



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



SALAMANCA

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

SALAMANCA

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M. 33.563-2000

ISBN: 84-7840-408-2

NIPO: 320-00-007-6

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.

Impresión: Gráficas Muriel

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por el Instituto Tecnológico Geominero de España durante 1991-1993 bajo control y dirección del propio Instituto.

Han intervenido:

Cartografía Geológica

Juan Ignacio Santisteban Navarro (ITGE).
Angel Martín-Serrano García (ITGE).
Victorio Monteserín López (ITGE).
M.^a Antonia Díez Balda (Universidad de Salamanca).
Francisco Nozal Martín (ITGE).

Cartografía Geomorfológica

Angel Martín-Serrano García (ITGE).
Juan Ignacio Santisteban Navarro (ITGE).
M.^a Pilar Carral González (UAM).

Memoria

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

Colaboradores

Gaspar Alonso Gavilán (Univ. de Salamanca), sedimentología.
Félix Bellido Mulas (ITGE), metamorfismo.
M.^a Pilar Carral González (Univ. Autónoma de Madrid), edafología.
M.^a Antonia Díez Balda (Univ. de Salamanca), tectónica.
M.^a Piedad Franco (Univ. de Salamanca), petrografía.
Juan Picart Boira (MAYASA), sedimentología.
M.^a Dolores Rodríguez Alonso (Univ. de Salamanca), petrografía.
Juan Santamaría Casanovas (MAYASA), sedimentología.
Javier Solé Pont (MAYASA), sedimentología.

Dirección y supervisión

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

ÍNDICE

	<i>Páginas</i>
0. INTRODUCCIÓN	9
1. ESTRATIGRAFÍA	11
1.1 PRECÁMBRICO SUPERIOR-CÁMBRICO INFERIOR	12
1.1.1. Formación Monterrubio	12
1.1.2. Formación Aldeatejada	13
1.1.3. Descripción de columnas estratigráficas, facies e interpretación	14
1.1.3.1. Descripción de columnas	14
1.1.3.2. Descripción de facies	19
1.1.3.2.1. Pizarras y limolitas (2 y 5)	19
1.1.3.2.2. Conglomerados, areniscas y cuarcitas (3 y 6)	20
1.1.3.2.3. Pizarras grises y negras microbandeadas (4 y 7) ...	21
1.1.3.2.4. Niveles carbonatados y brechas dolomíticas (8)	21
1.1.3.3. Descripción del esquema interpretativo	22
1.1.4. Modelo de ciclos sedimentarios	24
1.1.5. Edad de las series y correlación	24
1.2. ORDOVÍCICO	28
1.2.1. Ordovícico inferior. Ortocuarzitas. (Cuarcita Armoricana) (9)	28
1.2.2. Ordovícico medio. Pizarras gris-negras (10)	29
1.3. CENOZOICO	29
1.3.1. Cretácico-Paleoceno	30
1.3.1.1. Conglomerados y areniscas cementados por hierro con matriz caolinitica (11). Cretácico superior-Paleoceno	30
1.3.1.2. Costras ferruginosas (12). Cretácico superior-Paleoceno	32
1.3.1.3. Conglomerados areniscas y lutitas cementadas por sílice e hierro (13). Cretácico superior-Paleoceno.	32
1.3.1.4. Interpretación y edad de la formación siderolítica	34
1.3.2. Paleógeno superior	34
1.3.2.1. Arcosas y gravas arcósicas con tinciones por óxidos de hierro (14). Eoceno inferior-medio	35

1.3.2.2. Arenas arcóscicas y fangos ocre cementados por carbonatos (15). Eoceno medio-Oligoceno	37
1.3.2.3. Litoarcosas, litoarenitas y fangos rojos cementados por carbonato (16). Eoceno inferior y medio	40
1.3.2.4. Interpretación y edad de la segunda unidad paleógena: Lito-facies de Cabrerizos (15) y Aldearrubia (16)	41
1.3.2.5. Arcosas y gravas arcóscicas (17). Oligoceno-Mioceno inferior...	42
1.3.2.6. Gravas y arenas arcóscicas (18). Oligoceno-Mioceno inferior...	44
1.3.3. Neógeno inferior	45
1.3.3.1. Gravas, arenas y lutitas rojas (19). Mioceno inferior-medio. ...	46
1.3.3.2. Gravas, arenas y lutitas rojas (20). Neógeno	48
1.3.3.3. Arenas y gravas con cemento carbonatado (21). Costras Neógeno	48
1.3.4. Neógeno superior-Cuaternario	49
1.3.4.1. Gravas y arenas (22). Terrazas. Neógeno Superior-Pleistoceno..	49
1.3.4.2. Gravas y arenas (23). Glacis-teraza. Neógeno superior-Pleistoceno	49
1.3.4.3. Gravas y arenas (24). Coluviones. Holoceno	49
1.3.4.4. Gravas, arenas y limos (25). Conos de deyección. Holoceno..	50
1.3.4.5. Arenas, gravas y limos (26). Aluvial. Fondo de valle. Holoceno	50
1.3.4.6. Escombreras y removilizaciones de tierras (27). Autrópico. Holoceno	50
2. TECTÓNICA.....	50
2.1. INTRODUCCIÓN	50
2.2. DEFORMACIÓN PREORDOVÍCA	51
2.3. OROGENIA HERCÍNICA	54
2.4. OROGENIA ALPINA	60
3. GEOMORFOLOGÍA.....	61
3.1. ANTECEDENTES	61
3.2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA	62
3.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO	63
3.3.1. Análisis morfoestructural.....	63
3.3.2. Estudio del modelado	65
3.3.2.1. Formas de ladera	65
3.3.2.2. Formas fluviales.....	65
3.3.2.3. Formas endorreicas	67
3.3.2.4. Formas poligénicas.....	67
3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS	68
3.4.1. Depósitos de ladera	69
3.4.2. Depósitos fluviales.....	69
3.4.3. Depósitos con carácter poligénico.....	71
3.4.3.1. Alteraciones	71
3.4.3.2. Glacis.....	74
3.5. EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA	74

3.5.1. Problemas cronológicos.....	74
3.5.1.1. Las secuencias de alteritas.....	74
3.5.1.2. El encajamiento de la red fluvial.....	75
3.5.2. Evolución del relieve.....	76
3.6. PROCESOS ACTUALES	77
4. PETROLOGÍA.....	77
4.1. ROCAS FILONIANAS.....	77
4.1.1. Diques de cuarzo	77
4.2. METAMORFISMO	77
5. HISTORIA GEOLÓGICA.....	79
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	84
6.1. MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS.....	84
6.1.1. Estaño y wolframio	84
6.1.2. Manganeseo	86
6.2. ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES	86
6.2.1. Arcillas	87
6.2.2. Areniscas.....	87
6.2.3. Caolín	87
6.2.4. Cuarcitas	87
6.3. HIDROGEOLOGÍA.....	87
6.3.1. Climatología	87
6.3.2. Hidrogeología superficial.....	88
7. BIBLIOGRAFÍA	88

0. INTRODUCCIÓN

Geográficamente, la Hoja de Salamanca 478 (13-19) del Mapa Topográfico Nacional se sitúa en el centro-noreste de la Provincia del mismo nombre.

