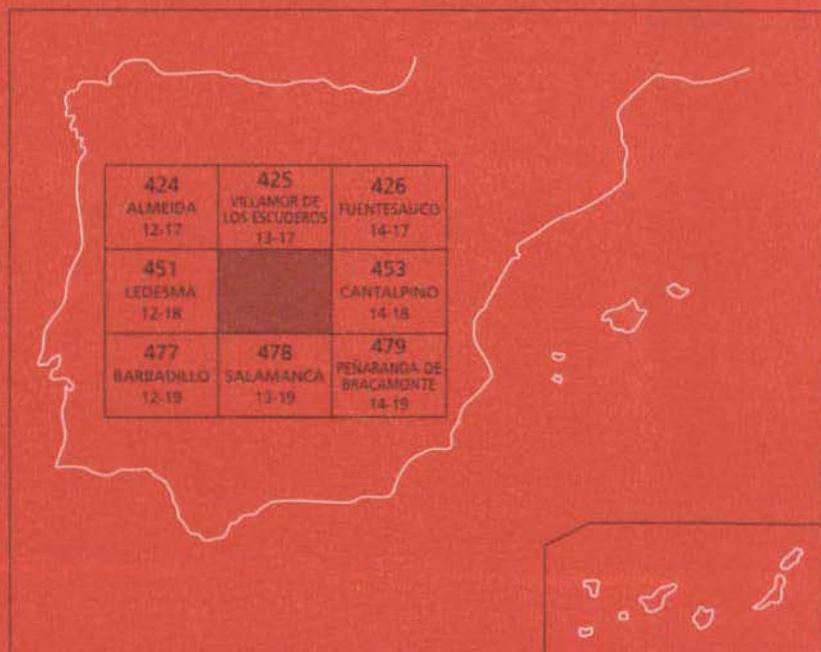




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



LA VELLÉS

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

LA VELLÉS

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M. 33.571-2000

ISBN: 84-7840-404-X

NIPO: 320-00-007-6

Fotocomposición. Cartografía Madrid, S. A.

Impresión: Gráficas Muriel

Los Mapas Geológico y Geomorfológico y la Memoria explicativa de la presente Hoja han sido realizados por el Area de Cartografía Geológica del Instituto Tecnológico y Geominero de España habiendo intervenido en su realización los siguientes autores:

Mapa Geológico: P. Villar, R. Mediavilla, J.I. Santisteban y M.A. Sanz Santos

Mapa Geomorfológico: M.A. Sanz Santos y F.J. Rubio Pascual

Memoria explicativa: R. Mediavilla, P. Villar, M.A. Sanz Santos y F.J. Rubio Pascual

Dirección y coordinación: L.R. Rodríguez Fernández y A. Martín-Serrano

INDICE

	<i>Páginas</i>
1. INTRODUCCIÓN	9
1.1. SITUACION GEOGRÁFICA.....	9
1.2. SITUACION GEOLÓGICA Y ANTECEDENTES	10
2. ESTRATIGRAFÍA	13
2.1. MATERIALES HERCÍNICOS	13
2.1.1. Complejo Esquisto-Grauváquico (CEG) (6)	13
2.1.2. Gneises glandulares (1).....	13
2.2. TERCIARIO.....	14
2.2.1. UTS MC (7)	15
2.2.1.1. Unidad Silíceas (7).....	15
2.2.2. UTS P1 (Arcósica basal) (8)	17
2.2.3. UTS P2 (Detrítica intermedia) (9, 10, 14a, 14b y 15).....	23
2.2.3.1. Unidad Detrítica Intermedia s.s. (9, 10, 14a, 14b y 15).....	23
2.2.3.2. Unidad Areniscas de Aldearrubia (10).....	30
2.2.4. UTS P3 (Arcósica superior) (11, 12, 14b y 14c)	31
2.2.4.1. Tramo arcósico (11).....	32
2.2.4.2. Tramo conglomerático (12)	36
2.2.5. UTS N1 (Unidad roja) (13).....	37
2.3. CUATERNARIO	38
2.3.1. Coluviones (20)	38
2.3.2. Terrazas (16, 17)	38
2.3.3. Conos de deyección (18, 21)	39
2.3.4. Glacis (19)	40
2.3.5. Aluvial (22).....	40

2.3.6. Arenas y cantos (barras fluviales) (24)	40
2.3.7. Navas (23)	41
3. PETROLOGÍA	41
3.1. ROCAS ÍGNEAS	41
3.1.1. Rocas intermedias (2)	41
3.1.2. Granito de Juzbado (3)	41
3.1.3. Granitoides inhomogéneos (4)	43
3.1.4. Granito de San Pelayo (5)	44
3.2. METAMORFISMO	46
3.2.1. Dominio Norte	47
3.2.2. Dominio Sur	47
4. TECTÓNICA	48
4.1. DEFORMACIÓN HERCÍNICA	48
4.2. TECTÓNICA ALPINA	49
5. GEOMORFOLOGÍA	51
5.1. ANTECEDENTES	51
5.2. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	51
5.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO	52
5.3.1. Estudio Morfoestructural	52
5.3.2. Estudio del modelado	52
5.3.2.1. Formas de Ladera	52
5.3.2.2. Formas fluviales	53
5.3.2.3. Formas poligénicas	55
5.3.2.4. Formas endorreicas: Navas	57
5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS	57
5.4.1. Alteraciones	57
5.4.2. Depósitos fluviales	58
5.4.2.1. Conglomerados y areniscas cementadas por sílice	58
5.4.2.2. Conglomerados, arcosas y arcillas	58
5.4.2.3. Conglomerados y arenas arcósicas	59
5.4.2.4. Lutitas y arenas rojas	59
5.4.2.5. Depósitos aluviales plio-cuaternarios	59
5.4.3. Depósitos de ladera	59
5.4.3.1. Coluviones	59
5.4.4. Depósitos poligénicos	60
5.4.4.1. Glacis de cobertera	60
5.4.5. Depósitos endorreicos: navas	60
5.5. EVOLUCIÓN DINÁMICA	60
5.6. PROCESOS ACTUALES	61

	<u>Páginas</u>
6. HISTORIA GEOLÓGICA	61
7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	63
7.1. HIDROGEOLOGÍA	63
7.1.1. Climatología.....	63
7.1.2. Hidrología Superficial.....	65
7.1.3. Características Hidrogeológicas.....	65
8. BIBLIOGRAFÍA	67

1. INTRODUCCIÓN

1.1 SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja 452 (La Vellés) del MTN a E. 1:50.000 se sitúa al N de la provincia de Salamanca entre los 5°51'10.7" y 5°31'10.7" longitud O y los 41°10'04.8" y 41°00'04.8" latitud N. Limita al N con la Hoja 425 (Villamor de los Escuderos), al S con la 478 (Salamanca), al E con la 453 (Cantalpino) y al O con la 451 (Ledesma).

El paisaje está caracterizado por suaves relieves constituidos por amplios replanos escalonados y dos zonas de escarpes relacionadas con valles fluviales. La primera de éstas se sitúa al S del Río Tormes (esquina SO de la Hoja) mientras que la segunda está al N del Arroyo de la Ribera. Entre ambas zonas queda definida una zona deprimida alomada. La cota máxima es de 885 m en el paraje de El Quiñón Alto (esquina NE) mientras que las mínimas se sitúan en torno a los 760 m en relación con el cauce del Río Tormes (límite O).

Los cursos de agua dentro de la Hoja pertenecen a la cuenca del Río Tormes (Río Tormes, Arroyos de la Ribera, de la Vega, de la Encina). Estos presentan un cierto control estructural que se evidencia mediante valles de eje rectilíneo paralelos entre sí y codos y confluencias en ángulos anómalos.

El paisaje humano está formado por 39 municipios representados por núcleos irregularmente distribuidos, entre núcleos estables (cascos urbanos y caseríos) y núcleos de ocupación temporal. Entre los núcleos habitados cabe señalar Villares de la Reina, Calzada de Valdunciel, Gomecello, Topas y La Vellés, todos por encima de los 500 habitantes (según datos del censo de 1970).

La economía de la zona es eminentemente ganadera en las esquinas noroeste y suroeste de la Hoja y así el terreno está ocupado por dehesas para ganado vacuno y porcino, mientras que la agricultura (cereales) ocupa el resto de la Hoja. Cabe destacar la explotación del corcho y de los bosques comunales que se centra en el NO de la Hoja (término de Valdeiosa). Con respecto a las explotaciones mineras sólo hay dos que aprovechan los

materiales terciarios aflorantes. En Aldearrodrigo existe una fábrica de cerámica activa que se abastece de los materiales del Eoceno inferior aflorantes a su alrededor. Otras explotaciones (en la actualidad casi sin actividad por haberse agotado los niveles favorables), famosas en la provincia, son las de Villamayor en las que se extraen las areniscas eocenas para cantería.

A nivel de comunicaciones la Hoja está surcada por las carreteras N-620 (Burgos-Portugal), N-630 (Gijón-Sevilla) y por comarcales (entre las que destaca la 519 entre Salamanca y Medina de Rioseco) estando unidas por numerosos caminos agrícolas.

1.2. SITUACIÓN GEOLÓGICA Y ANTECEDENTES

Geológicamente, la Hoja se enclava en el límite entre el Macizo Hespérico y el borde occidental de la cuenca terciaria del Duero, por lo que los materiales aflorantes pueden agruparse en dos conjuntos netamente diferentes. El primero, constituido por las rocas ígneas y metamórficas, pertenecientes al Macizo Hercínico y que forman el zócalo y el segundo, por los sedimentos continentales terciarios y cuaternarios de la cobertera.

Respecto a los afloramientos del zócalo Hercínico, se sitúan en la Zona Galaico - Castellana de LOTZE (1945), o también en la Zona Centroibérica (ZCI) de JULIVERT *et al.* (1972) en el sentido restringido de FARIAS *et al.*, (1985).

Según JULIVERT (1983) las principales características litoestratigráficas de esta zona son:

- Precámbrico constituido por gneises tipo "Ollo de Sapo" y asociados, y una serie muy potente de pizarras y areniscas (Complejo Esquisto-Grauváquico), cuya edad podría llegar, en los términos más altos de la serie, al Cámbrico Inferior.
- Ordovícico, con la Cuarcita Armoricana (Arenig) ampliamente representada, de carácter discordante y transgresivo poniendo en evidencia la fase de deformación Sárdica (LOTZE, 1956).
- Silúrico constituido fundamentalmente por pizarras negras con intercalaciones cuarcíticas y, en ocasiones, rocas volcánicas y liditas.
- Devónico inferior poco potente.
- El metamorfismo varía de muy débil a alto grado y está distribuido en bandas estrechamente relacionadas con el plutonismo granítico.

La presencia en esta Hoja de la zona de cizalla de Juzbado-Penalva do Castelo (IGLESIAS y RIBEIRO, 1981), con un desplazamiento en dirección cercano al centenar de Km. (VILLAR *et al.*, 1992), obliga a considerar dos dominios, situados a Norte y Sur de la Zona de cizalla, con características estratigráficas, metamórficas e ígneas sensiblemente distintas.

En el dominio Norte predominan, entre los materiales Preordovícicos, los gneises glandulares sobre los metasedimentos del Complejo Esquisto-Grauváquico (CEG), el metamorfismo es mayoritariamente de alto grado y las rocas ígneas son casi exclusivamente leucogranitos y granitos de dos micas, peraluminicos y de carácter autóctono o parautóctono.

Por el contrario, en el dominio Sur, los gneises glandulares están prácticamente ausentes y los materiales del CEG se encuentran afectados por un metamorfismo de bajo grado. Los granitos, son aquí monzogranitos y granodioritas biotíticas predominantemente.

Los antecedentes sobre los materiales Hercínicos en esta Hoja son casi nulos debido a la escasa extensión de los afloramientos. No obstante, existen referencias relativas a la prolongación de estos afloramientos hacia el Oeste en la Hoja de Ledesma. Aparte del trabajo, ya antiguo, de SCHMIDT-THOME (1945), el estudio más general llevado a cabo en esta región es el de LÓPEZ PLAZA (1982) que presenta una cartografía general y un estudio específico sobre la dinámica de emplazamiento de los granitos. Con aportación cartográfica también, se encuentra el trabajo de ARRIBAS *et al.* (1982) que estudian el yacimiento de Sn de Golpejas. Sobre el tema concreto de la cizalla de Juzbado hay que destacar las aportaciones de GARCÍA DE FIGUEROLA y PARGA (1968), IGLESIAS y RIBEIRO (1981), JIMENEZ ONTIVEROS y HERNÁNDEZ ENRILE (1983).

Los materiales cenozoicos que afloran en el área de estudio se encuadran dentro de la cuenca del Duero y más concretamente forman parte del borde suroeste de la misma. Los trabajos realizados sobre la geología de estos materiales comienzan con VILANOVA (1873) y GIL Y MAESTRE (1880) en las provincias de Zamora y Salamanca, respectivamente. En ellos se habla ya de un Eoceno y Oligoceno, basándose exclusivamente en criterios litoestratigráficos. MIQUEL (1906) y ROMÁN y ROYO GÓMEZ (1922) aportan los primeros datos paleontológicos sobre estas series que atribuyen al lapso Luteciense-Mioceno.

Además de estos estudios están los clásicos trabajos regionales de TEMPLADO y PASTORA (1946), SCHMIDT-THOME (1945), ACCORDI (1955), CRUSAFÓNT y TRUYOLS (1957). Con todo, es durante las décadas de los setenta y ochenta cuando comienzan a obtenerse, de forma sistemática, resultados sobre aspectos estratigráficos y paleontológicos.

Las aportaciones más relevantes de este período se deben a JIMENEZ (1970, 1972, 1973, 1974, 1975, 1977, 1982 y 1983) quien divide la sucesión paleógena en dos grandes ciclos sedimentarios y considera que entre ellos se produce una fase tectónica. Al primero le asigna una edad de Preluteciense y al segundo lo data como Eoceno-Oligoceno. JIMENEZ (1973) y JIMENEZ y GARCÍA (1982) diferencian dentro del Neógeno dos conjuntos litológicos; uno lo atribuye al Mioceno inferior y otro al Mioceno medio. (Tabla I).

CORROCHANO (1977, 1982) asume las ideas de JIMENEZ (*op cit.*) y considera que en la región de Zamora el ciclo Eoceno-Oligoceno se puede dividir en dos unidades estratigráficas dispuestas en continuidad sedimentaria (Tabla I). En el área de Salamanca ALONSO GAVILÁN (1981) modifica la sucesión estratigráfica propuesta por JIMENEZ (*op cit.*) al considerar que existe una discordancia intra-Eoceno. Diferencia distintas litofacies dentro de los depósitos paleógenos y realiza un estudio sedimentológico detallado de los mismos.

Los estudios realizados dentro del ámbito de la Hoja son de carácter estratigráfico - sedimentológico (ALONSO GAVILÁN 1981, 1983, 1984, 1986) y mineralógico (ALONSO GAVILÁN *et al.*, 1986; ALONSO GAVILÁN *et al.*, 1989 y BLANCO *et al.*, 1989). Las principales conclusiones de estos trabajos nos han servido de base durante la confección de la Hoja y por ello, se irán exponiendo a lo largo de esta memoria.

- Disconformidad
- Discordancia
- ↯ Cambio Lateral

		CORROCHANO (1977)	JIMENEZ (1970, 1973, 1974)	ALONSO (1981) ALONSO Y SANCHEZ (1992)
		Zamora	Salamanca y Zamora	Salamanca
Mioceno	medio	Formación Arcósica	Areniscas de Garcihernández o de Cantalapiedra	Arcosas
	inferior	↯ Facies de Pozoantiguo	Facies de Castillejo	Conglomerados de la Armuña o del Teso de la Flecha
Oligoceno	Headoniense	U S u p e r i o r	Calizas de Valdefinjas	Areniscas de Molino del Pico
		Facies de Gema y Villanueva de Puente	Facies de Toro	Areniscas de Mollorido
Eoceno	Rhenaniense	↯ Facies de Corrales	Areniscas de Aldearrubia	Fm. Areniscas de Aldearrubia
	Neustriense	U m e d i a	↯ Calizas de Cubillos	Areniscas de Cabrerizos
		Facies de Valcabado	Luteciense zamorano (sin identificar en Salamanca)	Fm. Areniscas de Cabrerizos
Paleoceno	I n f e r i o r	↯ Facies Entrala		
		Facies de Zamora	Areniscas del Río Almar	Conglomeado Silíceo de Los Arapiles Areniscas de la Peña Celestina
		↯ Facies de Montamarta	Areniscas de Salamanca	
		↯ Costra Ferráltica	Ar. De Amatos	Areniscas de Terradillos
			Capas de Santibañez	
			Conglomerado Basal	Congl. de la Peña de Hierro

Tabla. 1. Unidades propuestas por distintos autores para el Terciario de las provincias de Salamanca y Zamora

En la datación cronológica nuestra única fuente de información ha sido la aportación bibliográfica. Nos hemos basado en los datos de JIMENEZ (1974, 1977 y 1982), MAZO y JIMENEZ (1982), GARZÓN y LÓPEZ (1978) y POLO *et al.*, (1987).

2. ESTRATIGRAFÍA

Los materiales de edad Terciario y Cuaternario son los mejor representados en el ámbito de esta Hoja y reposan inconformes sobre los granitoides o discordantes sobre los metasedimentos que forman el basamento de la cuenca. Estos últimos emergen paulatinamente hacia el O, llegando a ser los más importantes en la Hoja de Ledesma.

2.1. MATERIALES HERCÍNICOS

Los materiales Hercínicos afloran en esta Hoja a lo largo del borde occidental y sólo tienen cierta entidad en el ángulo NO de la misma. Como ya se ha puesto de manifiesto anteriormente, pueden considerarse dos dominios separados por la Zona de Cizalla de Juzbado. Esta zona de cizalla aflora muy poco en el límite occidental de la Hoja, a la altura del Km. 23 de la carretera de Salamanca a Ledesma, y separa rocas metasedimentarias epizonales pertenecientes al Complejo Esquisto-Grauváquico al Sur, de rocas graníticas y metamórficas mesozonales situadas al Norte.

2.1.1. Complejo Esquisto-Grauváquico (CEG) (6)

Los únicos materiales hercínicos de origen sedimentario que se encuentran en esta Hoja afloran al Oeste de Almenara de Tormes, en ambos márgenes del río Tormes, y están constituidos fundamentalmente por pizarras verdosas con algunas intercalaciones arenosas. Estas capas son la prolongación de las que se encuentran al sur de Juzbado, en la Hoja de Ledesma, y que han sido atribuidas por ARRIBAS *et al.*, (1982) a la Formación Aldeatejada (DÍEZ BALDA *et al.*, 1977) quienes la consideran de edad Precámbrica Superior en tránsito al Cámbrico Inferior.

2.1.2. Gneises glandulares (1)

Los gneises glandulares afloran en el ángulo noroccidental de la Hoja, al norte de Zamayón, en una banda de dirección NE-SO. En general afloran muy mal y se encuentran muy alterados, frecuentemente caolinizados.

Aunque muestran una considerable diversidad de facies, potenciada por la migmatización, en general se trata de rocas cuarzofeldespáticas mesócratas, de grano grueso, con una marcada textura foliada porfiroclástica. Los términos más leucocráticos muestran un número menor de glándulas feldespáticas que además tienen un tamaño menor que en las facies con mayor contenido en biotita, donde los feldespatos pueden llegar a alcanzar los 20 cm.

La roca está formada por glándulas de feldespato, rodeadas por la foliación, con un tamaño que oscila normalmente entre 2 y 15 cm en una matriz de tamaño de grano medio o grueso y de composición granítica.

Las "glándulas", que seguramente corresponden a antiguos fenocristales, tienen morfologías variadas, desde idiomorfas hasta redondeadas o lenticulares por efecto de las rotaciones y aplastamientos sufridos durante la deformación, y están constituidas por un agregado policristalino de plagioclasa y feldespato potásico con algo de cuarzo y micas. Están siempre rodeadas por la foliación que, cuando la densidad de glándulas es grande, adquiere una morfología anastomosada; en muchas ocasiones, las glándulas feldespáticas lenticulares tienen un eje mayor que define una lineación de estiramiento en la roca. En relación a las glándulas y a la foliación, se desarrollan colas o sombras de presión rellenas de un agregado de cuarzo, feldespato potásico y albita.

La matriz de la roca es un agregado granudo, inequigranular de grano medio a grueso compuesto por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, biotita y, normalmente, sillimanita. En algunas muestras también se encuentra cordierita en cantidades accesorias. La biotita y la sillimanita, parcialmente sustituidas por moscovita, forman agregados, a modo de schlieren, que definen la foliación.

El grado de migmatización es muy variable, probablemente en función de la composición de la facies de que se trate, oscilando entre una augen-estromatita (MEHNERT, 1971) hasta una nebulita o, localmente, un granitoide anatexitico.

Estas rocas son correlacionables con el resto de los gneises glandulares que aparecen en el Macizo Hespérico y que son conocidos como gneises "Ollo de Sapo". La interpretación petrogenética y la edad de estas rocas han sido fuente de discusión durante mucho tiempo. En esta región, debido al grado de deformación y metamorfismo que los afecta, pueden aportarse pocos datos que ayuden a esclarecer la naturaleza del protolito de estas rocas. En general, la interpretación más extendida tiende a considerarlas como rocas ortoderivadas procedentes de granitoides subvolcánicos y, en algún caso (gneises de grano fino "porfiroides"), volcánicas o volcanodetríticas.

2.2. Terciario

Durante la realización de los proyectos "Confección de las Hojas del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (MAGNA) nos. 422, 423, 424, 448 bis, 449, 450, 451, 452, 474, 475, 476 y 500" y "Confección del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (MAGNA) nos. 477, 478, 501, 502, 503, 528, 728, 729, 734 y 735" se ha obtenido un conjunto de nuevos datos que nos ha permitido ampliar y concretar los conocimientos sobre la estratigrafía y evolución tectosedimentaria de los sedimentos terciarios que conforman el borde O de la Cuenca del Duero y del sector centro-occidental de la Fosa de Ciudad Rodrigo. Como resultado de todo ello se han diferenciado cuatro UTS (*sensu* MEGÍAS, 1982) dentro del Paleógeno y dos correspondientes al Neógeno de estas zonas. Estas unidades presentan como rasgos comunes su extensión regional, polaridad sedimentaria y límites definidos por discordancias tectónicas de rango regional.

De estas UTS, en la Hoja de La Vellés, están representadas las cuatro paleógenas y la inferior neógena. Todas ellas están integradas por sedimentos siliciclásticos de carácter continental y correspondientes a ambientes aluviales.

2.2.1. UTS MC (7)

Los metasedimentos y rocas ígneas que conforman el zócalo hercínico del borde occidental de la Cuenca del Duero se caracterizan por estar fuertemente alteradas y presentar un manto de alteración de tipo laterítico que puede llegar a poseer un espesor de 80 m. JIMENEZ (1974), BUSTILLO y MARTÍN-SERRANO (1980) consideran que ese manto laterítico se desarrolló durante el Mesozoico bajo unas condiciones climáticas tropicales.

En el ámbito de la Hoja de La Vellés el manto laterítico aflora a lo largo del borde, con un espesor que oscila entre 5 y 25 m, aparece afectado por un importante proceso de silicificación (cuadrante NO) y está fosilizado por los materiales de la UTS MC.

Los sedimentos siliciclásticos que integran este UTS forman una megasecuencia positiva y muestran una disposición en solapamiento expansivo (*onlap*) sobre los materiales hercínicos. Está integrada por dos unidades litoestratigráficas concordantes que, de muro a techo, hemos denominado Unidad Siderolítica y Unidad Silícea. De estas Unidades en el ámbito de la Hoja únicamente se encuentra representada la segunda.

2.2.1.1. Unidad Silícea (7)

Aflora de forma discontinua a lo largo del borde oeste de la Hoja y se dispone inconforme sobre los granitoides, discordante sobre los metasedimentos o en contacto mecánico con esos materiales hercínicos. Su espesor oscila entre 0,5 y 12 m y muestra una estructuración en bloques delimitados por fracturas de direcciones N-S, NE-SO y excepcionalmente NO-SE y E-O.

Equivale al Miembro Areniscas de la Peña Celestina y Miembro Conglomerado Silíceo de Los Arapiles de ALONSO GAVILÁN (1981), las Areniscas de Amatos, Areniscas de Salamanca y Areniscas del Río Almar de JIMENEZ (1970) y la Facies Zamora de CORROCHANO (1977). (Tabla I).

