimétricas de areniscas con muy escasos términos pelíticos, pero con bioturbación y bastantes estructuras sedimentarias ("ripples", laminación lenticular). El tramo medio (50 m) son alternancias deci-centimétricas de bancos arenosos en los que sobresale esporádicamente alguno de más de 1 m, con pelitas abundantes, de tonos rojizos en algún caso; las estructuras sedimentarias que se observan son las mismas pero más abundantes y se detectaron crucianas. El tramo superior (50 m) tiene en la base unos 10 m de areniscas masivas y el resto son alternancias métrico deci-centi. de arena fina y pelitas también con huellas de crucianas y estructuras sedimentarias.

En los tramos más competentes, las ortocuarcita están bien estratificadas en bancos continuos y con superficies planares netas. Los "ripples" suelen estar a techo de los bancos. Son blancas, de grano fino-medio, y recristalizadas, en ocasiones con pátinas rojizas de Fe. sólo en un punto detectamos un nivel de microconglomerados de clastos exclusivamente de cuarzo.

Sedimentológicamente esta unidad responde a un carácter secuencial con megasecuencias negativas entre los 5 y los 40 m que corresponden a la progradación de formas arenosas sobre otras más lutíticas dentro de un ambiente de plataforma marina somera abierta y afectadas eventualmente por tormentas.

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

En esta formación son abundantes la bioturbación y restos de estructuras orgánicas como *vexillum*, *skolitus* y *cruzianas*, típicas del Ordovícico inferior. En los trabajos de KINDENLAN (1957) y PICKERILL *et al.* (1984) se asigna regionalmente una edad Arenigiense para este tramo en base a numerosos hallazgos de icnofauna. Entre los icnofósiles identificados resulta destacable la presencia de *Cruziana furcifera* (D'ORBIGNY), *Cruziana goldfussi* (ROUAULT), *Cruziana rugosa* (D'ORBIGNY), *Cruziana cf. imbricata* (SEILACHER), *Arthropycus alleghaniensis* (HARLAN), *Daedalus halli* (ROUAULT), *Didymaulichnus lyelli* (ROUALT), e icnotaxones



Secuencias negativas de progradación de barras formadas por:

- En la base alternancias de cuarcitas tableadas y/o limolitas o bien con facies heterolíticas en las que predominan los términos arenosos, laminación de ripples, lenticular y bioturbación comunes.
- A techo cuarcitas blancas en bancos gruesos o masivos. Estratificación cruzada poco visible.

LEYENDA

—/— Estratificación concorde
—/— Superficies con ripples

LAMINACION
—/— En general
—/— De ripples
—/— Lenticular

BIOTURBACION
| Vertical
— Horizontal
~ Cruzada

Fig. 2. Cuarcita armoricana (Cruce a Retortillo).

variados de los géneros *Diplichnites*, *Diplocraterion*, *Gordia*, *Monomorphichnus*, *Muensteria*, *Palaeophycus*, *Planolites*, *Rusopliycus* y *Skolithus*.

1.3.2. Ordovícico medio. Pizarras gris-negras (7)

Sobre los materiales descritos en el apartado anterior aflora, al N del balneario de Retortillo y en el núcleo del Sinclinal de Tamames-Ahigal, una serie constituida principalmente por pizarras grises y negras, a veces esquistosas, limosas y grafitosas, que pueden pasar a esquistos negros con blastos quiasolíticos. Esta serie es de difícil observación debido por una parte a la existencia de un manto de alteración y por otra a la presencia de coluviones procedentes en su mayor parte de la C. Armoricana.

En áreas relativamente próximas, como el extremo meridional del Sinclinal de Tamames-Ahigal, esta formación tiene niveles arenosos intercalados hacia la base y algún nivel de metavulcanitas hacia el techo (MARTÍN HERRERO *et al.*, 1988).

En láminas delgadas y en las escasas ocasiones en que estos materiales no están afectados por el metamorfismo de contacto, son metapelitas y metapelitas grafitosas, con textura blastopelítica y lepidoblástica. Su composición es de sericita, moscovita, cuarzo, material grafitoso o carbonoso, opacos, turmalina, circón y minerales de hierro. Se reconoce la textura clástica original recrystalizada y tectonizada. Son rocas compuestas por una fina masa de filosilicatos, cuarzo de tamaño limo y material grafitoso. Los filosilicatos están orientados por la deformación D₁ que desarrolló una esquistosidad S₁ y crenulados posteriormente. Cuando sobre estos materiales se desarrolla metamorfismo de contacto, las texturas que se encuentran son porfidoblásticas, lepidoblásticas o poiquiloblásticas. Además de los minerales citados hay neoblastesis de biotita, andalucita y cordierita; este último mineral está normalmente alterado a sericita y pennina (clorita); hay moscovitas tardías histerógenas.

Son abundantes los restos de fauna localizados en los últimos años en materiales regionalmente similares, entre los que se encuentran los mencionados por GARCÍA DE FIGUEROLA (1971 y 1972); ROLZ (1975), JIMÉNEZ FUENTES (1982), DÍEZ BALDA (1982 y 1986), y GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1983).

A lo largo del Sinclinal se han recogido en diversos puntos restos de trilobites, graptolitos, braquiópodos y moluscos, que parecen indicar para la unidad una edad Llanvirn inferior en su mayor parte. Cabe citar la presencia de *Neseuretus (N.) avus* (HAMMANN), *Kloucekia cf. drevermanni* (HAMMANN), *Placoparia (P.) cambriensis* (HICKS), *Didymograptus (D.) artus* (ELLES y WOOD), *Acrograptus cf. affinis* (NICHOLSON), *Expansograptus mancus* (GUTIÉRREZ), *Monorthis noctilio* (SHARPE), y *Redonia deshayesi* (ROUAULT). GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1983) destacan la presencia del braquiópodo *Heterorthina morgatensis* (MELOU), típico del Llandeilo Inferior, como fósil más moderno encontrado a techo de la unidad, aunque esporádicamente aparece también representado el Llanvirn superior.

La presencia de niveles fosilíferos de edades diferentes, así como la existencia de importantes variaciones en el espesor de la unidad a lo largo del Sinclinal, también conocido

como Sinclinal Valongo-Tamames o Sinclinal Tamames-Satao-Porto, constituyen criterios que han permitido inferir diferenciaciones en el depósito de la unidad en sentido NO-SE (GUTIÉRREZ MARCO *et al.*, 1983). Al NO, el espesor de la formación es relativamente reducido y contiene faunas del Llanvirn, Llandeilo y Caradoc inferior (ROMANO, 1982), y al SE los depósitos llanvirnienses alcanzan un mayor desarrollo comparativo y no parecen presentar faunas posteriores al Llandeilo inferior basal. Por ello, la laguna estratigráfica entre ambas parece aumentar en amplitud en sentido SE, resultando difícil de interpretar si se debe a una interrupción anterior en la sedimentación de la primera unidad en regiones hacia el SE o a una mayor denudación en estas zonas en tiempos anteriores al silúrico.

1.4. CENOZOICO

La sedimentación alpina de esta Hoja se incluye en la Fosa de Ciudad Rodrigo, una de las subcuencas asociadas a la cuenca del Duero. Esta fosa que tiene origen tectónico y una estructura asimétrica, con los mayores espesores de sedimentos terciarios a lo largo del borde sur (FERNÁNDEZ AMIGOT, 1981) comenzó a formarse durante el Eoceno (CANTANO y MOLINA, 1987) cuando el basamento hercínico sobre el que se emplaza adquirió una configuración alpina en bloques limitados por fracturas de direcciones tardihercínicas (PARGA, 1969; VEGAS, 1974; GONZÁLEZ UBANELL, 1977; SANZ DONAIRE, 1979). El rejuego de estas fracturas durante su relleno condicionó tanto la distribución de los sedimentos paleógenos (ALONSO GAVILÁN y POLO, 1986) como de los sedimentos neógenos (CANTANO y MOLINA, 1987); además, la distribución de dichos sedimentos también se encuentra determinada por la presencia de relieves ordovícicos (o paleozoicos), de dirección NO-SE, que cortan transversalmente aquella fosa y la dividen en tres sectores con características estratigráficas distintas: sector de Ciudad Rodrigo, sector de Sancti Spiritus y sector de la Fuente de San Esteban-Salamanca (CORROCHANO y CARBALLEIRA, 1983). Con todo, cabe esperar que el relleno terciario de dicha fosa muestre gran complejidad en la distribución de sus facies.

En el sector de La Fuente de San Esteban-Salamanca, y más concretamente dentro del área que nos ocupa (Hoja 501, La Fuente de San Esteban), la sedimentación está controlada por área fuente, tectónica y clima. Cada uno de estos factores varía sustancialmente a lo largo del tiempo, lo cual se refleja en el registro fósil mediante el depósito de grandes conjuntos sedimentarios con características distintas; sin embargo, es difícil establecer las relaciones laterales que existen entre los distintos tipos de sedimentos que integran cada uno de aquellos conjuntos sedimentarios mayores debido a que:

- 1) La identidad de las áreas suministradoras confiere una homogeneidad litológica;
- 2) los distintos episodios de fracturación que han afectado al conjunto de los sedimentos han modificado sustancialmente la posición de los mismos y, en consecuencia, es difícil diagnosticar si los depósitos son distintos porque corresponden a distintos episodios de sedimentación o bien porque originalmente se disponían en posiciones paleogeográficas distintas, y

3) la superposición de los procesos de alteración (estrechamente relacionados con el clima) uniformiza la composición mineralógica de depósitos que originalmente eran distintos y los hace similares a aquellos que se depositaron bajo las condiciones climáticas reinantes durante el lapso de tiempo que perduró aquella alteración.

Los sedimentos de la Fosa de Ciudad Rodrigo han sido objeto de numerosos estudios, si bien merece especial atención el trabajo realizado por CANTANO y MOLINA (1987) en el que presentan una síntesis sobre la estratigrafía de dicha fosa. Las iniciales y principales aportaciones estratigráficas relativas al área que nos ocupa se deben a MINGARRO y LÓPEZ AZCONA (1970), quienes diferenciaron dos conjuntos litológicos: el inferior, de naturaleza arcósica y edad Eoceno, y el superior, conglomerático y de edad Oligoceno. Consideraron que no existen depósitos neógenos y atribuyen a una brecha samito-feldespática de cuarcita, observada a lo largo de las alineaciones ordovícicas, una edad Plioceno. Las únicas modificaciones significativas a este esquema son las propuestas por MOLINA Y JORDÁ (1984) y JORDÁ (1983), quienes diferencian en la región de Serradilla del Arroyo (al sur del área de estudio) dos unidades arcósicas individualizadas mediante una discordancia: areniscas arcósicas inferiores, de edad Eoceno, y areniscas arcósicas superiores, a las que atribuyen una edad Oligoceno-Mioceno; discordante sobre estas últimas se disponen los depósitos conglomeráticos (conglomerados versicolores) que asignaron al Mioceno-Plioceno. Finalmente, consideran que ligado al encajamiento fluvial cuaternario se desarrollan los depósitos de las "rañas", discordantes sobre todos los sedimentos anteriores.

En esta Hoja se pueden establecer a grandes rasgos varias unidades sedimentarias cenozoicas (SANTISTEBAN *et al.*, 1991 y 1992) conceptualmente comparables a las Unidades tectosedimentarias de MEGÍAS (1982), separadas entre sí por discontinuidades estratigráficas, de naturaleza compleja cuyos rasgos más significativos se exponen seguidamente.

1.4.1. Paleógeno superior

1.4.1.1. *Microconglomerados arenas y lutitas arcósicas blancas y verdes. Areniscas ocreas con cemento carbonatado (8). Eoceno-Oligoceno*

Se extiende por todo el área de estudio, aunque sólo afloran los 35 m superiores de la sucesión. Está constituida por materiales siliciclásticos de carácter arcósico con frecuentes niveles de encostramiento carbonatado (9), los cuales muestran su mejor desarrollo hacia el techo de la sucesión. Su edad es desconocida, dado que no se han hallado restos fósiles, si bien se considera que puede ser paleógena por su posición estratigráfica y similitud litológica con los materiales datados como Oligoceno en el sector de Ciudad Rodrigo (POLO *et al.*, 1987).

La naturaleza litológica, composición mineralógica y direcciones de aporte en estos depósitos no sufren variaciones importantes a lo largo de toda la unidad.

Son arenas, limos y, localmente, gravas, cuya composición está dominada por cuarzo y feldespatos. Las paleocorrientes observadas se presentan siempre dentro del primer cuadrante con una componente dominante N60E. Sin embargo, la organización interna de

estos materiales y sus características texturales muestran variaciones sustanciales que permiten diferenciar dos subunidades (Arcosas de Martín de Yeltes y Arcosas del río Yeltes) con distinto significado genético, pero que no han sido separadas cartográficamente.

Arcosas de Martín de Yeltes

Afloran únicamente en las proximidades del término municipal de Martín de Yeltes, con una potencia que oscila entre 20 y 30 m. Su límite inferior no aflora y hacia el techo se encuentran truncadas por depósitos conglomeráticos más modernos.

Está constituida por cuerpos sedimentarios de geometría canalizada (2 m de espesor máximo y 10 m de longitud máxima) integrados por arenas de grano grueso con clastos de cuarzo (5% del total) que pasan progresivamente –gradación positiva– a arenas medias y fangos. Esta sucesión de carácter grandecreciente se repite sistemáticamente a lo largo de la columna y el conjunto de los depósitos de esta subunidad se organiza formando una megasecuencia positiva.

La composición mineralógica de la fracción arena consiste en: cuarzo (>90%), feldespato (feldespato potásico y plagioclasa, 5-10%) y minerales pesados accesorios (turmalina y distena). La fracción arcillosa de estas arenas está constituida exclusivamente por sericita, con una participación del total de la muestra entre un 7% en las arenas de grano grueso y del 20-41% en las arenas de grano medio. Ocasionalmente presentan fragmentos de rocas ígneas y de pizarras. Su grado de selección es muy variable, si bien su madurez textural es baja.

Los fangos presentan una composición sericítica (80-90%) acompañada de cuarzo tamaño arena (10%) y escasos feldespatos y micas (<1%). Estos fangos muestran frecuentes rasgos de carácter edáfico y hacia el techo de la subunidad se encuentran carbonatados (encostramientos de carácter edáfico).

La estructura interna de aquellos cuerpos canalizados consiste en estratificación cruzada en la base (arenas de grano grueso) y masiva hacia el techo (arenas de grano medio y fangos). Se interpreta como el resultado de la migración de megaripples de cresta sinuosa sobre un lecho arenoso en los primeros estadios de relleno del canal y una rápida deceleración de la corriente, que culmina con el depósito de fangos en los estadios finales.

Las características texturales del sedimento, la elevada relación anchura/ profundidad de los cuerpos sedimentarios y la escasez de depósitos de llanura de inundación en el área analizada, responde a la dinámica de canales poco estables con una elevada tasa de migración de los mismos. Estas características se pueden asimilar a sistemas fluviales de tipo anastomosado que procederían de un área fuente granítica situada al NNO de la Fosa de Ciudad Rodrigo, como lo atestigua la presencia de feldespatos y la existencia de granitos en aquellas áreas.

Son fundamentalmente materiales arcósicos de color blanco-verde que se extienden por todo el área de estudio, aunque sólo afloran los 35 m superiores de la sucesión. Reposan discordantemente sobre los paleorreliques hercínicos, cuando se observa su base, y hacia el techo bien aparecen truncados por los depósitos de la unidad suprayacente o bien muestran un gran desarrollo de costras y enrojecimientos indicativos de una interrupción en la sedimentación.

En la base de esta subunidad dominan los cuerpos de geometría tabular (2-4 m de espesor y longitud superior a 40 m) limitados por superficies erosivas planas e integrados por gravas, arenas gruesas y, ocasionalmente, fangos con clastos de cuarzo. Estos depósitos son masivos, aunque de un modo muy puntual las gravas pueden presentar estratificación cruzada planar y se ordenan en secuencias granodecrecientes. Ocasionalmente, entre estos bancos se intercalan otros de geometría plano-cóncava (0,75 m de espesor máximo y 2 m de longitud) constituidos por gravas y arenas con estratificación cruzada en surco.

Las gravas masivas son los depósitos volumétricamente más importantes y están constituidos fundamentalmente por clastos (centil 3 cm) de feldespatos (microclina, ortosa y plagioclasa) como componente mayoritario, cuarzo, cuarcita arenizada (escasa) y en el borde SE de la Hoja, además, pizarras, todos ellos de subangulosos a subredondeados. Presentan abundante matriz limoso-arcillosa (20-45%) constituida por micas (moscovita y biotita), illita, caolinita y esmectitas. En relación a este último mineral cabe señalar que además de poseer un origen detrítico también puede ser neoforado, como se justificará en las páginas siguientes.

Las gravas con estratificación cruzada en surco o planar muestran una composición mineralógica similar y únicamente difieren en el tamaño de grano (5-10 cm, con un centil de 18 cm) y en el menor contenido en matriz limoso-arcillosa (14%) siendo ésta fundamentalmente cuarzo-feldespática (45%). Las paleocorrientes dominantes Con N60E y N90E.

Las arenas de grano grueso (1-0,3 mm) o medias (0,4-0,125 mm) están constituidas por microclina, ortosa, plagioclasa, cuarzo y poseen abundante matriz limoso-arcillosa (cloritas, micas-moscovitas y biotita, illita, caolinita y esmectitas). Dentro de estos depósitos generalmente, a medida que aumentan dichos rasgos, disminuye el contenido en feldespatos y biotita, la cual generalmente muestra bordes deflecados, y aumenta la proporción de arcillas dado que se neoforan esmectitas, probablemente a partir de la biotita y clorita, y paligorskita, la cual se genera normalmente a partir de esmectitas.

Los fangos están constituidos por una mezcla de limo y arcilla (50-70%), arenas en proporciones muy variables y clastos dispersos de cuarzo con los bordes corroídos. La fracción detrítica inferior a 2 mm está constituida fundamentalmente por cuarzo, plagioclasa, ocasionalmente ortosa, y micas (moscovita). Existen granos de feldespato totalmente transformados en sericita y la fracción arcillosa heredada (illita-caolinita-esmectita) es inferior a la neoforada (esmectita-paligorskita). Dentro de estos depósitos son muy frecuentes los rasgos ligados a procesos edáficos: rasgos pedológicos de relleno como pedotúbulos, iluviación de arcillas de color naranja a favor de fisuras irregulares y rubefacción del sedimento.

Las características texturales y geométricas de estos sedimentos inducen a considerar que fueron transportados por canales anchos de sistemas fluviales de baja sinuosidad que fluían

hacia el NE. En un primer momento el depósito se caracterizaba por la llegada de masas de sedimentos desorganizados (gravas masivas) transportados por corrientes densas y ocasionalmente corrientes diluidas tractivas (como lo atestigua la presencia de gravas con estratificación cruzada) que perdían rápidamente su capacidad de transporte (secuencias gravas-arenas y ocasionalmente fangos). Los cuerpos de geometría canalizada con estratificación cruzada en surco que truncan a los depósitos de gravas masivas registran los episodios de escasa sedimentación y con circulación de aguas superficiales. Por otra parte, es durante estos periodos de escasa sedimentación cuando se producen los principales procesos post-sedimentarios, fundamentalmente de carácter edáfico, que afectan a estos depósitos y se resumen: 1) iluviación del material arcilloso con formación de tapices alrededor de granos y poros, en un estadio inicial del proceso, e iluviación en huecos y poros acompañada de una reorganización del plasma arcilloso importante, en los estadios posteriores; 2) corrosión de granos, argilización de los elementos detríticos más lábiles (feldespatos, cloritas y micas) y transformación-neoformación de arcillas (esmeclitas y paligorskita) en los estadios finales del proceso; 3) ligado al proceso de alteración de arcillas se produce una rubefacción del sedimento, la cual se pone de manifiesto por el intenso color rojo que muestran ocasionalmente los depósitos. Procesos similares han sido descritos en facies semejantes por ALONSO GAVILÁN *et al.* (1989) y BLANCO *et al.* (1989).

Finalmente cabe señalar que el color más frecuente de estos depósitos es el 5Y; sin embargo y a medida que aumentan los rasgos post-sedimentarios adquieren tonos naranjas que le confieren un aspecto moteado (5YR).

Hacia el techo de la subunidad los elementos arcóscicos forman cuerpos de base erosiva y morfología canalizada constituidos por gravas y arenas de naturaleza litológica similar a la descrita anteriormente y únicamente se diferencian de ella en la menor proporción que presentan los clastos de esquisto. Su estructura interna consiste en estratificación cruzada en surco o planar en la base y masiva hacia el techo.

Una de las características más significativas de estos depósitos es la presencia de marmorizaciones que confieren al sedimento un aspecto parcheado en tonos verde-naranja (5YR).

Consideramos que estos depósitos fueron transportados por canales trenzados dominados por barras (gravas y arenas con estratificación cruzada).