El clima es continental, con cierta influencia atlántica y se caracteriza por precipitaciones escasas con veranos calurosos con algunas tormentas e inviernos fríos y prolongados.

El desarrollo económico se basa principalmente en los sectores industrial y de servicios al ubicarse en ella la capital de provincia. La ganadería (porcino, vacuno, ovino) y la agricultura (cereales) tienen relativamente menor importancia.

Los principales núcleos de población son, por este orden: Salamanca, Sta. Marta de Tormes, Villamayor, Calvarrasa de Abajo, Calvarrasa de Arriba, Doñinos de Salamanca, Aldeatejada, Arapiles y Machacón.

Morfológicamente, no existe una gran diferencia de cotas entre las más altas (zona de Abusejos, al sur, con cotas de 980 m) y los más bajos (aluviales del Tormes, sobre los 780 m) siendo la media los 850 m. Algunos niveles conglomeráticos condicionan la morfología, con cerros orientados WNW-ESE, al S de Mozárbez y al S y W de Sto. Tomé de Rozados. Los cerros aplanados (Arapiles) y coronados por conglomerados silíceos subhorizontales del Terciario (Eoceno) contrastan con la morfología más arrasada de los materiales vendienses o vándico-cámbricos. La Cuarcita Armoricana del Sinclinal de los Montalvos, suavemente plegada y de buzamientos no muy acusados, condiciona unos cerros alineados en la dirección de las estructuras.

La red hidrográfica pertenece a la cuenca del Duero, siendo el curso tributario más importante el río Tormes y, que discurre por el N de la Hoja; los afluentes, como el arroyo de Zurquén o la rivera de Valmuza, tienen muy escasa entidad.

Geológicamente, la Hoja se sitúa en el centro de la Zona Galaico-Castellana de LOTZE (1945b) o bien en el centro-norte de la Zona Centroibérica de JULIVERT *et al.* (1972) modi-

ficado del anterior. Estructuralmente, nos encontramos en el Dominio de los Pliegues Verticales de la zona Centroibérica (DÍEZ BALDA *et al.*, 1990).

Los materiales aquí aflorantes están representados por metasedimentos véndico-cámbricos y ordovícicos en un 40%, correspondiendo el resto a sedimentos terciarios y cuaternarios.

La orogenia herciniana afecta a los materiales véndico-cámbricos y ordovícicos con una deformación polifásica acompañada de metamorfismo y plutonismo. La primera fase herciniana origina pliegues de dirección NO-SE de plano axial subvertical con una esquistosidad asociada que se observa en el centro de la Hoja. La segunda fase, asociada a una zona de cizalla dúctil probablemente acompañada de un acortamiento en la vertical, origina pliegues de plano axial subhorizontal con una esquistosidad S_2 asociada; esta esquistosidad es generalizada al S de la Hoja y oblitera a la esquistosidad anterior (S_1). La tercera fase es responsable de la Sinforma de Arapiles (cortes II-II' y III-III'), dirección N120E, plano axial subvertical y esquistosidad S_3 asociada de desigual desarrollo y que crenula a la esquistosidad anterior. Al S de la Hoja (y más en la contigua de las Veguillas) se sitúa la Antiforma de Martinamor, también de tercera fase (DÍEZ BALDA, 1986).

Entre los trabajos que hacen referencia a la geología hercínica de esta Hoja, citaremos como más fundamentales los de SCHMIDT TOMÉ (1945), MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU (1973), DÍEZ BALDA (1975 a 1980), Equipo de MAYASA (Investigación de fosfatos 1986-1988), ALVAREZ NAVA *et al.* (1988) y DÍEZ BALDA *et al.* (1992). Otros trabajos que se refieren a aspectos concretos, sedimentológicos, estratigráficos, petrológicos o bien a regiones próximas, son los de CORRALES *et al.* (1974), UGIDOS (1973 a 1978), GARCÍA DE FIGUEROLA y FRANCO (1975), VALLADARES y CORRALES (1980), FRANCO (1980 a 1986), GARCÍA DE FIGUEROLA, FRANCO y CASTRO (1983); FRANCO, CASTRO y LÓPEZ PLAZA (1983), Equipo de INTECSA (Hojas geológicas del PLAN MAGNA limítrofes).

Los materiales cenozoicos se encuadran dentro de la cuenca del Duero y más concretamente forman parte de la terminación occidental del borde sur de la misma. Los trabajos realizados sobre la geología de estos materiales comienzan con VILANOVA (1873) y GIL 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-TOMÉ (1950), ACCORDI (1955) y CRUSAFONT y TRUYOLS (1957). Con todo, es durante las décadas de los 70 y 80 cuando comienzan a obtenerse, de forma sistemática, resultados sobre aspectos estratigráficos y paleontológicos.

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

CORROCHANO (1977, 1982) asume las ideas de JIMÉNEZ (*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. En el área de Salamanca, ALONSO GAVILÁN (1981) modifica la sucesión estratigráfica propuesta por JIMÉNEZ (1972) al considerar que existe una discordancia intra-eocena. Diferencia distintas litofacies dentro de los depósitos paleógenos y realiza un estudio sedimentológico detallado de los mismos.

En la datación cronológica, la única fuente de información ha sido bibliográfica en base a trabajos de JIMÉNEZ (1974, 1977 y 1982), MAZO y JIMÉNEZ (1982); GARZÓN y LÓPEZ (1978) y POLO *et al.* (1987).

1. ESTRATIGRAFÍA

Los materiales más antiguos que afloran en la Hoja corresponden a la Formación Monterrubio, sobre la que se sitúa la Formación Aldeatejada, que toma su nombre de un pequeño pueblo situado a unos 5 km al S de Salamanca. Estas formaciones fueron definidas por DÍEZ BALDA (1980) como dos unidades cartografiables bien diferenciadas por su litología. La Formación Monterrubio es pelítica, con intercalaciones de conglomerados y cuarcitas; la de Aldeatejada se sitúa concordante sobre la anterior y está constituida por pelitas (fundamentalmente) con niveles de pizarras negras bandeadas y niveles discontinuos carbonatado-brechoides.

Debido a que en la Formación Aldeatejada se hallaron acritarcos y a que la posición estratigráfica que ocupa regionalmente esta formación por debajo del Cámbrico datado con trilobites (Formación Arenisca de Tamames, Hoja 527) se consideró su edad Precámbrico terminal-Cámbrico inferior (DÍEZ BALDA, 1986).

El trabajo realizado en los Montes de Toledo permitió a ÁLVAREZ-NAVA *et al.* (1988) establecer para el conjunto de sedimentos precámbrico-cámbricos de la mitad sur-oriental de la Zona centroibérica, tres grupos litoestratigráficos separados entre sí por discordancias de distinto tipo. Se les ha denominado, de más antiguo a más moderno: Grupo Domo Extremeño, al que se atribuye una edad Rifeense superior-Vendiense; Grupo Ibor, al que se le asigna una edad Vendiense superior, y Grupo Valdelacasa, cuyo contenido paleontológico parece evidenciar un Vendiense superior-Cámbrico inferior. Las edades Rifeenses están discutidas, ya que para VIDAL y PALACIOS todo sería Vendiense Superior (VIDAL, G. *et al.* en prensa).