Está constituida por conglomerados, areniscas y limolitas fuertemente cementados por sílice ópalo C y CT (BUSTILLO y MARTÍN-SERRANO, 1980) (BLANCO y CANTANO, 1983) y en ocasiones también por goethita y hematites. Esto hace que la unidad presente colores blancos y violáceos o pardos, según la relación entre los componentes silíceos y ferruginosos.

Los conglomerados, de tonos blancos o blancos con parches pardos o violáceos, presentan un contenido medio del 75% en gravas, 0-15% en arenas y 0-10% en arcilla. La fracción grava, con centiles de 5 a 7 cm y modas de 3 a 5 mm, está constituida por cantos subredondeados de cuarzo (principal), cuarcita y lidita (accesorios). Las fracciones arena y limo

están formadas por granos de cuarzo (principal) y feldespato muy alterado (accesorio) y la fracción arcilla por caolinita (principal), illita (trazas) y, ocasionalmente, esmectitas (trazas). La sílice es la fase cementante principal, se dispone en forma de parches o bien afecta a el conjunto de la roca. Los oxihidróxidos de hierro (goethita) son escasos y suelen aparecer dispersos hacia el techo de cada banco conglomerático.

Las areniscas (de grano grueso ó medio y con un contenido del 10-20% en matriz limo-arcillosa) y limolitas (formadas por una mezcla de limo y arcilla) muestran una composición muy similar a la de los conglomerados. Cuarzo, como componente principal de las fracciones arena-limo, y caolinita (heredada) de la fracción arcilla; feldespatos, moscovita e illita (heredada) son componentes accesorios y los dos primeros están muy alterados. El contenido en esmectita es siempre alto y suele ser más abundante en las limolitas; su origen debe ser tanto detrítico (procede de la dismantelación de los tramos medios del manto laterítico como de neoformación (existe una estrecha relación entre la presencia de rasgos postsedimentarios de carácter edáfico y el contenido en esmectitas de la roca). La sílice es la fase cementante principal de areniscas y limolitas, sin embargo el grado de cementación de las primeras suele ser siempre inferior al que mostraban los conglomerados. En las limolitas es frecuente observar, además, procesos de reemplazamiento de grandes zonas de la matriz original por una mezcla de ópalo y esmectitas. En cuanto al contenido en óxidos y oxihidróxidos de hierro cabe señalar que su contenido es superior al de los conglomerados (llegan a alcanzar valores de 10-15%) y este rasgo coincide con un predominio de los colores violáceos en el sedimento.

La sucesión muestra un carácter muy monótono. Está constituida por una alternancia de bancos tabulares de naturaleza conglomerática-arenosa con otros, también tabulares e integrados por areniscas y limolitas.

Los bancos de conglomerados y areniscas (2-4 m de espesor) están formados por la amalgamación de cuerpos de geometría canalizada y con relaciones profundidad/anchura alrededor de 1/5. Su estructura interna consiste en estratificación cruzada en surco de gran y mediana escala. Se interpretan como depósitos de canales trenzados con formas del lecho que migraban paralelas al eje del canal, lo que implica una baja sinuosidad. Estos canales, por las paleocorrientes deducidas de las estructuras primarias, fluían hacia el NE a lo largo de suaves valles.

El contacto de los bancos conglomerático-arenosos con los de areniscas y limolitas suele ser bastante neto. Los bancos de grano fino muestran abundantes rasgos postsedimentarios de carácter edáfico (intensa alteración de feldespato y micas, iluviaciones de materiales finos, nodulización del sedimento, reemplazamiento de la matriz por sílice y esmectitas y concentraciones de oxihidróxidos de hierro alrededor de clastos o nódulos) y se interpretan como depósitos de llanura de inundación sometidos a una intensa actividad edáfica.

Uno de los aspectos más discutidos de estos materiales es el origen y los procesos que favorecieron su silicificación. Actualmente existen dos grupos de opinión, si bien ambos admiten que la precipitación de sílice se produce en un momento inmediatamente posterior a la acumulación del sedimento siliciclástico. Para BUSTILLO y MARTÍN-SERRANO (1980) la sílice

llega desde el exterior de la cuenca y precipita a favor de los niveles más porosos (conglomerados) que actúan como trampas; en este sentido puede considerarse como un proceso asociado a niveles freáticos. Por otra parte, señalan que en la silicificación de los materiales más finos (lutitas) debe jugar un papel decisivo la acción de las raíces, dado que el tipo de sílice que precipita es una fase desordenada (ópalo C-T). BLANCO y CANTANO (1983), BLANCO (1991) propone que el origen y la precipitación de sílice debe relacionarse únicamente con el desarrollo de paleosuelos intrasedimentarios.

Desde nuestro punto de vista los procesos propuestos en esas dos hipótesis no son excluyentes sino que se complementan. En los niveles de limolitas la sílice probablemente proceda de las transferencias arcillosas que se desarrollen en los suelos (cuarzo + caolinita (esmeclita aluminica + ópalo Ct (BLANCO 1991)) y en este sentido el proceso de silicificación puede considerarse como edáfico. Sin embargo, (1) la presencia de niveles conglomeráticos superpuestos y en ocasiones alternando con niveles arenosos muy poco cementados por sílice y (2) la buena preservación de los rasgos sedimentarios primarios en conglomerados y arenas (estratificaciones cruzadas) son aspectos que caracterizan a las silicificaciones asociadas a capas freáticas (THIRY *et al.*, 1991). En este caso la sílice debe llegar a la cuenca en disolución desde el zócalo hercínico. De igual forma consideramos que la silicificación desarrollada sobre el manto laterítico debió generarse en relación a niveles freáticos ricos en sílice y en un estadio equivalente al de la silicificación desarrollada sobre los sedimentos siliciclásticos que fosilizan ese manto.

El conjunto de esta unidad registra la fosilización progresiva de una paleotopografía (solapamiento expansivo). Este hecho debió determinar que los paisajes fueran cada vez más abiertos y, en consecuencia, que los sistemas fluviales desarrollaran cauces amplios con franjas de llanura de inundación. La avulsión del cauce en un momento concreto provocaba la rápida sustitución de sus depósitos por los de la llanura de inundación. Las condiciones climáticas bajo las que se desarrollaron estos sistemas fluviales debieron ser cálidas, húmedas y con estaciones secas marcadas, ya que para que se produzca la precipitación de sílice son necesarias unas condiciones de cierta estacionalidad (BUSTILLO y MARTÍN-SERRANO, *op cit*; BLANCO, *op cit*). Así, el clima reinante durante el lapso de tiempo que abarca la sedimentación de esta unidad debió ser ligeramente más árido que el reinante durante el desarrollo del manto de alteración de tipo laterítico.

BLANCO *et al.* (1982) dataron un cemento alunitico situado a techo de la UTS MC (en las proximidades de Los Arapiles, Hoja de Salamanca) mediante K/Ar obteniendo una edad de 58 Ma. (Tanatiense). Con todo diversos autores opinan que la edad del conjunto abarcado por esta UTS puede incluir parte del ciclo finimesozoico (JIMÉNEZ, 1983; MOLINA *et al.*, 1989) al apreciarse grandes similitudes entre materiales y procesos de alteración.

2.2.2. UTS P1 (Arcósica basal) (8)

Aflora a lo largo del borde O de la Hoja con un buzamiento general de 1° a 3° hacia el SE y se apoya en discordancia (a menudo visible sólo como disconformidad) sobre los materiales del zócalo hercínico o sobre los materiales de la unidad precedente. El conjunto de los depó-

sitos que la integran fosilizan una paleotopografía constituida por sistemas de horst-graben, limitados por fracturas N-S y NE-SE, y muestran, a grandes rasgos, una geometría cuneiforme que aumenta de espesor desde el oeste (5-10 m) hacia el E (espesor máximo visible 35 m). A lo largo del borde O sólo están representados los tramos altos de la unidad (solapamiento expansivo).

Es equivalente a lo que se ha denominado en la literatura geológica como "Luteciense zamorano" (JIMENEZ, 1973) y se corresponde con la Unidad media definida por CORROCHANO (1977) para el área de Zamora. En la provincia de Salamanca es equivalente a parte de los materiales de la Formación Areniscas de Cabrerizos (Litofacies de Torresmenudas y base de la Litofacies de Almenara de Tormes) de ALONSO GAVILÁN (1981) y a la base de la Unidad Arcósica de CORDERO *et al.*, (1982). (Tabla I).

Está constituida por conglomerados, arenas y lutitas de naturaleza arcósica o subarcósica y con un grado de cementación muy bajo. Estos rasgos son los que en campo la diferencian de las unidades MC y P2.

Los conglomerados son de carácter arcósico y presentan un contenido medio del 70% en gravas, 0-15% en arena y 15-25% en limo-arcilla. La fracción grava suele ser bimodal, con tamaños que oscilan entre 2-4 mm y 1-2 mm en la base de la unidad y 4-8 mm y 4-6 cm hacia el techo. Está constituida por cantos angulares-subangulares de cuarzo (10-30%), feldspatos (10-35%) (fundamentalmente potásico y en menor proporción calcosódico) y fragmentos de granito (20-40%); ocasionalmente aparecen además cantos de lidita y cuarcita. Las fracciones arena (gruesa-media) y limo son de cuarzo, feldespato y moscovita. En la fracción arcilla el componente mayoritario es esmectita, aunque pueden aparecer trazas de caolinita y paligorskita; esta última suele encontrarse hacia el techo de la unidad y generalmente cuando la roca está parcialmente reemplazada por carbonato. En relación a la distribución de la fracción arcillosa cabe señalar que cuando su contenido es alto (25%) se dispone, junto con las micas, en torno a las gravas formando puentes; esta distribución se interpreta como debida a iluviación del material fino desde horizontes superiores, lo que permite adscribirles a una translocación mecánica por flujos verticales durante las primeras etapas de enterramiento del sedimento.

El carbonato y la sílice son dos componentes que sólo aparecen hacia el techo de la sucesión y en proporciones bajas (Fig. 1). El carbonato (dolomita y trazas de calcita), como ya se ha señalado, reemplaza al sedimento siliciclástico y se concentra a favor de bioturbaciones (raíces); en este caso muestra colores violáceos o rojos debido a los oxihidróxidos de hierro. La sílice aparece en forma de nódulos y rellenando porosidades secundarias por lo que suponemos que se trata de una cementación muy tardía.

Las arenas son arcosas o subarcosas de submaduras a inmaduras y con un tamaño de grano grueso a medio. Las de grano grueso muestran un contenido medio del 10-20% en gravas, 70-50% en arena (moda 0.8 mm y tamaños desde 1,5 mm a 0.125 mm) y 20-30% en limo y arcilla. En las arenas de grano medio (moda 0,250 mm) la fracción arenosa representa 60-75% y la limo-arcillosa del 25-40%. En ambos casos están constituidas por cuarzo, feldespato (potásico y calcosódico), fragmentos de rocas ígneas y de cuarcita, moscovita, esmec-

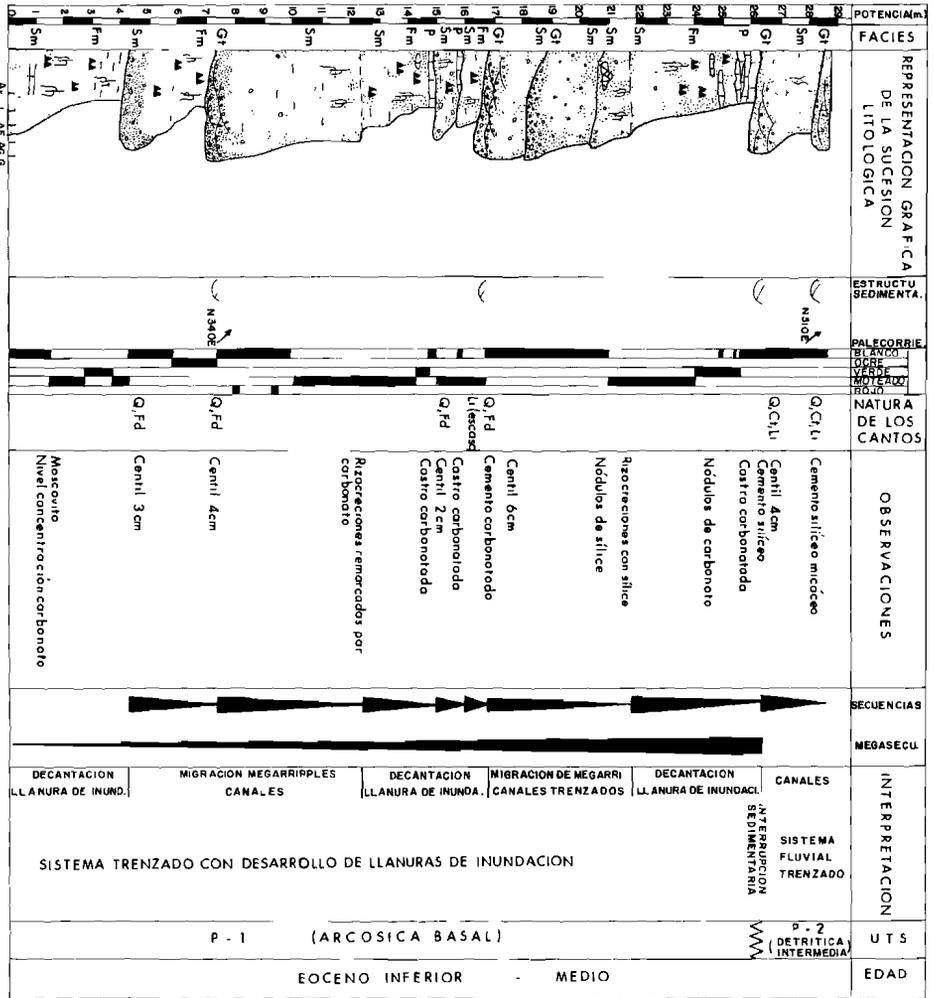


Fig. 1: Columna estratigráfica de la UTS P1 (Arcósica Basal)

tita y caolinita (trazas). Al igual que en los conglomerados contienen paligorskita y carbonato hacia el techo de la unidad.

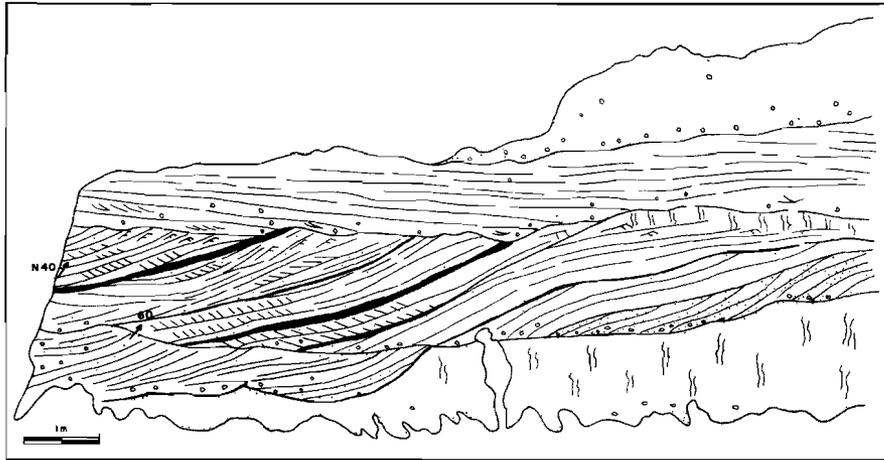
Las lutitas de tonos verde, verde-ocre o verde-rojo están constituidas por una mezcla de limo y arcilla, con proporciones variables de arenas de grano grueso o medio. Las fracciones arena y limo están formadas por cuarzo, feldespato alterado (bordes corroídos o incluso casi totalmente transformados en sus productos de alteración) y moscovita en proporciones bajas. La asociación esmectita (heredada y neoformada) caolinita (heredada, muy escasa) caracteriza a la fracción arcillosa. En estos depósitos son muy frecuentes los rasgos postsedimentarios ligados a procesos edáficos (pedotúbulos, iluviación de arcillas a favor de fisuras irregulares, rubefacción y argilización de los componentes más inestables) y estos rasgos suelen coincidir con un incremento de esmectitas por lo que asumimos que gran parte de ellas son neoformadas y su génesis debe estar ligada al desarrollo de la actividad edáfica (paleosuelos). El carbonato (dolomita y calcita en trazas), únicamente aparece hacia el techo de la unidad, reemplaza al sedimento siliciclástico y llega incluso a formar niveles centimétricos de costras (Fig. 1) en este caso la asociación arcillosa es esmectita-paligorskita.

En la mitad inferior de la unidad los materiales finos son dominantes y constan de lutitas y lutitas arenosas verdes u ocre-verdes, con frecuentes rasgos edáficos, que se interpretan como depósitos de llanura de inundación. En las secuencias (Sm/Sr → Fm) que interpretamos como depósitos de desbordamiento o "*crevasse-splay*", cuando su geometría es tabular, y como canales de desbordamiento, cuando forman cuerpos de geometría canalizada (0,7 m de espesor y una anchura de 1 a 3 m). Todos estos depósitos disminuyen progresivamente hacia el techo de la unidad, llegando incluso a desaparecer.

Los materiales gruesos, gravas finas y arenas, forman cuerpos de base canalizada que se intercalan entre los depósitos de desbordamiento en la base de la unidad y son los materiales que caracterizan al techo de la misma. Las características del relleno de los canales varían sustancialmente a lo largo del tiempo. En la base los cuerpos canalizados presentan una relación profundidad/anchura de 1/7 y están constituidos por gravas finas o arenas con estratificación cruzada épsilon (*sensu* ALLÉN, 1963) que pasan a arenas masivas (Sm) y a limos arenosos con abundantes rasgos edáficos (Fm). Las gravas o arenas con estratificación cruzada épsilon se disponen sobre el margen del canal y forman unidades granodecipientes, con arcillas a techo, inclinadas hacia el centro del canal y limitadas por superficies erosivas entre las que es frecuente encontrar restos de arcillas (Fig. 2). Su estructura interna consiste en estratificación cruzada en surco, que representa la acreción sobre el margen del canal, y laminación cruzada en surco debida a la migración de ripples que ascienden por las superficies de acreción. Se interpretan como depósitos de canales de alta sinuosidad que se dirigían hacia el NE (paleocorrientes N40°E, N60°E) y desarrollaban barras de meandro. Una característica de este tramo es que los cuerpos canalizados se superponen y cortan formando bancos arenosos multihistoriados donde las direcciones de migración de las unidades de arenas con estratificación cruzada épsilon de dos cuerpos adyacentes son opuestas (Fig. 2). Este hecho aboga por el desarrollo de un sistema meandriforme con una rápida migración de la franja de meandros aguas abajo.

En la mitad superior de la unidad se observan bancos tabulares de 5 a 10 m de espesor intercalados entre los depósitos de finos de llanura de inundación. Estos bancos presentan una

AFLORAMIENTO DE MINA DE ALDEARRODRIGO



AUTOR Rosa Mediavilla

-  Laminación cruzada debida a ripples
-  Estratificación cruzada de gran escala en sección transversal
-  Estratificación cruzada de gran escala en sección longitudinal
-  Conglomerados
-  Arenas
-  Arcillas
-  Unidades de acreción lateral
-  Superficies de reactivación
-  Rasgos de caracter edáfico
-  Paleocorriente

Fig. 2: Esquema sedimentológico de la UTS P1 (Arcósica Basal)

estructura interna compleja, con frecuentes superficies de erosión planas que delimitan cuerpos tabulares constituidos por gravas con estratificación cruzada planar de gran escala que interpretamos como el resultado de la migración de barras con caras de avalancha (sensu MIAL, 1981). Hacia el techo del banco el espesor de cada uno de los cuerpos tabulares disminuye y, finalmente, se observan arenas masivas localmente muy bioturbadas y con gran cantidad de matriz arcillosa. Consideramos que estos depósitos registran el relleno, por acreción vertical, de canales individuales de baja sinuosidad.

En el techo de la unidad los cuerpos de base canalizada presentan secuencias del tipo [Gt / St (gran escala) - St (mediana escala) → Sm]. La superposición de estos cuerpos da lugar a bancos tabulares de 7 a 12 m de espesor y una relación profundidad/anchura 1/5. Con todo, los rasgos más característicos son la frecuencia con la que los distintos cuerpos se cortan y la amplia dispersión de paleocorrientes deducidas de las estructuras sedimentarias primarias. Se interpretan como depósitos de canales trenzados de baja sinuosidad que se dirigían hacia el NE.

El límite superior viene definido por un encostramiento dolomítico-arcilloso (paligorskita) de espesor métrico (1 a 5 m) y extensión regional que afecta a los últimos depósitos de la unidad. La extensión y potencia de esta costra aboga por un período prolongado de exposición subaérea sin sedimentación.

El conjunto de los materiales descritos para esta unidad se ha interpretado en trabajos anteriores como depósitos de sistemas fluviales trenzados dentro de un contexto de abanico aluvial (ALONSO GAVILÁN, 1981; CORDERO *et al.*, 1982) Nosotros no hemos observado, ni en relación al zócalo hercínico ni fuera de él, depósitos proximales de abanico, además la distribución de paleocorrientes no muestran un patrón radial sino lineal. Si a estas consideraciones unimos las características esbozadas para la unidad podemos concluir que se trata de sistemas fluviales con parte de su curso enraizado en el zócalo y que discurrían por un paisaje de relieves suaves. Estos relieves, de origen tectónico, fueron progresivamente fosilizados por los materiales de la UTS P.1 y su sedimentación debió producirse en unas condiciones de diastrofismo acelerado, a juzgar por: (1) la tendencia granocreciente (el centil pasa de 3 cm en la base a 7 cm a techo) y estratocreciente que registra la unidad y (2) evolución desde depósitos de alta sinuosidad hasta otros de baja sinuosidad (techo de la unidad cuando los relieves ya están fosilizados).

En relación a las características del área madre podemos suponer que los sistemas fluviales drenaban un área donde quedaban restos de manto de alteración laterítico, dado que los tramos básales de dicho manto y los sedimentos siliciclásticos de esta UTS son ricos en esmectitas. Con todo el hecho de que el tamaño de los feldespatos y su contenido aumenta hacia el techo de la sucesión parece indicar que durante este período llegó a desmantelarse hasta la roca fresca.

Para la etapa de sedimentación de la UTS P1 los restos paleontológicos hallados en la provincia de Zamora permiten definir unas condiciones subtropicales (JIMENEZ, 1974). Junto a ésto, la aparición hacia techo de la UTS de cementaciones carbonatadas, que culminan en la costra dolomítico-arcillosa (paligorskita) que marca el límite superior de la UTS, indican una mayor estacionalidad en el clima que en la UTS MC.

En los materiales de la UTS en la provincia de Zamora, se encuentran restos de peces, que- lonios y cocodrilos que indican una edad de Eoceno inferior (ROMÁN y ROYO GÓMEZ, 1922, JIMENEZ, 1977, 1982).

2.2.3. UTS P-2 (Detrítica intermedia) (9, 10, 14a, 14b y 15)

Aflora en la mayor parte de la Hoja, aunque solo se observa su límite inferior a lo largo del borde O. Allí los materiales siliciclásticos, de esta unidad, se disponen discordantes sobre los de la UTS P1 (con un ángulo próximo o inferior a 1°) y se diferencian de ellos por su composición litológica y mineralógica (mayor proporción de pizarras y esquistos, menor contenido en feldespato, diferente asociación de minerales de la arcilla y mayor desarrollo de encos- tramientos carbonatados).

Los depósitos que la integran definen una megasecuencia negativa y se agrupan en dos uni- dades litoestratigráficas, que se relacionan lateralmente y a las que se ha denominado: Unidad Detrítica intermedia s.s. y Unidad Areniscas de Aldearrubia.

2.2.3.1. Unidad Detrítica Intermedia s.s. (9, 14a, 14b y 15)

Se encuentra ampliamente representada en el ámbito de la Hoja, con espesores de 60-70 m en el borde E y de 0-20 m en el O. Muestra una configuración en bloques, limitados por frac- turas de direcciones NE-SO, E-O, N-S, excepcionalmente NO-SE. Los buzamientos son muy diversos y, en general, están dirigidos hacia el E o NE.

Dentro de esta unidad incluimos un conjunto de sedimentos datados como Eoceno (Unidad Superior de CORROCHANO, 1977, 1982; y parte de las Formaciones Areniscas de Cabrerizos y Areniscas del Molino del Pico de ALONSO GAVILÁN, 1981) y gran parte de los sedimentos que en este borde de la cuenca se vienen asignando al Mioceno inferior (Facies roja de Castillejo de JIMENEZ y GARCÍA, 1982; y parte de los Conglomerados del Teso de la Flecha de ALONSO GAVILÁN y SÁNCHEZ BENAVIDES, 1992) (Tabla I). Al incluir materiales adscritos a unidades stratigráficas miocenas dentro de una UTS eocena se modifica notoriamente la sucesión stratigráfica propuesta, hasta este momento, así como la dispersión geográfica de esos materiales miocenos. Por ello, antes de entrar a describir los rasgos generales que la definen, justificaremos esa afirmación.