Lateralmente a los depósitos descritos en los párrafos anteriores afloran arenas y limos masivos (ordenados en secuencias granodecrecientes) de tonos verdes o rojo-verdes ordenados en cuerpos tabulares de gran extensión (0,75-1,5 m de espesor y 200-300 m de longitud). Las arenas están constituidas fundamentalmente por cuarzo, feldespatos (plagioclasa y feldespato potásico), micas, clastos de esquistos y turmalinas aisladas como mineral accesorio. Presentan abundante matriz arcillosa (illita, caolinita, esmeclita y paligorskita en proporciones muy variables) y ocasionalmente muestran rasgos de carácter edáfico (pedotúbulos, reorientaciones del plasma arcilloso y corrosión de los granos). Los limos, de composición mineralógica similar, presentan rasgos postsedimentarios mucho más desarrollados que en el caso anterior; así, la matriz arcillosa frecuentemente aparece reorientada –fábrica de birrefringencia de tipo moteado en mosaico (BULLOCK *et al.*, 1985)–, produciendo corrosiones en

los componentes del esqueleto y muestran frecuentes rasgos pedológicos de relleno como pedotúbulos o impregnaciones ferruginosas, ocasionalmente presentan calcita (esparita) como fase cementante, aumentando su contenido hacia techo de cada banco.

A lo largo del borde N de la Hoja, y ocasionalmente hacia el E de la misma, aquellas arenas y fangos muestran mayor grado de carbonatación (fundamentalmente dolomita) y el sedimento original ha perdido la mayor parte de sus características originales. Así, la roca puede llegar a estar constituida por un mosaico de cristales de dolomicrita y dolomicroesparita que incluyen granos detríticos de cuarzo, feldespato y micas (constituyendo el 15-20% del total de la roca) intensamente fracturados y corroidos por aquel mosaico dolomítico.

Aquellos bancos de arena y limo se interpretan como el resultado de una rápida sedimentación a partir de una masa de agua cargada en sedimento y no confinada (como atestigua la geometría tabular), lo cual, unido al hecho de que estos depósitos se relacionan lateralmente con facies canalizadas, induce a considerarlos como depósitos de desbordamiento ligados a la llanura de inundación. Posteriormente, estos sedimentos se vieron afectados por un conjunto de procesos postsedimentarios de carácter edáfico (como pone de manifiesto la abundancia de rasgos pedogénicos y reorganización del plasma arcilloso) ligados a los cuales se producirían las principales transformaciones de los minerales de la arcilla heredados (illita, caolinita y una parte de las esmectitas) y génesis de los componentes de neoformación (esmectitas y paligorskita).

Los depósitos del techo de esta subunidad han sufrido procesos de rubefacción y encostramientos que se interpretan como indicadores de una interrupción en la sedimentación. Por tanto, y dada la importancia que poseen, serán tratados en un apartado propio.

Además de los niveles de costras citados en el párrafo anterior, se han observado niveles de silcretas dentro de esta subunidad y en una posición estratigráfica, en primera aproximación, similar. Sin embargo, comúnmente se acepta que las condiciones climáticas bajo las que se desarrollan silcretas y calcretas son distintas. En el estado actual de los conocimientos es difícil explicar aquellos hechos por lo que únicamente queremos señalar esta problemática.

1.4.1.2. *Costras carbonatadas y silíceas (9). Eoceno superior-Oligoceno*

Se desarrollan tanto sobre los niveles de areniscas como sobre los niveles de fangos anteriormente descritos, y al igual que aquellos se disponen fundamentalmente en el E y SE de la Hoja.

Los componentes minerales de estos niveles son: cuarzo, cantos de cuarcita de pequeño tamaño, feldespato (plagioclasa y feldespato potásico), micas, clastos de esquistos y turmalinas aisladas como mineral accesorio. Todos estos componentes se disponen próximos entre sí y embebidos en una matriz arcillosa, la cual está constituida fundamentalmente por illita, caolinita, esmectitas y paligorskita en proporciones muy variables, de forma que a medida que aumentan los procesos de alteración aumenta el contenido en arcillas neoformadas (una parte de las esmectitas y la paligorskita). Esta matriz arcillosa frecuentemente aparece reo-

rientada –fábrica de birrefringencia de tipo moteado en mosaico (BULLOCK *et al.*, 1985)– produciendo corrosiones en los componentes del esqueleto. Dependiendo de las direcciones de orientación del plasma y de cómo éstas inciden en los granos detríticos, se producirán granoestricciones o bordes reaccionales con las arcillas de la matriz, de modo que coexisten granos circundados por películas de arcillas orientadas paralelamente a sus bordes y granos fuertemente corroidos por incidencia oblicua o perpendicular de la arcilla orientada del plasma. Ocasionalmente muestran cemento carbonatado (calcita). Finalmente, cabe señalar que los rasgos pedogénicos son muy frecuentes. Estos rasgos, unidos a la reorganización que muestran las arcillas, consideramos que son indicativos de la existencia de un suelo ligado al cual se desarrolla el perfil de alteración registrado por las transformaciones que sufren las arcillas heredadas (illita, caolinita y esmectitas) y a partir de los cuales se generan las de neoformación (esmectitas y paligorskita).

A lo largo del borde N de la Hoja, y ocasionalmente hacia el E de la misma, muestran un mayor grado de carbonatación (fundamentalmente dolomita) y el sedimento original –lutita o lutita arenosa de carácter arcóscico– ha perdido la mayor parte de sus características originales. Así, la roca aparece constituida por un mosaico de cristales de dolomicrita y dolomicroesparita que incluyen granos detríticos de cuarzo, feldespato y micas (constituyendo el 15-20% del total de la roca) intensamente fracturados y corroidos por aquel mosaico dolomítico.

1.4.2. Neógeno inferior

1.4.2.1. Lutitas, arenas y conglomerados rojos (10). Mioceno inferior medio

Se trata de depósitos siliciclásticos de color rojo que reposan discordantemente sobre los materiales paleógenos. Su espesor oscila entre 10 y 50 m, con las máximas variaciones de potencia en la dirección NO-SE, y a techo aparecen truncadas por los sistemas de terrazas fluviales pliocuaternarios. Se atribuyen al Mioceno inferior (CANTANO y MOLINA, 1987).

Se presentan en bancos de base erosiva y morfología canalizada (20 m de longitud y 3 m de espesor máximo) constituidos por arenas o por gravas y arenas, en cuyo caso se ordenan en secuencias granodecrecientes. Las gravas se caracterizan por presentar un alto contenido en clastos de pizarra y esquisto (centil, 7 cm) a los cuales acompañan otros de cuarcita y, en escasa proporción, cuarzo. Presentan matriz arenoso-limosa y texturalmente son gravas clastosostenidas.

Las arenas están pobremente seleccionadas y son de grano muy grueso a medio con matriz arcillosa; ocasionalmente presentan clastos de cuarcita y esquistos (centil, 2 cm). Se caracterizan por presentar un alto contenido en cuarzo (>60%) y escasos feldespatos (5-15%). Dentro de estos últimos el más abundante y frecuente es el feldespato potásico (microclina y ortosa) ocasionalmente acompañado de plagioclasas; todos ellos se caracterizan por presentar bordes corroidos o muy redondeados. Otros componentes son las micas (moscovita) y filosilicatos (20-40%), fundamentalmente illita y esmectitas aunque en ocasiones también contienen paligorskita.

Su estructura interna consiste en estratificación cruzada en surco o planar y pasan en la vertical a ser masivos.

Los únicos rasgos postsedimentarios observados en estos depósitos se relacionan con las reorganizaciones de la matriz arcillosa y la alteración tanto de los componentes clásticos (cuarzo, feldespato y esquistos) como de los arcillosos.

1.4.3. Neógeno superior-Cuaternario

1.4.3.1. *Conglomerados silíceos, arenas y lutitas ocreas (11). Terrazas. Mioceno superior-Plioceno*

Se trata de gravas, arenas y lutitas de composición siliciclástica caracterizadas por presentar colores ocreos. Su espesor oscila entre 5 y 20 m y presenta una distribución en parches. Su mejor representación se encuentra en las plataformas culminantes del S de la Hoja y en relación al río Yeltes, en cuyos escarpes se encuentran los mejores afloramientos de esta unidad. Su base es erosiva sobre cualquiera de las unidades precedentes y su techo es una superficie mixta de sedimentación-erosiva (superficie de la "raña"). Se atribuye al Mioceno superior-Plioceno (CANTANO y MOLINA, 1987).

Su composición está constituida por cuarzo y fragmentos de cuarcita (dominante), fragmentos de esquistos, micas (biotita y moscovita), escasos feldespatos (potásico y plagioclasa) y algunas turmalinas y opacos. La fracción arcilla está compuesta por illita, caolinita, esmectitas e interestratificados (en orden decreciente de abundancia) junto con oxi-hidróxidos de hierro en forma de goethita.

Estos materiales se presentan en dos formas, bien como bancos tabulares o como parches plano-cóncavos.

En el primero de los casos, estos bancos se disponen en posiciones culminantes de la serie estratigráfica y en las proximidades de los relieves que actuaron de área fuente. Presentan espesores entre 1 y 3 m y longitudes superiores al kilómetro. Están constituidos casi exclusivamente por gravas clastosostenidas (centil, 40 cm), relativamente pobres en matriz ya que el sedimento ha sufrido un intenso proceso de lavado, acompañadas por escasas arenas. Las gravas, que forman una secuencia granodecreciente, son muy heterométricas, presentan estratificación cruzada planar y en surco muy tendida (en sets que raramente superan los 30 cm de espesor) o bien son masivas. Las arenas se suelen encontrar a techo de los bancos o bien como pequeñas cuñas entre las gravas; suelen ser masivas, con cantos dispersos en su interior, aunque en ocasiones muestran estratificación cruzada en surco. Tanto por su posición como por sus estructuras se pueden interpretar como depósitos de mantos de arroyada fluvial ligados a un régimen hidráulico elevado.

Los bancos con geometría plano-cóncava se disponen, fundamentalmente, en relación al cauce actual del río Yeltes y erosionan a los depósitos de las unidades precedentes. Su espesor máximo es de unos 5 m y su longitud muy variable en función de la sección que

se observe. Son gravas clastosostenidas (centil, 25 cm) con poca matriz; forman una secuencia granodecreciente en la que se puede observar estratificación cruzada en surco y planar, de mayor potencia que en el caso anterior, mientras que los tramos masivos son poco abundantes. Las arenas y lutitas son menos abundantes que en el caso anterior. Se interpretan estos bancos como resultado de la sedimentación por ríos trenzados proximales.

El conjunto de estos materiales muestra una serie de rasgos post-sedimentarios entre los que cabe destacar la iluviación de arcillas, reorganización del plasma arcilloso, tinciones por oxihidróxidos de hierro y neoformación de arcillas (caolinita).

1.4.3.2. *Conglomerados silíceos, arenas y limos (12). Glacis-terrazas. Plioceno-Pleistoceno*

Están constituidos por aluvionamientos antiguos ligados a los sistemas fluviales secundarios del río Yeltes, tales como el arroyo Caganches o regato de la Fresneda. Constituyen glacis-terrazas en posición intermedia entre el techo del interfluvio y el fondo del valle.

Son gravas clastosoportadas (c:30 cm) y cantidades menores de arenas y lutitas. Su espectro litológico es la cuarcita y el cuarzo en las fracciones más gruesas mientras que en la más fina (arcilla) predomina la asociación illita-caolinita.

1.4.3.3. *Conglomerados silíceos arenas y limos (13). Terrazas. Pleistoceno*

Se trata de depósitos de terrazas fluviales intermedias, en transición a los sedimentos de los aluvionamientos actuales, que se encuentran repartidas en toda la Hoja, especialmente en relación directa con los ríos Yeltes y Gavilanes. Constituyen cuerpos de morfología tabular de 2 a 5 m de espesor, base erosiva y techo plano. Son conglomerados silíceos de gravas clastosoportadas con centiles algo inferiores a las rañas (30 cm), arenas y lutitas. Su organización interna muestra amalgamaciones, estratificación cruzada en surco y planar en sets de potencia decimétrica y cuñas de arenas masivas y laminadas. Se interpretan propias de ambientes fluviales trenzados.

1.4.3.4. *Limos arenas y conglomerados (14). Aluviales. Pleistoceno-Holoceno*

Constituyen los aluviones y fondos de valle actuales. En los cursos principales son acumulaciones importantes de 3 a 5 m de espesor; conglomerados de gravas y arenas, escasa matriz y un espectro litológico con predominio de cuarcita y cuarzo. Aparecen gruesos centiles (50 cm) y estructuras internas dominadas por las imbricaciones y estratificaciones cruzadas.

En los fondos de valle secundarios los aluvionamientos tienen mucha menor consistencia y desarrollo irregular. Se trata de material mucho menos grueso y peor seleccionado constituido por arenas, limos y gravas en proporciones muy irregulares.

Se trata de un material esencialmente suelto con un espectro litológico a base de gravas, arenas y limos estructuradas en pequeñas secuencias centimétricas en las que se pueden reconocer estratificación cruzadas. Sus dimensiones oscilan entre los 100 y los 1.000 m de extensión superficial, espesor métrico. Están representados sobre todo en la planicie de Sancti Spiritus.

1.4.3.6. Arenas y gravas (16). Coluviones Pleistoceno-Holoceno

Son los coluviones generalmente arenosos que articulan los escarpes labrados sobre el paleógeno arcósico por el río Yeltes y también las pedrizas, constituidas por material cuarcítico suelto de la Sierra de Camaces.

2. TECTÓNICA

2.1. INTRODUCCIÓN

Los materiales metasedimentarios aflorantes y los granitoides hercínicos que los intruyen ocupan un 15% aprox. de la Hoja. Pertenecen a la Zona Centroibérica, caracterizada por el carácter discordante del Ordovícico sobre su sustrato Cámbrico y/o Precámbrico (JULIVERT *et al.*, 1972).

Los sedimentos terciarios y cuaternarios se extienden por la mayor parte del área de estudio y se sitúan dentro de la Fosa de Ciudad Rodrigo, que es una subcuenca asociada a la Cuenca del Duero, que se generó como consecuencia de la reactivación alpina de probables fracturas tardihercínicas.

Al W de esta zona, Hojas de Villar de Ciervo (500) y Ciudad Rodrigo (525) se han realizado diversos trabajos de índole estructural. Las primeras investigaciones con este enfoque corresponden a CORRETGE *et al.* (1976) que además de establecer una columna estratigráfica, deducen cuatro fases principales de deformación (tres de ellas con esquistosidad asociada). RODA QUEROL (1981), en su tesis de licenciatura, en la zona de Mina Fé, levanta una columna estratigráfica donde define algunas características sedimentológicas de los metasedimentos y además realiza un estudio estructural en el que identifica tres fases de deformación hercínicas. MARTÍN IZARD (1989) además de una descripción de detalle de las características petrográficas de los metasedimentos define la existencia de una fase de deformación prehercínica y tres fases principales hercínicas.

Al N de la Hoja, Hojas de Villavieja de Yeltes (476) y Ledesma (451), la mayoría de los trabajos estructurales se relacionan con zonas de cizalla y la presencia de desviaciones en el trazado de estructuras regionales ha sido relacionada con la existencia de zonas de cizalla dúctil, subverticales, con un importante componente de movimiento horizontal. Una de ellas es la de "Penalva do Castelo-Juzbado-Traguntia" (ZCJT) de GARCÍA DE FIGUEROLA *et al.* (1968), importante accidente que con dirección N70E y sentido de movimiento senextro, modifica importantes estructuras de la primera fase de deformación hercínica (D₁), como el

“Sinclinal de Tamames-Satao-Porto”. Hay, sin embargo, autores que indican que esta zona de cizalla pudo haber funcionado durante la citada fase de deformación hercínica [IGLESIAS y RIBEIRO (1981), REGENCIO MACEDO *et al.* (1982)]. Estudios más detallados como el de JIMÉNEZ ONTIVEROS *et al.* (1982) establecen una relación temporal de la ZCJT con respecto a las fases de plegamiento hercínicas, considerándola como posterior a su fase cuarta y anterior a la intrusión de los granitoides post-cinemáticos.

Es mucho más recientemente (VILLAR *et al.*, 1992), cuando puede establecerse que el movimiento más patente de dicho accidente es posterior a la tercera fase hercínica, ya que la ZCJT corta a macroestructuras de D_3 como el Antiforme de Yecla de Yeltes (Hoja de Villavieja 476) de dirección N110-130E y es anterior a la cuarta fase, cuyos pliegues y crenulaciones afectan a estructuras relacionadas con la ZCJT como foliaciones y lineaciones miloníticas.

La deformación frágil, que se remonta a la etapa tardihercínica del macizo, tiene una gran importancia durante la orogenia alpina, pues es la causante de la distribución morfoestructural actual de la región en relieves montañosos y cuencas sedimentarias. Dicha fragmentación aprovecha las líneas marcadas en época tardihercínica con sistemas de desgarres transversos a los rumbos de la orogenia anterior que suelen actuar durante el Paleógeno como fallas normales o inversas.

2.2. DEFORMACIONES PREHERCÍNICAS

Deformación intraprecámbrica

Esta deformación, a escala de la Zona Centroibérica, está marcada por la existencia de una discordancia erosiva y angular entre el Grupo Domo Extremeño (Alcudense inferior) y los Grupos Ibor-Valdelacasa (ÁLVAREZ-NAVA *et al.*, 1988). En zonas próximas al área que nos ocupa, la discordancia está definida entre la Serie inferior y la Serie superior [BASCONES ALVIRA *et al.* (1988), ROBLES CASAS *et al.* (*op. cit.*), ÁLVAREZ-NAVA y ROBLES (1988) (figura 1). Asimismo estos autores reconocen en diversos puntos de la Serie inferior pliegues cortados por la esquistosidad S_1 (hercínica), así como pliegues de fase 1 (D_1) que pliegan a capas ya invertidas. La lineación de intersección de S_1 con la S_0 presenta plunges con valores medios de 60-70°.

Movimientos preordovícicos

Con posterioridad a la deformación definida anteriormente hay una estructuración regional (a escala de la Zona Centroibérica) con fallas en extensión (buzantes al NE) que controlan la sedimentación de la Serie superior y del Cámbrico inferior datado (en otras áreas los Grupos Ibor y Valdelacasa). Este modelo corresponde a la evolución de un margen continental pasivo durante el Precámbrico terminal (Vendense) y Cámbrico (ORTEGA *et al.*, 1988).

Parece evidenciarse en zonas próximas, como las Hojas de Ciudad Rodrigo (525) y Fuenteguinaldo (550), que la lineaciones de intersección L_{1-0} entre las superficies de estrati-

ficación (S_0) de la sucesión véndico-cámbrica y la esquistosidad S_1 hercínica, presentan valores del ángulo de buzamiento entre 0 y 45° con un promedio de 30°.

También en lo que respecta a las Hojas de Villavieja de Yeltes (476) y Villar de Ciervo (500) se observa que el "plunge" de las lineaciones L_{1-0} tiene marcada tendencia hacia el S entre los 20 y los 50°.

Estos datos parecen sugerir un basculamiento generalizado hacia el S o SE o bien el flanco de un gran pliegue, suave y sinquistoso, consecuencia del rejuego bien en vertical o bien en dirección de las fallas extensionales anteriormente citadas.

Evidencias cartográficas de la discordancia entre el Ordovícico y su sustrato (discordancia sárdica) se pueden observar en los trabajos de DÍEZ BALDA (1986), RODRÍGUEZ ALONSO (1985) y también en la cartografía de la Hoja de Villavieja de Yeltes.

2.3. OROGENIA HERCÍNICA

La orogenia hercínica es responsable de las principales deformaciones que se observan en el área estudiada. La deformación producida, de carácter polifásico, afecta de una u otra forma a todas las rocas prehercínicas, tanto a los metasedimentos como a las rocas ígneas.

De un modo general se puede indicar que existen tres fases de deformación importantes, de efectos no uniformes en todas las áreas y una serie de estructuras tectónicas más o menos aisladas que deben corresponder a movimientos tardihercínicos.

Primera fase hercínica D_1

Esta fase produce pliegues de todos los órdenes que tienen en común una dirección de los ejes (NW-SE) y una cierta verticalidad de los planos axiales.

Las estructuras más importantes de primera fase de la Hoja, lo son también a escala regional: Sinclinal de Tamames-Ahigal (también denominado Sinclinal de Tamames-Satao-Porto), de casi 300 km de longitud y el Sinclinal de la Sierra de Francia-Torralba, de unos 55 km de longitud.

El estilo tectónico, a escala de la Zona Centroibérica, es el de una estructura formada por anticlinales amplios y sinclinales estrechos y relativamente apretados, en cuyos flancos los afloramientos de los Grupos Ibor y Valdelacasa regionalmente y en nuestro caso del Cámbrico inferior datado, se distribuyen asimétricamente. Esta geometría ha sido condicionada por la compartimentación en bloques del zócalo anteordovícico como consecuencia de los movimientos sárdicos (fallas extensionales) que describíamos en el apartado 2.2. En este sentido hay que resaltar que los núcleos de los grandes sinclinales (los ya citados entre otros) se localizan preferentemente en los sectores donde hay cambios bruscos de espesor de los materiales de los grupos deposicionales a los que anteriormente hacíamos referencia.

La longitud de onda, entre las megaestructuras ordovícicas citadas, es del orden de unos 15 km y la amplitud del orden de los 2 km. Esta relación longitud de onda-amplitud se mantiene en los mesopliegues, también ordovícicos, de la esquina SW con longitudes de onda de 1,5 km y 200 m de amplitud. La relación indicada es menor en dos mesopliegues de la Serie inferior (La Calera) con longitudes de onda de 8 m y 7,2 m y amplitudes de 1,3 m y 1,2 m respectivamente.