La correlación que se admite actualmente es considerar a las Formaciones Monterrubio y Aldeatejada como equivalentes a las Limolitas del Pusa (Grupo Superior o de Valdelacasa).

El Ordovícico (discordante sobre lo anterior) se reduce, en función del recubrimiento del Terciario-Cuaternario, a un retazo de materiales cuarzíticos y pizarrosos que corresponden al flanco S de la estructura sinclinal de Salamanca-Golpejas.

El registro sedimentario alpino, que ocupa una extensión superficial importante, aproximadamente la mitad de la Hoja, se localiza en torno a un núcleo central constituido por los

metasedimentos antes referidos. Esta orla periférica es un acúmulo de sedimentos alpinos de relación compleja donde están representados dilatados periodos del Cenozoico y probablemente también el Mesozoico en una etapa más terminal.

1.1. PRECÁMBRICO SUPERIOR-CÁMBRICO INFERIOR

El grupo Valdelacasa, del ÁLVAREZ NAVA *et al.* (*op. cit.*), agrupa para el área de Salamanca-Tamames a cinco formaciones: Fm. Monterrubio, Fm. Aldeatejada, Fm. Areniscas de Tamames, Fm. Calizas de Tamames y Fm. Pizarras del Endrinal. Se apoya discordantemente sobre la Serie Inferior del Domo de las Hurdes [RODRÍGUEZ ALONSO (1979, 1985), ROBLES CASAS *et al.* (1988)]. La discordancia se sigue a lo largo de diversas Hojas: 575 (Hervás), 552 (Miranda del Castañar), 551 (Martiago), 526 (Serradilla del Arroyo), etc. La Serie inferior, que no aflora en esta Hoja, está constituida por alternancias pelítico-arenosas casi siempre masivas, con intercalaciones de niveles conglomeráticos y tramos desorganizados que representan una facies turbidítica típica de lóbulo, interlóbulo y canal.

El Grupo Valdelacasa a escala regional (Montes de Toledo-Domo de las Hurdes) puede presentar en la base un nivel megabréchico de cantos decimétricos de caliza, cuarzo y arenisca y matriz arenoso-calcárea. Este nivel, a veces discontinuo, puede alcanzar los 50 m de potencia. En zonas próximas al área que nos ocupa no se detecta ese nivel y, la base del Grupo Valdelacasa (Fms. Monterrubio + Aldeatejada) se apoya directamente sobre la Serie inferior (Hoja 522, Miranda del Castañar y colindantes). El límite superior del citado grupo a escala regional es también una discordancia, atribuida a movimientos preordovícicos (fase Sárdica) (DÍEZ BALDA, 1981, RODRÍGUEZ ALONSO, 1985).

1.1.1. Formación Monterrubio

La Fm. Monterrubio y la Fm. Aldeatejada suprayacente a ella constituyen un conjunto sedimentario de características litológicas y sedimentológicas prácticamente idénticas. Se han subdividido (DÍEZ BALDA, 1986), por razones de índole práctica, tanto en lo que se refiere a la identificación cartográfica de las estructuras como a su posición estratigráfica en la sucesión Véndico-Cámbrica.

Esta formación aflora en el SW de la Hoja en un pequeño retazo que corresponde al flanco N de la Antiforma de Martinamor (tercera fase hercínica). Los tramos más bajos de la sucesión véndico-cámbrica en el área sur de Salamanca (F. Monterrubio) afloran en la Antiforma de Martinamor (Hoja 503, Las Veguillas), en la parte más occidental de la Hoja de Sta. María del Berrocal (504) y en el extremo SE de la Hoja de Guijuelo (528).

La Fm. Monterrubio, que se estableció de manera informal (en el área de Guijuelo-Tamames-Salamanca no aflora el muro), es una sucesión de más de 1.500 m de potencia constituida por pelitas y limolitas grises y verdes, pelitas microbandeadas, así como numerosas intercalaciones de areniscas, cuarcitas y conglomerados. Es relativamente frecuente detectar en ella la presencia de "porfíroides" (rocas porfídicas con participación ígnea) y areniscas con anfíbol del tipo hornblenda-actinolita.

Esta somera descripción se ajusta aproximadamente a la parte alta de la formación en zonas de bajo gradiente de metamorfismo y deformación, donde se reconocen las estructuras sedimentarias y donde se han podido levantar columnas estratigráficas y sedimentológicas (por ejemplo, Anticlinal de Pelayos-Cerro Amatos-Vega de Olleros). Los tramos bajos de la formación (localizados al SW de la Hoja) presentan características peculiares. Por una parte, se observa un aumento progresivo y rápido del metamorfismo y de la intensidad de la deformación; las facies de pelitas y limolitas con intercalaciones arenosas o microconglomeráticas de las áreas epizonales (centro y norte), afectadas por una deformación D_1 (la D_2 es ahí débil) y un metamorfismo M_1 de bajo grado, pasan rápidamente a micaesquistos y cuarzoesquistos mesozonales a medida que se desciende en la secuencia estructural generada por la deformación D_2 (aumento progresivo de la intensidad de la deformación y fuerte salto metamórfico). En el núcleo de la Antiforma de Martinamor (Hoja 503, Las Veguillas) afloran cuerpos graníticos prefase dos-prehercínicos (ortoneises de S. Pelayo), hay una disminución notable de tramos conglomeráticos, así como un aumento de los niveles de cuarcitas anfibólicas y areniscas feldespáticas (y/o "porfiroides") en compleja relación con los ortoneises citados, que significan para el área sur de Salamanca el tramo más profundo de la Fm. Monterrubio.

El techo de la formación se sitúa en el último tramo conglomerático-arenoso con suficiente potencia y continuidad cartográfica. Este límite así establecido presenta en determinadas zonas problemas cartográficos y estratigráficos debido a que la continuidad de los niveles no es total porque se amalgaman y se suceden en el espacio y en el tiempo. Lo primero ocurre en el muro de la Fm. Aldeatejada, en la que puede aparecer algún nivel conglomerático y/o arenoso, aunque de escasa entidad. Un dato importante para la fijación del límite entre las dos formaciones es que hacia la base de la Fm. Aldeatejada se define una franja de pelitas microbandeadas de considerable potencia y continuidad lateral, muy evidente a todo lo largo de la zona de estudio.

1.1.2. Formación Aldeatejada

El término Serie de Aldeatejada fue introducido por MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU (1973), aunque definido formalmente por Díez Balda (1980). Se sitúa por encima y concordantemente con la Formación Monterrubio.