Gran parte de los depósitos siliciclásticos de color rojo, ricos en matriz arcillosa que han sido adscritos al Mioceno inferior, por su similitud con sedimentos datados como de esa edad en otras áreas, son, desde nuestro punto de vista, sedimentos eocenos sobre los que se ha desa- rrollado un perfil de alteración (paleosuelos o suelos rojos) o bien que han estado sometidos a importantes procesos kársticos. Ejemplos de sedimentos eocenos karstificados y de color rojo se encuentran entre otros puntos en las proximidades de Almenara de Tormes y en el km. 220 de la carretera nacional 630. En las proximidades de Topas y en el km. 7 de la carre- tera que une La Vellés con la carretera N630 afloran sucesiones continuas donde se obser- va desde roca fresca hasta un sedimento fuertemente rubefactado y argilizado. Estos sedi-

mentos alterados no suelen superar los 7 m de espesor, muestran una base irregular con restos de roca fresca entre masas alteradas y aparecen casi siempre asociados a superficies morfológicas.

Además, del desarrollo de paleosuelos rojos, existen otras transformaciones diagenéticas tardías (silicificaciones (15 en cartografía) y carbonataciones (14b en cartografía) que modifican notoriamente los rasgos distintivos del sedimento eoceno original. Por ello, en primer lugar describiremos las características generales de la unidad y posteriormente se abordará el análisis de sus transformaciones diagenéticas.

Características generales

Está constituida por conglomerados, areniscas y limolitas ordenadas en secuencias granodecipientes y se caracterizan por presentar en mayor o menor proporción reemplazamientos por carbonato (dolomita y trazas de calcita).

Los conglomerados de color blanco o blanco-ocre presentan un contenido medio de 70-90% en grava, 5-20% en arena y 2-20% en arcilla. La fracción grava es bimodal (modas de 4-7 mm y 1-3 cm en la base de la sucesión y de 0,7-1,3 cm y 2-5 cm en el techo) y está constituida por cantos subredondeados de cuarzo, como componente principal, feldespato (potásico y calcosódico con golfos de corrosión), cuarcita y lidita, como accesorias, y fragmentos de pizarra, esquistos y cantos intraformacionales en proporciones variables, aunque siempre bajas. Las fracciones arena y limo están formadas por granos de cuarzo (principal), feldespato y micas (accesorios) y la fracción arcilla por illita y esmectitas (Fig. 3). El contenido en carbonato es muy variable. Aparece como un cemento calcítico muy tardío y en cantidades muy bajas (trazas), o bien como dolomita (en ocasiones parcialmente reemplazada por calcita), reemplazando al sedimento siliciclástico. En este caso puede llegar a representar el 45% del total de la roca y forma verdaderos niveles de costras (14a en cartografía), donde la asociación arcillosa está dominada por esmectita y paligorskita.

Las areniscas con tamaños de grano grueso-medio o medio-fino, son de tonos ocre o moteados (blanco-ocre o verde-ocre) y de aspecto compacto. Las arenas de grano grueso-medio muestran un contenido de 10-30% en grava, 50-70% en arena (moda 1 mm y tamaños de 0,125 a 1,5 mm) y 15-30% en limo-arcilla. En las arenas de grano medio-fino (moda de 0,2 o 0,125 mm.) la fracción arena representa entre 90-65% y la fracción limo-arcilla es tanto más abundante cuanto menor es el tamaño de las arenas. En ambos casos muestran una composición muy similar a la de los conglomerados. Cuarzo, como componente mayoritario de las fracciones grava, arena, limo y en la fracción arcillosa esmectitas (de origen detrítico y neoformado, ALONSO GAVILÁN *et al.* (1989). Los feldespatos (fundamentalmente potásicos con distintos grados de argilización) esquistos y pizarras son menos frecuentes que en los conglomerados, sin embargo la proporción de micas (moscovita y biotita mucho más escasa) illita (heredada) y paligorskita (neoformación) suele ser superior.

Tanto las arenas de grano grueso como las de grano fino suelen mostrar rasgos de hidromorfismo, rasgos postsedimentarios de carácter edáfico (reorientación de la matriz arcillosa,

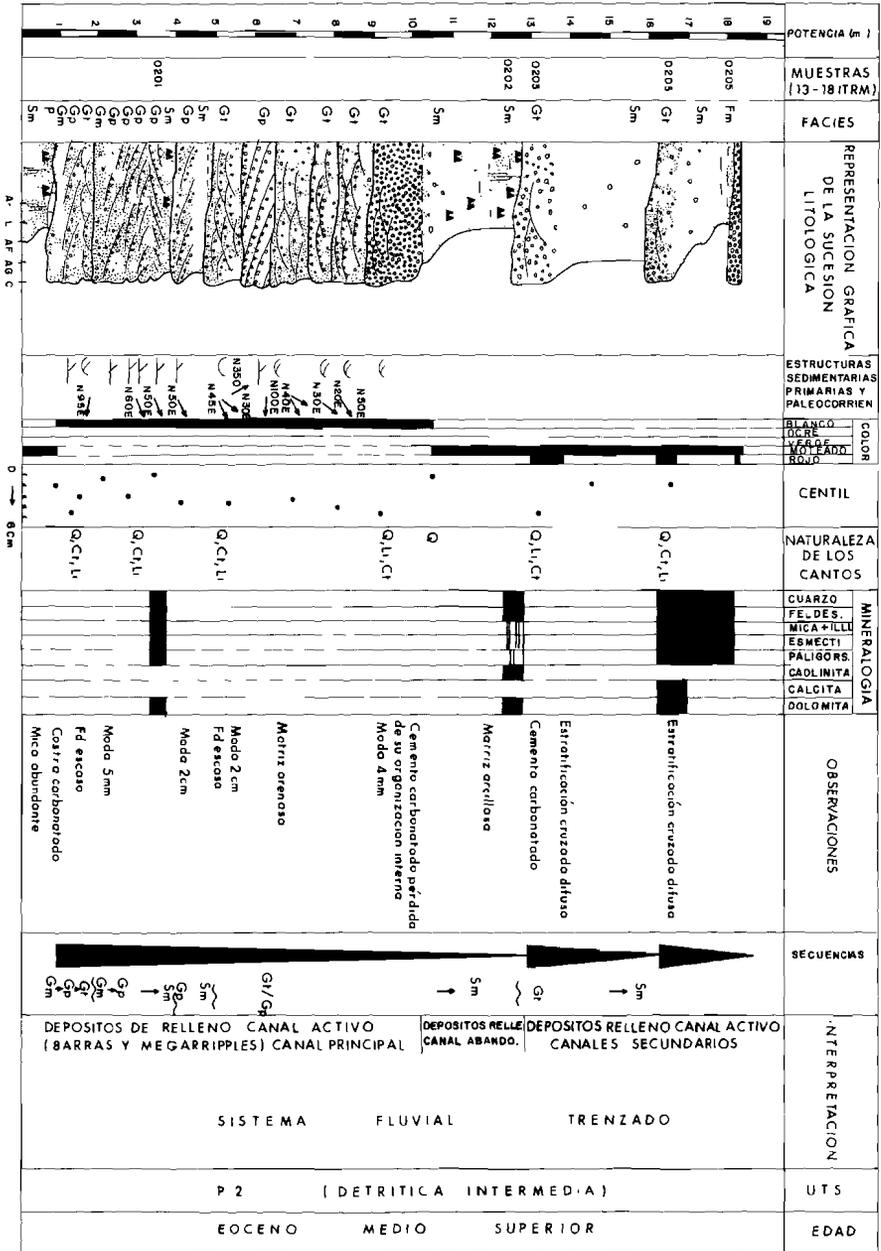


Fig. 3: Columna estratigráfica de la Unidad Detritica Intermedia

pedotúbulos) y reemplazamientos del sedimento siliciclástico por dolomita (ocasionalmente transformada a calcita). Estos dos últimos rasgos son más frecuentes en las arenas de grano fino donde llegan a desarrollarse niveles centimétricos de costras masivas (dolomítico-paligorskíticas) de origen edáfico.

Las limolitas de colores ocres o verdes ocres están constituidas por una mezcla de limo y arcilla, con proporciones muy variables de arenas de grano medio-fino. La composición es equivalente a la de las areniscas y se diferencian de ellas porque el grado de alteración de los distintos componentes es siempre mucho mayor. El cuarzo muestra los bordes corroídos, feldespato y esquisito aparecen muy argilizados y las micas (moscovita) suele presentar sus bordes desflecados. La matriz arcillosa suele aparecer parcialmente reemplazada por dolomita. Así, los rasgos postsedimentarios de carácter edáfico y los procesos de encostramiento son rasgos que suelen ir asociados a estos depósitos. En ocasiones los reemplazamientos carbonatados son importantes y llegan a desarrollarse niveles centimétricos de costras masivas (dolomítico-paligorskítico).

En la mitad inferior de la unidad los materiales finos son dominantes. Forman bancos tabulares de 2-4 m de espesor constituidos por arenas masivas (Sm) o con laminación cruzada (Sr) y lutitas masivas (Fm) ordenadas en secuencias granodecrescentes. Los rasgos edáficos y los encostramientos son muy frecuentes en todos estos sedimentos que se interpretan como depósitos de una llanura de inundación muy vegetada. Intercalados entre los bancos tabulares existen cuerpos de base canalizada (lenticulares) de 1-4 m de espesor y con relaciones profundidad/anchura alrededor de 1/4. Las secuencias de relleno de canal mas frecuentes son: (1) Gp → St → Sr → Sm (Fig. 4) que registra la migración de barras sobre el fondo del canal y el posterior abandono, (2) St → Sm que registra un relleno por acreción vertical, descenso de la energía. En este último caso puede aparecer en la base del banco lenticular un conglomerado de 2-10 cm constituido casi exclusivamente por cantos intraformacionales. Un rasgo característico de este depósito de canal es la abundancia de bioturbación de origen animal a lo largo de todo el banco y en relación a las facies arenosas. ALONSO GAVILÁN (1981) identifica esas bioturbaciones con la ichnofacies *Beaconites* y su presencia aboga por condiciones de baja energía en el medio.

Esta asociación de depósitos de llanura de inundación y canales arenosos, muestra su mejor desarrollo en las proximidades de Villamayor donde se explotan como piedra de cantería. Lateralmente a ellos y a lo largo de una banda de dirección NE-SO, que coincide aproximadamente con el arroyo de la Encina, la asociación está formada por depósitos finos de llanura de inundación (escasos) y depósitos conglomerático-arenosos de canal (abundantes). Los cuerpos conglomeráticos, con un espesor de 6 a 15 m, muestran una geometría tabular y están formados por la amalgamación de cuerpos lenticulares donde las secuencias mas frecuentes son (1) Gm → Gt / Gm → Gp → Sm/Gp/Gt → Sm (Figs. 3 y 4). Se interpretan como depósitos de canales trenzados con desarrollo de formas (barras y megaripples) que migran sobre el lecho; su posterior abandono favorecería la decantación del sedimento más fino y el desarrollo de procesos edáficos. Las direcciones de aporte, deducidas de las estructuras sedimentarias primeras, indican hacia el NE.

En la mitad superior de la unidad la sucesión muestra un carácter muy monótono. Esta constituida por una alternancia de bancos lenticulares de naturaleza conglomerático-arenosa

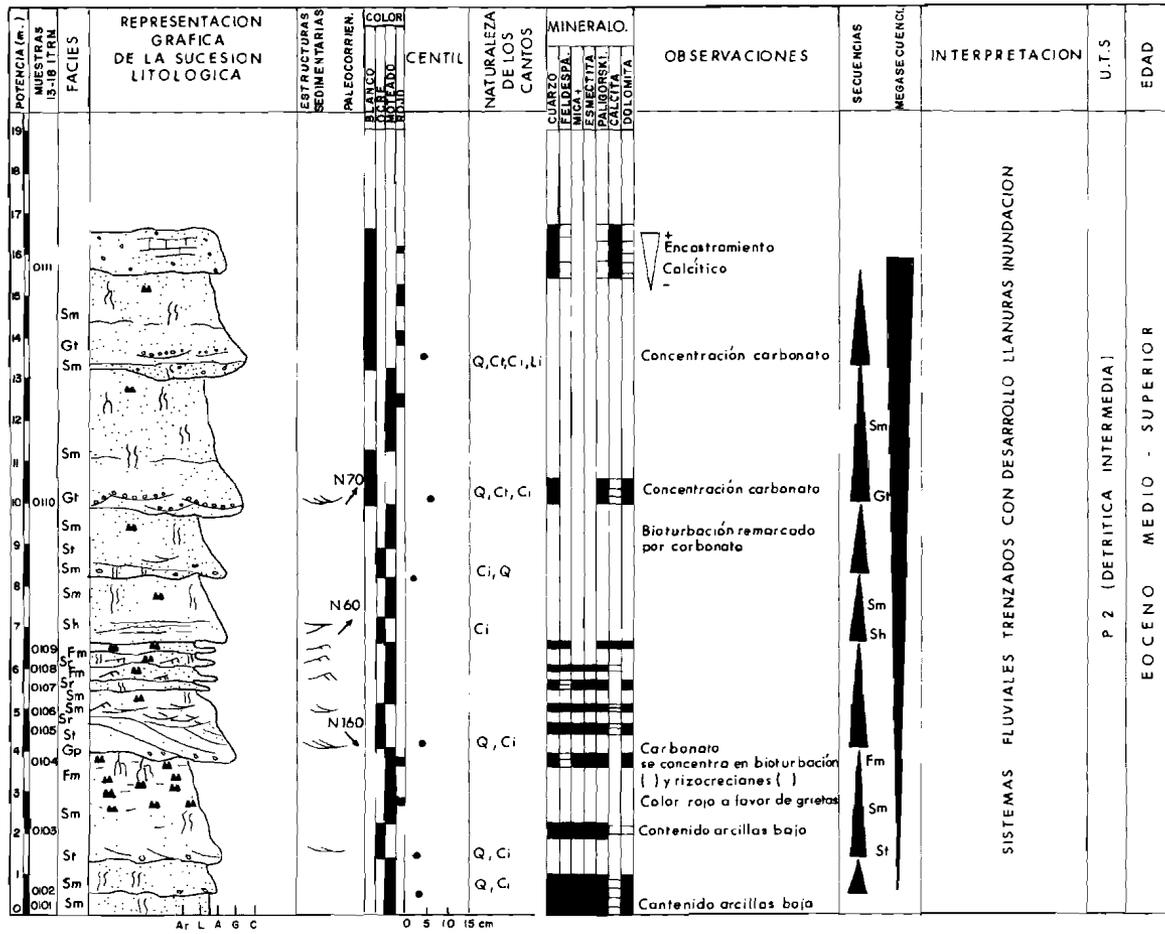


Fig. 4. Columna estratigráfica correspondiente a la serie inferior de la Unidad Detritica Intermedia

(depósitos de canal), con otros tabulares e integrados por areniscas y limolitas (depósito de llanura de inundación). Los depósitos de canal presentan una organización interna similar a las descritas en el párrafo anterior y únicamente se diferencian de ellas en que: (1) el tamaño de grano es mayor y aumenta hacia el techo de la unidad; (2) los reemplazamientos dolomíticos son más frecuentes y adquieren mayor importancia hacia el techo de la sucesión; (3) no están restringidos a un área determinada y se extienden por todo el ámbito de la Hoja de La Vellés.

En relación a los depósitos de llanura de inundación es frecuente observar niveles de costras masivas (centimétricas) e intercalaciones de capas, poco potentes (0,3 - 0,7 m), de conglomerados y arenas gruesas con secuencias Gt → Sm → Fm. Se interpretan como depósitos de canales secundarios, por su geometría canalizada, que migraban hacia NE.

El conjunto de los materiales descritos para esta unidad se interpretan como depósitos de sistemas fluviales trenzados. Estos sistemas fluviales presentaban cauces amplios con franjas de llanura de inundación vegetadas por los que discurrían canales secundarios (con carga arenosa, en la base de la unidad, y de gravas-arenas hacia el techo) que probablemente sólo eran activos durante los periodos de máximas avenidas.

Con todo, el comportamiento de los sistemas fluviales fue distinto a lo largo del tiempo. Hacia la base de la unidad existían unas áreas principales de canalización (arroyo de la Encina) y unas áreas de sombra (proximidades de Villamayor) donde se desarrollaban depósitos de llanura de inundación. Esta zona de sombra probablemente estuvo inducida por el paleorrelieve, que para esta época constituyó el zócalo hercínico que actualmente aflora al Sur y en la Hoja de Salamanca. A medida que la cuenca se fue rellenando (tramo superior de la unidad) los paisajes eran más abiertos y esto determinó que las áreas de canalización dejaran de estar confinadas. Con ello, las avulsiones de los cauces eran más frecuentes y los depósitos de canal eran rápidamente sustituidos por los de llanura de inundación.

En relación a las transformaciones diagenéticas tempranas, que han sufrido estos sedimentos, el aspecto más significativo es el desarrollo de costras intrasedimentarias. Consideramos que los encostramientos incipientes y las costras asociadas a depósitos finos de llanura de inundación deben su génesis al desarrollo de paleosuelos en un ambiente rico en magnesio. Los encostramientos relacionados con depósitos de canal (conglomerados o arenas) debieron producirse en relación a niveles freáticos sinsedimentarios dado que: (1) existen niveles de costras conglomeráticas superpuestas, alternando con arenas gruesas sin carbonato o en forma de trazas; (2) los rasgos sedimentarios primarios se conservan; (3) dentro de los cuerpos conglomeráticos son siempre los tramos de grano más grueso (más porosos) los que muestran mayor desarrollo de reemplazamientos carbonatados. (4) Hacia la base de la unidad, donde el desarrollo de costras es menos frecuente, suelen observarse en relación a canales secundarios (drenaje deficiente).

Rasgos diagenéticos tardíos

Alteración roja

La modificación más espectacular y de mayor importancia areal y volumétrica la constituye el desarrollo de un perfil de alteración que confiere al sedimento tonos rojos intensos (alte-

ración roja). Este perfil se evidencia en el tránsito existente desde la roca fresca hasta materiales fuertemente rubefactados y argilizados. La alteración, como ya se ha mencionado en párrafos anteriores, se desarrolla en relación a superficies morfológicas y se caracteriza por una importante argilización de los fragmentos lábiles (feldespatos, micas, fragmentos de pizarras, esquistos, etc.) y rubefacción del sedimento. Estos procesos se desarrollan preferentemente bajo climas con una estacionalidad marcada. MARTÍN-SERRANO (1988); BLANCO *et al.* (1989) describen perfiles de alteración roja en las áreas de Zamora, Salamanca respectivamente y las atribuyen una edad de Mioceno Inferior.

Relacionadas con esta alteración se pueden encontrar importantes acumulaciones de carbonato en las partes bajas de los perfiles. Este rasgo no es generalizable ya que cuando el perfil se desarrolla en áreas elevadas, no se encuentran estas acumulaciones que sólo se desarrollan en relación a las superficies topográficamente más bajas.

En ocasiones, se encuentra un enriquecimiento en caolinita que diversos autores atribuyen a la superposición de otro proceso de alteración posterior (alteración ocre, Mioceno medio-superior) (BLANCO, 1991).

Costras carbonatadas (14b)

Bajo este epígrafe describimos un conjunto de costras carbonatadas que se relacionan con superficies morfológicas o con la superficie topográfica actual y que se diferencian de las costras intrasedimentarias por su composición mineralógica y textural. Se desarrollan a partir de los niveles detríticos más groseros (areniscas y conglomerados) y se caracterizan por: (1) una composición exclusivamente calcítica; (2) un reemplazamiento casi total de los componentes siliciclásticos y componentes carbonatados (dolomita) previos (los clastos aparecen flotando dentro de la masa calcítica, los feldespatos desaparecen casi completamente y la matriz ha sido transformada casi en su totalidad en calcita) y (3) su aparición relacionada con superficies morfológicas.

Estas costras se presentan ya sea como tipo *dalle* (losas) o bien como un enrejado más o menos denso. En el primero de los casos, la formación de las concentraciones de calcita viene acompañada por una calcitización de los relictos de sedimento (reemplazamiento de la dolomita y epigénesis de la matriz arcillosa junto con la degradación de los feldespatos). En el segundo, el desarrollo de estos procesos es menos intenso y se localiza en las proximidades de las grietas de infiltración de la calcita. Ambos tipos suelen presentarse juntos, pero en ocasiones pueden encontrarse aislados. Esto parece indicar la posibilidad del desarrollo en dos fases, separadas en el tiempo, del proceso de encostramiento.

En este sentido, cabría plantearse la posibilidad de que fueran costras de desarrollo poligénico relacionado con la evolución de las superficies con las que se relación.

Niveles silicificados (15)

Se trata de niveles de conglomerados, arenas y lutitas arenosas ordenadas en secuencias positivas y con una organización interna igual a la descrita para los tramos superiores de la

unidad. Sin embargo, el aspecto general del sedimento es claramente distinto debido a su cementación por minerales de la sílice (ópalo y cuarzo fibroso o en mosaico microcristalino). La distribución de este cemento dentro de la roca está estrechamente ligada a la granulometría original del sedimento. Así, son los niveles conglomeráticos y los niveles arenoso-lutíticos sobre los que se asientan los que muestran una cementación generalizada que confiere gran compacidad al sedimento, mientras que en los niveles arenosos y arenoso-lutíticos intermedios el cemento silíceo suele aparecer rellenando total o parcialmente grietas o bien recubriendo a los granos.

En cuanto a la distribución de estos niveles silicificados cabe señalar que: 1) cada nivel incluye dos o más secuencias sedimentarias (3-10 m), 2) no es un nivel único, sino que existe una superposición de distintos niveles silicificados, 3) al analizar la distribución de los niveles de esta Hoja junto con los que afloran en las Hojas vecinas de Zamora y Villamor de los Escuderos se observa que éstos van apareciendo en posiciones topográficas cada vez más bajas hacia la Cuenca del Duero por una parte y hacia la del Tormes por otra.

Todas las características esbozadas en los párrafos anteriores son, de acuerdo con las ideas de THIRY y MILNES (1991) y THIRY *et al.*, (1991), indicativos de un proceso de silicificación asociado a capas freáticas. La edad de este proceso en el estado actual no podemos precisarlo y únicamente se puede afirmar que está ligado al encajamiento de la red fluvial.

2.2.3.2. *Unidad Areniscas de Aldearrubia (10)*

Aflora exclusivamente a lo largo del cuadrante SE, con un espesor visible de 15-25 m. La mayor dispersión areal de esta unidad se encuentra al S y E del área de estudio donde llega a alcanzar espesores de 120 m.

Debe su denominación a JIMENEZ (1970, 1972) quien propone que los materiales de esta unidad se encuentran en continuidad sedimentaria con el resto de los depósitos eocenos y se relacionan con ellos por un cambio lateral de facies. En trabajos más recientes (ALONSO GAVILÁN, 1981; 1986; ALONSO GAVILÁN *et al.*, 1989) se considera que las Areniscas de Aldearrubia están separadas de los depósitos eocenos infrayacentes mediante discordancia y que se interdigitan con los suprayacentes. Nuestras observaciones nos llevan a defender las ideas de JIMENEZ (*op cit.*) dado que en el área de estudio hemos observado sedimentos siliciclásticos de color rojo, típicos de las "Areniscas de Aldearrubia", interdigitándose con los sedimentos de la Unidad Detrítica Intermedia s.s., que en esta zona son blancos. Los contactos entre estos dos tipos de depósitos son siempre netos y, en ocasiones, las interdigitaciones son de escala cartográfica.

Está constituida por conglomerados (moda 5 mm), arenas, limos y arcillas ordenados en secuencias granodecipientes. Se diferencian bien de los depósitos de la Unidad Detrítica Intermedia s.s. por: 1) los colores rojos de las fracciones más gruesas y los colores rojo-verdes o verdes de las más finas. 2) Su cementación es mucho más incipiente.

La composición mineralógica es similar a la de la Unidad Detrítica Intermedia s.s., únicamente se diferencia de ella porque los cantos de esquistos y pizarra son más frecuentes y por

presentar caolinita y goethita en todas las fracciones. El carbonato, calcita, también en esta unidad aparece como un cemento tardío en relación a los términos más gruesos (conglomerados y arenas). Dolomita-paligorskita es la asociación mineralógica característica de los niveles de costras que aparecen asociados a los depósitos finos de llanura de inundación.