El ángulo entre los flancos en pliegues (macro y meso) del Ordovícico en la S.^a de Camaces (esquina SW) es de 120-130°, abiertos en la clasificación de FLEUTY (1964); sin embargo, el ángulo entre los flancos en el Sinclinal de Tamames-Ahigal es de unos 20°, apretado, según el autor citado. Esta diferencia de ángulo se debe a que este sinclinal ha sido reapretado por deformaciones posteriores (D₃). En los mesopliegues de la Serie inferior el ángulo oscila entre 70 y 90°, entre cerrados y abiertos de FLEUTY (*op. cit.*).

Respecto a las formas de las superficies plegadas, en mesopliegues de los materiales véndico-cámbricos (Serie inferior), éstas corresponderían a los parámetros 2E y 3E del gráfico de HUDLESTON (1973a). Por contra, las formas en la C. Armoricana serían del tipo 1D.

La geometría de los pliegues menores de D₁ de la sucesión anteordovícica pertenece generalmente a la clase 1C de RAMSAY (1967). En el Ordovícico los pliegues son próximos al tipo 1B como ya indicaron entre otros MACAYA (1980) y DÍEZ BALDA (1986).

Esquistosidad de primera fase hercínica (S1)

Es subvertical y subparalela a los planos axiales de los pliegues de primera fase (D₁) y es la estructura planar más evidente del área. Esta superficie es penetrativa, sobre todo en pizarras y esquistos, menos en areniscas y de difícil observación en los términos carbonatados.

En los niveles pizarrosos o pelíticos se trata de un "slaty cleavage" definido por una orientación preferente de los filosilicatos (clorita y moscovita) dando lugar a una fábrica planar homogénea. En los niveles arenosos o microconglomeráticos es del tipo "rough cleavage", es decir, es una esquistosidad espaciada o grosera que define una fábrica relativamente heterogénea, donde los minerales micáceos están algo orientados y la roca adopta un aspecto ligeramente bandeado. Esta esquistosidad grosera es la que también se observa en las intercalaciones arenosas (centimétricas) de la C. Armoricana. En los bancos potentes de la citada formación no suele observarse, al menos a escala del afloramiento.

Lineación de intersección de primera fase hercínica (L1)

La lineación L₁ es la resultante de la intersección entre el plano de estratificación S₀ y el de la primera esquistosidad S₁. El plunge de esta lineación en los metasedimentos de la Serie superior es siempre hacia el S o SE (Hojas de Villar de Ciervo y Villavieja de Yeltes). En los metasedimentos ordovícicos es más o menos subhorizontal.

Segunda fase Hercínica D₂

Esta fase tiene desarrollo variable a escala regional y si bien no se ha detectado en esta Hoja, en zonas próximas como el área sur de Salamanca y en las Hojas colindantes de Villavieja de Yeltes y Villar de Ciervo, su manifestación es evidente, sobre todo en las antiformas de tercera fase (D₃).

Durante la fase dos (D₂) se generó en las áreas citadas una zona de cizalla subhorizontal de varios km de anchura, con una dirección de flujo de cizallamiento WNW-ESE que introdujo en las rocas afectadas una fábrica y una deformación interna superpuestas a las existentes. La intensidad de la deformación parece aumentar hacia las zonas más profundas de la estructura (DÍEZ BALDA, 1986). La estructura más evidente producida por esta fase es una esquistosidad S₂, subhorizontal, asociada a pliegues de geometría variable, desde angulares y abiertos en áreas epizonaes a apretadas y en vaina en áreas más profundas.

Tercera fase hercínica D₃

Es de difícil observación en esta Hoja, dado lo exiguo de los afloramientos de metasedimentos y a la homoaxialidad con la deformación D₁, aunque es muy evidente en las Hojas colindantes de Villar de Ciervo y Villavieja de Yeltes, porque pliega la estructura más importante generada durante la deformación D₂, es decir la S₂. En estas mismas Hojas y en zonas de menor homoaxialidad puede replegar ejes y planos de esquistosidad de la deformación D₁, dando lugar a figuras de interferencia en domos y cubetas ("Tipo 3" de RAMSAY, 1967); también pliega las isogradas del metamorfismo regional M₁.

Esquistosidad de tercera fase hercínica (S3)

Es la única estructura de tercera fase observable en esta Hoja y localizada por otra parte en el flanco NE del Sinclinal de Tamames-Ahigal. Tiene una dirección N135E y un buzamiento de unos 75° al NE. Esta esquistosidad es de crenulación espaciada y está definida por una reorientación mecánica y/o blastesis de clorita y también por una importante concentración de opacos en los planos de crenulación.

Rocas graníticas relacionadas con la deformación D3

El batolito de Villar de Ciervo-Bañobárez y dentro de él el macizo granodiorítico de Bañobárez (MGB) no están afectados por la deformación D₂, ya que cortan de forma neta al encajante afectado por ella. El macizo tiene una geometría alargada más o menos subparalela a los ejes o lineaciones de la deformación D₃ (Hojas de Villar de Ciervo, Lumbrales, Villavieja de Yeltes y La Fuente de S. Esteban) y se detectan orientaciones de megacristales de feldespato con direcciones predominantes entre N80E y N140E, aunque también las hay norteadas entre N20-N40E, siendo las primeras subparalelas a las direcciones regionales ya indicadas de D₃. A su vez en los componentes minerales se observan indicios claros de deformación, como deformación de las maclas en la microclina, kinkados y alabeamiento en las biotitas, cuarzo suturado y con indicios de poligonización, a la vez que presentan extinción

ondulante, etc. No se detectan, sin embargo, deformaciones penetrativas ligadas al contacto con los materiales encajantes, lo que induce a pensar que los mecanismos de intrusión han sido de tipo pasivo y probablemente controlados por la fracturación. Por otra parte, blastos de cordierita del metamorfismo de contacto están ligeramente reaplastados y porfidoblastos de andalucita (quiasolita) están rodeados y levemente rotados respecto a la esquistosidad S_3 .

En función de lo expuesto, deducimos que la intrusión del MGB (macizo granodiorítico de Bañobárez) y dentro de él la Granodiorita de Bañobárez (GB) han intruido pre-sincinemáticamente respecto a la deformación D_3 .

Cuarta fase de deformación hercínica (D_4)

No se observa en esta Hoja, pero sí en las colindantes de Villavieja de Yeltes y Villar de Ciervo. Genera pliegues de gran longitud de onda y escasa amplitud que repliegan a las estructuras previas. Es norteada, con planos axiales subverticales y únicamente en puntos muy localizados genera una esquistosidad de crenulación S_4 en la que no hay blastesis mineral.

2.4. OROGENIA ALPINA

Con posterioridad a las etapas principales de deformación, se ha desarrollado una tectónica frágil correspondiente a la tradicionalmente considerada como tardihercínica [PARGA (1968), ARTHAUD y MATTE (1977)], que a escala regional se resuelve en una serie de fracturas con dirección NNE-SSW y NE-SW de importante componente de movimiento horizontal, las cuales deben haber sido reactivadas como normales o inversas en el Mesozoico y Cenozoico. De hecho los bordes y el sustrato de la cuenca del Duero se encuentran afectados por accidentes hercínicos y tardihercínicos con rejuego posterior manifiesto. Por eso la presencia de importantes accidentes tectónicos alpinos en el suroeste de la cuenca ha sido reconocida desde hace tiempo (JIMÉNEZ, 1972, 1973; CORROCHANO *et al.*, 1983). Muestran una gran dispersión de direcciones pero se pueden agrupar en cuatro sistemas fundamentales coincidentes con las principales direcciones tardihercínicas NE-SO, E-O, N-S y NO-SE. Los rasgos fundamentales del paisaje regional se ajustan a estas orientaciones, especialmente a la primera de ellas, pues NE-SO es el frente de sierra que delimita el Sistema Central propiamente dicho con su piedemonte.

La Fosa de Ciudad Rodrigo, que tiene obviamente origen tectónico con una clara orientación NE-SO y un límite sur determinado por direcciones importantes de fracturación (N60E y N30E (SANZ DONAIRE, 1979) presenta una estructura simétrica, con los mayores espesores de sedimentos terciarios a lo largo del borde sur (FERNÁNDEZ AMIGOT, 1981). El rejuego de la fracturación durante el Paleógeno superior condiciona el relleno de la fosa y su distribución, pero también afecta a la propia sedimentación. Existen:

– Accidentes pre-Neógeno que afectan a los sedimentos paleógenos y se encuentran fosilizados bien por los depósitos neógenos o por sus alteraciones correlativas. Se pueden obser-

var fundamentalmente en la mitad septentrional de la hoja (p. ej., a lo largo de la carretera Salamanca-Fuentes de Oñoro) y suelen poner en contacto estos materiales con el zócalo hercínico. En otros casos los accidentes no son visibles por disponerse los cauces fluviales a favor de ellos (p. ej., el río Yeltes en el cruce con la carretera Salamanca-Fuentes de Oñoro) si bien se pueden deducir por las relaciones estratigráficas a uno y otro lado del lineamiento. Se han observado accidentes de las familias N-S y NE-SO con movimiento de componente normal.

– Accidentes Mioceno medio-superior que afectan tanto a los materiales paleógenos como a los depósitos rojos y son fosilizados por las rañas. Se pueden observar buenos ejemplos de estos accidentes en los escarpes del río Yeltes, en las proximidades del Cristo de la Laguna. Son fracturas de componente normal y direcciones N-S, NE-SO y NO-SE.

Sobre el zócalo prealpino la fracturación más evidente es la de dirección N110-115 E, reflejada en la cartografía por un desplazamiento de orden hectométrico, de los flancos del Sinclinal Tamames-Ahigal. Son de carácter senextro y su sentido de desplazamiento es coherente con un acortamiento N-S. En la Sierra de Camaces (SW) hay dos sistemas de fracturas, desarrollados en la C. Armoricana, uno N140E dextro y otro N40E conjugado del anterior y senextro, que son coherentes con un acortamiento N-S. También es de prever que se relacione con ellas el fuerte diaclasado N40E que se observa en la granodiorita de Bañobárez (GB).

Existe, por último, un tercer tipo de fracturación o diaclasado entre N80E (Ordovícico) y N100E (granodiorita de Bañobárez) con fuerte buzamiento al S (60-70°) que parecen reflejar los movimientos más tardíos de naturaleza probablemente distensiva.

3. GEOMORFOLOGÍA

3.1. ANTECEDENTES

Geológicamente la Hoja de La Fuente de San Esteban se encuentra situada en la Fosa de Ciudad Rodrigo y participa de dos dominios litoestructurales bien diferenciados. Por una parte, los materiales metasedimentarios paleozoicos pertenecientes al Macizo Ibérico, deformados por la orogenia hercínica y las siguientes, y por otra, los sedimentos cenozoicos de la Meseta, afectados por la orogenia alpina. Cada uno de estos dominios presenta unas características particulares que son las responsables de la variedad y contraste morfológico existente entre ambas zonas.

A nivel morfológico no hay muchos estudios concretos realizados en la Hoja y sólo se dispone de trabajos locales en zonas próximas; hay que hacer mención aparte de los concernientes a alteraciones y suelos, ya que si bien hay trabajos desarrollados dentro de la zona, éstos se refieren sobre todo a las características composicionales y texturales sin que se relacionen directamente con las formas o los procesos evolutivos de éstas. Sin embargo, la geomorfología regional tiene su punto de partida en la investigación de BIROT y SOLE (1954) sobre el Sistema Central y en esa referencia se enmarcan los posteriores y escasos trabajos realizados.

En el sur las referencias morfológicas se encuentran en dos trabajos de índole regional y objetivos distintos: SANZ DONAIRE (1979, 1986) abarcando un estudio general del corredor tectónico de Béjar y su entorno, y MORENO (1990) que trata aspectos morfoestructurales y neotectónicos de las sierras de Gata y de la Peña de Francia y sus respectivos piedemontes.

Precursor de la investigación en la zona salmantina es JIMÉNEZ (1970, 1972, 1973) quien en su tesis doctoral trata sobre su estratigrafía, tectónica, paleontología y rasgos morfológicos más importantes. Presenta descripciones de los materiales supuestamente adscritos al Cuaternario y realiza el análisis de aquellas formas que están relacionadas con posibles rasgos tectónicos o los evidencian y las debidas a la incisión fluvial.

Dentro de los trabajos en áreas próximas cabe destacar los realizados en la misma Fosa de Ciudad Rodrigo: GALLARDO Y MOLINA (1982), MOLINA *et al.* (1982), CANTANO (1982), CANTANO y MOLINA (1987), JORDÁ (1983), MOLINA y JORDÁ (1984), en los que se trata sobre las características morfológicas de la zona y su evolución a lo largo del tiempo. Diferencian cuatro ciclos dentro de la evolución sedimentaria y morfológica de la fosa: el primero coincide con el desarrollo de un importante perfil de alteración sobre el sustrato hercínico (inicios del Terciario); el segundo se desarrolla en un régimen tectónico más activo y se corresponde con una sedimentación arcósica (Paleógeno s.l.); el tercero corresponde a un periodo de reactivación del borde sur de la fosa (Mioceno) y la formación de importantes abanicos; y el cuarto corresponde a la definición y encajamiento de la red fluvial con el desarrollo de depósitos y formas tipo "raña" y terrazas fluviales (Plio-Cuaternario). Otro grupo de trabajos próximos corresponden a los realizados con motivo de la elaboración de las Hojas MAGNA situadas al este (Hojas de Peñaranda de Bracamonte, Alba de Tormes, etc.) realizadas durante finales de los años 70 e inicios de los 80; las conclusiones más importantes de este periodo son la definición de un conjunto de superficies en graderío que se hundían hacia el sur y la determinación de los diferentes niveles de terrazas, durante el Cuaternario.

En cuanto a los trabajos relacionados con los procesos de alteración, cabe destacar los realizados por BLANCO *et al.* (1989) y BLANCO (1991) en los que se describen fundamentalmente las características texturales y composicionales del perfil de alteración de color rojo desarrollado en la zona. Otros trabajos se han referido al perfil de alteración más antiguo presente en la zona (MOLINA, 1991) y al proceso de silicificación desarrollado sobre los materiales del primer ciclo terciario (BLANCO y CANTANO, 1983). Trabajos más recientes (SANTISTEBAN *et al.*, 1991, *in litt.* a,b), relacionan los procesos de alteración con los ciclos evolutivos alpinos mostrando la estrecha dependencia entre formas-alteraciones-sedimentos y su relación con los estadios de evolución de la cuenca.

3.2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

La Hoja de la Fuente de San Esteban se encuentra centrada en la Fosa de Ciudad Rodrigo, en la submeseta septentrional de Castilla la Vieja, comprendiendo dos dominios geológicos: *alpino* (cretácico-cenozoico) de la propia cuenca y *hercínico* de los materiales pre-paleozoicos que constituyen su borde. Los materiales más antiguos tienen escasa representación cartográfica. Afloran granitos en la esquina noroeste y metasedimentos de edad cámbrica-pre-

cámbrica y ordovícica. Las rocas ordovícicas representadas por cuarcita armoricana se presentan formando prolongaciones alargadas hacia el sureste que terminan por ocultarse bajo el Terciario de la fosa. El Cenozoico está representado por varias formaciones paleógenas (Eoceno medio-Oligoceno) de carácter arcóxico y relaciones complejas, unos espectaculares depósitos rojos posiblemente Mioceno inferior y un complejo sistema de depósitos terrígenos de carácter fluvial y probable edad Neógeno-Cuaternario ligados al curso del río Yeltes.

La Hoja se sitúa en el límite meridional de la *penillanura zamorano-salmantina* que arrasa el zócalo de éste ángulo suroeste de la cuenca del Duero, fuertemente incidido por la red fluvial, antes de elevarse hasta las cumbres del Sistema Central (sierras de Béjar y de la Peña de Francia). En concreto, su ubicación en el borde septentrional de la Fosa de Ciudad Rodrigo determina unas especiales e interesantes características morfológicas.

La orografía muy suave, está determinada por dos planicies escalonadas dominadas por dos pequeñas áreas montañosas: la sierra de Camaces (886 m) en el ángulo suroeste y la alineación de Retortillo (Pito, 818 m; Collado, 812 m). Esta última sirve de contrafuerte y escalón entre las llanuras aluviales del Yeltes (730-760 m) y la plataforma de La Fuente de San Esteban (760-785 m). Las elevaciones de las esquinas sureste (Cristo de Laguna, 861 m) y noreste (La Cervera, 791 m) se emplazan sobre el Cenozoico, y son rañas y arcosas respectivamente. La franja más deprimida está señalada por el río Yeltes y su tributario principal el río Gavilanes con cotas que oscilan entre los 800 y los 690 m en el abandono de aquél de la Hoja. El balance absoluto de desnivel no alcanza los 200 m.

El clima continental pero con corta influencia atlántica, presenta inviernos fríos y prolongados, veranos cortos y relativamente frescos y un régimen de precipitaciones comprendidas entre los 500-600 mm irregularmente distribuidas, preferentemente en primavera y otoño.

El territorio, con la ciudad de Salamanca centrada en su borde septentrional y perteneciente en su totalidad a dicha provincia, es una zona con pequeños núcleos urbanos que van perdiendo su carácter agrícola y ganadero, sometidos a la influencia de la capital.

3.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO

Se realiza un análisis de las formas de relieve, teniendo en cuenta, en primer lugar, la influencia que ejercen la naturaleza y disposición de los materiales, es decir de la estructura y, en segundo lugar, la acción de los agentes externos sobre estos materiales ya existentes. En definitiva, se trata de un análisis desde dos puntos de vista: uno estático y otro dinámico.

3.3.1. Análisis morfoestructural

La condición geológica no establece apenas diferencias orográficas pero sí impone notables contrastes geomorfológicos: el *dominio hercínico*, muy limitado, y el dominio alpino o de la cuenca sedimentaria propiamente dicha con las arterias fluviales incluidas. Constituyen áreas diferenciadas pero sus límites son festoneados imprescisos.

El zócalo que aflora en las dos esquinas occidentales de la Hoja se presenta en dos litologías contrastadas: las rocas plutónicas de la esquina noroeste y los metasedimentos paleozoicos-prepaleozoicos de Retortillo y de la Sierra de Camaces. Estos últimos constituyen o forman parte de franjas alargadas y sumergidas hacia la fosa. La Cuarcita Armoricana da lugar a la alineación de Retortillo, una loma estrecha de menos de 500 m de anchura que desaparece antes de alcanzar el límite suroriental de la Hoja. Tanto la Sierra de Camaces en la esquina sureste como esa otra alineación, forman parte de las elevaciones transversas y paralelas entre sí que atraviesan la fosa compartimentándola. La alineación cuarcítica central no posee cotas elevadas (Cerro del Pito, 818 m; Alto del Collado, 812 m; Peña Quemada, 792 metros) pero constituye el elemento morfoestructural más importante en este segmento de la fosa, ya que es el contrafuerte que separa dos dominios terciarios diferenciados. Determina un escalón entre ellos y controla el flujo del río Yeltes hacia el noroeste. La Sierra de Camaces, más importante y elevada, tiene la misma significación, pues marca la separación entre las áreas de Sancti Spiritus y de Ciudad Rodrigo señalado por esta sierra y la de Torralba-Peronilla.

El afloramiento granítico del noroeste, que está medio sepultado por arcosas y alteritas, presenta un modelado macizo y pesado. Sólo en las proximidades del río Yeltes el encajamiento hace aparecer un paisaje en berrocal. El escalón de la sierra cuarcítica central determina dos dominios morfoestructurales altimétrica y morfológicamente diferenciados, ambos sustentados sobre un mismo sustrato arcósico paleógeno. El de la mitad occidental se construye a partir de la evolución del río Yeltes pues el desplazamiento de este río da lugar a un sistema escalonado descendente hacia el noreste. El resultado actual son tres sectores diferentes: el más amplio constituido por la gran planicie aluvial de los ríos Yeltes y Gavilanes, y sus terrazas más recientes se sitúan entre las cotas 820 y 740; la esquina suroeste, junto a la sierra de Camaces, sector más elevado (850-750 m), se encuentra escalonado por rañas y terrazas más altas; por último la esquina noroeste, modelada casi enteramente sobre arcosas por encontrarse algo más alejada de la influencia directa del río Yeltes, presenta su máxima altitud próxima a los 800 m (La Cervera, 797 m).

El dominio cenozoico oriental está fuera de la incidencia concreta del río Yeltes y eso ha determinado su definición. Está modelado por un drenaje autóctono y por tanto de poca consideración. Al norte de la ribera de Cabrillas se ha originado un relieve alomado sobre el que se confunden algunas plataformas de terrazas. Este sector presenta un vértice topográfico en Valdemañas (807 m) y desde ahí es ligeramente descendente hacia el norte y noroeste, pues las cotas máximas en el borde septentrional de la Hoja oscilan entre los 775 y los 755 m. La esquina suroriental, que es un área altimétricamente más elevada (885 m de cota máxima), está construida sobre la degradación del frente de los abanicos de raña que constituyen el piedemonte del Yeltes que es un modelado de plataformas inclinadas, escalonadas y digitadas por barrancos moderadamente incididos.

El flujo hídrico fundamental de la Hoja es el drenaje natural del piedemonte de las sierras de la Peña de Francia y Tamames. Se sitúa en una franja central con un trazado algo sinuoso y una dirección general SE-NO que está constituida por el río Yeltes y su tributario principal, el Gavilanes, convergentes inmediatamente antes del abandono de la fosa. El resto de los numerosos cursos fluviales son arroyos autóctonos que forman una red de características

generales dendríticas pero con segmentos secundarios rectilíneos y paralelos a las directrices de fracturación y diaclasado alpino que afecta al Paleógeno.