Ya hemos explicado anteriormente que el techo de la Fm. Monterrubio se situaba en el último tramo conglomerático de potencia y continuidad suficiente y que hacia la base de la Fm. Aldeatejada aparece un nivel de pelitas negras microbandeadas que ayuda considerablemente en la práctica cuando se cartografía. En la Hoja de Salamanca situamos la base de Aldeatejada al sur del pueblo de Mozárbez, donde aflora en la carretera nacional Salamanca-Cáceres un nivel conglomerático y sobre él pizarras negras microbandeadas y alteradas. El techo es también un tránsito gradual con la formación suprayacente de Areniscas de Tamames observado, entre otras, en las Hojas 528 (Guijuelo) y 527 (Tamames) y ese paso está definido por la aparición de niveles cada vez más potentes de areniscas y cuarcitas, con frecuentes huellas de bioturbación.

Aflora entre los niveles conglomeráticos de Sto. Tomé de Rozados (techo de la formación Monterrubio) y los afloramientos ordovícicos de los Montalvos; en este caso no aparecerá completa y no tenemos su techo, ya que el Ordovícico es discordante.

Sus características litológicas son semejantes a las descritas para la Fm. Monterrubio, aunque varían las proporciones de las litologías dentro de la columna sedimentaria. En la Fm. Aldeatejada hay una gran predominancia de términos limolíticos y pelítico-arenosos, a veces de características masivas, potentes niveles de pizarras microbandeadas, sobre todo hacia la base y una disminución considerable de los niveles conglomeráticos. No se han detectado "porfiroides" y se ha observado esporádicamente la presencia de algún nivel centimétrico de areniscas anfibólicas. Ocasionalmente, pueden aparecer niveles brechoides o estratificados de carbonatos (fig. 3).

La potencia de la Fm. Aldeatejada puede estimarse en unos 1.600 m, en el corte de Frades de la Sierra-El Endrinal.

1.1.3. Descripción de columnas estratigráficas, facies e interpretación

1.1.3.1. Descripción de columnas

Para la descripción estratigráfica y sedimentológica tanto de la Fm. Monterrubio como de la Fm. Aldeatejada se han levantado series en las zonas con mejor afloramiento y a su vez menos afectadas por la deformación y el metamorfismo regional. Estas series se ubican de la siguiente forma: la n.º 9 en el flanco norte de la Antiforma de tercera fase de Martinamor (desde Alba de Tormes a Azud de Villagonzalo, a lo largo del cauce del río Tormes y por tanto levemente fuera de esta Hoja) y la n.º 10 se inició al S de Mozárbez a lo largo de un arroyo paralelo al trazado de la carretera nacional 630, a excepción de los 150 m finales, medidos en el barranco del arroyo de la Fuente de la Porra. Para las descripciones de las facies y del esquema interpretativo se tienen en cuenta también otras columnas levantadas en el área sur de Salamanca (apartado 1.1.3.3). Aquí se resumirán brevemente las levantadas en esta Hoja de acuerdo con la fig. 1.

Alba de Tormes-Azud. Columna 9. Esta columna comprende prácticamente toda la Formación Aldeatejada.

Alcanza una potencia de 1.600 m. De muro a techo presenta los siguientes niveles:

- 15 m. Pelitas microbandeadas
- 20 m. Limos con intercalaciones centimétricas de arenas fina con laminación paralela o cruzada de bajo ángulo y "ripples" a techo.
- 220 m. Pelitas con laminación de capas mili-centimétricas de arena muy fina a limo continuo con paralelismo acusado y con tenue granoclasificación. Estas facies se definen como LSSM ("laminated siltstreaked mud"). Es de destacar un tramo desorganizado de 3 m.
- 7 m. Pelitas con capas de 30-40 cm de arena fina, mal gradada y con laminación paralela y "ripples" a techo. Se les aprecia cierta acción del oleaje.
- 83 m. Facies LSSM con algún bandeo orgánico y alguna capa decimétrica de arena fina, más frecuentes hacia la base.