Forma una megasecuencia negativa en la que la proporción de conglomerados y los centiles aumentan hacia techo. Los materiales de grano grueso aparecen en cuerpos de morfología canalizada, donde las secuencias más frecuentes de relleno de canal son (Gt → St). Los materiales finos son los dominantes y constan de arenas finas laminadas (Sr), lutitas y arcillas bioturbadas (raíces) que interpretamos como depósitos de llanura de inundación. Esta unidad representa un depósito fluvial de red trenzada con flujos de componente sur y cuyas áreas fuente serían materiales graníticos y metamórficos.

El conjunto de **UTS P2 (Detrítica intermedia)** forma una megasecuencia negativa con respecto al tamaño de grano y registra una sedimentación en condiciones de diastrofismo acelerado.

Está constituida por dos unidades de características distintas, Unidad Detrítica s.s. y Unidad Areniscas de Aldearrubia, procedente la primera del SO y la segunda del S-SE. Estas unidades se disponen lateralmente la una a la otra y en la vertical se observa, dentro de la Hoja, como la Unidad Detrítica s.s. llega a superponerse a la Unidad Areniscas de Aldearrubia.

Los restos de quelonios y cocodrilos hallados en esta UTS, en las proximidades de Salamanca y en la provincia de Zamora, indican un clima subtropical (temperaturas medias por encima de 10°-15°) con variaciones oscilantes de humedad (periodos de aridez) (JIMENEZ, 1974). Esta UTS muestra un mayor desarrollo de costras carbonatadas, de espesor centimétrico, que la UTS anterior. Además, en los depósitos canalizados son más abundantes los rasgos que indican variaciones en el caudal. Así pues, parece que el clima en esta U.T.S. debió mostrar temperaturas cálidas y una estacionalidad cada vez más marcada hacia techo, aunque sin llegar a presentar una estación árida contrastada.

Para la UTS P2 se dispone de diversas dataciones, basadas en micro y macromamíferos y quelonios y cocodrilos, que abarcan el lapso comprendido entre la base del Rhenaniense (Eoceno medio) y, de forma algo imprecisa, el límite Eoceno-Oligoceno (JIMENEZ, 1977, 1982; PELÁEZ-CAMPOMANES *et al.*, 1989).

2.2.4. **UTS P3 (Arcósica superior) (11, 12, 14b y 14c)**

Es la unidad que muestra mayor dispersión areal y sobrepasa, hacia el O, los límites de las unidades infrayacentes llegando a reposar sobre el zócalo granítico en las proximidades de Almenara de Tormes.

Aflora en la mitad septentrional de la Hoja, aunque se pueden encontrar algunas manchas dispersas al S del río Tormes, y hacia la parte oriental. Se dispone discordante sobre las U.T.S. MC, P1 y P2 y sobre los metasedimentos paleozoicos e inconforme sobre las rocas ígneas

que forman parte de zócalo hercínico. Presenta una geometría compleja al estar fuertemente condicionada por los corredores tectónicos en los que se aloja y a los que nunca llegó a fosilizar, es por ello que se encuentra en posiciones topográficamente más bajas que el techo de la U.T.S. anterior. Su espesor máximo es de unos 40 m. Es equivalente a las Areniscas de Garcihernández (JIMENEZ, 1973; CORROCHANO, 1982) y a las Facies Madrigal y Facies Puente Runel (CORRALES, 1982; CORROCHANO *et al.*, 1983).

Está constituida por gravas, arenas y lutitas arcósicas, de tonos verdes, y con un contenido en carbonato muy bajo. Estos rasgos son los que diferencian, en campo, estos depósitos de los que constituyen las UTS P2 y N1.

Dentro de la UTS hemos diferenciado en cartografía dos tramos de igual composición litológica si bien, el superior (Tramo Conglomerático) muestra una granulometría mucho más grosera que el inferior (Tramo Arcósico). Esta diferenciación se ha realizado porque el tramo conglomerático es erosivo sobre el arcósico y además se encuentra estrechamente relacionado con las superficies morfológicas que constituyen el techo de esta unidad.

2.2.4.1. *Tramo arcósico (11)*

Presenta una geometría cuneiforme y su espesor aumenta progresivamente desde el O hacia el E y SE, donde alcanza valores próximos a 40 m. En cartografía se distribuye a lo largo de una franja de dirección E-O y otra de dirección NE-SO.

Los materiales arcósicos de color blanco-verdoso (5Y 7/2) que integran este tramo son gravas, arenas y, en menor proporción, lutitas.

Las gravas muestran un contenido medio del 70 % en la fracción grava, 0-15 % en la de arena y 15-30 % en la de arcilla. La fracción más gruesa presenta tamaños entre 3 y 5 mm, con centiles de 5 cm en la base de la unidad y 3-7 mm, con centiles de 10 cm, hacia el techo. Los clastos superiores a 2 cm están constituidos por cantos subredondeados a redondeados de cuarzo, cuarcita y, en menor proporción, lidita. La fracción inferior a 2 cm está formada por cuarzo (10-30 %), feldespato (10-15 %) subanguloso, (potásico (microclina y ortoclasa) y raramente calcosódico, fragmentos de granito (20-40 %), cantos de cuarcita (15-25 %) y ocasionalmente, cantos de lidita. La fracción arenosa (arena media-gruesa) está constituida por cuarzo, feldespato, en buen estado de preservación o ligeramente alterado (sericitizado), fragmentos de rocas ígneas y cuarcitas. La fracción arcillosa está constituida por esmectitas y, ocasionalmente, caolinita y moscovita. Parte de la fracción inferior a 2 μm y de las micas se disponen en torno a las gravas y arenas y, más raramente, formando puentes entre ellas. Esta distribución de la fracción arcillosa se interpreta como debida a iluviación de material fino desde horizontes superiores, lo que permite adscribirlos a una translocación mecánica por flujos verticales durante las primeras etapas de enterramiento del sedimento o en un momento inmediatamente posterior a su sedimentación. Otra parte importante de esta matriz se dispone en los espacios intergranulares y su génesis debe relacionarse con la alteración *in situ* de fragmentos lábiles (feldespatos y fragmentos de rocas metamórficas de grano fino). Su organización interna consiste en estratificación cruzada planar (Gp) o en

surco (Gt) de mediana escala y ésta se hace tanto más difusa a medida que el contenido en arcillas de la roca aumenta.

Las arenas, arcosas o subarcosas de submaduras a inmaduras, son de tamaño de grano grueso (1-0,3 mm) o medio (0,4-0,125 mm). Están constituidas por cuarzo (15-45 %) de subanguloso a subredondeado, feldespato potásico (5-10 %) algo alterado, fragmentos de rocas ígneas (20-30 %) y fragmentos de cuarcitas (5-10 %). La matriz, con un contenido que oscila entre 30 y 55 %, es limoso-arcillosa y está formada por granos de cuarzo, feldespato (generalmente con los bordes corroídos), moscovita esmectita y trazas de caolinita. Presentan abundantes rasgos postsedimentarios (iluvitación de material arcilloso, alteración de los minerales más degradables, desarrollo de nódulos de carbonato).

Las lutitas de tonos verdes (5Y) son muy escasas y están constituidas por una mezcla de limo arcilla, arena en proporciones muy variables y pequeños clastos dispersos. Los granos son de cuarzo, feldespato, rocas ígneas y cuarcitas; ambos presentan corrosión en sus bordes por reacción con la matriz arcillosa y los feldespatos están muy alterados o bien han llegado a transformarse completamente en sus productos de alteración. La fracción arcillosa está constituida básicamente por moscovita, esmectita y caolinita. Dentro de estos depósitos son muy frecuentes los rasgos postsedimentarios ligados a procesos edáficos (pedotúbulos, iluvitación de arcillas a favor de fisuras irregulares, desarrollo de nódulos de carbonato y, en situaciones extremas, costras [calcítico-paligorskíticas] de 0,2-1 m de espesor [14c en la cartografía]).

Se organizan en cuerpos canalizados de gravas y arenas que se cortan los unos a los otros dando bancos de gran continuidad lateral limitados por cicatrices erosivas de orden mayor o encostramientos carbonatados. En raras ocasiones se pueden encontrar los restos de bancos arcillosos de geometría tabular.

Estos cuerpos suelen presentar relaciones profundidad/anchura próximas a 1/2 y espesores que rara vez superan los 4 m. La secuencia de relleno de canal presenta una base fuertemente erosiva y un relleno simple compuesto por secuencias [Gm → Gt], [Gm → Gp → Sm → P] y [Gt → Sm → P] (Fig. 5). Estas secuencias suelen presentar, hacia la base del tramo, rizocreaciones rellenas por calcita que van siendo menos frecuentes hacia techo. A lo largo de toda la columna se observa la acumulación de arcillas de iluvitación y neoformación (esmectita) en la base de las secuencias individuales. Estos depósitos se interpretan como sedimentos de canales trenzados con frecuentes cambios de posición por los que migraban barras transversas. Estos canales se debieron rellenar mediante avenidas simples de gran poder erosivo como lo indica la rápida secuencia vertical de relleno en la que no se observan superficies internas que registren un carácter multiepisódico del relleno. La presencia de carbonatos a techo de las secuencias, en los casos en que no se encuentran truncadas, y la acumulación en la base de las mismas de arcillas de iluvitación, junto con la importante neoformación de arcillas implica que entre dos episodios de avenida transcurrió un lapso relativamente prolongado de tiempo sin sedimentación en el que se actuaron procesos edáficos.

Los bancos de geometría tabular están constituidos por arenas y lutitas, o bien por gravas finas (moda 3 mm) y arenas ordenadas en secuencias granodecipientes que culminan con pequeños niveles de concentración de calcita en forma de nódulos o costras. Todos estos

depósitos suelen ser masivos y se caracterizan por presentar un contenido en arcillas alto, así como abundantes rasgos postsedimentarios de carácter edáfico. Consideramos que estos materiales se depositaron en un contexto ambiental de llanura de inundación. Esta debió estar sometida a frecuentes períodos de exposición subaérea (desarrollo de cobertera vegetal) y durante los desbordamientos se debían acumular gravas y arenas en las áreas próximas a los canales y arenas y lutitas en las áreas más alejadas.

Consideramos que este tramo se sedimentó a partir de un sistema fluvial de aguas claras con canales trenzados (*braided*) por los que migraban barras que desarrollaban caras de avalancha. Este sistema discurría hacia el E y NE por un paisaje abierto lo que favoreció los desbordamientos y el desarrollo de los depósitos de llanura de inundación. El sistema mostraba un comportamiento episódico probablemente ligado a un régimen estacional.

La evolución vertical del tramo muestra una tendencia granocreciente y estratocreciente que se atribuye a una sedimentación en unas condiciones de diastrofismo acelerado.

En relación a las condiciones climáticas reinantes durante la sedimentación de estos materiales únicamente podemos señalar que las asociaciones palinológicas encontradas en sedimentos de características similares a los que integran esta UTS y en el borde S de la Fosa indican un clima mediterráneo (ALONSO GAVILÁN y VALLE, 1987). El alto contenido en arcillas de iluviación y neoformación (esmeclitas) en la base de las secuencias y la frecuencia de los procesos de alteración edáficos abogan por unas condiciones climáticas en las que los períodos áridos son más prolongados que los húmedos. Por otra parte, la inmadurez mineralógica del sedimento (abundancia de fragmentos inestables) implica un grado muy bajo de alteración de las áreas fuentes que se correlacionaría con un déficit en humedad. La granulometría grosera y el tipo de organización del sedimento (importante amalgamación de cuerpos con abundantes superficies erosivas) indican un régimen hídrico caracterizado por importantes avenidas pero de carácter esporádico (régimen torrencial). Con estos rasgos se puede concluir que el clima durante esta UTS pasa a presentar largos períodos de aridez con una estación húmeda muy corta pero de importantes precipitaciones.

La edad de los depósitos que integran esta unidad es un tema ampliamente discutido. Inicialmente se atribuyeron al Cuaternario. JIMENEZ (1970) retoma los datos de CRUSAFÓNT *et al.* (1968) y considera que los depósitos arcósicos de Arévalo pueden situarse en el Vallesiense Inferior, pero que esos depósitos son distintos de los que afloran en la fosa de Alba-Villoria (Areniscas de Garcihernández). JIMENEZ y GARCÍA MARCOS (1981) atribuyen a las Areniscas de Garcihernández una edad de Vindoboniense Inferior. CORROCHANO *et al.* (1983) vuelven a correlacionar los depósitos de Arévalo con los de la fosa de Alba-Villoria y E de Salamanca y los sitúan en el Vallesiense inferior. Con todo, en áreas más próximas que Arévalo, como es la Fosa de Ciudad Rodrigo se le ha adjudicado una edad de Oligoceno por: (1) su posición con respecto a las unidades infra- y suprayacentes (CANTANO y MOLINA, 1987) y (2) por dataciones mediante polen (POLO *et al.*, 1987). Con la misma edad han sido datados en el yacimiento de Los Barros (Ávila) mediante micromamíferos (GARZÓN y LÓPEZ, 1978). En nuestra zona de estudio, la posición suprayacente con respecto a depósitos datados como Eoceno superior e infrayacente con los depósitos rojos datados como Mioceno inferior (MAZO y JIMENEZ, 1982) en las proximidades de Salamanca así como el

hecho de que frecuentemente se presente afectada por la alteración roja de la misma edad (MARTÍN-SERRANO, 1988; BLANCO *et al.*, 1989) permiten asignar este tramo y UTS al Oligoceno.

2.2.4.2. Tramo conglomerático (12)

Su espesor oscila entre 2 y 8 m. Está constituido por un conjunto de cuerpos de base erosiva, morfología canalizada (1-3 m de longitud máxima y 0,5-0,7 m de espesor máximo) y naturaleza conglomerático-arenosa. Las gravas son *clast-supported* y petrológicamente están constituidas por clastos subredondeados de cuarzo y de cuarcita (con centiles de hasta 15 cm). Presentan matriz arenosa formada por granos de cuarzo y feldespato redondeados o subangulosos.

Las arenas, con una composición mineralógica dominada por el cuarzo, los feldespatos y los fragmentos de rocas ígneas y cuarcitas, son masivas o muestran estratificación cruzada en surco o planar.

Estos materiales se organizan en cuerpos canalizados de grandes dimensiones (4 m de altura por 50-100 m de anchura) de base fuertemente erosiva que se apilan unos sobre otros tanto en la vertical como lateralmente. Su relleno está formado por secuencias complejas entre las que dominan las de tipo [Gm → Gp (gran escala) → Gp (pequeña escala)], correspondientes a la migración de barras transversas, [Gt → Gp], interpretadas como barras diagonales, que nos indican que la sedimentación tuvo lugar en sistemas fluviales de canales trenzados de alta energía. Como en los canales infrayacentes, la elevada cantidad de matriz arcillosa no implica que se tratara de flujos con una importante carga en suspensión ya que esta matriz tiene un origen diagenético, por ello estos depósitos corresponderían a flujos con una elevada carga de fondo (*bed-load*) y aguas claras.

El conjunto de estos sedimentos se interpretan como depósitos de sistemas fluviales *braided* que migraban -de acuerdo con las direcciones de paleocorrientes observadas en la estratificación cruzada- hacia el O.

Estos materiales se distribuyen de un modo discontinuo a lo largo de una estrecha franja orientada en dirección E-O situada en el centro de la Hoja y ocupan posiciones topográficas cada vez más bajas hacia el O. Si a esto le unimos: (1) su estrecha relación con cada una de las superficies morfológicas que se observan en el techo de esta UTS y (2) el cambio en las paleocorrientes registrado (hacia el E en el Tramo Arcósico y hacia el O en el Tramo Conglomerático) podemos suponer que estos materiales representan los primeros niveles de terrazas relacionados con el inicio de la definición de la red fluvial actual en este sector de la Cuenca del Duero.

Admitir esta hipótesis y admitir que estos sedimentos forman parte de la misma UTS que los materiales oligocenos descritos anteriormente (Tramo Arcósico) conlleva aceptar que la red hidrográfica actual no se instaló en la cuenca durante el Cuaternario, hipótesis defendida por la mayor parte de los autores. Sin embargo, las observaciones que nosotros hemos realiza-

do a lo largo del borde O de la Cuenca del Duero y en la Fosa de Ciudad Rodrigo nos hacen defender la idea de que la red hidrográfica actual es muy antigua, aunque con todas las reservas que supone no poseer una datación de esos niveles de terrazas.

Para afirmar que la red hidrográfica es antigua nos basamos en los siguientes hechos:

- (1) Los niveles de terrazas están afectados por una alteración roja de iguales características a la alteración roja miocena.
- (2) Los depósitos rojos miocenos ocupan siempre posiciones topográficas más bajas que estos niveles de terrazas (Tramo Conglomerático) y su posición no puede ser explicada por la existencia de accidentes tectónicos (véase además de esta Hoja las de Villar de Ciervo y Ledesma).
- (3) Las paleocorrientes de los depósitos más modernos (Mioceno) nunca apuntan hacia el interior de la Cuenca del Duero, sino que sigue una distribución similar a la de los ríos Agueda, Yeltes y Tormes.
- (4) En el borde sur de la Fosa de Ciudad Rodrigo, donde afloran sucesiones de materiales rojos miocenos de 10-20 m de espesor interpretados como abanicos aluviales, éstas presentan una disposición en "telescopio" con respecto a los materiales de esta UTS (los ápices de los abanicos por encima de los materiales arcósicos y las partes distales encajadas en estos sedimentos), esto indica un descenso del nivel de base de los sistemas aluviales de edad Mioceno. Si a esto le unimos que los depósitos arcósicos oligocenos situados en posiciones más distales (con respecto a los abanicos aluviales) nunca fueron fosilizados, parece lógico suponer que la tendencia en la cuenca no fue al relleno sino al vaciado.

En resumen, proponemos que esta UTS representa el final del relleno e inicio del vaciado en este sector de la Cuenca del Duero.

Esta UTS está afectada por alteraciones rojas de iguales características a las descritas para la Unidad Detrítica s.s. de la UTS P2. Así mismo, se encuentran desarrolladas sobre estos materiales las costras carbonatadas (diferenciadas como 14b en la cartografía) relacionadas con el desarrollo de superficies morfológicas.

2.2.5. UTS N1 (Unidad roja) (13)

Sus afloramientos se restringen a pequeñas manchas aisladas situadas en el centro de la Hoja. Se dispone discordante sobre los materiales de las U.T.S. P2 y P3. Su espesor es muy reducido, no superando los 4 m. Es equivalente a la Facies Mirazamora y Pozoantiguo (CORROCHANO, 1977), Series Rojas (MARTÍN-SERRANO, 1988), Facies Villalba de Adaja (CORRALES, 1982), Conglomerados de Villoria (CORROCHANO *et al.*, 1983) dentro de la Cuenca del Duero y en la Fosa de Ciudad Rodrigo a los Conglomerados Versicolores (JORDÁ, 1983; CANTANO y MOLINA, 1987), Facies Rojas del Cubito (GRACIA PLAZA *et al.*, 1981) y Conglomerado de Cabezuela (POLO *et al.*, 1987).

Son sedimentos siliciclásticos (arenas, lutitas y en menor proporción gravas) con abundante matriz arcillosa y color rojo intenso debido a una importante impregnación por oxihidróxi-

dos de hierro. Su espectro litológico está formado por cuarzo, cuarcita en las fracciones arena, grava y limo. La fracción arcilla está compuesta por illita-caolinita y, ocasionalmente, esmectita y paligorskita.

La pobre calidad de afloramiento que presentan estos depósitos dentro de la Hoja hace imposible su interpretación sedimentaria. Con todo, en áreas próximas (Hojas de Barbadillo, Ledesma y Salamanca) sedimentos similares se han interpretado como depósitos de sistemas fluviales trenzados.

La posición cronoestratigráfica de la UTS N1 ha sufrido variaciones. Por un lado consecuencia de su compleja relación topográfica con el resto de las unidades con que tiene relación cartográfica más directa. Por otro, porque se ha incluido en esta unidad depósitos previos fuertemente rubefactados y/o argilizados lo que ha dado lugar a afloramientos con mucha mayor extensión superficial. Con todo, está generalizada la idea de atribuirle al Mioceno inferior, en base a yacimientos paleontológicos (MAZO y JIMENEZ, 1982) y a la posición estratigráfica que ocupa en los afloramientos más internos de la Cuenca (región de Zamora).

2.3. CUATERNARIO

Los materiales más recientes de la Hoja de La Vellés están representados principalmente por los depósitos fluviales, y en menor proporción a coluviales, glaciares y a algunas zonas endorreicas. Corresponden los primeros al río Tormes, arroyo de la Ribera y arroyo de la Vega; los segundos y terceros se sitúan principalmente a los pies de las zonas de ladera y los últimos en las cabeceras de algunos arroyos y ensanchamientos de los cauces fluviales.

2.3.1. Coluviones (20)

Los depósitos coluviales presentan una litología variada y por lo general su coloración es de tonos grises o ligeramente ocre. Los materiales que conforman estos depósitos presentan una matriz areno-limosa que engloba cantos de litología variada, dependiendo principalmente de las rocas que constituyen el sustrato; así, si el sustrato está formado por materiales terciarios, muy frecuentes dentro de la Hoja, los cantos serán principalmente de rocas metamórficas e ígneas con morfologías redondeadas; mientras que si los coluviones se localizan dentro de áreas de rocas metamórficas y granitoides, los cantos serán más angulosos y con una variedad litológica reducida a la existente en el área de aporte. La edad que consideramos para estos depósitos comprende desde el Plioceno al Holoceno.

2.3.2. Terrazas (16,17)

Dentro de la Hoja de La Vellés hemos diferenciado dos niveles de terrazas, siendo el nivel bajo el mejor representado y con su mejor desarrollo en el Río Tormes.

El primero de los depósitos (17 en cartografía) presenta una altura sobre los cauces variables, en los principales la altura de la terraza oscila entre 1,5 y 3 metros, mientras que en

los cauces secundarios oscila entre 1 y 2 metros. El mayor desarrollo de estos depósitos lo presenta el río Tormes entre la población de Almenara de Tormes y Villamor. Está constituido por arenas cuarzo-feldespáticas principalmente, si bien los limos están presentes en los arroyos de la Vega y de la Ribera, sin llegar a ser predominantes sobre la fracción arena. Entre las pasadas de arenas aparecen niveles de cantos generalmente de cuarzo, aunque también aparecen fragmentos líticos de granito y rocas metamórficas, por lo general escasos; los cantos suelen presentar tamaños variables que oscilan entre los 2 y 8 centímetros, aunque dentro de las pasadas pueden existir tamaños de 30 centímetros; las formas de estos cantos suelen ser redondeadas en los tamaños intermedios y subangulosas las de los mayores. Este primer nivel de terrazas lo hemos considerado como Pleistoceno-Holoceno.

El segundo nivel (16 en cartografía), situado entre 5 y 10 metros respecto a los cauces, se localiza en dos zonas, la primera y más septentrional corresponde a la confluencia de los arroyos de la Guadaña, de Carralafuente, San Cristóbal y el de la Ribera; el segundo está situado en el río Tormes al SE de la población de Almenara de Tormes. Esta formado, como en el caso anterior, por arenas cuarzo-feldespáticas y cantos generalmente de cuarzo con tamaños que oscilan entre 4 y 8 centímetros; en este caso la homogeneidad de tamaños es mayor y no se encuentran cantos mayores a los 15 centímetros; las formas son redondeadas y el porcentaje de cantos es mayor que en la terraza baja. La edad de este nivel de terraza lo hemos considerado como Plio-Pleistoceno.

2.3.3. Conos de deyección (18,21)

Se diferencian dos tipos de conos, desarrollados sobre los aluviales del río Tormes y los arroyos de la Rinconada y de la Ribera. Los más destacables del río Tormes corresponden a los arroyos Encina de Villaselva y Valdealrendico, y en cuanto a los dos arroyos restantes sobresalen los del regato de las Characas, arroyo de Valdehormiga y arroyo de Mora.

La litología de los más modernos (21 en cartografía) queda constituida por arenas cuarzo-feldespáticas y cantos de litología variada con formas redondeadas; estos depósitos provienen de los materiales terciarios que sirven de área madre para todos los desarrollados en la Hoja. Presentan formas bien definidas y una estructura interna bien delimitada. La edad que consideramos para ellos es Holoceno.