3.3.2. Estudio del modelado

Los agentes externos, al actuar sobre la superficie del terreno, dan lugar a una serie de formas, tanto erosivas como deposicionales. Estas formas se agrupan, según el agente y el proceso que las origina, en lo que se han denominado "sistemas morfogénéticos". En la Hoja son los sistemas fluvial y poligénico los mejor representados.

Se describen a continuación las principales formas cartografiadas de los diferentes sistemas, atendiendo a su importancia.

3.3.2.1. Formas de ladera

Están constituidas por *coluviones* debido a la acción combinada del agua corriente y de la gravedad en vertientes. En algún caso sólo dan lugar a formas erosivas sin recubrimiento alguno (laderas regularizadas). No obstante son escasas y con representación cartográfica muy limitada, fundamentalmente restringidas a dos morfotipos concretos: *pedrizas*, sueltas y de forma triangular, en la cabecera de los barrancos de la Sierra de Camaces y *coluviones* arenosos que regulan los escarpes arcócos que suelen constituir cuerpos alargados y estrechos, que en la mayoría de las ocasiones no puede representarse cartográficamente.

3.3.2.2. Formas fluviales

Son obviamente las más abundantes. Destacan, además de las propias de los valles actuales más importantes, como el Yeltes y el Gavilanes (*fondos de valle s.l.*, *llanuras de inundación*, *levees*, *barras* y *meandros*) y de la red hidrográfica secundaria (*incisiones*) y un muy desarrollado y complejo sistema de *terrazas*.

Los *fondos de valle*, diseminados por toda la superficie de la Hoja, constituyen formas planas de planta alargada y estrecha relacionada con el drenaje actual y de orden secundario. Están reducidos a un número limitado de cursos y sobre todo a los tramos finales de su recorrido. Los más amplios, que corresponden a áreas de muy escasa pendiente al norte de La Fuente de San Esteban, puede rebasar los 500 m de anchura. Son la expresión morfológica de depósitos de variable composición y escaso espesor. Cuando la amplitud de estos valles es suficiente, el arroyo suele divagar encajado con un trazado sinuoso y ocasionalmente anastomosado.

Los ríos Yeltes y Gavilanes son los únicos cursos alóctonos de la Hoja y también los únicos que presentan desarrollo fluvial propiamente dicho. Ambos constituyen cursos estrechados de valle relativamente amplio (hasta 3 km en el Yeltes) y cauce cambiante con numerosos canales. Esta amplia llanura fluvial se estrangula al abandonar el sustrato arcócoso de la fosa.

El afloramiento del granito determina la aparición del fondo rocoso en el cauce y una fuerte incisión que progresa hacia el norte. Estos dos valles están constituidos por barras activas con crecimiento y alta movilidad coincidente con las épocas de avenida.

El resto de los cursos fluviales que son autóctonos, presentan *fondos de valle* relativamente amplios para su categoría y su régimen hídrico. Son muy planos y alargados según direcciones de fracturación alpina preferentes donde el canal apenas presenta incisión.

El modelado de la Hoja está determinado por la degradación del piedemonte terciario de las sierras de la Peña de Francia y de Tamames en el que el río Gavilanes y sobre todo el Yeltes tienen un protagonismo fundamental. La consecuencia inmediata es un desarrollo importante de *rañas* y *terrazas fluviales* distribuidas a lo ancho de toda la Hoja.

Las plataformas aluviales más altas están constituidas por las últimas digitaciones de las *rañas* del piedemonte del Yeltes, junto a la sierra de Camaces (Valdecarpinteros) y especialmente en el área del Cristo de La Laguna al norte de Aldehuela de Yeltes. En este último lugar la *raña* fuertemente incidida por barrancos es un plano inclinado hacia el noroeste entre los 870 y 840 m. Tiene un borde septentrional suavemente degradado por la migración del regato de la Fresneda y un límite suroccidental abrupto, prácticamente vertical, producto de la socavación lateral del río Yeltes también migrante en el sentido que el arroyo anterior. Más al norte los parajes de La Mesa (831 m) y de Encinos Altos (824 m) constituyen los últimos retazos de *rañas* del piedemonte que han quedado aislados del tronco principal por dos arroyos autóctonos (regato de la Fresneda y Ribera de Cabrillas). Las cotas relativas de estas *rañas* en relación al curso del río Yeltes oscilan entre +50 y +30 m.

Los aterrazamientos más altos ubicados al oeste del río Gavilanes se sitúan entre +80 -70 m de cota relativa. Son afloramientos muy reducidos y adosados a las series cuarcíticas como junto a Valdecarpinteros (850-830 m) o formando el interfluvio Agueda-Yeltes como el Teso de las Tejoneras (820 m) cuya continuidad hacia el norte se resuelve mediante una superficie de erosión-depósito en La Cervera (797 m).

Entre las terrazas inmediatas a las *rañas* destaca la plataforma de Retortillo que tiene su frente meridional recortado por el arroyo Caganchas. Se inclina muy suavemente hacia el norte y noroeste entre los altos de Martín de Yeltes (791 m) y la estación de ferrocarril de Retortillo (780 m). Restos de terrazas altas también se localizan bordeando el regato de la Fresneda-Ribera de Cabrillas colgados a unos +40 m sobre el río Yeltes (Valcabero, 790 m) y aún más al sur sobre este mismo río (Mesa Grande, 817 m) a +37 m. Las terrazas de la ribera oeste del río Gavilanes se asientan sobre arcosas blancas a 800-820 m de cota a +40-60 m sobre el cauce de dicho curso fluvial.

Todas las terrazas bajas se emplazan en el interfluvio de los dos ríos principales y bordeando la ribera oeste del Gavilanes dando lugar a cuatro o cinco niveles solapados en escalones de menos de 2 m de escaque. Todos presentan un gran desarrollo areal alargado que sigue el trazado fluvial con más de 25 km de continuidad en algunos casos. Entre estas terrazas y los trazados fluviales actuales, se establece una relación cartográfica directa que no existe en ninguno de los casos anteriores relativos a terrazas más antiguas. Toda esta secuen-

cia desaparece al abandonar el sustrato arcósico de la fosa. Son niveles que se sitúan entre los 800-830 m hacia cabecera (este de Alba de Yeltes) y entre los 720-770 m sobre el paralelo de Retortillo. Hay un aumento global de cota relativa del sistema de terrazas bajas aguas arriba (de +30 a +50) que es consecuencia del proceso de incisión progresivo de los cauces hacia los Arribes del Duero, sobre todo manifestado a partir de su abandono de la fosa terciaria. La gran planitud y extensión de las terrazas determina la proliferación de áreas de drenaje deficiente en las que se producen encharcamientos temporales.

La aparición de terrazas en los cursos secundarios es muy poco importante y se limita a planicies aluviales subactuales desarrolladas en áreas de interfluvio. El único curso secundario que origina un sistema de terrazas o mejor de glacis-terrazas propio, aunque probablemente a partir del sedimento del alterrazamiento más antiguo de Retortillo, es el arroyo Caganchas. Otro glacis terraza ha sido representado en el borde noroccidental del arroyo Ribera de Campos Carniceros en el borde oeste.

La existencia de *conos de deyección* en su mayoría funcionales, está ligada a la desembocadura de la red de cursos secundarios a los valle del Yeltes y Gavilanes, especialmente manifestados al sistema de terrazas inferiores y de sus vegas en la llanura de Sancti Spíritus.

3.3.2.3. *Formas endorreicas*

Zonas con drenaje deficiente y por tanto con encharcamiento temporal son muy frecuentes sobre las grandes superficies de las terrazas más modernas, en la planicie de Sancti Spíritus.

3.3.2.4. *Formas poligénicas*

Las *superficies de erosión* son los elementos morfológicos más representativos del Macizo Hespérico. El hecho de que esta Hoja quede situada casi enteramente en la fosa terciaria, elimina la posibilidad de que se encuentre representada la *penillanura salmantina*, que es la denominación local de la *superficie fundamental* de SOLE (1952) que sí está claramente señalada en toda la región septentrional inmediata.

Las sierras cuarcíticas que atraviesan la Hoja, aunque globalmente presentan una isoaltitud manifiesta claramente descendente hacia el sureste, no es representable arealmente bajo forma de superficie de erosión.

Glacis: a excepción hecha de los *glacis-terrazas* presentes en secuencias de terrazas fluviales, se han representado articulando pequeños resaltes de terrazas con cabeceras de cursos secundarios con el fondo de valle.

3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS

Se definen como tales todos aquellos materiales, coherentes o no, que han podido sufrir una consolidación posterior y que están relacionados con la evolución del relieve observable en

la actualidad y son cartografiables a la escala de este trabajo. Los depósitos aquí señalados se asocian a la evolución de la red de drenaje regional: terrazas, fondos de valle, aluviones, limos de inundación y abanicos aluviales, constituyen alguno de los mismos. También coluviones, glacia, y sobre todo alteritas, son importantes.

El hecho de que el paisaje del Macizo Hespérico esté definido por elementos morfológicos de génesis muy antigua y, que la definición de la propia red fluvial pueda remontarse a fechas intraterciarias, determina que la edad de estos depósitos “superficiales” no deba considerarse precisamente como reciente. A nivel regional las alteritas llegan a alcanzar el Mesozoico y gran parte de los depósitos de terrazas fluviales el Neógeno. Dicha situación conlleva a representar en cartografía, además de depósitos superficiales s.l., *formaciones correlativas* a los elementos morfológicos.

3.4.1. Depósitos de ladera

Las acumulaciones por gravedad y escorrentía en el enlace entre los interfluvios y los fondos de valle, no tienen una gran representación debido a su dimensión cartográfica y a la naturaleza morfológica y litológica de gran parte de la Hoja. Los *coluviones* arenosos son especialmente importantes en los escarpes determinados por el Yeltes en el ángulo sureste. También se han señalado *pedrizas* de material suelto (clastos de cuarcita, arenas y pizarras) en los embudos que recogen la escorrentía en el interior de la Sierra de Camaces en la esquina suroeste. La pendiente y la naturaleza litológica del entorno, da lugar a acumulaciones de tipo canchal.

3.4.2. Depósitos fluviales

La degradación del piedemonte del Yeltes ha incidido sobre los sedimentos arcósicos de la fosa, dejando multitud de relictos de sedimentación asociada. Estos depósitos que en extensión superficial ocupan prácticamente la mitad de la Hoja, aunque distribuidos en forma dispersa, tienen carácter fluvial y se encuentran articulados en terrazas. La franja de sedimentación más importante que ocupa una posición central, está constituida por el aluvión actual de los ríos Yeltes y Gavilanes y sus terrazas más modernas.

Los aluviones de los cursos fluviales principales de la Hoja, (Ribera de Cabrillas, Regato de la Fresneda, río Gavilanes y sobre todo río Yeltes), constituyen franjas de sedimentos muy importantes, entre 300 y 1.000 m de anchura para los tres primeros y, hasta cerca de 3.000 metros para el último de ellos. Son acumulaciones de dos o tres metros de espesor constituidas por barras de gravas y arenas con escasa matriz, relativamente buena selección y un espectro litológico donde predomina la cuarcita y el cuarzo. Presentan gruesos centiles (superiores a los 50 cm) y una estructura interna dominada por imbricaciones y por estratificación cruzada. La aparición de sedimentos finos arenosos o limosos, ligados a procesos de decantación, es menos frecuente y en cualquier caso irregular y escasa.

Los *fondos de valle* del resto de los cursos, secundarios y autóctonos, presentan depósitos de mucha menor consideración, discontinuos con espesor y desarrollo muy irregular. Al

emplazarse sobre el sustrato arcósico terciario, están constituidos por *arenas, limos y cantos* (j) en proporciones diversas.

Las *rañas* (c) son los aluvionamientos más antiguos que se relacionan con el proceso de disección fluvial. Los mejores afloramientos pueden observarse en los escarpes del Yeltes de la esquina sureste de la Hoja. Están constituidos por sedimentos siliciclásticos de color ocre, superpuestos discordantemente sobre la formación de *conglomerados y fangos rojos* miocena, razón por la cual se han considerado como *series ocreas* en el sentido de MARTÍN-SERRANO (1989).

Por esta correlación y por sus relaciones cartográficas y estratigráficas concretas con otras formaciones, su edad estimada podría ser Neógeno superior.

Su espesor, escaso e irregular, alcanza un máximo de 35 m junto al Cristo de la Laguna. Son depósitos multiseuenciales constituidos por gravas con estratificación cruzada en surco o planar, arenas laminadas y lutitas muy bioturbadas que se ordenan en secuencias positivas. Son propias de cursos fluviales de carácter trenzado con flujo N 300 E.

Los depósitos de *rañas* del borde occidental de la Hoja que están limitados a unos pocos afloramientos muy degradados, presentan potencias reducidas (nunca superiores a los 3 m) y características litoestratigráficas muy parecidas.

La *terrazza de Retortillo* (d) constituye un afloramiento de gran extensión superficial que se alarga junto al borde septentrional de la Hoja totalmente desconectado del resto del sistema de terrazas del Yeltes. Presenta cotas ligeramente inferiores a las *rañas* meridionales y unas características litoestratigráficas algo diferentes de ellas y también del resto de las terrazas. Estos rasgos, que se refieren sobre todo a su carácter arcósico y a los procesos diagenéticos que la afectan, tales como compactación y alteraciones, implican dudas razonables respecto a su localización morfoestratigráfica.

El depósito tiene morfología tabular y un espesor inferior a los 4 m. Es especialmente visible en la trinchera de la carretera de Retortillo a Boada y en el apeadero de Villares de Yeltes, donde se apoya discordantemente sobre el sustrato arcósico. Está constituido por conglomerados y arenas arcósicas de colores ocre, blancos y rojizos. Las gravas poco rodadas y mal clasificadas, presentan gruesos centiles (45 cm) y un espectro litológico con cuarzo, cuarcita y pizarra dominantes. Se aprecian cuerpos canalizados granopositivos y amalgamados y estructura interna con imbricaciones y estratificación cruzada de bajo ángulo. Es un material compacto que presenta lavados y segregaciones de oxi-hidróxidos de hierro.

Las *terrazas intermedias* (f,g) entre las *rañas* y las que constituyen la planicie fluvial del Yeltes, se encuentran diseminadas por toda la Hoja, especialmente en sus dos esquinas meridionales y, tanto morfológica como estratigráficamente, constituyen su transición. Son gravas granosportadas con centiles algo inferiores a los de las *rañas* (30 cm) y cantidades menores de arenas y arcillas y, por supuesto, techo plano. Su espectro litológico es cuarzo y cuarcita en las fracciones más gruesas, mientras que en la fracción arcilla, domina la asociación illita-caolinita.

Los cuerpos canalizados en que se organizan se amalgaman en un espesor máximo de 5 cm. Su organización interna muestra estratificación cruzada en surco y planar en sets de potencia decimétrica y cuñas de arenas masivas o laminadas. Se interpretan como depósitos de canales trenzados.

Las terrazas más modernas (h,i) se asocian a los ríos Yeltes y Gavilanes dando lugar a las planicies aluviales de Sancti Spíritus. Presentan gran continuidad y su desarrollo está limitado por las rañas del piedemonte al sur, el afloramiento del granito al norte y la alineación cuarcítica de Retortillo-Castillejo al este. Como en los casos anteriores, constituyen formaciones tabulares de 5 m de espesor máximo y litoestratigrafía muy semejante a otras terrazas ya descritas. Son gravas granosoportadas con centiles próximos a los 30 cm, acompañadas de cuñas arenosas y limosas en cuerpos canalizados. Su espectro litológico sigue formado por cuarzo y cuarcita en las fracciones grava/arena/limo, es decir, siguen siendo materiales siliciclásticos pero con matriz limo-arcillosa en mucha menor proporción.

Los *conos de deyección* representados, constituyen bancos tabulares de planta cónica y composición variada dependiendo de su área de alimentación, pero es esencialmente material suelto a base de *gravas, arenas y limos* (k). Suelen tener carácter funcional, pendientes inferiores a 5° y dimensiones que oscilan entre los 100 y los 1.000 m. Se trata de pequeños abanicos coalescentes controlados por el régimen hídrico y los cambios de pendiente.

3.4.3. Depósitos con carácter poligénico

3.4.3.1. Alteraciones

El desarrollo de perfiles de alteración es frecuente en la región salmantina, tanto sobre el zócalo hercínico como sobre la cobertera cenozoica. Igual que en otras regiones hespéricas, su espesor, extensión y tipología están sujetos a numerosas variaciones, especialmente a su naturaleza originaria ligada a la situación temporal y a su conservación. Su relación con distintas formaciones sedimentarias, cenozoicas y mesozoicas, ha permitido la situación cronoestratigráfica de muchas de estas alteritas (MARTÍN-SERRANO, 1988), aunque no siempre su reconocimiento es fácil.

La alteración más antigua, también llamada fundamental (MARTÍN-SERRANO, 1988), afecta a los metasedimentos del zócalo sepultados por las formaciones siderolíticas cretácico/terciarias del suroeste de Salamanca, por lo que se identifica en una aureola en torno a dichos afloramientos ausentes en esta Hoja. Aunque es presumible que muchos de los restos de alteritas que afectan a los escasos afloramientos graníticos y metasedimentos presentes tengan su origen en dicho proceso de alteración, la erosión y la superposición de otros procesos de alteración más modernos imposibilita su reconocimiento. Aunque sólo se ha conservado la raíz de los perfiles alterados, el espesor de los mismos y la profundidad de las transformaciones mineralógicas y geoquímicas, no son sino indicativos de su importancia en la evolución del relieve y de la sedimentación continental cretácico-terciaria. Los metasedimentos esquistosos han sufrido una importante argilización caolinítica y numerosas segregaciones de hierro y sílice que en los niveles más superficiales del perfil, casi siempre erosio-

nados, logra la desaparición de su estructura original, preservándose de esa destrucción tan sólo los materiales más resistentes: el cuarzo de los filones y las capas o barras cuarcíticas. El granito alterado debajo las arcosas de la esquina noroeste con arenizaciones, caolinizaciones, rubefacciones..., podrían constituir relictos de estas meteorizaciones antiguas, pero también estar determinadas por procesos mucho más recientes.

Los procesos de alteración ligados a las formaciones paleógenas de la cuenca, es decir, a las propias arcosas, está claro que afectan también al zócalo. Los esquistos sobre los que descansan las arcosas en Retortillo, y ellas mismas, se encuentran afectadas por argilizaciones y carbonataciones. Sobre el propio sedimento se han interpretado como procesos de origen fundamentalmente edáfico-freático y relacionados con la acción de aguas saturadas en carbonato dentro de la zona vadosa. De la misma forma se interpretan algunas costras silíceas observadas en algunos afloramientos arcósicos de la Hoja (Valdecarpinteros).

La aparición de rubefacciones en el zócalo suele relacionarse regionalmente con la época en que se emplazan los abanicos rojos, es decir, durante la primera mitad del Mioceno. Estas rubefacciones que afectan no sólo a los metasedimentos del zócalo, sino también y obviamente a los depósitos de la fosa previos, no son frecuentes ni en uno ni en otro caso, excepto en el muro mismo de los propios abanicos rojos (escarpes del Yeltes en el sureste).

En esos lugares esta etapa de alteración alcanza resultados más espectaculares en cuanto a su desarrollo y conservación, aunque también afecta a los propios sedimentos rojos miocenos dando lugar a endurecimientos carbonatados. De forma general se acepta la condición epidérmica de esta alteración y por tanto su carácter edáfico, pero también su relación con la circulación de freáticos, especialmente sobre las formaciones sedimentarias terciarias. Su color tan llamativo y espectacular no es sino producto de la liberación de hierro de minerales que lo contienen (especialmente biotita). Pero éste no es el único proceso que da lugar a este tipo de alteritas. Se han descrito, además de la rubefacción, otros como argilización, karstificación y carbonatación y según un orden de aparición determinado (BLANCO *et al*, 1989): *argilización* por transformación de minerales lábiles (micas, feldespatos), dando lugar a neoformación de arcilla (illita y esmectita) y liberación de hierro y calcio cuando el sedimento se encuentra saturado en agua; *rubefacción* como resultado de la fijación del hierro libre en la solución acuosa oxidándose a hematites al producirse la desecación del sedimento; la *carbonatación* como resultado del acentuamiento de la acidificación da lugar a la precipitación del carbonato de cuya reiteración resultan potentes costras carbonatadas.

La presencia de *alteritas ocreas* tan generalizada en otros sectores del zócalo de la región zamorano-salmantina es muy restringida. Su reconocimiento quedaría limitado a algunas laderas que articulan algunos glacis muy bajos del arroyo Canganchas y en algún caso en clara superposición, epidérmica y penetrativa, sobre algún sector particular del extenso manto de rubefacción anterior. También en las cercanías de Retortillo. Este tipo de alterita con importantes procesos de argilización (illita y caolinita) con segregaciones de goethita, implicaría en relación a la alteración roja una mejora sustancial del drenaje en los perfiles. Este último tipo de alteritas tiene una estrecha relación con las rañas, tal como se ha puesto de manifiesto en regiones próximas (MARTÍN-SERRANO, 1989). La aparición de suelos muy evolucionados sobre las plataformas aluviales más altas del piedemonte (rañas) está ligada a este proceso.