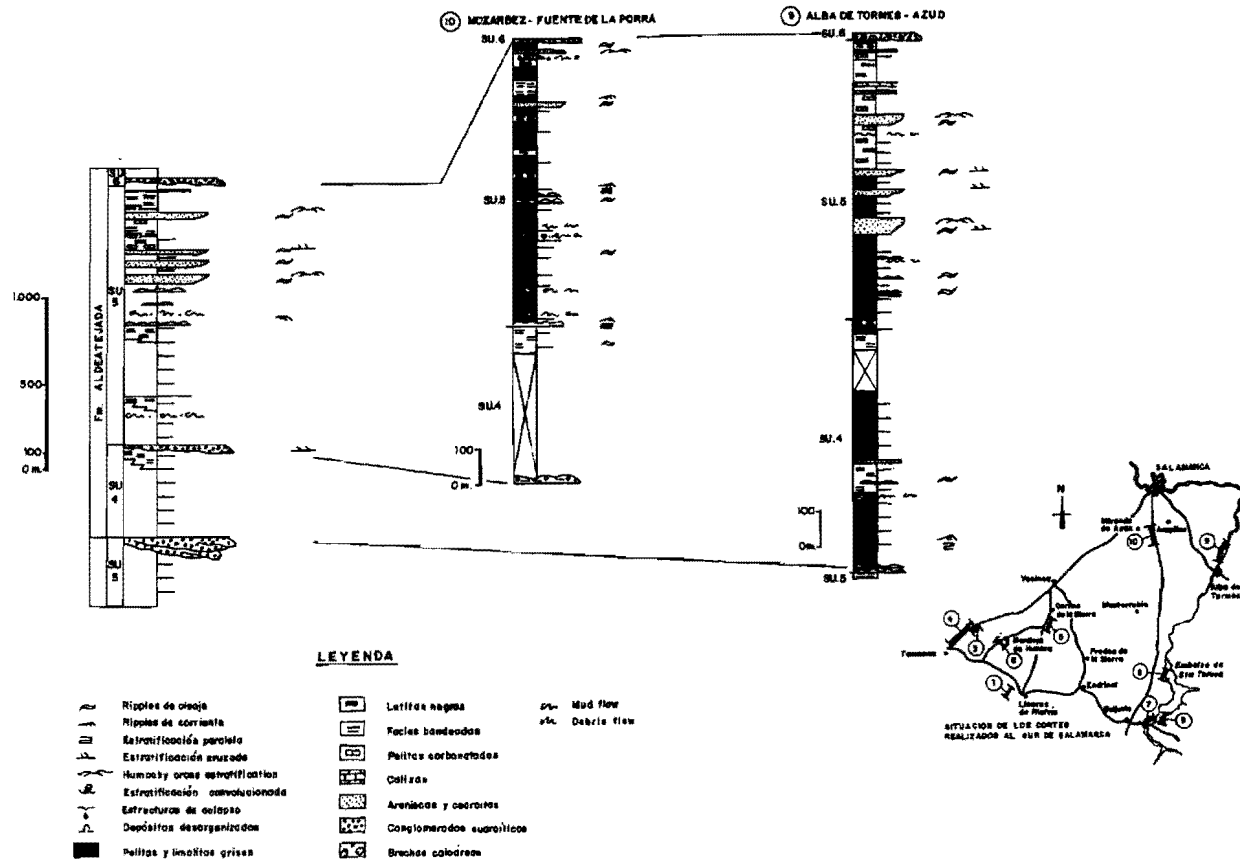


Fig. 1. Situación estratigráfica de las series

- 7 m. Amalgamación de barras decimétricas de arena fina. No se ven estructuras.
- 475 m. Facies LSSM, algunas capas presentan laminación "ripple". En el tramo medio hay 120m cubiertos.
- 19 m. Entre facies LSSM se intercalan capas arenosas de geometría plano-paralela de 10 a 80 cm de espesor, gradadas de arena fina a limo. Su laminación interna es equiparable a los términos de Bouma, aunque frecuentemente se encuentran truncaciones, "off shuts" y "ripples" de olas.
- 30 m. Parecido al anterior, con menos capas por metro y de menor potencia y con claras evidencias de oleaje de tormenta.
- 32 m. Facies LSSM.
- 27 m. Facies LSSM con algunas capas centimétricas de arena fina.
- 6 m. Nivel en el que se amalgaman capas arenosas y un nivel desorganizado de 1 m de potencia dando en general un ciclo positivo.
- 50 m. Facies LSSM. La parte media tiene cubiertos unos 20 m.
- 53 m. Nivel complejo formado por capas de tormenta centimétricas en la base con truncaciones y "hummocky", que rápidamente dan paso a unas capas arenosas con morfología de barra y una marcada laminación cruzada; tienen unos 60 cm de espesor y unos 30 m de longitud. Hacia el techo dichas barras se amalgaman dando unos ciclos negativos mayores, de unos 4 m, formados por ciclos menores positivos de unos 2 m, observándose numerosos ciclos. En estas barras se pone de manifiesto una cierta acción del oleaje. Las laminaciones cruzadas tienen una marcada tendencia hacia el N.
- 127 m. En la parte basal facies LSSM. En el tramo medio capas de tormenta de 15 a 50 cm aumentando su frecuencia para dar paso a una amalgamación de barras decimétricas. Los espacios interbarra están ocupados por pelitas y alguna barra de pequeñas dimensiones. A techo de la sucesión de barras volvemos a encontrar capas de tormenta que van perdiendo su frecuencia pasando transicionalmente a facies LSSM del tramo superior.
- 128 m. Tramo predominante de facies LSSM con niveles carbonatados de 0'5 a 1 cm, que dado el grado de recristalización no se les aprecia ninguna estructura; localmente desarrolla nódulos subparalelos a la esquistosidad. En la parte superior de este nivel aparecen algunos tramos desorganizados. A continuación tramo cubierto de unos 15 m.
- 25 m. Tramo complejo de barras y capas de tormenta similar a los ya descritos.
- 60 m. Facies laminadas milimétricas. La laminación consiste en una alternancia de carbonato y láminas de fango (en ocasiones limo). La lámina de dolomita sin hierro de 1 mm de espesor varía de paralela y continua a lenticular y discontinua. Las láminas de carbonato están separadas por capas de arcilla generalmente inferiores a 2 mm. En la base se intercalan capas de tormenta y alguna barra de espesor decimétrico.
- 65 m. Tramo de alternancias de pelitas y niveles centimétricos de carbonatos. Los tramos pelíticos tienen gran contenido en materia orgánica y algunas pasadas milimétricas de carbonato. Los niveles de carbonatos raramente alcanzan los 3 cm y por efecto de la esquistosidad no se les aprecia organización interna. Los tramos pelíticos que los separan son de centimétricos a métricos. El techo del tramo es pelítico.
- 65 m. Tramo pelítico. En la base pelitas negras carbonosas con bandeado centimétrico a milimétrico mal desarrollado que pasan a pelitas grises laminadas con esporádicas bandas carbonosas.

- 30 m. Facies laminadas en alternancia de carbonatos (pueden tener espesor centimétrico) y fango.
- 25 m. Pelitas con bandeado milimétrico.
- 25 m. Nivel conglomerático. Está formado por tres ciclos positivos de varios metros de potencia cada uno. Se diferencia en cada ciclo una parte basal constituida por un conglomerado de cantos de cuarzo muy rodados de 2 a 4 cm y de pelita, siendo muy escasos los de carbonato. Con abundantes incisiones y amalgamaciones. La parte superior está compuesta por paquetes, decimétricos a métricos, con granulometría que van desde microconglomeráticas en la base a arena gruesa en el techo. En la base de estos paquetes es frecuente el desarrollo de un intervalo de "debris flow" con cantos de pelita y carbonatos inmersos en una matriz arenosa.

Para su interpretación, se puede dividir la columna estudiada en cuatro grandes tramos:

El *primer tramo* (991 m) se caracteriza por presentar las facies (LSSM), "Laminated silt streaked mud", con intercalaciones de capas de tormenta. Las facies LSSM corresponden a depósitos de decantación, tanto en sus términos fangosos como en los arenoso-limosos. Las capas de tormenta presentan morfología y estructura de capas turbidíticas, lo que nos indica que nos encontramos por debajo del nivel de acción del oleaje, con los techos ligeramente retocados por el oleaje residual o por las corrientes de gravedad.

Todo ello viene a indicarnos que nos encontramos en un mar epicontinental relativamente profundo, afectado esporádicamente por tormentas.

El *segundo tramo* (180 m siguientes) se caracteriza por presentar niveles de barras entre las pelitas. Estas barras se nuclean a partir de lóbulos de capas de tormenta en condiciones progradantes, instalándose sobre ellas y con claras evidencias de la acción del oleaje como son: truncaciones, "off shoots", "hummocky", "ripples" de olas, etc.

Se pueden apreciar diferentes ciclos o diversos ciclos abortados, observándose en numerosos casos condiciones progradantes y posteriormente retrogradantes. Dada la posición que ocupan estas barras podemos hablar de barras de "off shore" en sentido amplio, aunque probablemente se trate de barras de "long shore".

El *tercer tramo* (397 m siguientes) se caracteriza por la presencia de carbonatos entre las pelitas.

El desarrollo de un nivel de barras, correspondiente al tramo anterior, condiciona la formación de una cuenca parcialmente obstruida con circulación restringida de las aguas del fondo, desarrollando condiciones anóxicas.

La alternancia milimétrica entre carbonatos y fangos se explicaría gracias al desarrollo de esta cuenca parcialmente cerrada, ya que la fina laminación refleja una ausencia de agitación por corrientes de fondo por tormentas. Tampoco se trata de una laminación criptoalgal, ya que ésta generalmente es menos regular, forma estructuras domales, rota por desecación o desarrolla estructuras fenestrales. Ésta puede formarse por precipitación química directa, en épo-

cas cálidas, proveniente el fango de las épocas húmedas aportado por los ríos o por el desarrollo de condiciones euxínicas en aguas estratificadas.

Hacia techo las láminas carbonatadas se tornan centimétricas y están separadas por tramos limosos centimétricos a decimétricos, pasando posteriormente a unas pizarras negras.