En relación a los más antiguos (18 en cartografía), que consideramos del Plio-Pleistocenos, presentan su mejor desarrollo en el río Tormes. En relación a los existentes en el arroyo de la Ribera, tienen un grado de degradación importante, estando los cursos de agua claramente encajados. Todos ellos, a excepción hecha del procedente del regato de Characas, tienen el área de aporte de terrígenos en los materiales terciarios, por lo que las características litológicas son muy similares a los anteriores, si bien, el porcentaje de limos es mayor. El elaborado en la salida del regato de Characas tiene una litología distinta, ya que el área de aporte la conforman los materiales granitoides y paleocenos silicificados en la esquina NO de la Hoja; en este caso, los cantos están conformados por granitoides, frag-

mentos de conglomerados arcósicos y cuarzo, y los limos adquieren más importancia que las arenas.

En ambos casos el tamaño de los cantos es variable y depende de los materiales que constituyan el área de aporte, pero en general, los tamaños mayores observados corresponden a cantos de cuarzo de 13 centímetros. Las formas de los cantos son redondeadas en todos los depósitos.

2.3.4. **Glacis (19)**

Corresponden a dos depósitos situados en la margen derecha del arroyo de la Ribera, el más extenso al este de la población de Santibáñez de Cañedo y el segundo en las cercanías de Aldearrodrigo.

Están formados por cantos heterométricos (2 a 15 cm) y litología de cuarzo, la fisionomía de los cantos es subangulosa, si bien existen algunos subredondeados y redondeados. La matriz que engloba los cantos es arenosa y compuesta por cuarzo y feldespatos, estando suelta y con escasa cantidad de limos y arcillas, su tonalidad es en general ocre. Estimamos que la edad de estos depósitos es Pleistoceno-Holoceno.

2.3.5. **Aluvial (22)**

En la Hoja de La Vellés los depósitos aluviales presentan una amplia representación, destacando por su desarrollo los correspondientes a los arroyos de la Vega, Ribera, Guadaña, Prado del Agua, Carralafuente, San Cristóbal y la Encina. En relación al río Tormes, en esta Hoja su aluvial es escaso, por circular encajado en su terraza baja, que fue descrita anteriormente.

Los materiales que conforman estos depósitos proceden en su mayor parte de los aportes de arroyos secundarios que transcurren casi en su totalidad por materiales terciarios, por lo que la fracción arena está formada por arenas cuarzofeldespáticas, los cantos son de litologías variadas (rocas metamórficas, granitoides y cuarzo) y presentan además, una alta abundancia de limos.

La fracción gruesa presenta una media de tamaños que varía entre los 4 y 6 centímetros, bastante homogénea y con formas redondeadas.

2.3.6. **Arenas y cantos (barras fluviales) (24)**

Estos depósitos se encuentran en los bordes del cauce del río Tormes, situándose en las zonas internas de los meandros. Están formados por arenas de cuarzo bien lavadas y sueltas y, por cantos redondeados de litologías variadas. Estos materiales se disponen en pequeñas

pasadas de cantos, entre las mayores de arenas; los cantos presentan unos tamaños que oscilan entre los 2 cm y los 10 cm. La edad del depósito es Holocena.

2.3.7. Navas (23)

En zonas de escasa pendiente o, más o menos planas y por lo general asociadas al nacimiento de arroyos, se producen áreas potencialmente encharcables; en ellas existen una gran cantidad de limos con abundante materia orgánica entre los que, esporádicamente, aparecen cantos subangulosos de litología variada, estos presentan unas dimensiones que oscilan entre los 3 y 5 cm. Su edad es Holocena.

3. PETROLOGÍA

La mayor parte de las rocas que afloran en el dominio situado al norte de la cizalla de Juzbado son rocas ígneas granitoides y el resto son rocas metamórficas migmatíticas (gneises glandulares) en tránsito gradual a los granitoides. En la misma zona de cizalla se encuentra un cuerpo granítico (Granito de Juzbado) que se considera perteneciente al dominio Sur (ver Memoria de la Hoja de Ledesma).

3.1. ROCAS IGNEAS

3.1.1. Rocas intermedias (2)

Afloran en un cuerpo de geometría laminar concordante de entre 5 y 15 m de espesor y unos 500 m de largo, encajado totalmente en los granitoides inhomogéneos de la banda de Zamayón. La roca está muy alterada y sólo se reconoce bien el el corte de la carretera en la salida sur de Zamayón. Presenta una intensa foliación de dirección N60°E y buzando fuertemente al norte que, en gran parte corresponde a S2.

Se trata de una roca de grano fino de tonos oscuros o verdosos, compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y, algunas veces, anfíbol; como accesorios frecuentes presenta allanita, esfena, apatito, circón y abundantes opacos. La foliación está definida por la orientación preferente de biotita, anfíbol y esfena. El cuarzo está muy poligonizado, con los bordes de grano suturados. El feldespato potásico también puede presentar poligonizaciones. La biotita suele estar doblada o kinkada y con extinción ondulante. Cuando la roca está afectada por la cizalla de Ledesma se desarrollan texturas miloníticas con fuerte reducción del tamaño de grano, formación de peces de mica y retrogradación de todo o casi todo el anfíbol a agregados finos de biotita y clorita.

3.1.2. Granito de Juzbado (3)

El pequeño afloramiento de granito que se encuentra entre los Km. 23 y 24 de la carretera de Salamanca a Ledesma constituye la continuación de la banda granítica de Juzbado que se

extiende unos 18 Km. por la Hoja de Ledesma; la anchura máxima de esta banda granítica es de unos 500 m y se encuentra precisamente aquí, adelgazando continuamente hacia el oeste.

Esta banda de granitos se encuentra incluida en su totalidad dentro de la Zona de Cizalla de Juzbado, cuya dirección N70°E sigue fielmente. En consecuencia con este hecho, todo el material granítico se encuentra fuertemente deformado y, en su mayor parte, milonitizado.

El granito encaja a lo largo de todo su contacto Sur y en la parte oriental del contacto Norte en los metasedimentos epizonales del Complejo Esquisto-Grauváquico del Dominio Sur. Durante un tramo de varios km., el granito de Juzbado se pone en contacto con los granitoides inhomogéneos del Dominio Norte, desconociéndose si esta situación es únicamente un efecto de la acción de la cizalla de Juzbado.

Estos granitos afloran moderadamente bien, al menos en su mitad oriental donde forman una alineación de lomas, más o menos lajadas a favor de los planos de cizalla. En la parte occidental, donde la banda se estrecha considerablemente, el granito aflora como crestas en dientes de sierra similares a la manera de aflorar de los esquistos.

Haciendo, en este capítulo, caso omiso de las estructuras macroscópicas originadas por la intensa deformación, puede decirse que en la banda afloran granitos moscovíticos y leucogranitos de dos micas de grano medio-grueso y grueso (5-10 mm) que pasan a términos filonianos pegmatíticos en el extremo occidental. La roca contiene abundante cuarzo xenomorfo de hasta 6 mm y feldespatos de hasta 1 cm (rara vez más) localmente con cierta tendencia porfídica de tipo seriado. Las biotitas, escasas o inexistentes, son siempre de pequeño tamaño, menores de 3 mm, y suelen estar muy cloritizadas; en algunos casos incluidas en las placas de moscovita. Esta, suele aparecer en cristales relativamente grandes, de hasta 7 mm de diámetro, con secciones básaes vagamente idiomorfas. Son frecuentes los pequeños cristales dispersos de turmalina (2 mm). En los planos de máxima deformación (planos "C") son abundantes las cloritas y la moscovita de grano fino. Todos los minerales, salvo estos últimos, tienen carácter de porfiroclastos.

En todos los casos se trata de leucogranitos con un índice de color bajo-muy bajo, holomoscovíticos, moscovíticos con biotita accesorias, o de dos micas con moscovita predominante. Aparte de las variaciones estructurales y texturales producidas por la deformación, el granito parece ser homogéneo a escala de afloramiento o mayor, no habiéndose encontrado schlieren o enclaves y los contactos entre los distintos tipos de grano o de variable contenido en biotita parecen graduales. Cuando la deformación es menor, la textura es subequigranular, salvo las escasas zonas con tendencia porfídica ya citadas.

No existen dataciones absolutas de esta unidad granítica y en cuanto a su edad relativa, podría sugerirse que, dada su aparición en una banda estrecha en el núcleo de la zona de cizalla de Juzbado y su perfecta coincidencia con la dirección de la misma, el emplazamiento podría guardar una estrecha relación con la actividad tectónica de la cizalla, a semejanza de los modelos propuestos por otros autores (NEESEN, 1981; GOUANVIC, 1983; BELLIDO et al., 1987 o LÓPEZ PLAZA y MARTÍNEZ CATALÁN, 1987) para otras unidades graníticas sin-cinemáticas en zonas de cizalla transcurrentes del Macizo Hespérico. Sin embargo, basán-

donos en el hecho de que la deformación por cizalla en el granito se produce, no sólo en estado sólido, sino además, a baja temperatura (retrogradación a la facies de los esquistos verdes) y en la probable correlación con otros granitos similares y cercanos, como el granito de Doñinos de Ledesma por ejemplo, cuya edad es, como mínimo, la de la segunda fase de deformación, nuestra opinión es que se trata de un granito previo a la actuación de la cizalla y que su geometría se debe a la deformación producida por el intenso esfuerzo de cizalla asociado al accidente tectónico.

3.1.3. Granitoides inhomogéneos (4)

Los granitoides inhomogéneos afloran inmediatamente al Norte del granito anterior, con su contacto sur determinado por la zona de cizalla de Juzbado, y por el norte intruidos por el granito de San Pelayo. Además hay otra banda de estos granitoides situada en las inmediaciones de Zamayón, que se pone en contacto gradual por el norte con los gneises glandulares, y por el sur con el granito de San Pelayo a través de la zona de cizalla de Ledesma. Esta última banda tiene incluido un nivel foliado de rocas intermedias.

Estas rocas, al igual que el resto de las rocas graníticas cercanas al borde de la cuenca terciaria del Duero, afloran muy mal y se encuentran fuertemente caolinitizadas por efecto de las alteraciones mesozoicas y terciarias, por lo que puede llegar a ser difícil distinguirlas de los materiales arcósicos terciarios de la cobertera.

Son granitos de dos micas, muy heterogéneos en cuanto a tamaño de grano, aunque predomina el medio a grueso, porfidismo (poco porfidicos en general) o contenido en biotita. Son muy frecuentes las restitas en forma de schlierens que, junto a las heterogeneidades bandeadas composicionales o texturales, definen la foliación de la roca. Es relativamente frecuente la presencia de sillimanita y cordierita. En las zonas de cizalla estos granitos están intensamente deformados y desarrollan frecuentemente fábricas miloníticas.

Desde el punto de vista petrográfico se trata de granitos y leucogranitos de dos micas, con proporciones de moscovita y biotita muy variables, incluso a escala de lámina delgada. La sillimanita, con hábito fibrolítico y prismático, se encuentra en casi todas las muestras, casi siempre muy moscovitizada. La cordierita, alterada, es relativamente frecuente y en algunos casos se encuentra andalucita, nunca con sillimanita.

Texturalmente son siempre blastogranudos, alotriomorfos e inequigranulares, localmente con tendencia porfidica; pueden presentar texturas foliadas definidas por orientaciones, a veces muy fuertes, de la biotita, de la plagioclasa y del feldespato potásico.

Tienen cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, moscovita, sillimanita y muchas veces también cordierita. Como accesorios se encuentran apatito, a veces muy abundante, circón, turmalina, opacos y ocasionalmente andalucita.

El feldespato potásico puede presentarse en fenocristales subhedrales de 6 a 15 mm, con inclusiones de plagioclasa euhedral, biotita y gotas de cuarzo; con la macla de la microclina

omnipresente y, a veces, también con la de Carlsbad. El grado de pertitzación varía mucho de unas muestras a otras y puede llegar a ser muy bajo. La mayor parte del feldespató potásico se encuentra en agregados irregulares de tamaño muy variable, con carácter intersticial y con la macla de la microclina. Las inclusiones, escasas, son de plagioclasa, biotita y en algún caso de apatito acicular, de cordierita y de cuarzo. Este feldespató potásico suele tener bordes corrosivos sobre la plagioclasa.

La plagioclasa se encuentra predominantemente en cristales subhedrales de 3 a 7 mm, nunca en fenocristales que destaquen claramente de la matriz. Puede tener la macla de la albita pero no está generalizada; la macla de Carlsbad también puede estar presente. Las inclusiones son escasas, normalmente de biotita, apatito y algún cuarzo en gotas. Más frecuentes son las sustituciones por feldespató potásico (antipertitas "patch") o moscovitas creciendo en direcciones reticulares. El zonado está siempre ausente. Los recrecimientos mirmequíticos, que corroen al feldespató potásico, son frecuentes y pueden encontrarse también en los pequeños cristales de plagioclasa automorfa incluidos en fenocristales de feldespató potásico.

La biotita es siempre de pequeño tamaño y se encuentra en cristales individuales, más o menos orientados, o en agregados con textura decusada. A veces forma agregados alargados, a modo de microsclierens, en intercrecimientos con sillimanita. Las inclusiones son de apatito y, sobre todo de circón que desarrolla halos pleocróicos. En general se encuentra moscovitizada en grados variables, encontrándose muestras en que la biotita ha desaparecido casi por completo.

La moscovita puede ser la mica dominante o encontrarse como un mineral accesorio. Siempre tiene aspecto textural secundario llegando a formar cristales grandes poiquiloblásticos. Normalmente crece sobre la biotita aunque también lo hace sobre la plagioclasa y el feldespató potásico. Cuando sustituye a la biotita suele tener inclusiones de apatito y circón y las placas más grandes tienen inclusiones de sillimanita.

La cordierita se encuentra en cristales subhedrales de hábito prismático y de pequeño tamaño, dispersa en la matriz o como inclusiones en feldespató potásico. Siempre se encuentra transformada en un agregado de moscovita y biotita o bien pinnitizada.

Estos granitos muestran siempre un grado importante de deformación dúctil, aunque no llegan a desarrollar una foliación en relación a esta deformación. El cuarzo tiene siempre extinción ondulante y subgranos con los bordes suturados; los feldespatos también tienen extinción ondulante y muchas veces subgranos y poligonizaciones y las maclas, tanto la de la albita como la de la microclina, tienen aspecto de maclas de deformación. Las micas pueden encontrarse dobladas o kinkadas, también con extinción ondulante.

3.1.4. Granito de San Pelayo (5)

Este macizo granítico se extiende ampliamente por la vecina Hoja de Ledesma y forma parte de un plutón (Granito de Ledesma - San Pelayo) dividido en dos macizos por la zona de ciza-

lla de Ledesma. Está limitado por el norte por dicha zona de cizalla y encaja en granitoides inhomogéneos a cuya foliación corta oblicuamente.

El macizo está constituido principalmente por una facies de granito de dos micas de color claro, de grano medio a grueso y heterogéneamente porfídica, aunque, en la mayor parte de los casos, el porfidismo es poco contrastado, oscilando el tamaño de los fenocristales de feldespato entre 1 y 3 cm.

Con distribución irregular, pero siempre presentes, se encuentran enclaves biotítico - sillimaníticos de dimensiones entre 1 y 5 cm de forma, en general, ovalada o redondeada. Estos enclaves muestran una foliación interna crenulada que no suele guardar relación con la morfología externa de los enclaves.

Dejando aparte el área afectada por la cizalla de Ledesma, que puede evaluarse en una banda de algo más de 1 km. y que será tratada en el capítulo de tectónica, el macizo muestra una débil foliación planar marcada por la orientación preferente de las biotitas y, en menor medida, por los enclaves y los fenocristales.

Petrográficamente es un granito de dos micas predominantemente moscovítico, con textura granuda, de grano medio a grueso, de inequigranular a porfídica y alotriomorfa. Como minerales esenciales presenta cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita. En calidad de accesorios se encuentran apatito, circón, rutilo, sillimanita y opacos y como minerales secundarios clorita y sericita.

Los fenocristales mayores y más abundantes son los de feldespato potásico formados por monocristales de microclina de 1 a 3 cm, de tendencia euhedral, con numerosas inclusiones de cristales idiomorfos de plagioclasa zonada y de cuarzo en gotas; también pueden tener inclusiones de biotita, apatito o sillimanita prismática. La macla de la microclina es omnipresente, aunque a veces se combina con la de Carlsbad, y siempre están fuertemente pertitizados.

Los fenocristales de plagioclasa son de menor tamaño (1 cm.) y mucho menos abundantes. Son euhedrales, de hábito tabular, con las maclas de albita o albita y Carlsbad y se encuentran normalmente zonados con núcleo de oligoclasa y bordes más albiticos; este zonado puede estar remarcado por una fuerte saussuritización de los núcleos más básicos. Tienen algunas inclusiones de cuarzo y biotita pero, sobre todo, hay abundantes cristales de tamaño pequeño y mediano de moscovita que crecen a favor de los planos cristalográficos de la plagioclasa hasta el punto que, en algunas zonas, la plagioclasa resulta casi totalmente sustituida por la moscovita.

La matriz es un agregado de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita con aspecto granoblástico. La textura es alotriomorfa inequigranular, de tamaño medio de grano, si bien, modificado por las subgranulaciones y poligonizaciones sufridas durante la deformación. Aquí, la plagioclasa, subhedral, es albitica y suele presentar recrecimientos tardíos vermiculares con cuarzo (mirmequitas). Los núcleos de plagioclasa primaria se encuentran parcialmente sustituidos por feldespato potásico, pero los recrecimientos de mirmequi-

ta parecen corroer al feldespato potásico. Este es intersticial, en su mayor parte de sustitución, con abundantes inclusiones de cuarzo goticular ("drop-like") y plagioclasa.

La biotita, con inclusiones de apatito y circón, forma cristales euhedrales que generalmente se encuentran parcial o totalmente sustituidos por moscovita. Otras biotitas se encuentran cloritizadas, produciéndose entonces la desmezcla de rutilo sagenítico.

La moscovita se presenta en varias formas. Una, ya citada, en crecimientos reticulares en las plagioclasas, otra sustituyendo a la biotita, de la que le quedan inclusiones de circón y apatito y, finalmente, en cristales individuales de tamaño mediano y grande (hasta 6 mm) con aspecto poiquilitico, conservando numerosas inclusiones de cuarzo que parecen haber absorbido durante su crecimiento. Algunas de estas últimas moscovitas, tienen abundantes inclusiones de sillimanita fibrolítica más o menos moscovitizada.

El cuarzo, que a simple vista se presenta en forma globosa de 3 a 5 mm, al microscopio se encuentra como agregados policristalinos de granos de 0,2 a 0,7 mm. con los bordes suturados que, probablemente, corresponden a la poligonización durante la deformación de cristales con un tamaño más acorde con el tamaño medio del resto de los minerales de la matriz.

Los circones aparecen como inclusiones en la biotita y a veces en la moscovita; en las secciones basales de la biotita suelen ser muy abundantes y llevan asociado un halo pleocrómico. El apatito se presenta de dos maneras, una como pequeñas agujas incluidas en el cuarzo y otra, como cristales globosos o subhedrales de alrededor de 0,5 mm dispersos en la matriz de la roca, aunque frecuentemente asociados a la biotita.

En todas las muestras analizadas se reconoce una importante deformación interna en la roca. Prácticamente todos los minerales muestran extinción ondulante; el cuarzo, como ya se ha indicado, presenta poligonizaciones y subgranos, también el feldespato potásico y la plagioclasa, aunque en menor medida, y las micas, además de extinción ondulante, a veces están kinkadas o plegadas.

3.2. METAMORFISMO

Las rocas hercínicas que afloran en esta Hoja fueron afectadas por un metamorfismo regional sincrónico con el desarrollo orogénico. Las características y la evolución del metamorfismo son muy diferentes a ambos lados de la Cizalla de Juzbado.

En el dominio Norte se encuentra un área metamórfica de alto grado, con migmatización generalizada al menos en las rocas gneísicas que son las más abundantes, no obstante todas las rocas de alto grado sufrieron posteriormente una retrogradación que determinó las paragénesis que se pueden observar actualmente en las rocas, en condiciones de la parte alta de los esquistos verdes. La historia progradada del metamorfismo únicamente ha quedado marcada en esta Hoja por la producción de fundidos y los relictos o pseudomorfos de minerales como sillimanita y cordierita.

En el dominio sur la situación es mucho más sencilla, las rocas sólo fueron afectadas por un metamorfismo progrado de bajo grado sincinemático con las fases principales de la deformación, localmente modificado por el efecto térmico de la intrusión de los granitos en aureolas estrechas alrededor de ellos.

En las bandas afectadas por las cizallas se produjo otra retrogradación de los materiales de alto grado y una acomodación de las rocas del dominio sur a las condiciones de la parte baja-media de la facies de los esquistos verdes en que se desarrolló la acción de la cizalla.

3.2.1. Dominio Norte

En esta Hoja las únicas rocas metamórficas que se encuentran en este dominio son los gneises glandulares, que presentan un metamorfismo de alto grado con fuerte producción de fundidos, aunque las rocas fueron posteriormente retrogradadas durante la tercera fase de deformación. Las estructuras migmatíticas más frecuentes son los bandeados estromáticos y los schlierens.

Las texturas de los gneises son granoblásticas foliadas, en general, con la foliación definida por la orientación preferente de la biotita, de la sillimanita y por la dimensión mayor de los agregados feldespáticos que constituyen las glándulas. La asociación mineral más común que se encuentra es:

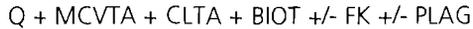


El feldespato potásico es siempre microclina y la plagioclasa tiene una composición que varía entre albita y oligoclasa ácida; los recrecimientos mirmequíticos en las plagioclasas suelen ser abundantes, sobre todo en las muestras más granitizadas. Las biotitas forman lepidoblastos que, como ya se ha dicho, definen los planos de foliación pero muchas veces muestran texturas decusadas de recristalización estática. La sillimanita se presenta sobre todo en haces fibrolíticos que pueden estar plegados, o también en pequeños cristales prismáticos y puede encontrarse en intercrecimientos con la biotita o incluida en feldespatos, sobre todo potásicos. La cordierita está sistemáticamente pseudomorfizada por un agregado de grano grueso de moscovita o de moscovita y biotita, pocas veces pinnitizada y se presenta generalmente en granos subidiomorfos de diverso tamaño dispersos en la matriz, aunque también puede encontrarse como inclusiones en feldespato potásico y plagioclasa. La moscovita es muy abundante, parece en su mayor parte secundaria y se desarrolla sobre la biotita y la sillimanita principalmente, de las que suele tener inclusiones.

3.2.2. Dominio Sur

En el dominio Sur las rocas preordovícicas están constituidas por litologías semipelíticas y psamíticas. En este área el metamorfismo es exclusivamente epizonal, sin alcanzar la zona del granate.

En las rocas semipelíticas y psamíticas las texturas son lepidoblásticas de grano fino y muy fino; el cuarzo, los feldspatos y la biotita forman porfiroclastos con mucha frecuencia, evidenciando su origen clástico. La asociación mineral es:



La esquistosidad es siempre S_1 y está definida por lepidoblastos de grano fino de moscovita, clorita y, algunas veces, también de biotita que son sincinemáticas con la primera fase de deformación.

4. TECTÓNICA

4.1. DEFORMACIÓN HERCÍNICA

La Orogenia Hercínica es la responsable de los eventos tectónicos reconocibles en el zócalo. De acuerdo con numerosos autores que han trabajado en el macizo hercínico peninsular (RIBEIRO, 1974; MARCOS, 1973; MARTÍNEZ CATALÁN, 1981, DÍEZ BALDA, 1986; etc) la orogenia se resuelve en tres fases de deformación principales seguidas de otras de menor entidad. La primera fase (D1) produce pliegues, de dirección NO-SE, vergentes al NE, la segunda fase (D2) zonas de cizalla subhorizontales en los niveles profundos y la tercera (D3) pliegues, también NO-SE, subverticales o ligeramente vergentes al NE. Además de estas tres fases principales, en esta Hoja se reconoce un accidente de desgarre de primera magnitud que afecta a los terrenos con posterioridad a las fases principales: la Zona de Cizalla de Juzbado - Penalva do Castelo. Por último, se reconoce una cuarta fase de deformación (D4) que produce pliegues de dirección norteada de escasa intensidad.