Se desarrollan *luvisoles ócricos* con horizontes argílicos importantes y un tono general amarillento. Este tipo de suelos amarillos que aparecen en la zona intertropical, están asociados a climas predominantemente húmedos, sin periodo seco notable, y deben su color a la presencia de goetita, mientras que los suelos rojos deben su color a productos ferruginosos amorfos con un clima más estacional (SEGALEN, 1969, en *Espejo*, 1978). Es lo que sucede en este caso, pues estos suelos se desarrollan sobre los depósitos rojos del piedemonte, herencia de condiciones más estacionales, que podrían cambiar a más cálidos y húmedos dando lugar tras la formación de los horizontes argílicos la ocreización del perfil.

3.4.3.2. *Glacis*

Se trata de mantos muy superficiales de geometría cónica ya que en la Hoja tratan de representar cartográficamente las cabeceras de suave pendiente de algunos cursos secundarios. De composición terrígena, que incluye localmente gravas y material arenoso, se interpretan como depósitos de pequeños derrames controlados por un régimen hídrico estacional.

3.5. EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA

3.5.1. **Problemas cronológicos**

3.5.1.1. *Las secuencias de alteritas*

La profundización diferencial del zócalo se asocia a importantes procesos de alteración del mismo (MARTÍN-SERRANO, 1988). Muchas alteraciones también afectan a la cobertera alpina, pero con mucha menor incidencia en el relieve. Las alteritas más potentes se conservan precisamente bajo esa cobertera, por lo que su localización más frecuente constituye una orla en torno a la misma. Pero también muchas zonas internas del macizo antiguo aparecen cubiertas de material suelto superficial producto de la meteorización.

A muro de la formación siderolítica cretácico-paleocena de los alrededores de Salamanca, se encuentran las alteraciones más profundas e intensas (CORROCHANO y QUIROGA, 1974; JIMÉNEZ, 1974; CORROCHANO, 1977; BUSTILLO y MARTÍN-SERRANO, 1980; MOLINA y BLANCO, 1980). Por su relación cartográfica y su correlación petrológica, mineralógica y geoquímica con dicha formación, se las cataloga como finimesozoicas (MOLINA *et al.*, 1989). De la misma forma, otros mantos de alteración más modernos pueden situarse cronoestratigráficamente por su relación con otros depósitos de la cuenca, al mismo tiempo que asocian con determinados elementos geomorfológicos. En ese sentido, tanto las alteritas *rojas* como las *ocres* pueden posicionarse en función de unos depósitos correlativos. Las primeras serían sobre todo las causantes de las formaciones rojas atribuidas al Mioceno inferior, medio, y las segundas al Neógeno superior (MARTÍN-SERRANO, 1988, 1989; SANTIS-TEBAN *et al.*, 1991, 1992).

Por las observaciones actuales, las alteritas prepaleocenas tienen una importancia morfológica y estratigráfica capital comparativamente con el resto. Por ello es correcto suponer que

muchos de los rasgos de alteración impresos en el paisaje hercínico son heredados de tal proceso con mayores o menores retoques de otras etapas más modernas. De hecho podría afirmarse que existe una etapa de *alteración fundamental* herencia mesozoica que presenta modificaciones posteriores con mayor o menor importancia.

3.5.1.2. *El problema del encajamiento*

La ambigüedad de las referencias cronológicas disponibles plantea graves problemas a la hora de catalogar y situar los procesos de degradación del piedemonte de la fosa y la incisión de la red fluvial.

Aparte de la cronoestratigrafía de las formaciones sedimentarias que constituyen el relleno de la fosa, es preciso buscar apoyo en el análisis de las litofacies de los depósitos ligados al encajamiento. Puesto que existen analogías entre estos y algunas de las formaciones terciarias más características en el suroeste de la cuenca del Duero, resulta inevitable intentar establecer comparaciones.

Unos y otros depósitos tienen también una relación común con algunos tipos de alteritas que se presentan tanto sobre el zócalo como sobre las formaciones terciarias más antiguas, por lo que dicha correlación se hace extensible a éstas.

De ser ciertas tales correlaciones, los planteamientos tradicionales que aseguran una etapa de incisión relativamente reciente y centrada exclusivamente en el Cuaternario, deben ser rotundamente desechados. El encajamiento de la fosa y de algunas partes del suroeste de la cuenca, comenzó ya durante el Terciario. El hecho de que esta hipótesis pueda apoyarse en argumentos cartográficos y geomorfológicos razonablemente contrastados en otras áreas de la región (MARTÍN-SERRANO, 1988, 1991) no implica que no deba considerarse siempre con precaución.

3.5.2. **Evolución del relieve**

La *penillanura salmantina* es el punto de partida de la reconstrucción de la historia paisajística de la Hoja. Pero antes existen otras referencias: las de los elementos sobre ella destacados, como puede ser el caso de la Sierra de Camaces, suficientemente elevada del nivel de penillanura desarrollado más al norte y lógicamente de las sierras de la Peña de Francia y de Tamames en posiciones más meridionales. Estas elevaciones constituyen un relieve de resistencia de evolución policíclica y génesis diferencial como consecuencia de la desestabilización de las condiciones mesozoicas (GARCÍA ABBAD y MARTÍN-SERRANO, 1980). Dichas sierras no son sino testimonio de una época madura, estable y con una climatología tropical especialmente agresiva como atestiguan los sedimentos siderolíticos correlativos presentes en el afloramiento de Morille-Cuatro Calzadas. El desmantelamiento de las alteritas mesozoicas desde el final del mesozoico y durante los albores del Terciario da lugar, en la cuenca, a tales depósitos y sobre el zócalo a una topografía rebajada cuyo estado final después de una lenta evolución policíclica es la *penillanura fundamental* (MARTÍN-SERRANO, 1988)

simultánea a la sedimentación paleógena. Este concepto recoge un conjunto de superficies agrupadas en escalonamientos muy próximos y sin diferenciación en el horizonte pero que aquí no es posible observar.

La sedimentación durante el Paleógeno medio y superior supone la continuidad en la erosión del macizo antiguo (elaboración de la superficie fundamental), y también el inicio de su fragmentación con la consiguiente movilidad de bloques a favor de importantes líneas de accidentación.

Durante esta etapa se produce el relleno de sedimentos en el surco fluvial determinado por el accidente de Ciudad Rodrigo, dando lugar a la fosa tectónica y a la consiguiente fosilización de las sierras cuarcíticas. Sin embargo, la etapa más importante de esta actividad geotectónica puede concretarse después del Paleógeno, en relación con la sedimentación de conglomerados y fangos rojos miocenos. Dichos depósitos acaban sellando el accidente meridional que delimita la fosa, por lo que es de suponer el cese de su actividad antes de la conclusión de dicha etapa.

Con las rañas se inicia la degradación del piedemonte y el rejuvenecimiento del relieve en la fosa con el encajamiento de la red hidrográfica.

Los mantos de raña están ligados a la jerarquización de la red fluvial. Éstas y las terrazas que las siguen, constituyen una secuencia continua perfectamente articulada con el drenaje actual. El control que ejerce la fuerte incisión, en el entorno de los Arribes, del sistema Duero-Tormes necesariamente tiene que implicar una relación directa entre ésta y la degradación del piedemonte. La disección de éste en particular y la de la fosa en general, quedaría determinada por la progresiva captura de la fosa de Ciudad Rodrigo a partir del encajamiento de los Arribes en el sentido expuesto por MARTÍN-SERRANO (1991). Es una situación palpable al comparar el valor de la degradación entre el sector del Agueda en el oeste y el del Yeltes en el este.

La cronología de estos procesos, como la de la propia raña, es siempre un problema. Los datos disponibles determinan que la construcción del piedemonte es entre el Paleógeno superior y el Mioceno inferior medio y es correlativa al levantamiento de la Cordillera; para el episodio inicial de degradación del piedemonte, es decir el emplazamiento de la raña, el Neógeno superior/terminal y desde ese momento hasta la actualidad, el resto. Concretar más es por el momento imposible.

La evolución climática deducida a partir del registro sedimentario y de las alteritas durante el Paleógeno medio-superior es tendente a la aridez. En el Neógeno inferior se alcanzan condiciones de tipo mediterráneo, mientras que en el Neógeno superior la tendencia sería a condiciones de humedad mayores.

3.6. PROCESOS ACTUALES

En la actualidad, los procesos morfogenéticos dentro de la Hoja actúan con tasas imperceptibles. Esto es debido a la conjunción de varios factores. Por una parte, la transformación del

paisaje por el uso agrícola ha dado lugar a la estabilización de muchas laderas. Por otra, ha habido una modificación de los patrones de drenaje mediante la creación de una red artificial regulada y la desaparición de cauces antiguos. Por los efectos de la concentración agrícola. Asimismo, la regulación de los principales cauces mediante embalses ha provocado un importante cambio en el régimen hídrico de éstos al homogeneizar el caudal a lo largo del año, lo que ha provocado la estabilización de los cauces. Probablemente, la tendencia climática actual (un menor contraste estacional) también amortigua los procesos morfogénicos.

La confirmación de tales argumentos está en el hecho de que con anterioridad al uso intensivo del terreno y de la regulación fluvial, hay registro histórico de que los procesos de erosión y sedimentación ligados eran más importantes (p. ej., avenidas y desbordamientos importantes del río Tormes).

En conclusión, no hay una importante actividad morfogénica en la actualidad debido a la acción antrópica enfocada a menguar las modificaciones naturales del paisaje.

4. PETROLOGÍA

En este capítulo se describirán los materiales ígneos aflorantes como son la granodiorita de Bañobárez (2) y el Macizo de Villavieja de Yeltes (3), este último muy someramente debido a la reducida extensión que tiene, el metamorfismo de contacto producido por estas intrusiones en el encajante y el metamorfismo regional.

4.1. GRANODIORITA DE BAÑOBÁREZ (2)

Dentro del Batolito de Villar de Ciervo-Bañobárez (también conocido como Batolito de Guarda) se han diferenciado, al menos en su parte española, dos unidades principales: el Macizo Granodiorítico de Bañobárez (MGB) y el Macizo de Villar de Ciervo (MVC). El MGB se extiende aproximadamente por el borde N del batolito y se han diferenciado en él, a escala regional, dos facies: facies tonalítico-granodiorítica y granodiorita de Bañobárez. Una explicación más exhaustiva se realiza en la memoria de la Hoja de Villar de Ciervo (500).

La granodiorita de Bañobárez (GB) aflora en la esquina NW de la Hoja ocupando unos 14 km² de extensión (en realidad no se conocen las verdaderas dimensiones de esta intrusión debido a los recubrimientos terciarios). Está intruyendo en materiales de la Serie superior y ordovicicos, con contactos netos desde subverticales o fuertemente buzantes al N a tendidos también hacia el N (dada la gran extensión superficial de las corneanas). A lo largo de este contacto no se observó ningún tipo de deformación penetrativa que pueda estar relacionada con su emplazamiento.

El relieve está condicionado por un intenso diaclasado N100E, fuertemente buzante hacia el S y otro N50E más subverticalizado, que a su vez están "cortados" por uno más espaciado subhorizontal. Es frecuente por esto una morfología de "penedos" con intensa disyunción bolar.

A escala macroscópica lo más llamativo a primera vista es la cantidad y tamaño de los megacristales de feldespato potásico que contiene. Son heterométricos, aunque el tamaño habitual de los mismos oscila entre 6 y 10 cm y la anchura se aproxima a los 3 cm; normalmente presentan un zonado (disposición Frasl) bien definido por inclusiones de biotita; lo más frecuente es que presenten hábitos tabulares largos y prismáticos, con límites bien definidos sobre la matriz, aunque otras veces los hábitos son irregulares y los megacristales tienen la forma de pelotas o peras; la separación entre ellos es variable, pueden distanciarse 20 cm en unas ocasiones y en otras 3-4 cm estando entonces apelotonados y presentando agrupaciones irregulares dentro de la masa granítica; suelen estar orientados según las direcciones N-S a N40E como predominante y también E-W a N120E. La matriz es de grano grueso (3-5 mm); la biotita está regularmente distribuida y oscila entre el 10-12% y los cristales de cuarzo llegan a medir 1,5 cm. Se observan con cierta frecuencia cordieritas prismáticas de 1,5 a 0,5 cm; la ausencia de moscovita es norma general. La tonalidad general es gris, con tonos rosáceos en ocasiones.

En resumen, es una roca de estructura porfídica muy marcada, con matriz inequigranular. Los diferentes aspectos que puede presentar se deben a la variación en la densidad de los megacristales y a las ligeras variaciones en el tamaño de grano de la matriz.

La frecuencia de enclaves es otra de las características generales de esta roca. Se describen brevemente los xenolitos y los enclaves microgranudos.

Los xenolitos corresponden a materiales que provienen del encajante directo y a tipos leucograníticos o leuconesíticos. Los primeros tienen dimensiones decimétricas o centimétricas, formas angulosas más o menos rectangulares, y suelen consistir en esquistos biotíticos poco o nada digeridos por la granodiorita, en los que se reconocen las estructuras sedimentarias originales. Los enclaves leucograníticos son mucho menos frecuentes que los anteriores; tienen formas alargadas o redondeadas, su tamaño es decimétrico, y corresponden a granitos de grano fino fundamentalmente moscovíticos que están deformados.

Los enclaves microgranudos están relacionados con la facies tonalítica del MGB. Dicha facies ha sido descrita ampliamente en las memorias de las Hojas de Villar de Ciervo y Lumbrales, donde alcanza gran representación, mientras que en esta Hoja está reducida a simples enclaves aislados de tamaño deci-centimétrico. Su composición varía entre tonalítica y granodiorítica y su tamaño de grano oscila entre fino y medio. Frecuentemente, tiene fenocristales grandes de feldespato potásico (entre 0,5 y 2 cm), separados entre sí 5-6 cm, orientados como los megacristales de la granodiorita (2) y casi siempre con texturas de corrosión o reacción; de cuarzo (rodeados a veces de coronas de máficos), de biotita y de plagioclasa (estos dos últimos más pequeños), en una matriz de grano fino de mineralogía similar; todos estos fenocristales son considerados xenocristales, pues son fases minerales pertenecientes a la GB que han entrado a formar parte de la facies tonalítica a través de un proceso de mezcla magmática (una discusión más amplia sobre este tema se puede encontrar en las memorias de las Hojas de Villar de Ciervo y Lumbrales).

Petrográficamente se caracteriza por ser una roca de marcada textura porfídica debido al desarrollo de fenocristales y megacristales de feldespato potásico que muy frecuentemente

superan 1 ó 2 cm de longitud en lámina delgada; en ocasiones también las plagioclasas desarrollan fenocristales pero de tamaño muy inferior a los de feldespato potásico. La textura de la mesostasis varía de hipidiomórfica a alotriomórfica heterogranular y es de grano grueso. En cuanto a su clasificación modal, la mesostasis es de composición claramente granodiorítica, aunque el porcentaje y tamaño de los megacristales de feldespato potásico eleva la tasa feldespática haciendo derivar su composición hacia el campo composicional de las adamellititas.

Los constituyentes mayoritarios son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita; los accesorios más frecuentes son apatito, opacos, circón, rutilo, xenotima y quizá monacita. Como minerales de cristalización tardía y/o secundarios contiene sericita, moscovita, clorita, albita, ilmenita, rutilo, esfena, fluorita, zoisita-clinozoisita y carbonatos.

El feldespato potásico se concentra principalmente constituyendo megacristales, y en la mesostasis es poco abundante. Los megacristales muestran hábitos subhedrales, suelen estar maclados según la ley de carlsbad y son pertíticos. Las pertitas más frecuentes corresponden a los tipos "string, band or ribbon y patch" según la clasificación de ALLING (en Spry, 1969) o bien presentan morfologías más irregulares. Salvo algunas pertitas de evolución ("string") se trata fundamentalmente de pertitas originadas por sustitución durante procesos de albitización tardía o postmagmáticos. Algunos cristales pueden presentar la macla de la microclina parcial o totalmente desarrollada y extinciones anómalas.

Engloba inclusiones de biotita, plagioclasa y feldespato potásico de menor tamaño, las cuales pueden mostrar disposición zonal (inclusiones Frasl), y cuya abundancia determina que en muchos casos adquieran una textura poiquilítica. Además, pueden englobar porciones de mesostasis, por lo que parece que su desarrollo haya tenido lugar en más de una etapa de crecimiento. También son muy frecuentes las inclusiones de cuarzo, parte de las cuales están originadas por procesos de corrosión en etapas postmagmáticas, aunque no se puede descartar que algunos cuarzos de morfologías alargadas, a veces asociados a los bordes de inclusiones de biotita y plagioclasa, representen una cristalización precoz del cuarzo a partir de gotas de magma residual atrapadas en el feldespato potásico, tal y como describe SCHERMERHORN (1956). También aparece como pequeños cristales de hábitos anhedrales o con carácter intersticial en la mesostasis. Estos cristales son poco pertíticos, no suelen estar maclados y son pobres en inclusiones. Por otra parte, parece tener un cierto crecimiento blástico en etapas postmagmáticas, durante las cuales crece a partir de los fenocristales provocando una pérdida de su hábito original más idiomorfo, y sustituye parcialmente a las plagioclasas según pequeñas manchas irregulares a modo de antipertitas. También aparece asociado con otros productos de alteración de plagioclasa.

Las plagioclasas suelen aparecer como agregados de cristales subhedrales y, en algún caso, como fenocristales que destacan ligeramente en tamaño frente al resto de los componentes de la matriz. Están macladas y zonadas de manera continua, oscilante múltiple o a parches ("Patchy zoning" de VANCE, 1965). Su composición oscila entre albita y oligoclasa (An0-30) en el límite con andesina ácida. Engloban inclusiones de biotita, plagioclasas de menor tamaño, opacos y apatitos de hábitos prismáticos a veces muy alargados.

La alteración es muy variable en intensidad de unos cristales a otros; pueden estar sericitizadas, originándose agregados de sericita-moscovita o cristales de moscovita con disposiciones orientadas; en otros casos están saururizadas dando como productos de alteración mezclas de filosilicatos, feldespatos potásicos, zoisita-clinozoisita y carbonatos. Además son frecuentes cristales anhedrales de fluorita, mineral de cristalización tardía relacionado muy probablemente con los procesos de alteración (SCHERMERHORN, 1956).

Otro tipo de plagioclasa presente corresponde a albita secundaria originada por procesos de albitización postmagmática (CORRETGE y MARTÍNEZ, 1975), en la que, además de la albita originada por procesos de peritización por sustitución antes descritos, se distingue: 1) albita mirmequitica originada en el contacto entre feldespatos potásicos y plagioclasa; esta albita se desarrolla en los bordes de las plagioclasas primarias con morfologías lobuladas que provocan la pérdida del hábito original más idiomorfo de las plagioclasas y corrosión sobre el feldespato potásico; y 2) albita intergranular monocristalina y más frecuentemente policristalina originada principalmente en el contacto entre feldespatos potásicos o entre feldespato potásico y plagioclasa.

El cuarzo se encuentra principalmente en agregados de tamaño variable, pero que suelen destacar frente al resto de los componentes de la mesostasis; también se encuentra como pequeños cristales de carácter intersticial. Muestra extinciones ondulantes y fenómenos de poligonización de intensidad variable, los cuales provocan en algunos casos la formación de subgranos en los agregados más deformados. Engloba biotitas, plagioclasas, apatito y rutilos aciculares.

En etapas postmagmáticas existe una recrystalización del cuarzo durante la cual corre sobre todo al feldespato potásico y plagioclasas, en donde aparece como inclusiones que muestran extinción común entre ellas y con el cuarzo externo adyacente. Además, otro cuarzo de cristalización tardía sería el cuarzo de mirmequitas desarrollado en la albita postmagmática.

La biotita, aunque aparece en cristales aislados, forma frecuentemente agregados de varios cristales. Es subhedral o anhedral, muy pleocroica (Ng, Nm: castaño muy oscuro y Np: amarillo) y rica en inclusiones de apatito, opacos, circón y quizás otros minerales radiactivos como xenotima y monacita. Está muy poco alterada: la cloritización suele ser parcial, según las trazas de exfoliación, originando como consecuencia rutilo sagenítico, ilmenita y esfena; además se encuentra parcialmente moscovitizada, apareciendo en este proceso moscovita en continuidad cristalográfica o no con la biotita, e ilmenita con morfologías frecuentemente muy alargadas que puede formar intercrecimientos de tipo simplectítico con la moscovita.

La moscovita es escasa y de origen tardío o secundario. Además de la moscovita originada a partir de biotita, creciendo en ocasiones a modo de apófisis dactilíticas en sus bordes, y en los procesos de alteración de las plagioclasas, existen algunos cristales de moscovita blástica o histerógena que crecen principalmente a expensas del feldespato potásico.

Entre los accesorios, el apatito presenta formas hexagonales, redondeadas o prismáticas de hábito corto incluido en biotita, hábitos prismáticos con elevadas relaciones longitud/anchu-

ra cuando está incluido en plagioclasa, mientras que cuando está englobado en cuarzo y albita postmagmática suele desarrollar hábitos aciculares. El circón puede ser redondeado, pero predominan los cristales bipiramidales con zonados concéntricos; junto con otros minerales como xenotima y monacita (Zr), está mayoritariamente incluido en las biotitas. Los opacos son anhedrales y como los anteriores están asociados en gran medida a la biotita. El rutilo aparece con formas aciculares incluido principalmente en el cuarzo.