El *cuarto tramo* (últimos 25 m) representa una ruptura en la cuenca. Los materiales conglomeráticos están constituidos por cantos de carbonato y pelitas deformadas hidroplásticamente y por granos de cuarzo muy redondeados, algunos de ellos superan los 2 cm, lo que evidencia la parcial destrucción de la plataforma mezclándose con aportes groseros.

Mozárbez-Fuente de la Porra. Columna 10. Esta columna comprende gran parte de la Fm. Aldeatejada.

- 20 m. Microconglomerados y cuarcitas. Este nivel está compuesto por capas de microconglomerados cuarcíticos que presentan geometría planoparalela, bases netas, frecuentes amalgamaciones, gradación incipiente y en algún caso estratificación cruzada. La parte alta está representada por una alternancia de capas cuarcíticas de potencia decimétrica intercaladas entre pelitas. En conjunto este tramo constituye un ciclo positivo.
- 400 m. Cubiertos
- 240 m. Pelitas grises masivas y pelitas bandeadas. La litología dominante son las pelitas grises, que incluyen dos tramos slumpizados de potencia decimétrica. Los intervalos bandeados no superan los 20 m de potencia y pasan gradualmente a las pelitas grises. El bandeo tiene frecuencia centi-milimétrica. Esporádicamente se intercalan algunas capas de arena fina cuyo espesor no supera los 5 cm.
- 50 m. Pelitas y areniscas. En este tramo se intercalan tres ciclos de orden métrico a decamétrico siendo los dos primeros negativos y el último positivo. Están formados por capas arenosas de arenas fina y muy fina intercaladas en pelitas; la potencia es de 1 a 15 cm, tienen geometría tabular, estratificación cruzada en la base (ocasionalmente laminación paralela) y "ripples" a techo.
- 42 m. Pelitas bandeadas y negras y pelitas grises. Las bandeadas son las que tienen mayor representación, siendo los límites entre ellas transicionales. Se encuentra un acúmulo arenoso hacia la parte intermedia del tramo formando un ciclo positivo.
- 37 m. Pelitas grises con esporádicas capas de carbonato de hasta 10 cm de espesor.
- 21 m. Pelitas grises con capas de arena muy fina, muy ocasionales, de carbonato y niveles de brechas carbonatadas. Las capas carbonatadas poseen potencias comprendidas entre 0'2 y 2 cm y presentan geometrías planoparalelas. Los niveles de brechas poseen una potencia comprendida entre 0'5 y 1'5 m y se caracterizan por tener cantos de carbonato subredondeados de hasta 10 cm de diámetro, cantos blandos y de pelitas grises dispersos en una matriz pelítico-carbonatada; se asimilan a mecanismos de transporte del tipo "Debris flow" (deslizamiento o flujo de fragmentos en una matriz de barro). Es precisamente en este corte y en los niveles carbonatado-brechoides intercalados en este tramo donde DÍEZ BALDA y FOURNIER VIÑAS (1981) encontraron acritarcos clasificables.

- 25 m. Pelitas y areniscas. En la parte baja se encuentra un ciclo positivo compuesto por capas arenosas de arena media a fina. En la base de este ciclo se puede observar una capa de tormenta bien desarrollada con laminación paralela en la base "hummocky cross stratification" y "ripples" de olas a techo. En la parte alta de este tramo se localizan capas de arena fina con morfología de barra que pueden presentar estratificación cruzada.
- 5 m. Lutitas negras. Se aprecian tramos slumpizados.
- 6 m. Brechas calcáreas. Dos niveles amalgamados cuya génesis y composición no difieren, en términos generales, de las brechas descritas anteriormente. Presentan cierta gradación positiva, ya que hacia techo aumenta la proporción de matriz respecto a los cantos, siendo estos de menor tamaño.

Esta columna tiene una interpretación sensiblemente semejante a la descrita para la serie Azud-Alba de Tormes.

1.1.3.2. *Descripción de facies*

1.1.3.2.1. **Pizarras y limolitas (2 y 5)**

En estas facies se incluyen algunas areniscas intercaladas y los depósitos desorganizados. Corresponden a facies de plataforma y talud y son las más predominantes.

Están representadas por un conjunto de limolitas arenosas y pizarras de color gris-azulado y verdosas en las que la laminación viene marcada por pasadas milicentimétricas de arena fina. En ocasiones son masivas y sólo esporádicamente se detecta algún nivel milimétrico de arena muy fina. Si la proporción de arena aumenta, los niveles alcanzan proporciones deci-centimétricas. En este caso las capas arenosas suelen tener tamaños de grano fino a medio y geometría tabular. La base de las capas presenta laminación paralela y esporádicamente fluidificaciones. En el techo se observan "ripples" de oleaje y "hummocky cross stratification". Se aprecia cierta gradación y las estructuras sedimentarias indican un origen turbidítico producido por tormentas.

Localmente, aparecen acúmulos arenosos organizados en ciclos estrato y granocrecientes que se asimilan a barras de plataforma. La parte baja de estas barras está compuesta por una alternancia entre capas de tormenta arenosas y niveles pelíticos y localmente está afectada por fenómenos de licuefacción. La parte alta está compuesta por capas de tormenta y estructuras tipo "hummocky cross stratification" amalgamadas.

Los tramos desorganizados son escasos en esta Hoja. Se presentan como materiales pelíticos muy esquistosados entre los que aparecen lentejones, cantos y bolos arenosos y excepcionalmente algún canto carbonatado. El grado de desorganización aumenta cuanto mayor es el predominio de los términos finos; si predominan los términos arenosos la estratificación está mal definida o distorsionada, careciendo las capas de continuidad lateral. Se trata de acumulaciones constituidas por materiales turbidíticos recientemente depositados y posteriormente deslizados y desorganizados por cualquier causa de inestabilidad (se asimilan a procesos del tipo "debris flow" y "mud flow"). Son frecuentes los "slumps".

Los términos pizarrosos y limolíticos aquí descritos corresponden a las zonas menos afectadas por el metamorfismo y la deformación (epizona). A escala microscópica la textura que presentan estos materiales suele ser blastopelítica. Su mineralogía está compuesta por filosilicatos (clorita, moscovita, biotita) con proporciones variables de cuarzo y en segundo lugar de feldespato de tamaño limo a arena muy fina. Como minerales accesorios se encuentran turmalina, circón, apatito y opacos y como secundarios sericita. La petrografía de las areniscas intercaladas se realiza en el apartado siguiente.

1.1.3.2.2. **Conglomerados, areniscas y cuarcitas (3 y 6)**

Su mayor desarrollo se alcanza en el límite con la Fm. Aldeatejada y aunque no exclusivos son los elementos más característicos de la Fm. Monterrubio. Corresponden a facies canalizadas y rellenan incisiones encajadas en el borde del talud.