Como ya se ha indicado, la Zona de Cizalla de Juzbado separa dos dominios con características estructurales distintas. En el Dominio Sur únicamente se observa una fase de deformación (D1) que da lugar a pliegues y, sobre todo, a una esquistosidad de plano axial S_1 que, en esta Hoja, es la única estructura tectónica reconocible en las rocas de este dominio. Por el contrario, en el Dominio Norte la estructura reconocible en los gneises glandulares y en algunos granitoides (rocas intermedias y granitoides inhomogéneos) es una foliación de alto grado que se considera una S_2 . Esta S_2 se encuentra plegada por pliegues E-O (D_3), puesto que en la zona centroccidental de la Hoja buza al Sur mientras que en el área de Zamayón lo hace al Norte.

La Zona de Cizalla de Juzbado aflora únicamente unos 200 m en el borde occidental de la Hoja, en la carretera Salamanca - Ledesma, donde afecta al contacto entre el granito de Juzbado y los granitoides inhomogéneos que tiene al Norte. El accidente desarrolla aquí una banda milonítica de unos 1500 m de espesor, con los planos de cizalla buzando acusadamente al Sur y la lineación milonítica subhorizontal o con suave inmersión al Este. Además de la zona de cizalla principal, existe otra rama importante, pero de menor entidad, (Zona de Cizalla de Ledesma, VILLAR *et al.*, 1992) que en esta Hoja aflora a lo

largo de unos 5 Km. en el área de Zamayón. Esta última cizalla tiene los planos miloníticos subverticales o buzando al norte fuertemente y la lineación subhorizontal. Ambas zonas de cizalla convergen unos Km. más al Oeste en la Hoja de Ledesma. En los dos casos se trata de zonas de cizalla dúctiles, de movimiento esencialmente transcurrente y de carácter sinistro y parecen representar un anastomosamiento de una única zona de cizalla.

4.2. TECTÓNICA ALPINA

El sector occidental de la Cuenca del Duero presenta unos rasgos tectónicos caracterizados por la presencia al S de un frente de sierra activo con orientación NE-SO y un margen occidental relativamente pasivo que se hunde hacia el E. Los materiales que constituyen los bordes y sustrato de la cuenca se enmarcan dentro de la Zona Centroibérica y están afectados por accidentes hercínicos y tardihercínicos.

La presencia de importantes accidentes tectónicos en este sector de la cuenca ha sido reconocida desde hace tiempo (JIMENEZ, 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.

Dentro de la Hoja de La Vellés afloran diferentes fracturas que afectan a los materiales terciarios. Junto con estos accidentes existen otros que por encontrarse fosilizados por sedimentos más jóvenes se deducen de anomalías geomorfológicas (segmentos rectilíneos de cauces, direcciones anómalas de éstos, etc.) y criterios estratigráficos.

Por su edad relativa de actuación se puede considerar:

Accidentes post-UTS MC y pre-UTS P1

Están representados en el borde occidental de la Hoja. Predominan las fracturas de la familia NE-SO, N-S y, escasamente representadas, E-O. Presentan saltos verticales que rara vez superan la decena de metros. Su actuación determina la aparición de sistemas *horst-graben* hundidos hacia el O. Estos fueron posteriormente erosionados dejando pequeñas depresiones a favor de los cuales se dispuso la unidad siguiente. Correspondería a la fase Neolarámica (límite Paleoceno-Eoceno).

Accidentes post-UTS P1

Se trata de fracturas de las familias NO-SE, E-O y NE-SO que afloran en el borde occidental de la Hoja. El hecho de que, en la mayoría de los casos, no haya sedimentos más modernos fosilizando o afectando a estos accidentes impide determinar con más precisión

su edad de actuación. Con todo, al S del río Tormes, en las proximidades de Almenara de Tormes, se puede observar algunas fracturas fosilizadas por la UTS P2. Su salto total se sitúa en torno a 2-10 m. Algunas de estas fracturas, como se puede deducir del espesor y posición de las unidades afectadas, debieron jugar tanto en el límite entre las UTS MC y P1 como tras la P1.

Además de estos accidentes hay que hacer notar que si bien no se observan accidentes claros que actúen entre las UTS P1 y P2 el límite entre ambas es una discordancia cartográfica. Esta discordancia podría relacionarse tanto con actividad tectónica como con un período de subsidencia marcado entre las dos unidades. La disposición, desde la base de la UTS P2, de los canales a favor de unos ejes de drenaje coincidentes con las principales fracturas que la afectan indica una subsidencia diferencial a favor de estos accidentes desde el comienzo de la sedimentación de la UTS. Esto apoyaría el carácter tectónico ligado a fracturas de la discordancia entre las dos unidades correspondiente a la fase Prepirenaica (Eoceno inferior-Eoceno medio).

Accidentes post-UTS P2 y pre-UTS P3

Son accidentes distribuidos por toda la Hoja y en su gran mayoría están fosilizados tanto por los materiales de la UTS P3 como por los más recientes. Corresponden a las familias NE-SO, NO-SE y E-O estando las fracturas de la familia N-S muy poco representadas. Presentan saltos verticales muy variables. Las fracturas de salto pequeño (menores de 10 m) generalmente no se encuentran fosilizadas mientras que las de saltos importantes (superiores a 15 m) coinciden con los cauces fluviales actuales (p. ej. Arroyo de la Ribera, Arroyo de la Vega, río Tormes, Arroyo de la Encina). Como resultado de esta etapa de fracturación se produce una importante reorganización paleogeográfica en la zona al generarse sistemas de *horst-graben* limitados por estas fallas. Estos relieves tectónicos no llegaron a ser fosilizados por las U.T.S. siguientes. Un ejemplo de estos sistemas *horst-graben* lo constituye la zona septentrional de la Hoja en la que los materiales de la U.T.S. P2 alcanzan cotas cada vez mayores, a favor de fracturas E-O y NE-SO, hasta culminar en la Hoja situada al N (Villamor de los Escuderos) dando una plataforma a 900 m. Correspondería a la fase Pirenaica (límite Eoceno-Oligoceno).

Accidentes post-UTS P3

Coinciden en bastantes ocasiones con los mismos accidentes que actuaron en el límite entre esta unidad y la anterior si bien en este caso sus trazas rara vez llegan a ser observadas (p. ej. al SE de la Hoja) y se deducen a partir de criterios geomorfológicos o estratigráficos. Los saltos verticales correspondientes rara vez superan la decena de metros. El hecho de que no se encuentren materiales más modernos en relación a estos accidentes hace difícil determinar su edad de actuación. Con todo, dentro de este grupo se incluirían accidentes pre-UTS N1 (fase Saávica), observados en áreas limítrofes y bien desarrollados en el borde S de la Cuenca del Duero, así como otros de actuación más tardía (fases Stáiricas y posteriores).

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. ANTECEDENTES

Pocos son los autores que han trabajado en geomorfología dentro de la zona, y en general, los trabajos de los que forma parte son de carácter muy general. Sí existen algunos en áreas próximas que plantean la problemática que nos ocupa, si bien son escasos.

Aun así nos basaremos en los trabajos cercanos (SOLE SABARÍS, 1958; MARTÍN-SERRANO, 1979 y 1988), aquellos que hacen referencia a morfologías similares, si bien en zonas más alejadas (HERNÁNDEZ PACHECO, 1929; SCHWENZNER, 1936; BIROT, 1937; PEDRAZA, 1978; MOLINA, 1980; GARZÓN, 1980; CANTANO, 1982; MOLINA y JORDÁ, 1982; JORDÁ, 1983; CANTANO y MOLINA, 1987; MARTÍN RIDAURA, 1986; CENTENO, 1988; SANZ, 1988) y por último a los trabajos de carácter general (HERNÁNDEZ PACHECO y DANTIN CERECEDA, 1932; SOLE SABARÍS, 1952).

5.2. DESCRIPCIÓN FISIGRÁFICA

Como es visible en la topografía de la Hoja de La Vellés y en el esquema de pendientes, el área que nos ocupa constituye una zona de planicies alomadas en la que los resaltes morfológicos principales están dados por los altos replanos ("tesos" y "mesas") de los depósitos eocenos del borde de la Cuenca del Duero o de los aterrazamientos más antiguos del Oligoceno. Los encajamientos de arroyos, aunque no son muy profundos (entre 30 y 50 m) sí producen fuertes escalones morfológicos. El área de la Hoja cubre una extensa, plana y poco profunda depresión de planta romboidal elongada con dirección E-O, que es drenada por el río Tormes y los arroyos de la Ribera y de la Vega. Tiene como límites fisiográficos más destacados por el N y S los respectivos bordes de esta fosa, donde se encuentran las mayores alturas de la Hoja. Por el E destaca el estrechamiento de salida del río Tormes y del arroyo de la Ribera, mientras que por el oeste se pasa insensiblemente al paisaje peneplanizado que domina el área de la cuenca.

El territorio mantiene una altura media en torno a los 850 metros en los bordes y a los 830 m en el área central deprimida. Las cotas más altas dentro de la Hoja las dan en el borde norte los cerros del Quiñón Alto (885 m), Coto Raso (872 m), Teso de los Llanos (853 m), Teso de Valdevilla (852 m), Alto de la Horca (852 m), Teso Cueto (851 m) y Cerro de Valdecaballo (850 m); y en el borde sur, los de Mesa del Agua (872 m), Misa (865 m) y Teso del Romero (848 m).

La red fluvial principal tiene un marcado control estructural determinado por las fracturas de direcciones NO-SE, NE-SO y E-O que delimitan los márgenes de la depresión, de manera que los cauces del Tormes y sus afluentes los Arroyos de la Ribera y de Encina discurren adosados a los relieves de los bordes, dibujando una planta aproximadamente romboidal en la que el arroyo de la Vega formaría el eje diagonal mayor. Los regatos y arroyos secundarios, de dirección nordestada, presentan una red de incisiones más densa en los bordes que en el área central, especialmente en el borde norte.

El clima es de tipo mesotérmico subhúmedo a seco-subhúmedo en sus bordes norte y sur; las precipitaciones anuales medias son inferiores a los 500 mm, a excepción del borde O y

SO de la Hoja, donde son algo mayores. Las temperaturas medias anuales son algo superiores a los 11°C.

5.3. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

5.3.1 Estudio Morfoestructural

Geomorfológicamente, el área que cubre la Hoja de La Vellés se encuadra en la Cuenca del Duero, concretamente en su borde suroccidental, donde enlaza con la Fosa de Ciudad Rodrigo. La estructura geológica de los materiales anteoligocenos de la cuenca, suavemente inclinados hacia el este, marca únicamente la morfología del bloque levantado del borde norte de la Hoja. La depresión central y su borde levantado meridional quedan recubiertos en mayor o menor medida por los depósitos oligocenos que rellenan la depresión según una estructura en semigraben inclinado hacia el norte, que vuelve a ser retocada por el hundimiento del bloque central y levantamiento del área meridional con posterioridad al Oligoceno. Únicamente en su borde occidental, donde el biselado del borde de la cuenca por la red de drenaje atlántica la ha vaciado de depósitos, aflora reducidamente el basamento hercínico. Las principales *fracturas* (1 en la cartografía geomorfológica) que compartimentan el relieve son las de dirección NE-SO que forman la depresión y las de dirección NO-SE que la limitan, especialmente en su borde suroccidental. Sin embargo, estas fracturas principales de edad ante a postoligocena no han sido cartografiadas por haberse recubiertas por los materiales cuaternarios de los fondos de valle.

La fragmentación en bloques del área se manifiesta en un bloque norte donde los cerros testigo y las *superficies estructurales* (S_e 2 en la cartografía geomorfológica), sustentadas por niveles conglomeráticos cementados en las areniscas eocenas o por las areniscas y conglomerados paleocenos, representan las mayores altitudes de la Hoja; una depresión central donde los depósitos oligocenos alcanzan sus mayores espesores y que ha sido posteriormente reexcavada, dando lugar a un paisaje dominado por las superficies erosivas y los retazos de superficies estructurales y pequeños cerros testigo; y un borde meridional también elevado pero ocupado en posición culminante por superficies erosivas o por los aterrazamientos del Oligoceno superior-Mioceno inferior que las fosilizan.

Como ya se ha apuntado la red fluvial presenta un fuerte control estructural, con numerosos cauces rectilíneos de direcciones principalmente NE-SO (Arroyo de la Ribera, Arroyo de Encina), NO-SE (Río Tormes) y E-O (Arroyo de la Vega, Arroyo de la Guadaña). Todos los cursos de agua pertenecen a la cuenca hidrográfica del Tormes.

5.3.2. Estudio del modelado

5.3.2.1. *Formas de ladera*

El *coluvial* (3 en la cartografía geomorfológica) corresponde a la superficie de los depósitos gravitacionales que se disponen estabilizando relieves inestables. De esta manera, las formas colu-

viales articulan zonas de elevada pendiente con niveles locales de mínima energía potencial, principalmente vertientes fluviales escarpadas con fondos de valle actuales o subactuales.

En la Hoja de La Vellés estas formas y depósitos son más frecuentes en las zonas con un relieve más energético, ligadas al encajamiento de los arroyos secundarios del bloque norte. Su edad abarca el Cuaternario.

Los *cambios bruscos de pendiente* (4 en la cartografía geomorfológica), pese a ser un elemento definidor de la morfología de las laderas, tienen un origen más ligado a la dinámica fluvial. Se concentran en la vertiente derecha del río Tormes, debido a la migración lateral hacia el norte del río, como atestiguan los niveles de terraza sucesivamente más bajos que ocupan la vertiente sur. La edad de estas formas corresponde lógicamente a los últimos momentos del proceso y debe ser de finiterciaria a cuaternaria.

5.3.2.2. *Formas fluviales*

Dentro de este grupo, los elementos diferenciados responden a funcionamientos a veces dispares, pero siempre controlados por la presencia de aguas concentradas o semiconcentradas, más o menos libres y de circulación excepcional, estacional o permanente y según dinámicas muy variadas.

Las *barras fluviales* (5 en la cartografía geomorfológica) corresponden a una serie de depósitos situados en las zonas internas de los meandros del río Tormes, a lo largo de su recorrido por la Hoja. Quedan constituidos por "sets" de acreción muy diferenciados y controlados tanto en forma como en tamaños por la dinámica de los aguas del río. La edad es holocena.

El *aluvial* (6 en la cartografía geomorfológica) es la forma superficial correspondiente al depósito de fondo de valle de los cursos de agua. Dentro de la Hoja el mejor desarrollo corresponde a los arroyos de la Ribera, la Vega, San Cristóbal, Guadaña, Carralafuente y Encina. El río Tormes presenta un aluvial muy escaso, debido principalmente a que dentro de la Hoja se encuentra encajado fuertemente en su terraza baja.

En general, los arroyos antes citados tienen a lo largo de su recorrido una incisión del cauce más o menos intensa, pero sin llegar al caso del río Tormes. Los valles que presentan los arroyos suelen ser de fondo plano con direcciones según las fracturas que afectan a los materiales subyacentes. Son secundarios una serie de cauces con un marcado carácter estacional, que actúan esporádicamente en épocas de caudales altos y que pueden suplir al cauce principal si la incisión en ellos se hace más importante, haciendo variar de esta manera el trazado del cauce dentro del aluvial. Su edad es Holocena.

Los *conos de deyección* (7 en la cartografía geomorfológica), de pequeño tamaño, se sitúan allí donde la morfología del terreno hace pasar a los cauces de concentrados a semiconcentrados o dispersos, sobre todo en la confluencia de torrenteras y arroyos con la llanura aluvial de cauces de orden mayor. Presentan la típica morfología en abanico con su ápice diri-

gido aguas arriba del torrente. En esta Hoja se han diferenciado dos generaciones de conos; los más antiguos, si bien conservan la morfología inicial, se encuentran degradados e incididos fuertemente por la red fluvial; este hecho es muy patente en los desarrollados en la margen derecha del arroyo de la Ribera. Los más modernos, que presentan dimensiones inferiores a los anteriores, tienen formas bien desarrolladas y en algún caso se observa la superposición a los antiguos, como es el caso en los arroyos de Villaselva y de Valdealmendras, afluentes del Tormes. La edad que hemos considerado para los primeros, más antiguos, es de Plioceno a Holoceno inferior, mientras que los segundos los consideramos holocenos.

Terrazas (8 en la cartografía geomorfológica). Se trata de los replanos formados por depósitos de llanura aluvial que han quedado colgados por la disección de la red de drenaje. En la Hoja de La Vellés se han cartografiado superficies de aterrazamiento correspondientes a depósitos de edades que van desde el Oligoceno hasta el Holoceno. La cota de estas superficies va descendiendo de acuerdo con el proceso de encajamiento de la red fluvial.

Dentro de la Hoja se diferencia dos niveles de terraza, el más bajo y general se sitúa entre los 1 y 3 metros respecto al cauce, mientras el segundo, más restringido, tiene una cota que varía entre los 5 y los 8 metros.

El nivel más bajo (entre los 1 y 3 metros respecto al cauce) queda bien representado en el río Tormes, la cota de la terraza permanece más o menos constante a lo largo de la Hoja y morfológicamente conforma un replano homogéneo, que es cortado tanto por el río Tormes como por sus afluentes, hecho que da lugar a la existencia de escarpes de terraza bien desarrollados. En el resto de los arroyos de la Hoja, sólo aquellos con cierta entidad presentan un nivel equivalente al del río Tormes, aunque sin la misma continuidad y dimensiones; estos replanos, con escarpes más o menos bien diferenciados, se localizan principalmente en el arroyo de la Ribera. La edad que consideramos para este nivel inferior es de Pleistoceno-Holoceno

El segundo nivel de terraza (entre los 5 y los 8 metros sobre el cauce actual) está restringido al río Tormes y al arroyo de la Ribera en su confluencia con el arroyo de la Guadaña. En ambos casos corresponde a un replano de cota equivalente, con un escarpe bien diferenciado y sobrepuesto al nivel inferior de terraza. La edad que estimamos para esta forma y depósito es Plio-Pleistoceno.

Los conglomerados de techo del Oligoceno forman varios niveles de aterrazamiento relacionados con el antiguo río Tormes. El más alto se sitúa alrededor de los 860 m de cota, ocupando las mayores alturas del sur de la Hoja (Misa, Teso del Romero, Mesa del Agua), aunque seguramente se extendían ampliamente sobre el área central de la Hoja. Los siguientes niveles, con cotas entre los 830 y los 790 metros y dado que ya aparecen encajados en la topografía actual, corresponden a un sistema más individualizado y definido.

De todas estas superficies aluviales colgadas por la disección de la red de drenaje, solamente las más modernas y bajas conservan un *escarpe de terraza* (9 en la cartografía geomorfológica) bien definido.

La *erosión en regueros* (10 en la cartografía geomorfológica) son formas generadas por procesos de *escorrentía* semiconcentrada o concentrada, limitada a la incisión ligera en las laderas. Se han cartografiado algunos de estos procesos en las laderas fuertemente incididas de los arroyos del norte de la Hoja. Su edad es holocena.

Las *cárcavas* (12 en la cartografía geomorfológica) y los escarpes de *cabecera de cárcava* (11 en la cartografía geomorfológica) corresponden a formas erosivas causadas por la *escorrentía* concentrada sobre pendientes de materiales *deleznales*. En el caso de la Hoja de La Vellés se encuentran al sur de la población de Monterrubio de Armuña, en el pronunciado talud que presentan las arcosas oligocenas del borde levantado meridional. La edad de estas formas es cuaternaria e incluso actualmente activo.

Las formas de *incisión lineal* (13 en la cartografía geomorfológica) se generan a partir de *torreteras*, arroyos y ríos. La mayoría se sitúa a favor de fracturas y fallas, que dan a los cauces una trayectoria rectilínea, con bruscos codos que indican la intersección entre fracturas. Su edad, la de los últimos pulsos del encajamiento, es de *finineógena* a cuaternaria.

5.3.2.3. Formas poligénicas

Superficies de erosión

Durante la realización de la cartografía geomorfológica a escala 1:50.000 de las Hojas 422, 423, 424, 425, 449, 450, 451, 452, 475, 476 y 500; se han diferenciado seis superficies erosivas (S_1 a S_6), la mayoría de las cuales se distribuyen suavemente escalonadas hacia el oeste. Dentro de la Hoja nº 452 (La Vellés) se ha incluido, además de las superficies S_2 , S_3 y S_4 relacionadas con el vaciado del borde de la cuenca, otro nivel S_{-1} , inferior y más antiguo, inmediatamente anterior al inicio del relleno.

La más antigua de ellas, que para diferenciarla de las relacionadas con el encajamiento de la red fluvial (S_1 a S_6) y del nivel aproximado de colmatación de la cuenca (S_0 , una superficie estructural retocada dinámicamente), hemos denominado *superficie S_{-1}* , (14 en la cartografía geomorfológica), está únicamente representada en la esquina noroeste de la Hoja. Está situada entre los 840 y los 830 metros de altitud y aunque es difícil de apreciar, suavemente inclinada hacia el noreste, es decir, hacia el centro de la Cuenca del Duero. Se encuentra excavada directamente sobre los materiales graníticos y ortogneísicos del zócalo hercínico, desapareciendo inmediatamente bajo los primeros depósitos terciarios (paleocenos), lo que limita su edad de *finimesozoica* a paleocena. La superficie, único testigo del paisaje al inicio del relleno de la Cuenca del Duero, está afectada por los procesos de *silicificación* de edad mesozoico-paleocena, lo que ha permitido que se conserve parcialmente tras su exhumación.

En la Hoja de La Vellés no se conserva ningún retazo de la superficie de colmatación eocena S_0 que marca el paso de *sedimentogénesis* a *gliptogénesis* para este borde SO de la cuenca, sí se conservan, en cambio, en las vecinas Hojas de Villamor de los Escuderos y Almeida. La siguiente superficie erosiva que aparece en la Hoja de La Vellés, que en el encuadre regional hemos denominado *superficie S_2* (15 en la cartografía geomorfológica), está únicamente repre-

sentada en el SE de la Hoja, sobre los depósitos arcóscicos del bloque levantado meridional. Como es regionalmente frecuente, puede aparecer fosilizada por los más altos de los conglomerados de terraza oligocena, por lo que la atribuimos esta edad. Está situada entre los 870 y los 840 metros de altitud y de acuerdo con las observaciones regionales suavemente inclinada hacia el oeste con componentes sur o norte orientadas hacia los posibles paleovalles de los principales cursos de agua atlánticos (Tormes y Duero). Sin embargo, en el caso de esta Hoja, se encuentra inclinada hacia la fosa tectónica al norte del río Tormes, lo que parece indicar que primitivamente su flujo principal discurría también más al norte, drenando la depresión.

El siguiente nivel, *superficie* S_3 (16 en cartografía), se sitúa prácticamente sobre la zona central de graben, algo ensanchada, al excavarse preferencialmente sobre los depósitos blandos oligocenos que la rellenan hasta encontrar una mayor resistencia por parte de algunos niveles cementados por carbonatos, a los cuales trunca muy suavemente. Se haya muy suavemente inclinada hacia el oeste entre los 830 metros de altitud que tiene en las cabeceras de los arroyos tributarios del Tormes y los 810 a la salida de este río de la depresión. Al igual que la S_2 , respecto a la cual se encaja del orden de 30-50 m, adquiere gran extensión en áreas más occidentales, pudiendo quedar también fosilizada por depósitos de terraza del Oligoceno superior. Su disposición regional suavemente inclinada hacia el oeste se relaciona también con la red de drenaje atlántica. Ambas superficies pueden presentar ligeras incisiones y recubrimientos de materiales del Mioceno inferior a medio.

La superficie erosiva que hemos denominado como *Superficie* S_4 (17 en la cartografía geomorfológica), presenta en esta Hoja una extensión cartográfica muy limitada. Únicamente aparecen al norte, encajadas en los valles de los arroyos de San Cristóbal y de la Guadaña, con una suave inclinación hacia los cauces. Se presentan a cotas absolutas entre los 830 y los 810 metros y a aproximadamente 10 m sobre los cauces actuales. De acuerdo con su relación regional con perfiles de alteración de edad miocena inferior a media y con depósitos de posible edad miocena superior, hemos atribuido este nivel erosivo al Mioceno.

Relieves residuales

Dentro de los relieves residuales se han diferenciado inselberg cónicos y de cumbre plana. Su edad de formación corresponde a la del encajamiento de la red de drenaje, durante el final del Oligoceno, el Neógeno y el Cuaternario.

Relieves residuales de cumbre plana (19 en la cartografía geomorfológica). Son cerros tronco-cónicos cuyas laderas han sido modeladas por procesos de escorrentía y gravitacionales y que conservan en su parte más alta restos de un nivel pretérito de superficie, en el caso de los de esta Hoja se trata de superficies estructurales ligadas a capas duras o a niveles cementados por carbonatos o por sílice dentro de las series eocenas y oligocenas, es decir, se trataría de auténticos cerros testigo. Los mejores ejemplos en la Hoja son los de la zona del Teso Cueto (entre 830 y 850 m), Teso de Carramonte (850 m), Alto de Contraviesas (845 m) y La Corona.