En cuanto a los minerales tardíos o secundarios, ya que han sido descritos en cada tipo de alteración sólo queda por mencionar que los carbonatos, además de aparecer como producto de alteración de las plagioclasas, se encuentran rellenando pequeñas fracturas o fisuras en la roca.

4.2. GRANITO DE VILLAVIEJA DE YELTES (3)

El macizo de Villavieja de Yeltes aflora principalmente al oeste de la Hoja del mismo nombre. Tiene una forma más bien alargada, ortogonal respecto a las estructuras hercínicas (D_1 , D_2 y D_3), que penetra en las Hojas de Lumbrales y Villardeciervos, tocando ligeramente, el borde SE del macizo, la Hoja que nos ocupa (menos de $0,005 \text{ km}^2$).

Los contactos con el encajante, a escala regional, son netos, tanto al N, con el Macizo de Yecla de Yeltes, como al S y W, con el Macizo de Pozos de Hinojo (Hoja de Villar de Ciervo). Al SE corta discordantemente a los materiales de la Serie superior y ordovícicos sobre los que produce metamorfismo de contacto.

Aflora en grandes bolos bien redondeados de dimensiones métricas formando berrocales y extensos lanchares.

Se han diferenciado a escala regional tres tipos de facies: a) granito grano grueso-muy grueso, dos micas, porfídico y con cordierita (facies común); b) granito tipo "ala de mosca" con dos subfacies, una de grano grueso-muy grueso y otra de grano medio (leucogranito de dos micas); c) leucogranito principalmente moscovítico.

El escaso granito aflorante en esta Hoja es de la facies común (a). Una descripción exhaustiva, tanto de los afloramientos como de la petrografía, puede encontrarse en CARNICERO (1980) o en la memoria de la Hoja de Villavieja de Yeltes (476).

4.3. DIQUES DE CUARZO (SIERROS)

En la parte occidental de la provincia de Salamanca son muy abundantes los diques de cuarzo lechoso con direcciones comprendidas entre $N20E$ y $N35E$, que son llamados "sierros" por los lugareños. En la primera descripción de conjunto que se ha hecho de ellos (GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA, 1971), los autores citan entre sus características geológicas generales las siguientes: la constancia de su dirección al NNE, y que sólo aparecen dentro de rocas graníticas o en sus proximidades.

Los "sierros" no son abundantes en esta Hoja y encajan en los terrenos graníticos principalmente rellenando tramos de fracturas de dirección NNE, aisladamente o en haces paralelos; pueden tener disposición en relevo y pequeños anastomosamientos, las longitudes oscilan aquí entre decamétricas y hectométricas y las potencias habituales no sobrepasan los 30 m.

LÓPEZ PLAZA *et al.* (1984) consideran que los "sierros" representan rellenos de grietas de tensión relacionadas con un sistema de fracturación de edad tardihercínica que ha seguido actuando durante el Mesozoico y el Cenozoico, de dirección NNE-SSW y que estaría asociado a otro sistema conjugado NE-SW y NW-SE (PARGA, 1969).

4.4. METAMORFISMO REGIONAL

El conjunto de los materiales aflorantes presenta una evolución (a escala regional) ligada al desarrollo de la deformación hercínica. El estudio se ha realizado en rocas pelíticas y está dirigido al conocimiento de las relaciones temporales, entre el crecimiento de los porfiroblastos y las facies de deformación.

La única asociación mineral metamórfica encontrada en las rocas pelíticas de la Hoja es la siguiente:

Cuarzo-plagioclasa-opacos-clorita-moscovita

No hay evidencias en la Hoja de paragénesis de más alto grado y el metamorfismo regional comienza con el desarrollo de la esquistosidad S_1 (blastesis de clorita y moscovita) en condiciones de muy bajo-bajo grado, manteniéndose estas condiciones al menos hasta la deformación D_3 en la que hay recristalización y/o reorientación mecánica de clorita. Esta deformación (D_3) pliega las isogradas del metamorfismo regional (clorita-biotita-granate-estauro-lita) detectadas en áreas adyacentes.

4.5. METAMORFISMO DE CONTACTO

Los efectos térmicos de la intrusión de la granodiorita de Bañobárez, se manifiestan en una aureola de contacto de anchura irregular (entre 1,5 y 2 km) en la que se encuentran pizarras mosqueadas y corneanas.

Las pizarras mosqueadas se caracterizan por conservar bien la esquistosidad principal (S_1) sobre la que se desarrollan blastos de cordierita, que en la mayoría de las ocasiones están alterados a pinnita. La paragénesis de estas rocas es cuarzo, moscovita, cordierita, granate y cloritoide, conservándose a veces parte de la clorita primaria asociada a la esquistosidad.

Las corneanas tienen aquí gran desarrollo cartográfico y pueden aflorar hasta 1,5 km del contacto con el granito. Se reconoce la esquistosidad S_1 y mineralógicamente están constituidas por cuarzo, moscovita, biotita, andalucita y cordierita. Se podrían clasificar como cor-

neanas hornbléndicas o también facies externa de corneanas piroxénicas y no se ha observado ni sillimanita, ni feldespatos potásico. La cordierita es poiquiloblástica y está alterada casi siempre a pinnita. La andalucita es muy abundante, con formas prismáticas muy nítidas, conservando inclusiones orientadas según la esquistosidad principal; ésta a su vez está algo distorsionada en torno a ella lo que indica alguna deformación simultánea o posterior al metamorfismo de contacto. La biotita se conserva como poiquiloblastos posteriores a la esquistosidad principal (S_1) unas veces y otras aplastadas y deformadas. Hay microfenocristales de cloritoide (muy tardíos) que nacen sobre blastos difusos de cordierita poiquiloblástica degradada que implican la existencia de dos metamorfismos de contacto sobreimpuestos sobre un metamorfismo regional de bajo grado; el del macizo de Villavieja de Yeltes (3) se sobreimpone al producido por la granodiorita de Bañobárez.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

TIEMPOS PRECÁMBRICOS (PRECÁMBRICO TERMINAL A VÉNDICO-CÁMBRICOS)

Hay evidencias de una tectogénesis Cadomiense en el Dominio de los pliegues verticales de la Zona Centroibérica: a) Las discordancias entre el Alcudiense inferior y el superior, BOUYX (1970), ORTEGA y GONZÁLEZ-LODEIRO (1983), las mismas que entre el Grupo Domo Extremeño y los Grupos Ibor y Valdelacasa de ÁLVAREZ-NAVA *et al.* (1988); b) El vulcanismo o plutonismo asociado, como la presencia de ortoneises prehercínicos en la Antiforma de Martinamor (GONZALO *et al.*, 1975) o en la Antiforma de Castellanos (DÍEZ BALDA *et al.*, 1992) etc.; c) Una sedimentación de tipo flysch relacionada con depósitos sinorogénicos en un margen pasivo (cuenca de antepaís) (QUESADA, 1991).

Las discordancias locales, las facies existentes, la presencia de depósitos deslizados en masa (olistostromas), así como el basculamiento de bloques y el vulcanismo asociado se pueden explicar en el contexto de una tectónica extensional y en relación con fallas que pudieron tener componentes trascurrentes. Este episodio extensional habría seguido de cerca la fase Cadomiense de la Orogenia Panafricana (VIDAL *et al. in litt*).

TIEMPOS PREORDOVÍCICOS

Considerando las descripciones y correlaciones establecidas en el Dominio de los pliegues verticales (véanse apartados 1.1 y 1.2.3.), con posterioridad al plegamiento de los materiales del Domo de las Hurdes (Serie inferior o Domo Extremeño) y durante la sedimentación del Grupo Valdelacasa (Fms. Monterrubio, Aldeatejada, etc.) habría una estructuración del área por efecto de grandes fallas normales que controlarían la sedimentación del Grupo Valdelacasa anteriormente citado (ORTEGA *et al.*, 1988), como también se indica en la última parte del párrafo anterior. Las discordancias preordovícicas y la sedimentación de las series del Tremadoc se interpretan como relacionados con una tectónica de bloques (Mc DOUGALL *et al.*, 1987).

La fase preordovícica presenta evidencias en el área de estudio aunque adquiere cierto desarrollo en zonas colindantes, como Villavieja de Yeltes (Hoja 476), Ciudad Rodrigo (Hoja 525),

Villar de Ciervo (Hoja 500), etc., donde además de detectarse la discordancia cartográfica entre el Ordovícico y su sustrato, provoca un basculamiento generalizado de los materiales véndico-cámbricos hacia el S y produce pliegues suaves que podrían ser consecuencia del rejuego en dirección de las fallas normales citadas anteriormente. Recientemente se atribuye un carácter extensional a esta deformación en la que se generarían basculamientos y semigrabens ligados a las fallas normales, que también explicarían la distribución irregular de los depósitos del Ordovícico inferior, así como los cambios de potencia o de facies de estas series (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1992).

La ausencia de Cámbrico medio y superior debe atribuirse a la emersión y regresión que provoca dicha fase de deformación.

TIEMPOS ORDOVÍCICOS, SILÚRICOS Y DEVÓNICOS

Sobre el irregular paleorrelieve generado por las deformaciones previas y erosión subsiguiente a la etapa de deformación preordovícica se produce la transgresión postcámbrica. GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1990) agrupan los diversos episodios sedimentarios o megasecuencias que forman el hiperciclo postcámbrico en la Zona Centroibérica, en dos grandes unidades: la primera, que va desde el Ordovícico inferior al Carbonífero inferior y que incluye tres megasecuencias de materiales preorogénicos y sinorogénicos tempranos, y la segunda, que comprende el Carbonífero medio y superior y es una megasecuencia de materiales postorogénicos.

En la región de Salamanca se evidencian, aunque incompletas, dos megasecuencias de la primera unidad (preorogénicas): la Ordovícica y la Silúrico-Devónico inferior (esta última no aflorante en la Hoja).

En la megasecuencia ordovícica (Hunneberg-Llandeilo) se podrían diferenciar, de acuerdo con PORTERO y DABRIO (1988), tres unidades tectosedimentarias (UTS). Las dos UTS basales reflejarían por una parte el control ejercido por el paleorrelieve (sedimentación fluvio-marina) y por otra, la constancia de facies de la C. Armoricana (plataforma sublitoral) con un marcado carácter transgresivo en un margen de cuenca extensivo. La tercera UTS de predominio péltico en la base y niveles arenosos a techo manifiesta un avance de áreas sublitorales sobre la plataforma externa. Durante el Ordovícico superior o bien no se produjo sedimentación o bien (más probable) las series fueron erosionadas antes del Silúrico.

En la megasecuencia Silúrico-Devónico inferior se pueden diferenciar a escala regional dos UTS. La basal está relacionada con la erosión de la plataforma ordovícica (bien por emersión ligada a la fase tacónica o bien por un descenso relativo del nivel del mar (glaciaciones), y asociada a una etapa de extensión cortical con fracturación y vulcanismo asociados. Estos desniveles tectónicos producen cuencas locales y taludes bien desarrollados. La UTS superior, péltica con vulcanitas en la base y con tramos arenosos a techo, refleja una secuencia de somerización con vulcanismo asociado (lavas básicas con marcado carácter alcalino).

Es posible, como indica DÍEZ BALDA (1986), que en el área de Salamanca se sedimentasen todo el Silúrico superior y el Devónico, porque aunque no se han conservado (erosión post-

hercínica), de las paragénesis encontradas en las rocas volcánicas silúricas del núcleo del Sinclinal de Tamames-Ahigal se deducen unas condiciones de presión de 1 a 4 Kbars que pueden indicar un apilamiento de sedimentos de más de 3 km.

TIEMPOS HERCÍNICOS

Los materiales hasta aquí depositados (y conservados) tanto precámbricos como paleozoicos son deformados durante la orogenia hercínica. Esta orogenia es de carácter polifásico (tres fases principales de deformación y algunas estructuras más tardías y menos importantes) y va acompañada de metamorfismo y plutonismo. Las características de la primera fase (D_1) se han descrito en el Capítulo 2 (tectónica). Durante ella la región sufre un fuerte acortamiento NNE-SSW. El metamorfismo M_1 , de muy bajo a bajo grado, comienza con esta fase y se mantiene durante la deformación D_3 .

Las características regionales y de zonas próximas de la segunda fase (D_2) están descritas en el Capítulo 2 (tectónica). Esta fase se interpreta en relación con un gigantesco cizallamiento dúctil de carácter extensional que desplazó hacia el SE las partes superiores con respecto a las inferiores. La evolución metamórfica durante la D_2 supone una fuerte descompresión (probablemente isotérmica) durante la cual se generaron abundantes fundidos y migmatitas. La extensión y descompresión es coherente con el carácter extensional deducido para este cizallamiento D_2 que sería responsable de la sustración de corteza y del apretamiento observado en las zonas metamórficas (casi desaparición de la zona del almandino) (DÍEZ BALDA *et al.*, 1992). Con un poco de retraso respecto a esta fase y hasta la sin-tardi facetas (D_3) se desarrolla a escala regional (no en el área de estudio) un metamorfismo M_2 de menor presión y mayor temperatura en el que se pueden alcanzar condiciones de cordierita-sillimanita-feldespatos potásico.

La tercera fase (D_3) pliega las estructuras previas y puede originar figuras de interferencia del tipo 3 de RAMSAY (1967). En áreas próximas pliega las isogradas del metamorfismo M_1 . Pre-sin fase tres intruye la granodiorita de Bañobárez (GB) que es sin duda precoz respecto al macizo de Villar de Ciervo (MVC).

La cuarta fase de deformación (D_4), en general muy débil, no tiene incidencia en esta Hoja.

TIEMPOS TARDIHERCÍNICOS

La región fue afectada por la fracturación tardihercínica siendo el sistema más evidente el de dirección NE, senextro (PARGA, 1969). Estas fallas han podido jugar posteriormente en tiempos alpinos y hasta recientes como normales o inversas.

TIEMPOS ALPINOS

Durante la mayor parte del Mesozoico, el Macizo Hespérico representó un área emergida con relieves poco importantes y tectónicamente estable. La ausencia de sedimentación

durante este periodo y la actuación de un clima tropical húmedo dieron lugar a la formación de un importante manto de alteración laterítico sobre los metasedimentos y rocas ígneas del zócalo (MARTÍN-SERRANO, 1988).

La desestabilización de las condiciones tectónicas y climáticas da lugar al dismantelamiento de los perfiles de alteración heredados del Mesozoico. Sus relictos quedan acumulados sobre una paleotopografía irregular que es la suma de erosión diferencial y tectónica.

Los sistema fluviales trenzados de las unidades *siderolítica* y *silícea* de los alrededores de Salamanca constituidas a expensas de estos perfiles dismantelados, fosilizan progresivamente estos relieves en las áreas más próximas a la cuenca de sedimentación, de tal forma que en el Paleoceno el paisaje estaba dominado por la planitud de un piedemonte salpicado de *inselbergs*

De nuevo la fragmentación del área, especialmente la meridional (*¿fase neolarámica?*) cambia el entorno geográfico regional. La sedimentación fluvial paleógena atestiguada por el registro arcósico, es pareja a una gran revolución morfoestructural en la región: la fragmentación y movilidad tectónica del macizo con la elevación del Sistema Central y hundimiento de la cuenca, cuya persistencia hasta el inicio del Neógeno da lugar a que los propios sedimentos paleógenos se encuentren afectados. Paralelamente prosigue una lenta y continuada denudación con carácter selectivo que da como resultado un paisaje muy parecido al que se contempla sobre el nivel de penillanura. Se crean valles de origen tectónico que tienen su máxima expresión en la Fosa de Ciudad Rodrigo, desarrollándose un paisaje fluvial que da lugar a un importante registro sedimentario fruto de ríos trenzados. Hay profusión de interrupciones sedimentarias probablemente consecuencia de la persistencia y/o aceleración de la consecuente actividad tectónica, hecho que puede quedar registrado en la sedimentación mediante encostramientos y ligeras disarmonías estratigráficas de carácter más o menos regional. Estos ríos de cauce estable que generan llanuras de inundación fluyen desde el oeste. Los aportes meridionales a este sistema son locales, sin apenas consideración hasta la entrada del Neógeno que es cuando se produce el levantamiento del bloque meridional. Estas circunstancias dan lugar a una disposición estratigráfica progradante hacia el noreste mientras que la cuenca se expande por relleno en sentido contrario. La estacionalidad del clima durante esta etapa todavía admitía la persistencia de una abundancia hídrica tal que permitía la pervivencia de faunas tropicales de vida acuática.

Todo el Neógeno e incluso el final del Paleógeno parece enmarcarse en un significativo cambio de situación geodinámica. Hay que basarse en dos hechos fundamentales y significativos: la escasez de registro sedimentario y la relación discordante y discontinua de éste con los depósitos paleógenos precedentes. La segunda mitad cenozoica se enmarca en un contexto general más denudativo que acumulativo, al contrario que en su primera mitad. Ese cambio señalado, con seguridad a condiciones de exorreísmo más manifiesto, es independiente de otras manifestaciones geodinámicas, externas o internas. Es el caso de los depósitos rojos sobre los que se edifica al complejo piedemonte de las Sierras de Tamames y de la Peña de Francia, pues deben ser testigos de la reactivación de los frentes de sierra de la Fosa de Ciudad Rodrigo durante el Mioceno inferior-medio

(¿fases Sávica/Estáirica?) y también de las condiciones climáticas más veces de tipo mediterráneo. El emplazamiento de estos depósitos rojos supone en cierto modo el cierre de una etapa y el inicio de otra en la que se ha venido esculpiendo el paisaje actual. Estas formaciones aluviales sellan los accidentes que afectan al Paleógeno, por lo que con ellas el cese de actividad tectónica regional debe ser previo o inmediato a su emplazamiento, ya que como se acaba de señalar también se les atribuye carácter de tectofacies (MARTÍN-SERRANO *et al.*, 1995).

Durante la segunda parte del Neógeno se produce la degradación del piedemonte y el rejuvenecimiento del relieve en la fosa con el encajamiento de la red fluvial una vez que ésta es capturada por la progresión fluvial desde Los Arribes (MARTÍN-SERRANO, 1991). La evolución de este encajamiento se articula desde el techo del piedemonte en el borde meridional representado por las rañas que son los primeros testigos de este proceso de rejuvenecimiento. Los sistemas de terrazas que las suceden desde la planicie aluvial actual de Sancti Spiritus es la prueba de que este proceso ha continuado hasta hoy aunque ralentizado en última etapa como consecuencia del valor de incisión alcanzado en la fosa en relación con el perfil del Yeltes a su salida de la misma.

Si la evolución climática durante el Paleógeno medio-superior tiende a la aridez, alcanzando con el Neógeno inferior condiciones de tipo mediterráneo, en el Neógeno superior recupera ambientes algo más húmedos.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES

Las explotaciones de rocas industriales de esta hoja son de dimensiones reducidas y de poca importancia. Su producción se destina al mercado local y ocasionalmente al regional.

De forma continua o intermitente se explotan fundamentalmente áridos naturales, en algunos casos tratados como de machaqueo y alguna arcilla para la fabricación de ladrillos.

Las obras de ampliación y mejora del firme de la Nacional 620 han motivado la apertura de nuevas explotaciones de áridos o la reapertura de algunas explotaciones abandonadas.

No existe explotación alguna de minerales industriales dentro del ámbito de la hoja, si bien se pueden mencionar algunos indicios de ocres.

Entre los indicios y explotaciones abandonadas de rocas industriales destacan los de cuarcita, mármol, granito, arena y grava.

El cuadro que se presenta a continuación resume los datos más significativos de las explotaciones e indicios de la zona.

Nº	COORDENADAS	SUSTANCIA	TERMINO MUNICIPAL	TIPO
1	725.35 4514.95	CUARCITA	MARTÍN DE YELTES	EB
2	723.7 4516.1	CUARCITA	MARTÍN DE YELTES	EB
3	719.1 4521.1	OCRES	RETORTILLO	IN
4	717.35 4521.5	MÁRMOL	RETORTILLO	EB
5	718.8 4519.45	GRANITO	RETORTILLO	IN
6	722.2 4512.85	GRAVA & ARENA	SANCTI-SPIRITUS	EI
7	717.9 4508.15	GRAVA & ARENA	SANCTI-SPIRITUS	EI
8	725.2 4506.4	GRAVA & ARENA	ALBA DE YELTES	EA
9	724.1 4511.8	GRAVA & ARENA	CASTRAZ	EA
10	724.35 4509.35	GRAVA & ARENA	CASTRAZ	EB
11	727.75 4507.7	GRAVA & ARENA	ALBA DE YELTES	EA
12	726.7 4507.0	ARCILLA	CIUDAD RODRIGO	EI
13	733.35 4506.1	GRAVA & ARENA	ALDEHUELA DE YELTES	EA
14	733.2 4519.00	GRAVA & ARENA	LA FUENTE DE S. ESTEBAN	EA

EA: Explotación activa; EB: Explotación abandonada; EI: Explotación intermitente; IN: Indicio

ARCILLA

Tan sólo se ha observado una pequeña explotación intermitente de este material (punto n.º 12) empleado últimamente en una ladrillera de Ciudad Rodrigo y que en el pasado alimentó una tejera actualmente desmantelada. Se trata de arcillas rojas terciarias con intercalaciones de gravas.