El relleno se organiza en ciclos estrato y granodecrecientes amalgamados, que en conjunto configuran una secuencia positiva. La parte baja de los ciclos está compuesta por conglomerados cuarcíticos con abundantes cicatrices. Están constituidos por cantos predominantemente de cuarzo, bien rodados y en menor proporción de areniscas, cuarcitas grises, fosfatos y fragmentos angulosos de pizarra (cantos blandos) normalmente de mayor tamaño. Generalmente, son grano-soportados, aunque aparecen paraconglomerados que pasan lateral y verticalmente a pelitas arenosas con cantos. La granulometría oscila entre los 5 cm de diámetro y el tamaño arena. Son frecuentes las estructuras de carga.

La parte alta de los ciclos está compuesta por capas arenosas y cuarcíticas amalgamadas, de potencia decimétrica a centimétrica. El tamaño de grano varía de grueso a fino, y las estructuras sedimentarias reflejan una disminución de la energía en vertical, presentándose "hummocky cross stratification" de gran longitud de onda y estratificación cruzada de ángulo elevado en los términos más bajos, y "ripples" de oleaje en las capas más superiores del ciclo. Estos ciclos poseen potencias comprendidas entre 50 cm y 3 m y los términos de menor granulometría y más baja energía sólo se preservan en la parte superior de las secuencias de relleno de canal.

Al microscopio los conglomerados presentan textura blastosefítica, formada por clastos heterométricos muy redondeados en una matriz de proporción variable. El esqueleto está formado mayoritariamente por granos de cuarzo (mono-policristalino), a veces con golfos de corrosión y en menor proporción de feldespato. Con cierta frecuencia, aunque accesorariamente, pueden encontrarse fragmentos de roca pelítica, nódulos fosfatados y cuarzo microcristalino. En el material intersticial se reconoce una fracción arenosa más grosera constituida por cuarzo, escasos feldespatos y fragmentos de roca y otra granulometría más fina compuesta por filosilicatos (sericita, biotita, clorita) con escaso cuarzo. Minerales accesorios son moscovita, opacos, turmalina, circón y apatito.

Las areniscas presentan una textura blastosamítica y granoblástica constituida por granos subangulosos de tamaño arena fina a media y con un "sorting" moderado a bueno. El esqueleto es fundamentalmente cuarzo, con menor proporción de feldespato y fragmentos

de roca (pelítica-cuarzo microcristalino). El material intersticial es sericitico-clorítico-biotítico. Accesoriamente se encuentran opacos, moscovita, turmalina, circón y carbonatos.

1.1.3.2.3. **Pizarras grises y negras microbandeadas (4 y 7)**

Es uno de los tramos más característicos tanto de la Fm. Monterrubio como de la Fm. Aldeatejada, constituyendo, junto con los conglomerados, un excelente nivel guía, pues estas facies son muy constantes en casi todo el área Centroibérica. En la Fm. Monterrubio tienen en cualquier caso menor desarrollo que en la Fm. Aldeatejada.

Dentro de este grupo se incluyen lutitas negras masivas, lutitas microbandeadas con un bandeo gris claro-negro de frecuencia milimétrica a centimétrica originados por distintos contenidos en materia orgánica, y limolitas bandeadas de frecuencia centimétrica con bandas gris claro-gris oscuro asimiladas al retrabajamiento de las lutitas microbandeadas.

Normalmente esta litología aparece alterada y son muy evidentes los tonos de alteración rojos y amarillos que destacan sobre el fondo negro de la roca o también la alternancia de colores blanco y gris-ceniza con muchos poros y moteado de óxidos de hierro por la alteración de la pirita. El espesor de los tramos microbandeados puede oscilar entre 10 y 150 m.

Representan las facies de menor energía. Se generan al abrigo de las barras de plataforma y en las zonas más distales, donde sólo llegan aportes por suspensión. Toman carácter transgresivo y se desarrollan en áreas anóxicas y ambientes claramente reductores. Esto está reflejado por la abundancia de agregados de pirita y componentes carbonosos producto de la preservación de materia orgánica. Esporádicamente, se observan nodulaciones y fosfatizaciones.

Estas facies, así como los conglomerados relacionados con ellas, se han interpretado recientemente como contornitas (OCZLON y DÍEZ BALDA, 1992).

Al microscopio, estas facies presentan una textura blastopelítica pizarrosa donde está perfectamente definida una S0 por la alternancia de niveles negros grafitosos y/o arenosos (tamaño limo) y micas. La mineralogía es principalmente cuarzo, grafito, mica incolora, clorita, biotita, óxidos, plagioclasas, turmalina, circón. Aisladamente pueden aparecer nódulos de material fosfatado rico en materia orgánica.

1.1.3.2.4. **Niveles carbonatados y brechas dolomíticas (8)**

Aparecen en un tramo de unos 150 m al S de Los Arapiles y en el azud de Villagonzalo (Hoja 479, Peñaranda de Bracamonte).

Los niveles carbonatados se observan preferente en la zona de Azud (columna n.º 9); en la parte basal del tramo ($\approx$ 100 m) aparecen con facies de fango o limo en forma laminar; la lámina dolomítica de 1 mm de espesor varía de paralela y continua a lenticular y disconti-

nua; estas láminas están separadas por otras de limo generalmente inferiores a los 2 mm de espesor. En los últimos 50 m los niveles de carbonato pueden alcanzar 3 cm y no se les aprecia organización interna; su separación por tramos pelíticos con gran contenido en materia orgánica es de centimétrico a métrico.

Las brechas dolomíticas (4 ó 5 niveles) afloran principalmente al S de Arapiles, con una potencia que oscila entre los 0'5-1 m. Están constituidos por fragmentos de dolomías impuras (más del 95%), fragmentos de pelitas negras o de liditas (2-4%) cantos rodados de cuarzo y algún nódulo de fosfato. La matriz es detrítica fina (fracción arena o limo) y rica en cuarzo y el cemento es dolomítico. El tamaño de los fragmentos carbonatados oscila entre 1 y 15 cm de longitud y 1 y 3 cm de anchura; los cantos de pizarra o lidita son de pequeño tamaño y pueden estar redondeados. La relación fragmentos-matriz es del 10-15%. Están fuertemente deformados, aplastados paralelamente a la superficie de esquistosidad S_1 .

El último nivel brechoide con cantos rodados de cuarzo que aflora cerca del depósito de agua del pueblo de Arapiles, está actualmente muy destruido. Su posición estratigráfica es por encima de los niveles carbonatado-brechoides sin cantos rodados de cuarzo. Este nivel es idéntico a los del azud de Villagonzalo (Hoja 479, Peñaranda de Bracamonte) y contiene además de los cuarzos rodados fragmentos angulosos dolomítico-arenosos que se interpretan como capas rotas; la relación fragmentos/matriz es del 20 al 40%.

1.1.3.3. Descripción del esquema interpretativo

El esquema de la fig. 2 muestra un corte ideal SSW-NNE del área sur de Salamanca (desde Guijuelo o Linares a Salamanca capital) de las Fms. Monterrubio y Aldeatejada y se fundamenta en el análisis de 10 columnas estratigráficas levantadas en las zonas de mejor afloramiento.