Los *relieves residuales cónicos* (18 en la cartografía geomorfológica) de la Hoja de La Vellés parecen desarrollarse en todos los casos a partir de los inselberg de cumbre plana, cuando estos llegan a perder la capa dura de su cumbre por el retroceso de laderas, por lo que sue-

len mostrar un menor tamaño en planta que los del tipo anterior. Los mejores ejemplos son los de El Rincón (843 m) y Teso de las Cabezas (822 m).

Otras formas poligénicas

En primer lugar destacaremos los *glacis*, que en esta Hoja se presentan en dos tipos, los erosivos y los de cobertera. Ambas formas presentan una pendiente suave (no superior a los 5 grados), que sirve de unión entre los cauces fluviales y los replanos de superficies o vertientes más escarpadas. Los *glacis de cobertera* (20 en la cartografía geomorfológica) se presentan sobre delgados recubrimientos de edad Holoceno inferior que enlazan con los niveles inferiores de terraza, los ejemplos más destacados dentro de la Hoja son los existentes en la margen derecha, la más escarpada, del Arroyo de la Ribera, en las cercanías de las poblaciones de Aldearrodrigo y de Huelmos de Cañedo. En cuanto a los *glacis erosivos* (21 en la cartografía geomorfológica) destacan los situados en el Teso del Chinarro, al este de Forfoleda y al SE de Florida de Liébana. Su edad es cuaternaria.

Las *vertientes glacis* (22 en la cartografía geomorfológica) corresponden a unas formas similares a las descritas por LÓPEZ VERA y PEDRAZA (1976) en la cuenca del río Jarama y posteriormente desarrollado ampliamente por PEDRAZA (1978).

Consisten en una serie de replanos escalonados y articulados entre sí por escarpes suavizados. En planta el conjunto presenta una forma de abanico, que se encuentra disectado por los pequeños arroyos que dejan en sus interfluvios los replanos, y que puede considerarse de forma agrupada como un conjunto de *glacis* escalonados desarrollados sobre las rocas del sustrato.

Lógicamente su distribución tiene un fuerte control estructural, localizándose únicamente en el bloque levantado norte, donde afloran con importante relieve gran cantidad de niveles cementados resistentes dentro de las series eocenas. Consideramos que son formas cuaternarias, si bien podrían haber comenzado su formación durante el Plioceno.

5.3.2.4. Formas endorreicas: Navas

Las *navas* (23 en la cartografía geomorfológica) son zonas deprimidas con fenómenos de retención de agua, decantaciones, desarrollo de hidromorfismo y generación de suelos, localizándose en zonas de escasa pendiente, principalmente ligadas a superficies morfológicas, sean erosivas o estructurales. La zona endorreica de mayor extensión en la Hoja se localiza al NO de Monterrubio de Armuña. Su edad es actual a subactual.

5.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS

5.4.1. Alteraciones

En esta Hoja hemos diferenciado dos tipos de alteraciones. La más antigua corresponde a la alteración silíceas (*silicificaciones*, B en la cartografía geomorfológica), de edad finicretácica a

paleocena, que afecta tanto a los depósitos detríticos paleocenos como al zócalo subyacente. La cementación por sílice de estos niveles produce silcretas de gran resistencia a la erosión, por lo que frecuentemente conservan las morfologías planares originales tras su exhumación, correspondiendo la asociada a los depósitos paleocenos (esquina NO de la Hoja) a la más baja estructuralmente de las S_e y la asociada al zócalo a la superficie erosiva mesozoico-paleocena S_{11} . Esta alteración (BLANCO, 1991), marca el paso de un clima tropical húmedo (lixiviación y alteración caolinítica de los feldespatos) a otro de menor lixiviación y fuertemente estacional (precipitación de la sílice).

Por otro lado tenemos una *alteración roja* (E en la cartografía geomorfológica) adscribible al Mioceno inferior, que afecta a las superficies morfológicas sobre las arcosas eocenas y oligocenas, tanto estructurales como erosivas. Esta alteración (BLANCO *et al.*, 1989), producida bajo un clima fuertemente estacional de tipo mediterráneo, conlleva la argilización de los componentes lábiles, la rubefacción generalizada del depósito y la formación de encostramientos carbonatados. En la Hoja de La Vellés se localizan alteraciones de este tipo a lo largo del arroyo de la Vega, con una posición morfoevolutiva similar a la de la superficie miocena S_4 .

5.4.2. Depósitos fluviales

5.4.2.1. Conglomerados y areniscas cementadas por sílice

Las características litoestratigráficas de la UTS MC han sido ya tratadas extensamente en el capítulo de estratigrafía. En cuanto a las particularidades morfogenéticas de esta formación superficial paleocena (A en la cartografía geomorfológica), su resalte morfológico se debe a la cementación silíceas que les confiere una notable resistencia a la erosión, sustentando superficies estructurales. Así, y a pesar de sus limitados afloramientos y de los movimientos tectónicos alpinos que han desnivelado éstos, el nivel de conglomerados paleocenos exhumados están marcando regionalmente la paleotopografía del borde de la cuenca en sus primeros momentos de relleno, esto es, una superficie suavemente tendida hacia el este.

5.4.2.2. Conglomerados, arcosas y arcillas

Incluimos dentro de esta formación superficial (C en la cartografía geomorfológica) todos los depósitos predominantemente arcósicos del Eoceno y del Oligoceno (excluidos los conglomerados de terraza). Estos depósitos constituyen la continuación del relleno de la Cuenca del Duero por que se inicia durante el Paleoceno, cuyas sucesivas etapas de relleno quedan marcadas por las distintas S_e . Si las series eocenas se extienden uniformemente hacia el este o noreste, los depósitos arcósicos oligocenos se extienden desde el sur de la Hoja hacia el norte, sin llegar a cubrir este bloque levantado, rellenando una estructura en semigraben cuya parte más septentrional (la de mayor acumulación de sedimentos) va a volver a hundirse delimitando una fosa en graben.

5.4.2.3. *Conglomerados y arenas arcósicas*

Los depósitos de las terrazas oligocenas (o sus superficies basales erosivas S_2 y S_3 como elemento de control) se encuentran escalonados desde los 860 m al sur hasta los 830 o 790 m más al norte, donde se encajan en los valles ya individualizados como los actuales. En una transversal E-O muestran una tendencia (que se confirma regionalmente) a descender hacia occidente. Esta pauta refleja la instauración de un importante sistema fluvial que partiendo de las áreas fuentes meridionales, reactivadas durante la fase pirenaica, discurre hacia el Océano Atlántico encajándose progresivamente durante el Oligoceno superior, tendencia que va a continuar durante todo el resto del Terciario y durante el Cuaternario.

5.4.2.4. *Lutitas y arenas rojas*

Los depósitos del Mioceno inferior a medio de la Hoja de La Vellés se encuentran únicamente distribuidos alrededor de los relieves del área suroriental, llegando a encajarse unos 40 metros respecto al techo de los materiales oligocenos. Sin embargo, muestran unas relaciones complejas con las superficies erosivas, pudiendo aparecer prácticamente sin encajarse sobre las superficies oligocenas S_2 y S_3 , y sin relación cartográfica con la superficie S_4 , a priori de edad y posición morfoevolutiva semejante o próxima. En cualquier caso, el que estos depósitos aluviales distales provenientes de áreas madres elevadas situadas más al sur no llegasen a encajarse notablemente por debajo de los últimos niveles de la incisión oligocena, indica una ralentización (local) del encajamiento durante el Mioceno. Esto tal vez se deba a la resistencia a la erosión que pudieran suponer los niveles oligocenos cementados por carbonatos que, regularizados por la S_3 , conforman la mayor parte de la superficie de la fosa central. De hecho, esta tenacidad ha ocasionado que el paisaje central permanezca prácticamente fosilizado desde el Oligoceno superior, mientras que la morfogénesis cuaternaria queda confinada a los cauces que discurren por sus bordes.

5.4.2.5. *Depósitos aluviales plio-cuaternarios*

Los depósitos de terraza (H y J en la cartografía geomorfológica), junto con el depósito aluvial de fondo de valle (M en la cartografía geomorfológica), conos de deyección (I y L en la cartografía geomorfológica) y barras fluviales (N en la cartografía geomorfológica), cuyas características han sido ya tratadas en el capítulo de estratigrafía, marcan los pulsos más recientes del encajamiento de la red de drenaje. La morfogénesis fluvial cuaternaria presenta un fuerte control estructural, siguiendo las direcciones de las principales fracturas alpinas.

5.4.3. **Depósitos de ladera**

5.4.3.1. *Coluviones*

Los depósitos coluviales de la Hoja (G en la cartografía geomorfológica) tienen un desarrollo muy relacionado con los encajamientos más recientes. Se presentan a lo largo de las vertientes de ríos y arroyos, especialmente en las laderas de la zona norte de la Hoja, donde los

afloramientos eocenos del bloque levantado presentan un relieve más enérgico. La edad que atribuimos a estos depósitos es de finiterciaria a cuaternaria.

5.4.4. Depósitos poligénicos

5.4.4.1. *Glacis de cobertera*

Los depósitos de glacis de cobertera (K en la cartografía geomorfológica) presentan, al igual que los coluviones, un desarrollo ligado al progreso de la incisión fluvial. Se disponen también en el borde norte de la Hoja, articulando relieves escarpados con los depósitos aluviales de los valles principales. Su edad estimada es del Pleistoceno.

5.4.5. Depósitos endorreicos: navas

Los depósitos de zonas endorreicas o navas (O en la cartografía geomorfológica) aparecen principalmente ligados a superficies morfológicas, es decir, allí donde la baja pendiente posibilita los fenómenos de retención de agua. Su edad, sin embargo, debe ser independiente de aquella de la superficie, y consideramos que debe ser reciente (holocena). En la Hoja de La Vellés se localiza algún depósito de importante extensión en las cercanías de los afloramientos de lutitas del Mioceno inferior, al SE de la Hoja; posiblemente éstas actúan como área fuente de material arcilloso, que sella la superficie y favorece los encharcamientos.

5.5. EVOLUCIÓN DINÁMICA

El arrasamiento del edificio orogénico hercínico concluye con la creación de una gran morfoestructura peneplanizada de edad mesozoica a paleógena. Esta superficie compleja, pues puede resultar de la superposición de varias superficies de distinta edad, es la Penillanura Fundamental de la Meseta (SOLE SABARÍS, 1952), que podríamos relacionar con la superficie S_1 de la Hoja. La ausencia de depósitos mesozoicos implica que el área de la Hoja en estudio estuvo sometida a un proceso continuado de erosión durante esta era. El zócalo expuesto bajo un clima tropical húmedo sería afectado por importantes procesos de alteración. Hacia el final del Mesozoico, con los primeros movimientos alpinos de la Fase Larámica, comienza a estructurarse la Cuenca del Duero. Durante buena parte del Paleógeno la cuenca va a irse rellenando con los aportes procedentes del oeste y del sur. El techo de la colmatación del borde de cuenca debe corresponder aproximadamente a la superficie S_0 de las Hojas de Almeida y Villamor de los Escuderos, aunque en la Hoja de La Vellés sólo aparecen superficies estructurales correspondientes a niveles más bajos (S_2) y ahora exhumados.

Durante el Oligoceno, tras los movimientos tectónicos alpinos de la Fase Pirenaica, se produce una compartimentación en horsts y graben cuyas zonas deprimidas van a ser rellenadas por depósitos arcóscicos. Hacia el final del Oligoceno la dirección de los aportes cambia a ser hacia el oeste, como reflejo del paso de la cuenca de un régimen endorreico, con un primitivo Tormes drenando hacia el E, a otro exorreico y atlántico. Durante esta época se ins-

tauran extensas llanuras aluviales, como lo atestigua la distribución a escala regional de las terrazas oligocenas o de las superficies S_2 y S_3 que correlacionamos con sus bases erosivas, cada vez encajadas a cotas más bajas. El paisaje fundamental de la Hoja, con dos bordes levantados, norte y sur, y una amplia fosa intermedia peneplanizada, queda ya dibujado al final del Oligoceno. La magnitud del encajamiento durante el Oligoceno es de unos 30 m.

Posteriormente (Mioceno inferior), bajo un clima mediterráneo árido, se desarrollan importantes procesos de alteración y el depósito, aparentemente con poca extensión, de nuevos materiales procedentes de las sierras paleozoicas al sur de la cuenca. Mientras, continúa el encajamiento de la red de drenaje como consecuencia de la erosión remontante del Duero desde el Atlántico (MARTÍN-SERRANO, 1991) y se comienza a labrar la superficie S_4 , que regionalmente se correlaciona con el depósito de materiales adscribibles a las Series Ocre y por tanto extendería su edad al menos hasta el Mioceno superior. La red fluvial adquiere una definición ya muy similar a la actual.

Durante el final del Neógeno y el Cuaternario continúa el proceso de encajamiento de la red fluvial, que se resuelve mediante cambios bruscos de pendiente en el sustrato Paleógeno y terrazas escalonadas o mediante glaciares erosivos y de cobertera. Las inestabilidades gravitacionales a lo largo de las vertientes encajadas dan lugar a pequeñas acumulaciones coluviales. Las superficies que quedan colgadas por encima de la incisión pueden mantener humedales de escaso desarrollo vertical y a veces gran extensión.

5.6. PROCESOS ACTUALES

Las características de la Hoja de La Vellés, tanto litológicas y estructurales como tectónicas, así como el estudio morfológico, no reflejan la existencia de grandes cambios del relieve en un futuro inmediato, quedando prácticamente inalteradas, como paisaje fósil, las zonas elevadas ocupadas por las superficies morfológicas.

Continuarán siendo activos los procesos erosivos de incisión y retroceso de cabeceras de una manera general en toda la red de drenaje, pudiendo ocasionar una cierta degradación de las superficies en sus márgenes y procesos de acarcavamiento. La posición de las barras fluviales está sujeta a la lenta migración aguas abajo de los meandros del río Tormes. La estacionalidad del clima y la erosionabilidad del sustrato arenoso favorecen la formación de depósitos episódicos, como conos de deyección, aunque de pequeño tamaño. Las navas siguen siendo zonas de encharcamiento efectivo durante las épocas húmedas.

En cuanto a los procesos de ladera, su actividad está ligada a la desestabilización gravitacional por la lenta profundización de la red de drenaje.

6. HISTORIA GEOLOGICA

El registro estratigráfico en el área de estudio se inicia con los depósitos de plataforma siliciclástica de edad Precámbrico superior-Cámbrico inferior que se atribuyen a la Formación

Aldeatejada. Los metasedimentos posiblemente se apoyan recubriendo un zócalo ortogneísico cadomiense. Durante el engrosamiento cortical de la Orogenía Hercínica, el conjunto orto- y paraderivado sufre importantes transformaciones tectonometamórficas y es objeto de manifestaciones intrusivas predominantemente graníticas.

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). Ya a finales del Cretácico, se empezaron a notar los primeros pulsos de la Orogenía Alpina comenzándose, durante la fase Larámica, a configurar la Cuenca del Duero. La aparición en este momento de paleorrelieves a favor de fracturas N-S, junto con la existencia de paleovalles relacionados con la base irregular del perfil de alteración y unas condiciones climáticas con abundancia de agua provocaron el inicio del rápido desmantelamiento del perfil laterítico. Los sistemas trenzados de las unidades Siderolítica y Silícea que erosionaron este perfil fueron fosilizando progresivamente los relieves existentes de tal forma que, hacia el Paleoceno la cuenca volvió a adquirir un paisaje compuesto por suaves relieves y vegas amplias densamente vegetadas. Posteriormente la fracturación de la cuenca y la reactivación de las áreas fuente situadas al S trajo consigo un reajuste del paisaje creando pequeños valles tectónicos de dirección N-S y otros más importantes de dirección NE-SO (p. ej.: la Fosa de Ciudad Rodrigo). Por estos valles comenzaron a discurrir, al inicio del Eoceno inferior, sistemas fluviales sinuosos que transportaban los restos del perfil de alteración mesozoico. El progresivo levantamiento de las áreas fuente situadas al S junto con el inicio de la definición de una estación seca dentro de las condiciones tropicales reinantes hizo que estos sistemas fueran progresivamente sustituidos por sistemas cada vez menos sinuosos (trenzados) y el desarrollo de momentos de no sedimentación en los que se desarrollaron procesos de encostramiento, cada vez más frecuentes, hasta que al final del Eoceno inferior se produjo una importante interrupción sedimentaria seguida de un basculamiento generalizado hacia el E.

Ya en el límite Eoceno inferior-Eoceno medio, se reactivaron las áreas fuente situadas al S, y un poco más tarde las del O. Se generaron surcos subsidentes a favor de accidentes N-S y NE-SO de mayor relieve que los del Eoceno inferior. Por ellos fluyeron ríos trenzados de cauce estable y lateralmente se generaron llanuras de inundación, preservadas gracias a una mayor subsidencia en las zonas principales de canalización. El progresivo levantamiento de las áreas fuente del S, mayor que la de las áreas del O, provocó la fosilización de este borde por sistemas cada vez de mayor energía. Con todo, el mejor desarrollo que adquirieron los sistemas del O hacia techo de la UTS P2 puede ser explicado mediante la progresiva elevación de este borde como preludio a los movimientos que a techo de la UTS provocarán la fragmentación en bloques del conjunto sedimentario. Como resultado de estas condiciones se dio una disposición progradante hacia el NE de estos sistemas mientras que hacia el O se producía la expansión de la cuenca por relleno. Durante todo este periodo se fue acentuando la estacionalidad del clima, si bien todavía presentaba una abundancia hídrica tal que permitía la existencia de faunas tropicales de vida acuática.

En el límite Eoceno-Oligoceno se produce una reestructuración completa creandose nuevos relieves situados dentro de la cuenca, modificando la posición de las zonas de sedimentación y aumentando las pendientes. Así mismo, los bordes de la cuenca, tras esta etapa debieron sufrir uno de sus mayores levantamientos. El clima pasó a estar caracterizado por periodos prolongados de estiaje y cortos periodos de lluvias torrenciales (mediterráneo árido) en los que grandes volúmenes de sedimento eran aportados a la cuenca mediante sistemas trenzados procedentes del S y O. Este clima marcadamente estacional con breves episodios de drenaje fue el responsable de que, aunque el progresivo levantamiento de las áreas fuente facilitara la llegada de mayores cantidades de sedimento a la cuenca, los sistemas fluviales de esta UTS P3 no llegaran a presentar una disposición progradante sobre los bordes, como las UTS anteriores, sino que se limitaran a distribuir los sedimentos a lo largo de las fosas tectónicas sin llegar a fosilizarlas.

La disposición de los materiales del techo de la UTS P3 (Tramo conglomerático) en niveles escalonados que se hundien progresivamente hacia el O implican un descenso continuado del nivel de base del sistema fluvial hacia finales del Oligoceno.

Tras todo esto, una nueva reactivación de los frentes de sierra, marcaría la entrada del Neógeno en la Cuenca del Duero. En este periodo (UTS N1) continuó la tendencia al descenso del nivel de base de los sistemas aluviales, como lo atestigua la disposición topográficamente más baja de sus depósitos con respecto a los del Paleógeno. Las condiciones climáticas reinantes durante este lapso (clima mediterráneo árido) propiciaron el desarrollo de importantes perfiles de alteración rojos (importante argilización y rubefacción del sedimento afectado). Durante el final del Neógeno y el Cuaternario continúa el proceso de encajamiento de la red fluvial del Tormes, aunque sin llegar a las proporciones que adquiere aguas abajo, en la comarca de Los Arribes.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. HIDROGEOLOGÍA

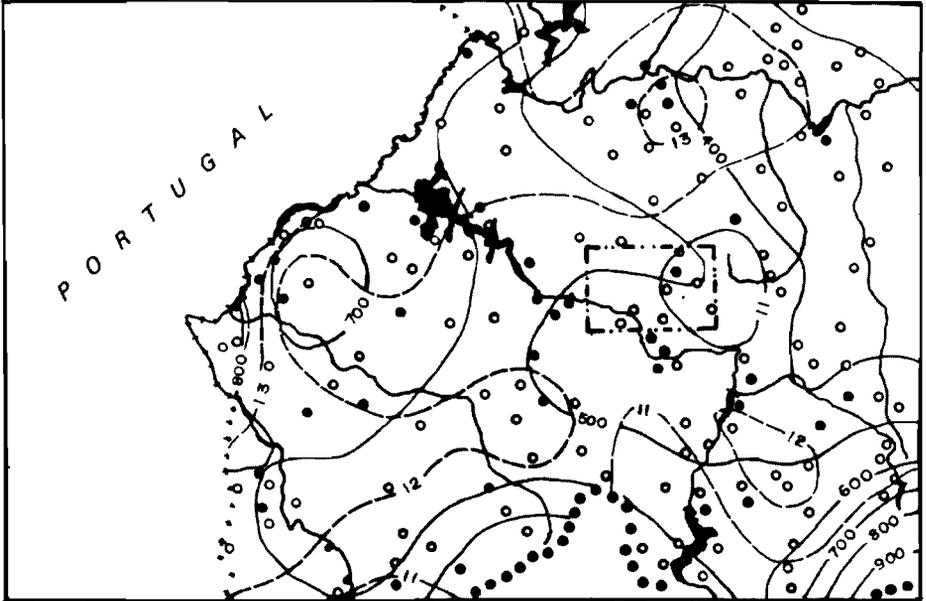
7.1.1. Climatología

En el plano de isoyetas anuales medias de la Fig. 6 puede observarse como las precipitaciones en la Hoja se encuentran comprendidas entre 400 y 600 mm, para el periodo considerado. Las precipitaciones, dentro de la Cuenca del Duero, se caracterizan por su irregularidad en cuanto a la distribución temporal y la desigualdad en cuanto a la distribución espacial y se originan, en su mayoría, durante la primavera y el otoño con la estación más seca siempre en verano y valores comprendidos entre 40 y 75 mm con una enorme variabilidad anual.

El rasgo climático más característico de la Cuenca es la intensidad y duración de los inviernos con veranos cortos relativamente frescos.

En la figura 6 también se representa un plano de isotermas anuales en el que puede observarse que las temperaturas medias anuales en la Hoja, oscilan entre 10 y 12° C.

ESQUEMA REGIONAL DE ISOYETAS E ISOTERMAS



ESCALA 1:1.200.000 (Extraído del Plan Hidrológico de la Cuenca del Duero M.O.P.U.)

- Estación termopluviométrica.
- Estación pluviométrica.
- Isotherma anual media (°C) (Periodo 1940/85).
- Isoyeta anual media (mm) (Periodo 1940/85).
- Límite de cuenca.
- . - . - Límite de hoja considerada 1:50.000.

**Fig. 6: Esquema regional de isoyetas e isotermas
(Extraído del Plan Hidrológico de la Cuenca del río Duero, MOPU)**

Los valores de evapotranspiración potencial (ETP) en media anual, están comprendidos entre 700 y 750 mm.

Según la clasificación incluida en el PIAS (IGME, 1979), en la mayor parte de la Hoja, predomina el clima Mediterráneo Continental Semicálido que, por el régimen de humedad puede denominarse seco; en las zonas Suroriental y Nororiental, el clima predominante es de tipo Mediterráneo Semiárido Continental.

7.1.2. Hidrología Superficial

El principal cauce que aparece en la Hoja es el río Tormes, que la atraviesa por la esquina Suroccidental. Dos subcuencas ocupan prácticamente toda su superficie; la Subcuenca 60₂ o del embalse de la Almendra, de la que forma parte la mitad Norte y la Subcuenca 58 ó C-58 que ocupa la mitad sur. Otras dos Subcuencas aparecen escasamente representadas, se trata de la 33 o río Guareña (C-33) y la 59 ó río Valmuza (C-59).

No existe ninguna estación de aforo en la Hoja, pero sí dos cercanas, la E-87, que mide el caudal del río Tormes a su paso por Salamanca antes de que atravesase la Hoja, y la E-88 que lo mide en el mismo río aguas abajo y fuera de la misma. La estación E-88 mide una cuenca de recepción cuya superficie es de 4.814 Km², con un caudal medio registrado de 1.170 Hm³/año o de 37,0 m³/s (PIAS, 1979).

Las aguas de escorrentía quedan reguladas por el Embalse de Almendra, fuera de la Hoja. Este embalse es el mayor de la Cuenca del Cuero, tiene una capacidad de 2.649 Hm³ y anega una superficie de 5.885 Ha.