ARENAS Y GRAVAS

Las terrazas y depósitos aluviales del río Yeltes y los afluentes del Huebra, se explotan profusamente para la extracción de áridos naturales y su posterior tratamiento en plantas clasificadoras o de machaqueo cercanas a las explotaciones. Los áridos (arena y grava) se comercializan para su empleo en obras de ámbito local, con precios que oscilan entre las 150 y las 1.000 pts/m³ para el árido natural y 800 y 1.200 pts/m³ para el árido de machaqueo. Hormiguones, morteros y firmes para carreteras son los empleos fundamentales, existiendo asimismo dos plantas de aglomerados asfálticos de reciente creación para el suministro a las obras de la N-620.

Los depósitos explotados presentan contenidos en finos muy pequeños (2-6%), el contenido en arena oscila entre el 16 y el 33%, siendo el contenido en gravas entre el 60 y el 82%. Son, por tanto, depósitos de bolos y gravas cuarcíticas con cantos heterométricos y subredondeados y escasa matriz areno-limosa. El espesor medio de las terrazas ronda los 2-3 m.

La composición mineralógica de las gravas es predominantemente cuarcítica (>75%), si bien los cantos de cuarzo (5-10%), pizarras/grauwackas (5-10%) y rocas detríticas (5%) son la asociación más frecuente.

En algunas explotaciones se alcanza el substrato terciario, consistente en arenas medio-gruesas fangosas con intercalaciones de gravillas y limos/arcillas gris claro. Las arenas se suelen explotar conjuntamente con las gravas cuaternarias. Su contenido en finos ronda el 20%, y el de gravillas no suele superar el 17%.

CUARCITAS

El banco de cuarcitas armoricanas que recorre la Hoja transversalmente de NO a SE formando una estructura sinclinal que hacia el SE aparece tapado por el Terciario, ha sido explotado para la extracción de áridos en diversos puntos, actualmente todos abandonados.

La explotación abandonada del punto n.º 1 se ha realizado un ensayo de desgaste de los ángeles sobre granulometría A que ha dado un resultado de 19,6%, lo que demuestra su excelente resistencia al desgaste.

MÁRMOL

En el paraje la Calera, al NO de la Hoja, conocido así por una antigua calera que explotó los materiales calcáreos aflorantes en este punto, existe una pequeña cuña de dichos materiales, probablemente pertenecientes al Vendiente Superior-Cámbrico Inferior que ha sido ubicada ahí por el movimiento de la falla NO-SE que desplaza el sinclinal ordovícico. Se trata de una alternancia de cuarcitas, esquistos y mármoles.

Un análisis químico y una difracción por RX del todo uno aflorante (esquistos con niveles de mármoles), dio los siguientes resultados:

SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	PPC	TOTAL
25.65	9.28	0.33	2.93	0.26	3.04	28.22	0.2	2.26	27.26	99.42

	FRACCIÓN NO ARCILLOSA		FRACCIÓN ARCILLOSA			
PRINCIPAL	CALCITA	50	ESMECTITA	15		
ACCESORIO	FK	8				
SECUNDARIO	DOLOMITA	14	CLORITA	8	MICA	6

CONTENIDO EN FRACCIÓN ARCILLOSA= MEDIO

Del estudio de una lámina delgada realizada sobre un nivel marmóreo se obtuvo la siguiente mineralogía:

PRINCIPAL	CALCITA	70%	CUARZO	25%	
ACCESORIO	WOLLAST.		ERUCITA?		FLOGOPITA
SECUNDARIO	CLORITA				

GRANITO

En el sector NO de la hoja aflora un granito biotítico gris claro de grano medio a grueso porfídico, con fenocristales de 3 a 10 cm. En el trabajo "Potencial básico de granitos y neises ornamentales en Castilla y León" realizado por el ITGE en 1985, se tomaron 6 muestras de este granito. Dicho trabajo indica que este granito presenta una estructura linear N-S de origen tectónico, así como enclaves básicos y diferenciados pegmatíticos, todo lo cual impide su aprovechamiento como roca ornamental.

Para el presente resumen se tomó una muestra en el punto n.º 5, y se realizó una probeta pulida y un choque térmico que dio como resultado una pérdida de peso menor del 0,1 % y un ligero amarilleo general de la muestra.

OCRES

En el paraje Valderrinconada, junto al arroyo Caganchas, también al NO de la Hoja, asociados a una serie de fracturas que afectan a los materiales pizarrosos y cuarcíticos del Ordovícico, aparece una zona mineralizada con niveles carbonosos y óxidos masivos más o menos venulados y arenas ferruginosas. La proximidad del granito hace que las series pizarrosas estén mosqueadas.

Un análisis químico de los óxidos y un análisis petrográfico de los materiales carbonosos dieron los siguientes resultados:

SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	PPC	TOTAL
51.71	7.71	0.39	30.26	0.02	0.20	0.08	0.18	1.30	7.85	99.72

PRINCIPAL	CUARZO	70		
ACCESORIO	CIRCÓN			
SECUNDARIO	MAT. CARBONOSO	15	ILLITAS	10

6.2. HIDROGEOLOGIA

6.2.1. Climatología

Según la clasificación agroclimática incluida en el PIAS, IGME (1979), el clima es de tipo mediterráneo continental semicálido seco.

El rasgo climático más característico de la zona es la intensidad y duración de los inviernos, con veranos cortos y relativamente frescos. Las temperaturas medias dentro de la Hoja se encuentran entre las 10-12 °C. Los valores de evapo-transpiración potencial (ETP) en media anual están comprendidos entre los 700-750 mm. Las precipitaciones se caracterizan por su irregularidad en cuanto a la distribución temporal y la desigualdad en cuanto a la distribución espacial (referido a la cuenca del Duero), originándose en su mayor parte en primavera y otoño.

6.2.2. Hidrología superficial

La escorrentía superficial es relativamente pequeña dada la suave topografía y la relativa abundancia de materiales permeables en superficie. Las aguas de escorrentía son recogidas por el río Yeltes y afluentes; el citado río recorre la Hoja de SE a NW, tiene escaso caudal y por ello riesgo mínimo de inundaciones.

Desde el punto de vista hidrogeológico los materiales aflorantes se pueden agrupar en:

– Metasedimentos: Sólo afloran dos retazos al N y SW de la Hoja. Las formaciones arenosas ordovícicas suelen presentar permeabilidades medias-altas debido a la intensa fracturación que sufren; pueden dar lugar a caudales medios con surgencia de aguas subterráneas en las zonas de contacto con los materiales pizarrosos del Llanvirm-Llandeilo.

– Granitos. También en el borde N de la Hoja. Las permeabilidades son aquí muy bajas y los manantiales asociados suelen estar relacionados con su intensa fracturación, con caudales inferiores a los 0,1 l/sq. en la mayoría de los casos, aunque con excepciones notables, como el manantial del balneario de Retortillo, de carácter termal y relacionado con fracturas disyuntivas (véase cartografía). Puede ser interesante el contacto entre estos granitos y los materiales terciarios permeables (prácticamente no hay "Lhem").

– Sedimentos terciarios. La Hoja está ubicada en la parte septentrional de la denominada Fosa de Ciudad-Rodrigo, que se engloba dentro del "Terciario conglomerático de Zamora-Salamanca". Este sistema está constituido por materiales detríticos terciarios de carácter conglomerático-arcósico que rellenan una fosa tectónica estrecha y alargada de dirección SW-NE. Dentro de la gama de sedimentos terciarios que afloran se distinguen un tramo basal constituido por gravas y arenas de carácter arcósico con un grado de cementación variable (con niveles de permeabilidad variable) y un tramo conglomerático con abundante matriz arcillosa y de colores rojo y ocre (unidades roja y ocre) de permeabilidad muy baja.

– Cuaternario. Presentan interés los aluviales del río Yeltes, muy extensos, que están formados por gravas con alta porosidad; presentan altas permeabilidades y hay pozos de escavación manual que realizan captaciones a escasa profundidad.

7. BIBLIOGRAFÍA

- ALONSO GAVILÁN, G. (1981). *Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno en el borde suroccidental de la Cuenca del Duero (Provincia de Salamanca)*. Tesis doctoral. Universidad de Salamanca. 435 pp.
- ALONSO GAVILÁN, G., y POLO, M.A. (1986). Evolución tecto-sedimentaria oligo-miocénica del SO de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). *Acta Geol. Hispánica*, 21-22, pp. 419-426.
- ALONSO GAVILÁN, G., y VALLE, M.F. (1986). Paleogeografía del SO de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). *Actas de Palinología (Actas del VI Simpo. de Palinol.; A:P.L.E., pp. 269-275.*
- ALONSO GAVILÁN, G., y CANTANO, M. (1987). La Formación areniscas de Ciudad Rodrigo: Ejemplo de sedimentación controlada por paleorrelieves (Eoceno, Fosa de Ciudad Rodrigo). *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XXIV, pp. 247-258.
- ALONSO GAVILÁN, G., y VALLE, M.F. (1987). Paleogeografía del SO de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). En: J. Civis y M.F. Valle, *Actas de Palinología (Actas del VI Simposio de Palinología, A.P.L.E.)*. pp. 269-275. Universidad de Salamanca.
- ALONSO GAVILÁN, G.; BLANCO, J.A.; SÁNCHEZ, S.; FERNÁNDEZ, B., y SANTISTEBAN, J.I. (1989). Alteraciones asociadas a los paleosuelos de las Areniscas de Villamayor (Salamanca). *Stud. Geol. Salmanticensia*, vol. esp. 5: 187-207.
- ÁLVAREZ-NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J.L.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTESERIN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M.V.; PICART, J.; ROBLES, R.; SANTAMARÍA, J., y SOLÉ, F.J. (1988). Unidades litoestratigráficas de los materiales Precámbrico-Cámbricos en la mitad suroriental de la Zona Centro-Ibérica. *II Congr. Geol. de España, SGE, Vol. 1, Comunicaciones*, pp. 19-22.
- ÁLVAREZ-NAVA, H., y ROBLES CASAS, R. (1988). Sobre la existencia de una esquistosidad prehercínica en la zona de Fuenteguinaldo-Pastores, SO de Salamanca (Zona Centroibérica). *II Congreso Geológico de España, Comunicaciones. Vol. 2. Granada.*
- ARTHAUD, F., y MATTE, Ph. (1977). Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and Northern Africa: results of right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. América Bull.*, 88: pp. 1305-1320.
- BASCONES ALVIRA, L.; RODRÍGUEZ ALONSO, M.D.; GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C.; ROBLES CASAS, R.; ÁLVAREZ-NAVA, H., y PICART BOIRA, J. (1988). Mapa Geológico de España E 1:50.000, 2ª serie. Hoja núm. 550. Fuenteguinaldo. ITGE.
- BELLIDO MULAS, F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.L., y PABLO MACÍA, M.G. de (1987). *Las rocas graníticas hercínicas del Norte de Galicia y Occidente de Asturias*. Memorias IGME, 101, pp. 1-157.

- BERNARDO DE SOUSA, M. (1982). *Litoestratigrafía e estrutura do "Complexo Xisto-Grauváquico ante-ordovícico"*. Grupo do Douro (nordeste de Portugal). Univ. de Coimbra, Portugal, 222.
- BIROT, J.A. (1991). "Los procesos de silicificación asociados al Paleógeno basal del borde SW de la Cuenca del Duero: II. sobre los sedimentos paleocenos". En: *Alteraciones y Paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular*. Ed. I.T.G.E.
- BIROT, P., y SOLE SABARIS, LL. (1954). *Investigaciones sobre la morfología de la cordillera Central Española*. CSIC. Inst. "Juan Sebastián Elcano". 87 pp. Madrid.
- BLANCO, J.A. (1991). Los procesos de silicificación asociados al Paleógeno Basal del borde SW de la Cuenca del Duero: II sobre los sedimentos paleocenos". En: *Alteraciones y Paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular*. Ed. ITGE, pp. 209-250.
- BLANCO, J.A., y CANTANO, M. (1983). Silicification contemporaine à la sédimentation dans l'unité basale du paleogène du bassin du Duero (Espagne). *Sci. Geol. Mem.*, 72: 7-18.
- BLANCO, J.A.; ALONSO GAVILÁN, G.; FERNÁNDEZ, B., y SÁNCHEZ, S. (1989). La alteración roja miocena sobre las Areniscas de Villamayor. *Stud. Geol. Salmanticensis*, vol. esp. 5:209-222.
- BOUYX, E. (1970). Contribution à l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz). *Mem. Inst. Geol y Min. Esp.* 1973. Madrid.
- BRASSIER, M.D.; PEREJÓN, A., y SAN JOSÉ, M.A. (1979). Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain. *Estudios Geológicos*, 35, 379-383.
- BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G.; TURISNA, T., y BABEL, U (1985). *Handbook for soil thin section description*. Waine Research Publications.
- BUSTILLO, M.A., y MARTÍN-SERRANO, A. (1980). Caracterización y significado de las rocas silíceas y ferruginosas del Paleógeno de Zamora. *Tecniterrae*, 36: 14-29.
- CALVO, J.P.; VICENTE, G. de, y ALONSO ZARZA, A.M. (1991). Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la Cuenca de Madrid durante el Mioceno. *I Congreso Grupo Español de Terciario*. VIC. Comunicaciones, 55-58.
- CANTANO, M., y MOLINA, E. (1987). Aproximación a la evolución morfológica de la "Fosa de Ciudad Rodrigo" (Salamanca, España). *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.)*, 82 (1-4), pp. 87-101.
- CARBALLEIRA, J., y CORRALES, I. (1977). La Serie Ordovícica de la Peña de Francia (Salamanca). *VIII Congreso de Sedimentología*. Oviedo-León.

- CARBALLEIRA, J.; CORRALES, I., y POL, C. (1980). Características del Ordovícico inferior en las Unidades de Tamames-S.^a de Francia (Salamanca-Cáceres). *IX Congreso Nacional de Sedimentología*. Guía de Sesiones de Campo. Ediciones Universidad de Salamanca, 25-47.
- CARNICERO, A. (1980). *Estudio petrológico del metamorfismo y los granitoides entre Cipérez y Aldea del Obispo (O de Salamanca)*. Tesis doctoral. Univ. Salamanca, 202 pp.
- CARRINGTON DA COSTA, M J. (1950). *Noticia sobre una carta geológica do Buçaco, de Nery Delgado*. Ed. Serv. Geol. Portugal (Lisboa), 27 p.
- CORRALES, I. (1982). El Mioceno al sur del Río Duero (Sector Occidental). *Temas Geol. Min.*, 6 (2): 709-713.
- CORRALES, I.; MANJÓN, M., y VALLADARES, I. (1974). La Serie Carbonatada de Navarredonda de la Rinconada (Salamanca, España). *Studia Geológica*, 8, pp. 85-91. Salamanca.
- CORRETGE, L.G., y LÓPEZ PLAZA, M. (1976). Geología del área granítica y metamórfica al W de Ciudad Rodrigo (Salamanca). I. El Complejo esquistos-grauváquico; Estratigrafía, metamorfismo y deformación. *Studia Geológica*, 9, pp. 121-149. Salamanca.
- CORRETGE, L.G., y LÓPEZ PLAZA, M. (1977). Geología del área granítica y metamórfica al W de Ciudad Rodrigo (Salamanca). II. Las rocas graníticas. *Studia Geológica*, 12. Universidad de Salamanca.
- CORRETGE, L.G., y MARTÍNEZ, F.J. (1975). Albitización y sodificación en granitos hercínicos españoles. *Studia Geológica*, IX, pp. 115-141.
- CORRETGE, L.G., y MARTÍNEZ, F.J. (1978). Problemas sobre la estructura y emplazamiento de los granitoides; aplicación a los batolitos hercínicos del Centro-Oeste de la Meseta Ibérica. *Cuadernos del Seminario de estudios cerámicos de Sargadelos*, núm 27, pp. 111-137.
- CORROCHANO, A. (1977). *Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora*. Tesis doctoral. Universidad de Salamanca, 336 pp.
- CORROCHANO, A. (1982). El Paleógeno del borde occidental de la Cuenca del Duero (Provincia de Zamora). *Temas Geol. Min.*, 6 (2): 687-697.
- CORROCHANO, A., y QUIROGA, J.L. (1974). La discordancia Paleozoico-Terciario al SW de Zamora. *Studia Geológica Salamanticensis*, 7, 7-39.
- CORROCHANO, A., y CARBALLEIRA, J. (1983). Las Depresiones del borde Suroccidental de la Cuenca del Duero. *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España. T. II*, pp. 513-521.
- CORROCHANO, A.; CARBALLEIRA, J.; POL, C., y CORRALES, I. (1983). Los sistemas deposicionales terciarios de la depresión de Peñaranda-Alba y sus relaciones con la fracturación. *Stvd. Geol. Salmanticensis*, 19, 187-199.

- CRIMES, T.P. (1987). Trace fossils and correlation of late Precambrian and early Cambrian strata. *Geol. Mag.*, 124-2. pp. 97-119.
- CRUSAFONT, M., y TRUYOLS, J. (1960). El Mioceno de las cuencas de Castilla y de la Cordillera Ibérica. *Notas y Común*. IGME, 60, 127-140.
- DEPARTAMENTO DE PETROLOGÍA. UNIVERSIDAD DE SALAMANCA (1983). *Síntesis geológica del Basamento (Zona del Centro-Oeste español)*. E. 1:200.000. Coord. A. Carnicero. Ed.: Dpto. Petrología y Geoquímica Univ. de Salamanca. Salamanca.
- DÍEZ BALDA, M.A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; GONZÁLEZ LODEIRO, F., e IGLESIAS PONCE DE LEÓN, M. (1977). La deformación hercínica en los materiales precámbricos y paleozoicos al Sur de Salamanca. *Studia Geol.*, XII, pp. 91-108.
- DÍEZ BALDA, M.A., y FOURNIER VIÑAS, Ch. (1981). Hallazgo de acritarcos en el Complejo esquistograuváquico al Sur de Salamanca. *Acta Geol. Hisp.* t. 16-3 pp. 131-134.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1982). *Mapa Geológico del SE de la provincia de Salamanca a escala 1:200.000*. Ed. por la Excm. Diputación Provincial.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1986). El complejo esquistograuváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca. *Acta Salamanticensis*, Ciencias, 52. Edic. Univ. Salamanca. 162 pp.
- DÍEZ BALDA, M.A.; GARCÍA-CASQUERO, J.L.; MONTESERÍN LÓPEZ, V.; NOZAL MARTÍN, F.; PARDO ALONSO, M.V., y ROBLES CASAS, R. (1990a). Cizallamientos subverticales posteriores a la segunda fase de deformación hercínica al Sur de Salamanca (Zona Centro-Ibérica). *Rev. Soc. Geol. España*, 3, 117-1125.
- DÍEZ BALDA, M.A.; AYARZA, P., y MARTÍNEZ CATALÁN (1992). El cizallamiento dúctil subhorizontal de la segunda fase hercínica al Sur de Salamanca: Engrosamiento y colapso extensional. *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso latinoamericano de Geología*. Simposios. Tomo 2, 365-374.
- ESPEJO SERRANO, R. (1978). *Estudio del perfil edáfico y caracterización de las superficies tipo Raña del Sector Cañamero-Horcajo de los Montes*. Tesis doctoral, E.T.S. Ingenieros Agrónomos, Univ. Politécnica. Madrid.
- FERNÁNDEZ AMIGOT, J.A. (1981). Prospección en investigación de yacimientos uraníferos en la provincia de Salamanca. *Tecniterrae*, 43, 45-73.
- FLEUTY, M.J. (1964). The description of folds. *Geol. Assoc. Proc.* 75, 461-492.
- GALLARDO, J.F., y MOLINA, E. (1982). Relaciones entre procesos edáficos y superficies morfológicas (vertiente Noroeste de la Sierra de Francia). *I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Temas Geológico-mineros*, IGME, 6, 1, 211-223, Madrid.

- GARCÍA ABBAD, F.J., y MARTÍN-SERRANO, A. (1980). Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del macizo Hespérico (Meseta Central Española). *Estudios Geol.*, 36: 391-401.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. (1970). La existencia de pliegues en el Complejo Esquistograuváquico de la provincia de Salamanca. *Acta Geol. Hisp.*, 5 (4), pp. 105-108.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. (1971). Una estructura interesante: el sinclinal Ordovícico-Silúrico de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros. *Studia Geologica.*, III, pp.33-41.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C., y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1972). El Cámbrico inferior de La Rinconada (Salamanca, España Central). *Stud. Geol. Salmant.*, III, pp. 33-41.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C., y PARGA, J.R. (1968). Sobre los ortogneises de Traguntia-Juzbado (Salamanca) y su significación tectónica. *Acta Geol. Hispanica*, III, pp. 69-72.
- GARZÓN, M.G., y LÓPEZ, N. (1978). Los roedores fósiles de Los Barros (Ávila). Datación del Paleógeno continental del Sistema Central. *Estud. Geol.*, 34: 574-578.
- GIL Y MAESTRE, A. (1880). Descripción física, geológica y minera de la provincia de Salamanca. *Men. Com. Mapa Geol. España*. Madrid.
- GONZALO, F., y LÓPEZ PLAZA, M. (1984). Tipificación estructural de los filones estanno-wolframíferos más representativos de la penillanura salmantino-zamorana. *Stud. Geol. Salmant.*, XVIII, pp. 159-170.
- GONZALO, F.J.; SAAVEDRA, J.; GARCÍA, A.; PELLITERO, E.; ARRIBAS, A., y RODRÍGUEZ, S. (1975). Las rocas graníticas de la antiformal de Martinamor (Salamanca, España Central). *II Reunión de Geol. Econom. Argentina*, IV, 227-246.
- GRACIA PLAZA, A.S.; GARCÍA MARCOS, J.M., y JIMÉNEZ, E. (1981). Las fallas de "El Cabrito". Geometría, funcionamiento y sus implicaciones cronoestratigráficas en el Terciario de Salamanca. *Bol. Geol. Min.*, 92 (6): 267-273.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C., y MARTÍN SÁNCHEZ, J. (1983). Estudio de los Monoplacóforos (Molusca) del Ordovícico de los Montes de Toledo (España Central). *Estudios Geológicos*, 39 pp. 379-385.
- GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; SAN JOSÉ, M.A., y PIEREN, A.P. (1990). Post-Cambrian Paleozoic Stratigraphy. En *Pre-Mesozoic geology of Iberia*, Dallemeyer, R.D. y Martínez García, E. (eds.). Springer-Verlag, Berlín, 161-171.
- HUDLESTON, P.J. (1973a). Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics*, 16, 1-46.