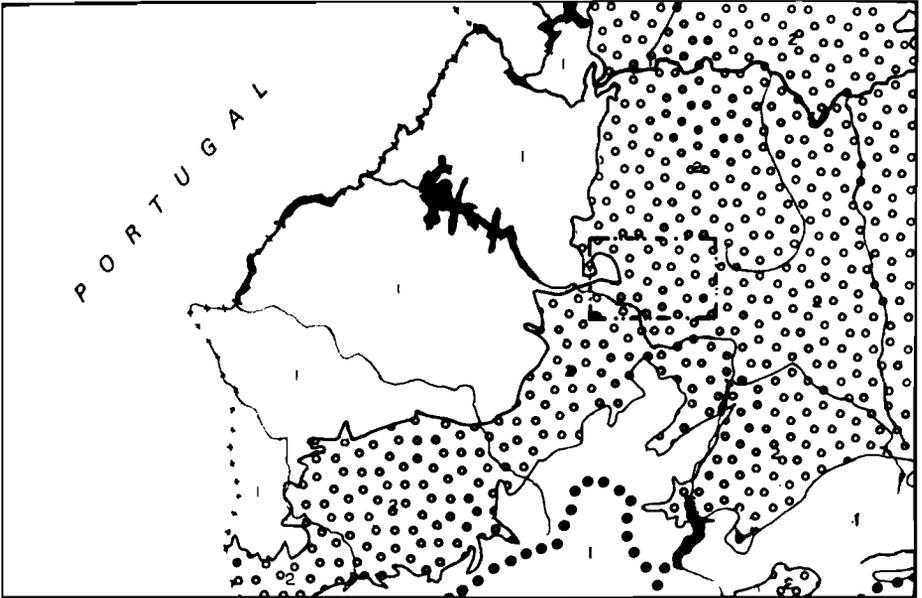
Existen tres estaciones de medida de la calidad del agua en el río Tormes que son la E-84, E-121, y E-88. La E-121 está situada junto a la ciudad de Salamanca, poco antes de que el Tormes atravesase el área de la Hoja y la E-88 se encuentra aguas abajo, también cercana a los límites de la Hoja. En las tres estaciones se clasifican las aguas como buenas. Los vertidos de la ciudad de Salamanca provocan una degradación de la calidad, mejorando ésta posteriormente por autodepuración aunque sin llegar a alcanzar valores referidos al índice de calidad anterior.

Los márgenes del Tormes a su paso por la Hoja, están clasificados en el Plan Hidrológico de 1988 como zonas de riesgo mínimo de inundación.

7.1.3. Características Hidrogeológicas

En la fig. 7 puede observarse la situación de la Hoja con respecto a los grandes sistemas acuíferos que se definen en la Cuenca del Duero. Dicha Hoja se encuentra enclavada en la zona septentrional del acuífero nº 19 denominado "Pasillo de Ciudad Rodrigo" que se engloba dentro del "Terciario Conglomerático de Zamora-Salamanca". Este sistema está constituido por materiales detríticos terciarios de carácter conglomerático que rellenan una fosa tectónica estrecha y alargada según dirección Suroeste-Noroeste.

ESQUEMA HIDROGEOLÓGICO REGIONAL



ESCALA 1:1.200.000 (Extraído del Plan Hidrológico de la Cuenca del Duero M.O.P.U.)



1. Baja permeabilidad o impermeable.



2. Permeabilidad media alta, porosidad intergranular.



— . . — Límite de hoja considerada 1:50.000.

**Fig. 7: Esquema Hidrogeológico regional
(Extraído del Plan Hidrológico de la Cuenca del río Duero, MOPU)**

Dentro de la gama de sedimentos terciarios que afloran en la Hoja, se distinguen dos tramos con permeabilidades bajas o muy bajas, situados a distinta altura en la columna estratigráfica. El primero corresponde al tramo basal de la serie que presenta una fuerte cementación por sílice y un espesor máximo de 40 m. El segundo tramo a techo de la serie, está constituido por lutitas como elemento mayoritario y su potencia es inferior a los 7 m. El resto de la columna, que puede presentar potencias de hasta 200 m, está constituido por materiales detríticos con transmisividades comprendidas entre los 10 y 150 m²/día, con una media de 50 m²/día. En cartografía se ha distinguido un tramo de costras carbonatadas desarrolladas sobre conglomerados que, aunque su espesor suele ser escaso, presentan una gran extensión en la zona central de la Hoja.

En el banco de datos del ITGE existe gran cantidad de sondeos, pozos y algunos manantiales inventariados, los sondeos proporcionan caudales de hasta 40 l/s y los manantiales suelen ser poco importantes, con caudales generalmente inferiores a 1 l/s y suelen aparecer relacionados con niveles cementados o lentejones arcillosos, los cuales a su vez pueden provocar confinamientos o semiconfinamientos en determinadas zonas del acuífero.

En cuanto a los materiales cuaternarios, presentan interés los aluviales depositados en los márgenes del río Tormes y del Arroyo de la Ribera donde tienen una extensión apreciable. Están constituidos por arenas de tipo arcósico, cantos de diversa naturaleza y limos en escasa proporción. Presentan altas permeabilidades por porosidad intergranular existiendo numerosos pozos de excavación manual que los captan y cuyas profundidades rondan los 5 m.

El basamento ígneo y metamórfico sólo aflora en el borde Occidental de la Hoja, sus permeabilidades son bajas o muy bajas, pero pueden presentar interés a causa de fracturación y/o alteración.

En relación con el quimismo de las aguas subterráneas, las tres muestras analizadas presentan facies hidroquímicas bicarbonatadas cálcicas y cálcico-sódicas y conductividades que oscilan entre 252 y 701 µS/cm.

8. BIBLIOGRAFIA

- ACCORDI, B. (1955). "El Cámbrico de Salamanca y su serie de cobertera". *Est. Geol*, 11, págs. 383-395.
- ALBERDI, M.T. (1974). "El género *Hipparion* en España. Nuevas formas de Castilla y Andalucía, revisión e historia evolutiva". *Trabajos N/Q*, 1, págs. 1-146.
- ALLÉN, J.R.L. (1963). "The classification of cross-stratified units with notes on their origin". *Sedimentology*, 2, págs. 93-114.
- ALONSO GAVILÁN, G. (1981). "*Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno en el borde suroccidental de la Cuenca del Duero (Provincia de Salamanca)*". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. 435 págs.

- ALONSO GAVILÁN, G. (1983). "Sedimentología de las Areniscas de Villamayor". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 19, págs. 7-20.
- ALONSO GAVILÁN, G. (1984). "Evolución del sistema fluvial de la Formación Areniscas de Aldearrubia (Paleógeno superior, provincia de Salamanca)". *Mediterránea. Ser. Geol*, 3, págs. 107-130.
- ALONSO GAVILÁN, G. (1986). "Paleogeografía del Paleógeno superior-Oligoceno en el SO de la Cuenca del Duero (España)". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 22, págs. 71-92.
- 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)". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 5, págs. 187-207.
- ALONSO GAVILÁN, G. y SÁNCHEZ BENAVIDES, J. (1992). "Sedimentología del Paleógeno en los alrededores de Salamanca". Guías de las excursiones geológicas el III Congreso Geológico de España, págs. 300-309.
- 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.)*. págs. 269-275. Universidad de Salamanca.
- ARRIBAS, A.; GONZALO, F. y IGLESIAS, M. (1982). "Génesis de una mineralización asociada a una cúpula granítica: el yacimiento de estaño de Golpejas (Salamanca)". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3, págs. 563-592.
- BELLIDO MULAS, F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y PABLO MACÍA, M.G. (1987). "Las rocas graníticas hercínicas del Norte de Galicia y occidente de Asturias". *Memorias IGME*, 101, págs. 1-157.
- BIROT, P. (1937). "Sur la morphologie de la Sierra Guadarrama occidental". *Ann. Geol. Paris*, XLVI, págs. 25-42.
- BLANCO, J.A. (1991). "Los procesos de silicificación asociados al Paleógeno basal del borde SO de la Cuenca del Duero, II: sobre los sedimentos paleocenos". En: Blanco, J.A.; Molina, E. y Martín-Serrano, A. (Coords.), *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del oeste peninsular. Zócalo hercínico y cuencas terciarias. Soc. Esp. Geomorf*, 6, IV parada, págs. 239-249.
- BLANCO, J.A.; ALONSO GAVILÁN, G.; FERNÁNDEZ, B. y SÁNCHEZ, S. (1989). "La alteración roja miocena sobre las Areniscas de Villamayor". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 5, págs. 209-222.
- BLANCO, J.A. y CANTANO, M. (1983). "Silicification contemporaine a la sedimentation dans l'unité basale du Paleogene du bassin du Duero (Espagne)". *Sci. Geol. Mem*, 72, págs. 7-18.
- BLANCO, J.A.; CORROCHANO, A.; MONTIGNY, R. y THUIZAT, R. (1982). "Sur l'age du debut de la sedimentation dans le bassin tertiaire du Duero (Espagne). Attribution au Paléocène par

- datation isotopique des alunites de l'unité inferieure". *Comp. Rend. Acad. Sc. Paris*, 295 (II), págs. 599-562.
- BUSTILLO, M.A. y MARTÍN-SERRANO, A. (1980). "Caracterización y significado de las rocas silíceas y ferruginosas del Paleoceno de Zamora". *Tecniterrae*, 36, págs. 14-29.
- CANTANO, M. (1982). "*Estudio Morfoestructural del área de Golpejas (provincia de Salamanca)*". Tesis de Licenciatura. Univ. Salamanca, 59 págs.
- CANTANO, M. y MOLINA, E. (1987). "Aproximación a la evolución morfológica de la "Fosa de Ciudad Rodrigo". Salamanca, España. *Bol. R. Soc. Hist. Nat. (Geol.)*, 82 (1-4), págs. 87-101.
- CENTENO, J.D. (1988). "*La morfología granítica de un sector del Guadarrama occidental (Sistema Central Español)*". Tesis Doctoral, UCM. Madrid, 321 págs.
- CORDERO, P.; CORROCHANO, A. y CARBALLEIRA, J. (1982). "El Paleógeno del Sector septentrional de la Cuenca de Ciudad Rodrigo (alrededores de Torresmenudas, Salamanca)". *Tem. Geol. Min*, 6 (2), págs. 199-207.
- CORRALES, I. (1982). "El Mioceno al sur del Río Duero (Sector Occidental)". *Tem. Geol. Min*, 6 (2), págs. 709-713.
- CORROCHANO, A. (1977). "*Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora*". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. 336 págs.
- CORROCHANO, A. (1982). "El Paleógeno del borde occidental de la Cuenca del Duero (Provincia de Zamora)". *Tem. Geol. Min*, 6 (2), págs. 687-697.
- 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. Salmanticensia*, 19, págs. 187-199.
- CRUSAFONT, M., AGUIRRE, E. y GARCÍA, J. (1968). "Un nuevo yacimiento de mamíferos del Mioceno de la Meseta española". *Acta. Geol. Hisp*, 3, págs. 22-24.
- CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J. (1957). "Algunas precisiones sobre la edad y extensión del Paleógeno de las provincias de Salamanca y Zamora". *Curs. y Conf. Inst. Lucas Mallada*, 4, págs. 83-85.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1986). "El Complejo Esquisto-Grauváquico, las series Paleozoicas y la estructura Hercínica al Sur de Salamanca". 162 págs. Ed. Univ. Salamanca.
- DÍEZ BALDA, M.A.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y IGLESIAS PONDE DE LEÓN, M. (1977). "La deformación hercínica en los materiales precámbricos y paleozoicos al sur de Salamanca". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, XII, págs. 91-108.

- FARIAS, P.; GALLASTEGUI, G.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARQUINEZ, J.; MARTÍN PARRA, L.M.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; PABLO MACÍA, J.G. y RODRÍGUEZ FERNANDEZ, L.R. (1985). "Aportaciones al conocimiento de la litoestratigrafía y estructura de Galicia Central". IX Reuniao sobre a Geologia do Oeste Peninsular, Porto, 1985 (Actas e Comunicacoes). *Publ. Mus. Lab. Miner. Geol. Fac. Cienc. Porto*, 1, págs. 411-431.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. y PARGA, J.R. (1968). "Sobre los ortogneises de Traguntía - Juzbado y su significación tectónica". *Acta. Geol. Hisp*, 3, págs. 69-72.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L.C. y PARGA, J.R. (1971). "Características fundamentales de los sierras de la provincia de Salamanca". *Bol. Geol. Min. de España*, LXXXII -III-IV; págs. 71-74.
- GARZÓN, M.G. y LÓPEZ, N. (1978). "Los roedores fósiles de Los Barros (Avila). Datación del Paleógeno continental del Sistema Central". *Est. Geol*, 34, págs. 574-578.
- GARZÓN, M. G. (1980). "*Estudio Geomorfológico de una transversal en la Sierra de Gredos oriental (Sistema Central Español). Ensayo de una cartografía geomorfológica*". Tesis Doctoral. UCM. Madrid, 425 págs.
- GIL TOJA, A.; JIMÉNEZ ONTIVEROS, P. y SEARA VALERO, J.R. (1985). "La cuarta fase de deformación hercínica en la Zona Centroibérica del Macizo Hespérico". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 9, págs. 91-104.
- GIL y MAESTRE (1880). "La provincia de Salamanca". *Mem. Com. Mapa. Geol. Esp.* Madrid.
- GOUANVIC, Y. (1983). "Métallogénese à tungsthène-étain dans le linéament granitique de Monteneme (Nord-Ouest Galice, Espagne): un exemple d'évolution dans une zone de cisaillement ductile hercynienne. Thèse troisième cycle". *Lab. Pétrologie Structurale et Métallogénie, Université de Nancy I*, 249 págs.
- GRACIA PLAZA, A.S.; GARCÍA MARCOS, J.M. y JIMÉNEZ, E. (1981). "Las fallas de "El Cubito": Geometría, funcionamiento y sus implicaciones cronoestratigráficas en el Terciario de Salamanca". *Bol. Geol. Min. de España*, 92 (6), págs. 267-273.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. (1929). "Datos geológicos de la meseta toledano-cacereña y de la Fosa del Tajo". *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat*, 14, págs. 183-202.
- HERNÁNDEZ PACHECO, E. y DANTÍN CERECEDAANTIN CERECEDA, S. (1932). "Síntesis fisiográfica y geológica de España". Junta de Ampliación, *Est. Trab. Mus. Cienc. Nat. Ser. Geol*, 38, 584 págs.
- IGLESIAS, M. y RIBEIRO, A. (1981). "La zone de cisaillement ductile de Juzbado (Salamanca) - Penalva do Castelo (Viseu); un linéament ancien réactivé pendant l'orogénie hercynienne?". *Com. Serv. Geol. Portugal*, págs. 89-93.
- JIMÉNEZ, E. (1970). "*Estratigrafía y paleontología del borde sur-occidental de la Cuenca del Duero*". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca. 323 págs.

- JIMÉNEZ, E. (1972). "El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. I: Los escarpes del Tormes". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 3, págs. 67-110.
- JIMÉNEZ, E. (1973). "El Paleógeno del borde SO de la Cuenca del Duero. II: La falla de Alba-Villoria y sus implicaciones estratigráficas y geomorfológicas". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 5, págs. 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. de España*, 85 (5), págs. 518-524.
- JIMÉNEZ, E. (1975). "Presencia de una fase de fracturación y de una discordancia Pre-Luteciense en el Paleógeno de Salamanca". Tomo Homenaje a D. Francisco Hernández Pacheco. *Est. Geol.*, 31 (5-6), págs. 615-624.
- JIMÉNEZ, E. (1977). "Sinopsis sobre los yacimientos fosilíferos paleógenos de la provincia de Zamora". *Bol. Geol. Min. de España*, 88 (5), págs. 357-364.
- JIMÉNEZ, E. (1982). "Quelonios y cocodrilos fósiles de la Cuenca del Duero. Ensayo de biozonación del Paleógeno de la Cuenca del Duero". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 17, págs. 125-127.
- JIMÉNEZ, E. (1983). "Síntesis del Paleógeno continental de la Cuenca del Duero". En: 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, 2ª Serie (MAGNA). Hoja nº 398 (Castronuño)". *IGME*. Madrid.
- JIMÉNEZ ONTIVEROS, P. (1984). "*Estudio geoestructural de la zona de cizallamiento de Juzbado - Penalva do Castelo (Sector de Salamanca)*". Tesis de Licenciatura, UCM. Madrid, 156 págs. (Inédita).
- JIMÉNEZ ONTIVEROS, P. y HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1983). "Rocas miloníticas indicadoras de la deformación progresiva en la zona de cizalla de Juzbado - Penalva do Castelo". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 18, págs. 139-158.
- JORDA, J.F. (1983). "Evolución morfogenética de la vertiente NO de la Sierra de Francia y su relación con la fosa de Ciudad Rodrigo". Salamanca, 8, págs. 129-168.
- JULIVERT, M. (1983). "División en Zonas del Macizo Ibérico". En Libro Jubilar J.M. Ríos, T. 1, págs. 67-71.
- JULIVERT, M; FONTBOTE, J.M; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972). "Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares". Escala 1:1.000.000. *ITGE*
- LÓPEZ PLAZA, M. (1982). "*Contribución al conocimiento de la dinámica de los cuerpos graníticos en la penillanura Salmantina-Zamorana*". Tesis Doctoral Univ. Salamanca, 333 págs. (Inédita).

- LÓPEZ PLAZA, M. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1987). "Síntesis estructural de los granitoides hercínicos del macizo hespérico". En: BEA, F. *et al.* (Eds.) Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Hespérico. Libro homenaje a L.C. García de Figuerola. págs. 195-210.
- LÓPEZ VERA, F. y PEDRAZA, J. (1976). "Síntesis geomorfológica de la cuenca del río Jarama en los alrededores de Madrid". *Est. Geol*, 32, págs. 499-508.
- LOTZE, F. (1929). "Stratigraphie und tektonik des keltiberischen Grundgebirges (Spanien)". *Abh. Ges. Wiss. Gött. Math.-Phys. Kl., N.f.*, XIV, págs. 11-78.
- LOTZE, F. (1945). "Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta". *Geotekt. Forsh.*, 6, págs. 78-92. Berlin. Trad. de J.M. RIOS: Observaciones respecto a la división de los Variscides de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. Esp*, 5, págs. 149-166. Madrid 1950.
- LOTZE, F. (1956). "Über Sardischen bewegungen in Spanien ihre Beziehungen zur assyntischen faltung". *Geotek. Symposium H. Stille*, págs. 129-139.
- MARCOS, A. (1973). "Las series del Paleozoico inferior y la estructura herciniana del occidente de Asturias (NO de España)". *Trab. Univ. Oviedo*, 6, págs. 1-113.
- MARTÍN RIDAURA, A. (1986). "*Clasificación y análisis geomorfológicos del stock granítico de la Pedriz de Manzanares El Real (Madrid)*". Tesis de Licenciatura. UCM. Madrid, 169 págs. (Inédita).
- MARTÍN-SERRANO, A. (1979). "El relieve zamorano. Planteamientos generales y problemática geomorfológica". *Tecniterrae* 11-19.
- 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*, Dip. Zamora. 306 págs.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1991). "La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de la geodinámica alpina". *Rev. Soc. Geol. Esp*, 4, (3-4), págs. 337-351.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1981). "*Estratigrafía y estructura del domo de Lugo (sector Oeste de la zona Asturoccidental-Leonesa)*". Tesis Doctoral. Univ. Salamanca, 317 págs.
- MAZO, A.V. y JIMÉNEZ, E. (1982). "El Guijo", primer yacimiento de mamíferos miocénicos de la provincia de Salamanca". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 17, págs. 99-104.
- MEGÍAS, A. G. (1982). "Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas". *Actas V Congr. Latinoamer. Geol*, 1, págs. 385-402.
- MEHNERT, K.R. (1968). "Migmatites and the Origin of Granitic Rocks." Elsevier, Amsterdam.

- MIALL, A.D. (1981). "Analysis of Fluvial Depositional Systems". *Am. Ass. Petrol. Geol. Educ. Course Notes Series*, 20, 75 págs.
- MIQUEL, M. (1906). "Restos fósiles de vertebrados encontrados en San Morales (Salamanca)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 6, págs. 352-357.
- MOLINA, E. (1980). "Alteración relativa y morfogénesis del macizo cristalino de Toledo". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 16, págs. 15-25.
- MOLINA, E. y JORDÁ, J. (1982). "Le piémont nord du "Sistema Central" espagnol dans le province de Salamanca". *Resumenes del Congreso "Montagnes et Piémont"*, Toulouse, 11 págs.
- MOLINA, E.; VICENTE, A.; CANTANO, M. y MARTÍN-SERRANO, A. (1989). "Importancia e implicaciones de las paleoalteraciones y de los sedimentos siderolíticos del paso Mesozoico-Terciario en el borde suroeste de la Cuenca del Duero y Macizo Hercínico Ibérico". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 5, págs. 177-186.
- NEESEN, G. (1981). "Le modèle exogranite - endogranite à stockscheider et la métallogenèse Sn-W. Etude des gisements de Fontao et Santa Comba (Galice, Espagne)". *Thèse troisième cycle, Lab. Geol. Régionale et Pétrologie structurale*. Université de Nancy I, págs. 1-327.
- PEDRAZA, J. (1978). "*Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama. (Sistema Central Español). Evolución geomorfológica reciente*". Tesis Doctoral. UCM. Madrid, 525 págs.
- PELÁEZ-CAMPOMANES, P.; DE LA PEÑA, A. y LÓPEZ, N. (1989). "Primeras faunas de micromamíferos del Paleógeno de la Cuenca del Duero". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 5, págs. 135-157.
- POLO, M.A.; ALONSO GAVILÁN, G. y VALLE, M.F., (1987). "Bioestratigrafía y paleogeografía del Oligoceno-Mioceno del borde SO de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca)". *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 24, págs. 229-245.
- RIBEIRO, A. (1974). "Contribution à l'étude tectonique de Tras-os-Montes Oriental". *Serv. Geol. Port.*, 24, (Nova Serie) 1, 168 págs.
- 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, págs. 1221-1223.
- SANZ, M.A. (1988). "*Los relieves residuales de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (sistema Central español). Sucesión y génesis*". Tesis de Licenciatura UCM. Madrid, 125 págs.
- SCHMIDT-THOME, P. (1945). "Basamento paleozoico y cobertura moderna en la parte occidental de España central (Provincias de Salamanca y Cáceres)". *Geotektonische Forschungen*, 6. Berlín 1945. Trad. RIOS, J.M. en *Publ. Extr. Geol. Esp.*, V. Inst. Lucas Mallada (CSIC).

- SCHWENZNER, J.E. (1936). "Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes". (Ref. a la Traducción de Vidal Box 1943, *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat*, 41, 121-147, Madrid). *Geogr. Abhandlungen* 3, 10, Stuttgart.
- SOLE SABARIS, L. (1952). "El relieve de la Península Ibérica y sus elementos estructurales". *Geografía de España y Portugal*, 1, 17-269, edit. Montaner y Simón S.A.
- SOLE SABARIS, L. (1958). "Observaciones sobre la edad de la penillanura fundamental española en el sector de Zamora". *Brev. Geol. Astúrica*, II (1-2), págs. 3-8.
- TEIXEIRA, C. (1954). "Notas sobre a Geologia de Portugal. O Sistema Cámbrico". Ed. Autor, Lisboa, págs. 1-29.
- TEMPLADO, D. y PASTORA, J.L. (1946). "Memoria del Mapa Geológico de España E. 1:50.000 (1ª serie). Hoja nº 478 (Salamanca)". *IGME*.
- THIRY, M. y MILNES, A.R. (1991). "Pedogenetic and groundwater silcretes at Stuart Creek Opal Field, South Australia". *J. Sedim. Petrol*, 61, págs. 111-127.
- THIRY, M.; SIMÓN-COINCON, R. y MILNES, A.R. (1991). "Marcos morfológicos de desarrollo de silcretas". En: Blanco, J.A., Molina, E. y Martín-Serrano, A. (Coords.), Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del oeste peninsular. Zócalo hercínico y cuencas terciarias. *Soc. Esp. Geomorf*, 6, págs. 161-183. ITGE.
- VILANOVA, J. (1873). "Noticia de vertebrados hallados en Sanzoles (Zamora)". *Act. R. Soc. Esp. Hist. Nat*, 2, págs. 42, 47 y 52.
- VILLAR ALONSO, P.; ESCUDER VIRUETE, J. y MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. (1992). "La zona de cizalla de Juzbado - Penalva do Castelo en el sector español" *III Congr. Geol. Esp., Simp*, 2, págs. 446-456.