- IGLESIAS, M., y RIBEIRO, A. (1981). la zone de cisaillement ductile de Juzbado (Salamanca) y Penalva do Castelo (Viseu): un alinéament ancien reactive pendant l'orogène hercynienne. *Com. Serv. Geol. Port*, vol. LXVII, pp. 89-93.
- IGME (1980). *Investigación hidrogeológica de la Cuenca del Duero. Sistemas nos. 8 y 12.* Colección Informes. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.
- IGME (1982). *Mapa hidrogeológico de España, E. 1:200.000. Hoja nº 37 Salamanca.* Inst. Geol. Min. de España. Madrid.
- JIMÉNEZ, E. (1970). *Estratigrafía y paleontología del borde sur-occidental de la Cuenca del Duero.* Tesis doctoral. Universidad de Salamanca. 323 pp.
- JIMÉNEZ, E. (1972). El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero I: Los escarpes del Tormes. *Stvd. Geol. Salmantica*, 3, 67-110.
- JIMÉNEZ, E. (1973). El Paleógeno del borde SW de la cuenca del Duero. II: La falla de Alba-Villoria y sus complicaciones estratigráficas y geomorfológicas. *Stvd. Geol. Salmantica*, 5, 107-136.
- JIMÉNEZ, E. (1974). Iniciación al estudio de la climatología del Paleógeno de la Cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la Península Ibérica. *Bol. Geol. Min.*, 85 (5): 518-524.
- JIMÉNEZ, E. (1977). Sinopsis sobre los yacimientos fosilíferos paleógenos de la provincia de Zamora. *Bol. Geol. Min.*, 88 (5): 357-364.
- JIMÉNEZ, E. (1982). Graptolitos ordovícicos de la provincia de Salamanca. *Cu. Lab. Xeol. Laxe*, 3, pp. 233-240.
- JIMÉNEZ, E. (1982). Quelonios y cocodrilos fósiles de la Cuenca del Duero. Ensayo de biozonación del Paleógeno de la Cuenca del Duero. *Stvd. Geol. Salmantica*, 17: 125-127.
- JIMÉNEZ, E. (1983). Síntesis del Paleógeno continental de la Cuenca del Duero. In: J.A. Comba (coord.): *Libro Jubilar J. M. Ríos. Geología de España, II*: 103-108.
- JIMÉNEZ, E., y GARCÍA MARCOS, J.M. (1982). *Mapa Geológico de España E. 1:50.000. 2.ª Serie. núm. 426, Fuentesauco.* IGME.
- JIMÉNEZ FUENTES, E., y MARTÍN-IZARD, A. (1987). Consideraciones sobre la edad del Paleógeno y la tectónica alpina del sector occidental de la Cuenca de Ciudad Rodrigo. *Stvd. Geol. Salmantica*, XXIV, pp. 215-228.
- JIMÉNEZ ONTIVEROS, P., y HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1983). Rocas miloníticas indicadoras de las deformaciones progresivas en la zona de cizalla hercínica de Juzbado-Penalva do Castelo. *Studia Geologica Salmantica*, XVIII, pp. 139-138.

- JORDÁ, J. (1983). Evolución morfogenética de la vertiente NO de la Sierra de Francia y su relación con la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). *Revista provincial de estudios*, 8, pp. 129-168.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A., y NABAIS CONDE, L.E. (1972). *Mapa tectónico de la península Ibérica y Baleares. E. 1:1.000.000, Memoria explicativa*, 113 pp. (1974). IGME.
- JUNTA DE CASTILLA Y LEÓN (1986). *Inventario y mapa de indicios mineros de la Comunidad Autónoma de Castilla y León. Fase I: provincias de Ávila, Salamanca y Zamora*. Informe inédito: Fondo documental de la Junta de Castilla y León.
- KINDELÁN, J.A. (1957). Nota geológica sobre la Peña de Nuestra Señora la Virgen de Francia. *Notas y Com. Inst. Geol. Min. de España*, 41, pp. 99-122.
- LÓPEZ AZCONA, M.^a C., y MINGARRO, F. (1967). *Mapa geológico de la provincia de Salamanca a escala 1:200.000*. IGME.
- LÓPEZ PLAZA, M. A. (1982). *Contribución al conocimiento de la dinámica de los cuerpos graníticos de la penillanura salmantino-zamorana*. Tesis Doct. Univ. Salamanca. 333 pp.
- LÓPEZ PLAZA, M.; CARNICERO, A., y RODRÍGUEZ ALONSO, M.D. (1984). Estructura del granito de Villar de Ciervo (Salamanca). *I Congreso Español de Geología*, II. pp. 177-192.
- LÓPEZ PLAZA, M., y MARTÍNEZ-CATALÁN, J.R. (1988). Síntesis estructural de los granitoides hercínicos del macizo hespérico. Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo hespérico. *Libro homenaje a L.C. García de Figuerola*. Ed. Rueda, pp. 195-210.
- LÓPEZ PLAZA, M., y CARNICERO, A. (1988). El plutonismo hercínico de la penillanura salmantino-zamorana (centro-oeste de España): visión del conjunto en el contexto geológico regional. Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo hespérico. *Libro homenaje a L.C. García de Figuerola*. Ed. Rueda, pp. 53-68.
- LOTZE, F. (1945b). Observaciones respecto a la discusión de los variscides de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. de España*, V, 149-166. Traducción de J. M. Ríos.
- MACAYA MIGUEL, J. (1982). Estudio geológico-estructural de la Sierra de Francia (provincias de Salamanca y Cáceres). VII Reunión del Oeste peninsular. Madrid. *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, pp. 567-576.
- McDOUGALL BRENCHLEY, P.J.; REBELO, A., y ROMANO, M. (1987). Fms. and fan deltas-precursos to the Armorican Quartzite (Ordovician) in western Iberia. *Geol. Mag.* 124, 347-359.
- MARTÍN IZARD, A., y ARRIBAS, A. (1984). Relaciones entre la estratigrafía y las mineralizaciones uraníferas del Complejo esquistos grauváquico en el Oeste de la provincia de Salamanca. *I Congreso Español de Geología*. Tomo II, pp. 577-587.

- MARTÍN IZARD, A. (1985). *El origen de los yacimientos de Uranio en las pizarras del Complejo Esquisto grauváquico*. Tesis doctoral. Univ. de Salamanca. 365 pp.
- MARTÍN IZARD, A. (1986). Caracteres tectónicos de los metasedimentos del Oeste de la provincia de Salamanca. *Estudios Geológicos*, 42, pp. 415-432.
- MARTÍN HERRERO, D.; ALBERT COLOMER, V.; LÓPEZ PLAZA, M., y RODRÍGUEZ ALONSO, M.D. (1989). *Mapa geológico de España. E. 1:50.000. 2ª Serie. Hoja num. 525. Ciudad Rodrigo*. ITGE.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988). *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del macizo Hespérico*. Inst. Est. Zamoranos Florián de Ocampo, 315 pp., Zamora.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1989). Características, rango, significado y correlación de las Series Ogres del borde occidental de la Cuenca del Duero. *Sutd. Geol. Salmant.* Univ. Salamanca, 5: 239-252.
- MARTÍN-SERRANO, 1991. A la definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. España*, 4 (3-4), 337-351.
- MARTÍN-SERRANO, A.; SANTISTEBAN, J.I., y MEDIAVILLA, R. (in litt). Tertiary of the Central System basic. In: Friend, P. & Dabrio, C.J. (Eds.) *Tertiary Basing of Sapin wored and Regional series*. Cambridge Univ. Press.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; HACAR, M.; VILLAR ALONSO, P.; PÉREZ-ESTAÚN, A., y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1992). Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain. *Geologische Rundschau*, 81/2, 545-560. Stuttgart.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E., y NICOLAU, J. (1973). Los terrenos infraordovicicos de la antifforma de Martinamor (Salamanca). *Bol. Geol y Min.*, T. 84-6. Pp. 407-418.
- MAZO, A.V., y JIMÉNEZ, E. (1982). "El Guijo", primer yacimiento de mamíferos miocénicos de la provincia de Salamanca. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 17: 99-104.
- MEDIAVILLA, R., y MARTÍN-SERRANO, A. (1989). Sedimentación y tectónica en el sector oriental de la Fosa de Ciudad Rodrigo durante el Terciario. *XII Congr. Español Sedim.*, Comun. 1: 215-218.
- MEGÍAS, A.G. (1982). Introducción al análisis tectosedimentario; aplicación al estudio dinámico de cuencas. *Actas V Congr. Latinoamer. Geol.*, 1: 385-402.
- MIQUEL, M. (1906). Restos fósiles de vertebrados encontrados en San Morales (Salamanca). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 6. 352-357.

- MINGARRO MARTÍN, F., y LÓPEZ DE AZCONA, M.C. (1970). *Mapa geológico de España a E. 1:50.000, Hoja 501, La Fuente de San Esteban*. IGME. Madrid.
- MINGARRO, F.; MINGARRO, E., y LÓPEZ DE AZCONA, M.C. (1971). *Mapa geológico de España a E. 1:50.000, Hoja 500, Villar de Ciervo*. IGME. Madrid.
- MOLINA, E. (1991). *Geomorfología y geoquímica del Paisaje*. Acta Salmanticensia. Bibliot. de las Ciencias, 72. Ed. Univ. de Salamanca.
- MOLINA, E., y BLANCO, J.A. (1980). "Quelques précisions sur l'alteration du Massif Hercynian Espagnol". *C. E. Acad. Sci. Paris*, 290. pp. 1293-1296.
- MOLINA, E., y JORDÁ, J. (1984). Le piédomont nord du "Sistema Central" espagnol dans le province de Salamanca. *Resúmenes del Congreso "Montagnes et Piémont"*, Toulouse, 11 pp.
- MOLINA, E.; BLANCO, J.A., y MARTÍNEZ, F.J. (1982). Esquema morfológico evolutivo de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). I Reunión sobre geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979. *Temas geológico-mineros*. IGME, pp. 433-448.
- MORENO, F. (1974). Las formaciones Anteordovícicas del Anticlinal de Valdelacasa. *Bol. Geol. y Min.*, tomo 85-4, pp. 396-400.
- MORENO, F. (1990). Superficies de erosión y fracturas en el enlace entre la Meseta Norte y la llanura extremeña (Salamanca-Cáceres). *I Reunión Nacional de Geomorfología*, Teruel. 39-49.
- MORENO SERRANO, F.; VEGAS, R., y MARCOS, A. (1976). La edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discordancia "Sárdica" en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España). *Brev. Geol. Astur.*, 20, 1, pp. 8-16.
- NOZAL MARTÍN, F. y ROBLES CASAS, R. (1988). Series y correlación de los materiales anteordovícicos en los Montes de Toledo y el Sur de Salamanca. *II Congr. Geol. España*, SGE, Granada, pp. 139-143.
- OLIVÉ DAVO, A.; MONTESERÍN LÓPEZ, V., y ANDONAEGUI MORENO, P. (1989). *Mapa geológico de España. E. 1:50.000. 2.ª Serie. Hoja n.º 654. El Puente del Arzobispo*. IGME.
- ORTEGA, E., y GONZÁLEZ LODERIO, F. (1983, publicado 1986). La discordancia intra-alcudense en el Dominio Meridional de la Zona Centroibérica. *Brev. Geol. Astúrica*, 3-4, pp. 27-32.
- ORTEGA GIRONÉS, E.; HERNÁNDEZ URROZ, J., y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1988). Distribución paleogeográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suroriental del autóctono de la Zona Centroibérica. *II Congreso Geológico de España*. Simposios sobre cinturones orogénicos. Granada. Pp. 85-89.

- PALACIOS, T., y VIDAL, G. (in litt). Lower Cambrian acritarchs from northern Spain-the Precambrian-Cambrian boundary and biostratigraphic implications.
- PARDO, M.V., y ROBLES, R. (1988). La discordancia basal del Grupo Valdelacasa en el Anticlinal de Valdelacasa (Sector central de los Montes de Toledo). *II Congreso Geológico de España*. Comunicaciones. Vol. 2.
- PARGA, J.R. (1969). Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Trab. del Lab. Geológico de Laxe*, 37, pp. 1-15.
- PELÁEZ-CAMPOMANES, P.; DE LA PEÑA, A., y LÓPEZ, N. (1989). Primeras faunas de micro-mamíferos del Paleógeno de la Cuenca del Duero. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, vol. esp. 5: 135-157.
- PERCONIG, E.; VÁZQUEZ, F.; VELANDO, F., y LEYVA, F. (1983). Sobre el descubrimiento de fosfatos sedimentarios en el Precámbrico superior de España. *Bol. Geol. Min.*, 114-3, pp. 187-207.
- PEREJÓN, A. (1972). Primer descubrimiento y descripción de arqueociátidos en la provincia de Salamanca. *Studia Geol.*, 4, pp. 143-149.
- PICKERILL, R.K.; ROMANO, M., y MELÉNDEZ, B. (1984). Arenig trace fossils from the Salamanca area, western Spain. *Geol.*, 1, 19, pp. 240-269.
- POLO, M.A.; ALONSO, G., y VALLE, M.F. (1987). Bioestratigrafía y paleogeografía del Oligoceno-Mioceno del borde SO de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). *Stud. Geol. Salmanticensia*, 24, pp. 229-245.
- PORTERO, J.M., y DABRIO, C. (1988). Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo meridionales y Campo de Calatrava. *II Congreso Geológico de España*. Granada.
- QUESADA, C. (1991). Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185, pp. 225-245.
- RAMSAY, J.G. (1967). *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill Book Co. 568 pp.
- REGENCIO MACEDO, C.A. y PORTUGAL FERREIRA, M. (1981). O Sinclinal paleozoico de Esposende (Porto-Salamanca): O troço entre Marufa e o Satao (Portugal Central). *Cuad. de Geol. Ibérica*, 7 pp. 633-644.
- ROBLES CASAS, R., y ÁLVAREZ-NAVA, J. (1988). Los materiales precámbrico-cámbricos del Domo de Las Hurdes: Existencia de tres series sedimentarias separadas por discordancias, SO de Salamanca (zona centroibérica). *II Congreso Geológico de España*, Comunicaciones. Vol. 1.

- RODA QUEROL, J. (1981). Investigaciones sobre el "Complejo esquistograuváquico anteorodovícico" al NW de Ciudad Rodrigo (Salamanca). Tesis de Licenciatura. Univ. de Barcelona.
- RODRÍGUEZ ALONSO (1979). El complejo esquistogruaváquico y los materiales Ordovícicos al SE de Ciudad Rodrigo (Salamanca, España). *Studia Geologica*, 14, 7-34. Salamanca.
- RODRÍGUEZ ALONSO (1985). *El complejo esquistograuváquico y el Paleozoico en el centro-oeste español*. Ediciones Universidad de Salamanca. Tesis doctoral.
- RÖLZ, P. (1975). *Beiträge zum Aufbau des jurapräkambrischen und attpaläozoischen Grundgebirges in den Provinzen Salamanca und Cáceres (Sierra de Tamames, Sierra de Francia und östliche Sierra de Gata) Spanien (Auszug)*. Technischen Universität München, 147 p. En castellano, Münster Forsch. Geol. Paläont, Heft, 36, 1-68.
- ROMÁN, F., y ROYO GÓMEZ, J. (1922). Sur l'existence de mammifères lutéciens dans le bassin du Douro (Espagne). *Comp. Rend. Acad. Sc. Paris*, 175: 1221-1223.
- SAAVEDRA, J.; PELLITERO, E.; GARCÍA SÁNCHEZ, A., y FERNÁNDEZ TURIEL, J.L. (1984). Rasgos petrográficos y geoquímicos de los granitoides y rocas metamórficas del área de Morille-Martinamor (Salamanca, Centro Oeste de España). *Estudios Geológicos*, 40; 15-21.
- SAN JOSÉ, M.A. (1983). El Complejo sedimentario pelítico-grauváquico. *Libro Jubilar J. M. Ríos*. IGME, pp. 91-100.
- SANTISTEBAN, J.I.; MARTÍN-SERRANO, A.; MEDIAVILLA, R., y MOLINA, E. (1991). Introducción a la estratigrafía del Terciario del SO de la Cuenca del Duero. En: J. A. Blanco; E. Molina y A. Martín-Serrano (coords). *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del oeste peninsular. Zócalo hercínico y cuencas terciarias*. Monogr. Soc. Española Geomorfol., 6, 185-198.
- SANTIESTEBAN, J.I.; MARTÍN-SERRANO, A., y MEDIAVILLA, R. (1992). El Paleógeno del sector suroccidental de la Cuenca del Duero: nueva división estratigráfica y controles sobre su sedimentación. En F. Colombo (ed.): *Libro Homenaje a Oriol Riba*. Acta Geol. Hispánica.
- SANZ DONAIRE, J.J. (1979). *El Corredor de Béjar*. Tomo I. Instituto de Geografía Aplicada. CSIC. 195 pp. Madrid.
- SANZ-DONAIRE, J.J. (1986). *El Corredor de Béjar*. Tomo II. Instituto de Geografía Aplicada. CSIC. 269 pp. Madrid.
- SCHERMERHORN, L.J.G. (1956). Igneous, metamorphic and ore geology of the Castro Daire-São Pedro do Sud-Satao region (northern Portugal). *Com. Serv. Geol. Portugal*, 37.
- SCHMIDT-THOME, P. (1945). Paläozoisches Grundgebirge und junges Deckgebirge in Westlichen Zentralspanien (Provinz Salamanca und Cáceres). *Geotect. Forsch.*, 6, pp. 37-

- 77, Berlín. Traducido por J. M. Ríos: Basamento paleozoico y cobertera moderna en la parte occidental de España Central (Provincias de Salamanca y Cáceres). *Publ. Extr. Geol. Esp.*, 5, pp. 93-146, Madrid, 1950.
- SERRANO PINTO, M.; CASQUET, C.; IBARROLA, E.; CORRETGE, L.C., y PORTUGAL FERREIRA, M. (1988). *Síntese geocronológica dos granitoides do maciço Hespérico. Geologia de los granitoides.*
- TEMPLADO, D., y PASTORA, J.L. (1946). *Explicación del Mapa Geológico de España 1/50.000. Hoja 478 (Salamanca).* 63 pp. IGME. Madrid.
- TEXEIRA, C. (1955). *Notas sobre a Geologia de Portugal. Complexo Xisto-Gruváquico ante-Ordovícico.* Lisboa, 50 pp.
- UBANELL, A.G. (1977). Tectónica tardihercínica de bloques en la región central de la Meseta Ibérica. *Bol. Geol. y Min.*, 88, 508-512.
- VALLADARES, I., y CORRALES, I. (1980). Las series carbonatadas del Cámbrico inferior de Salamanca. *IX Congreso Nacional de Sedimentología.* Guía de Sesiones de Campo. Ediciones Universidad de Salamanca.
- VANCE, J.A. (1965). Zoning in igneous plagioclase: Patchy zoning. *J. Geol.*, 73, pp. 636-651.
- VEGAS, R. (1974). Las fallas de desgarre del SO de la Península Ibérica. *B.G.M.*, t. 85, núm. 2, pp. 153-156. Madrid.
- VILANOVA, J. (1873). Noticia de vertebrados hallados en Sanzoles (Zamora). *Acta R. Soc. España Hist. Natu.*, 2,42,47 y 52. Madrid.
- VILLAR, P.; ESCUDER VIRUETE, J., y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1992). La zona de cizalla de Juzbado-Peñalva do Castelo en el sector español. *III Congreso Geológico de España. VIII Congreso Latinoamericano de Geología.* Simposios. Tomo 2, pp. 446-456.
- VIDAL, G.; JENSEN y PALACIOS, T. (1994). *Geol. Magac.* 131, 1-11.
- VIDAL, G.; PALACIOS, T.; GÁMEZ, J.A.; DÍEZ BALDA, M.A., y GRANT, S.w.f. (in litt). "Neoproterozoic of Spain, new concepts". *Geol. Magazine.*
- VILANOVA, J. (1873). Noticia de vertebrados hallados en Sanzoles (Zamora). *Act. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 2, 42, pp 47-52.
- VOLKOB, N.L. (1969). Acritarchs of Precambrian and Lower Cambrian deposits of Estonia. *Acad. Sci. USSR. Geol. Inst. Nauka*, 188, pp. 8-36.