La columna n.º 1 se describe en la Hoja n.º 527 (Tamames), las columnas 2, 3, 4 y 5 en la Hoja n.º 502 (Matilla de Los Caños del Río), las columnas 6, 7 y 8 en la Hoja n.º 528 (Guijuelo) y las columnas 9 y 10 en la Hoja que nos ocupa.

Figura una sección parcial de la cuenca debido a que el registro estratigráfico está incompleto. No se observa en ninguna columna la base la Fm. Monterrubio y por esta circunstancia, al no tener una referencia basal, se carece de un valiosísimo dato para conocer la geometría de la cuenca. Por otra parte, sólo en dos localidades se ha llegado hasta la Fm. Arenisca de Tamames, cuya base si bien no constituye un nivel guía isócrono y horizontal supone la única referencia superior posible. Por tanto, el esquema interpretativo se ha realizado en base a columnas parciales y la geometría de los depósitos ha sido deducida exclusivamente a partir del análisis de facies sedimentarias.

El esquema de la fig. 2 pone en evidencia una cierta apertura y profundización de la cuenca hacia el NNE, donde las series se hacen algo más potentes y distales. Asimismo, se aprecia una tendencia progradante de la plataforma y el talud hacia el NNE.

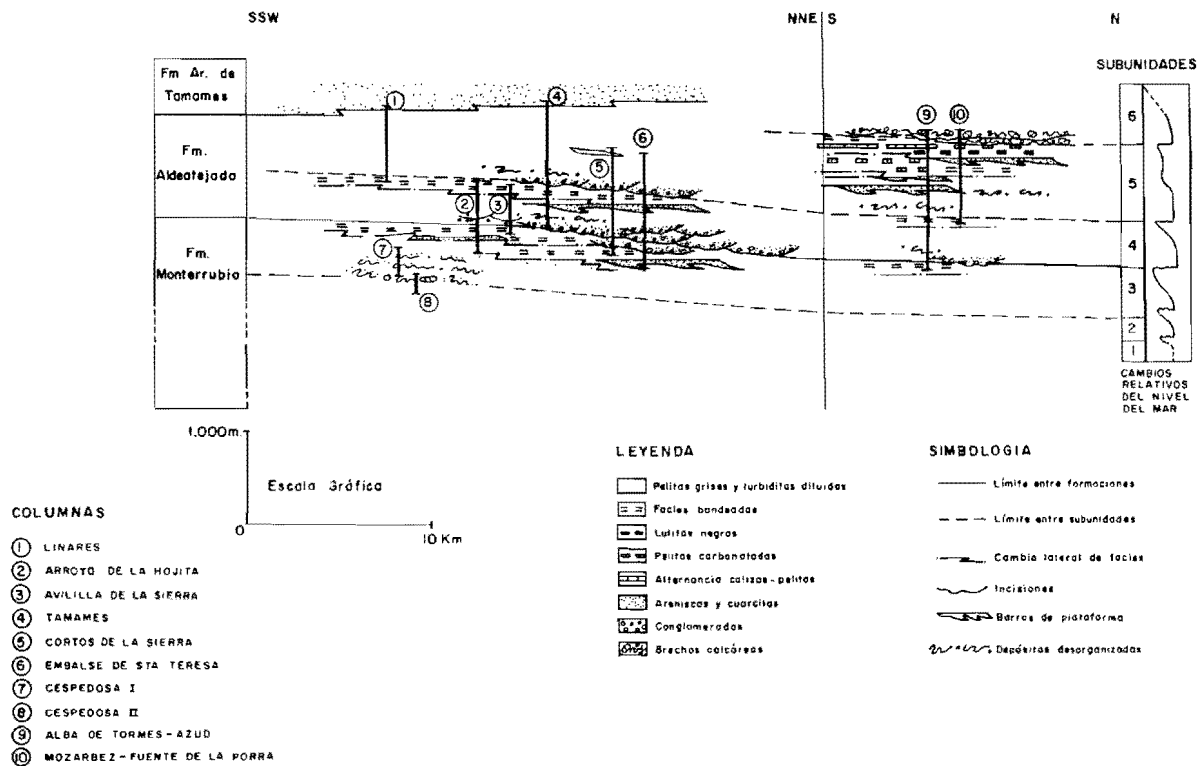


Fig. 2. Esquema de correlación de columnas en el área sur de Salamanca

Se han individualizado varias subunidades separadas por rupturas en la plataforma que se evidencian a lo largo de toda la cuenca (fig. 3). Estas subunidades se han relacionado con las diferenciadas en los Montes de Toledo (Valdelacasa) en la Fm. Limolitas del Pusa (ÁLVARIZ NAVA *et al.*, 1988).

Cada subunidad corresponde a un ciclo sedimentario asimilable a una secuencia deposicional. En estos ciclos se desarrollan de muro a techo: facies conglomeráticas canalizadas, facies de plataforma pelítico-arenosas y facies euxínicas bandeadas.

La subunidad 5 tiene en la Hoja que nos ocupa características peculiares, quedando reflejada su reconstrucción paleogeográfica en la fig. 4.

1.1.4. **Modelo de ciclos sedimentarios**

Se ha establecido un modelo de ciclos sedimentarios válido para la mayoría de las subunidades. El ciclo ideal se ha elaborado en base a la superposición de facies y relaciones laterales (fig. 5).

El límite inferior de la subunidades viene marcado por una serie de incisiones en el borde del talud provocadas por un momento de bajada relativa del nivel del mar. Estas incisiones se rellenan por conglomerados, arenas y cuarcitas configurando ciclos positivos que se asimilan a procesos de relleno de canal.

Una subida progresiva del nivel del mar produce progradación en la plataforma sedimentándose materiales limoso-pelíticos y turbiditas diluidas. Estas facies pueden pasar en vertical a barras arenosas compuestas esencialmente por capas de tormenta y estructuras tipo "hummocky cross stratification" amalgamadas.

El máximo momento de subida del nivel del mar está representado por facies (lutitas microbandeadas y negras) en las que pueden observarse localmente nodulaciones y fosfatizaciones asimilables a series condensadas.

1.1.5. **Edad de las series y correlación**

Los acritarcos encontrados en los niveles carbonatados de la Fm. Aldeatejada al SW de Arapiles, y reconocidos en DÍEZ BALDA y FOURNIER VIÑAS (1981) como *Michrystidium dissimilone* (VOLKOVA, 1969) y *Synsphaeridium* s.p. no incompatibles con un Cámbrico inferior, fueron revisadas recientemente [VIDAL *et al.* (in press)] indicando que la primera de las especies citadas corresponde a *Heliosphaeridium* s.p. acorde con una edad Vendiente tardía. Estos autores situarían entonces el límite Precámbrico (Vendiente)-Cámbrico en una zona indeterminada entre la parte alta de la Fm. Aldeatejada y la parte baja de la Fm. Areniscas de Tamames.

Las Fms. Monterrubio y Aldeatejada se encuentran por debajo, en tránsito gradual, de la Fm. Arenisca de Tamames, que representa con seguridad un Cámbrico inferior [GARCÍA DE

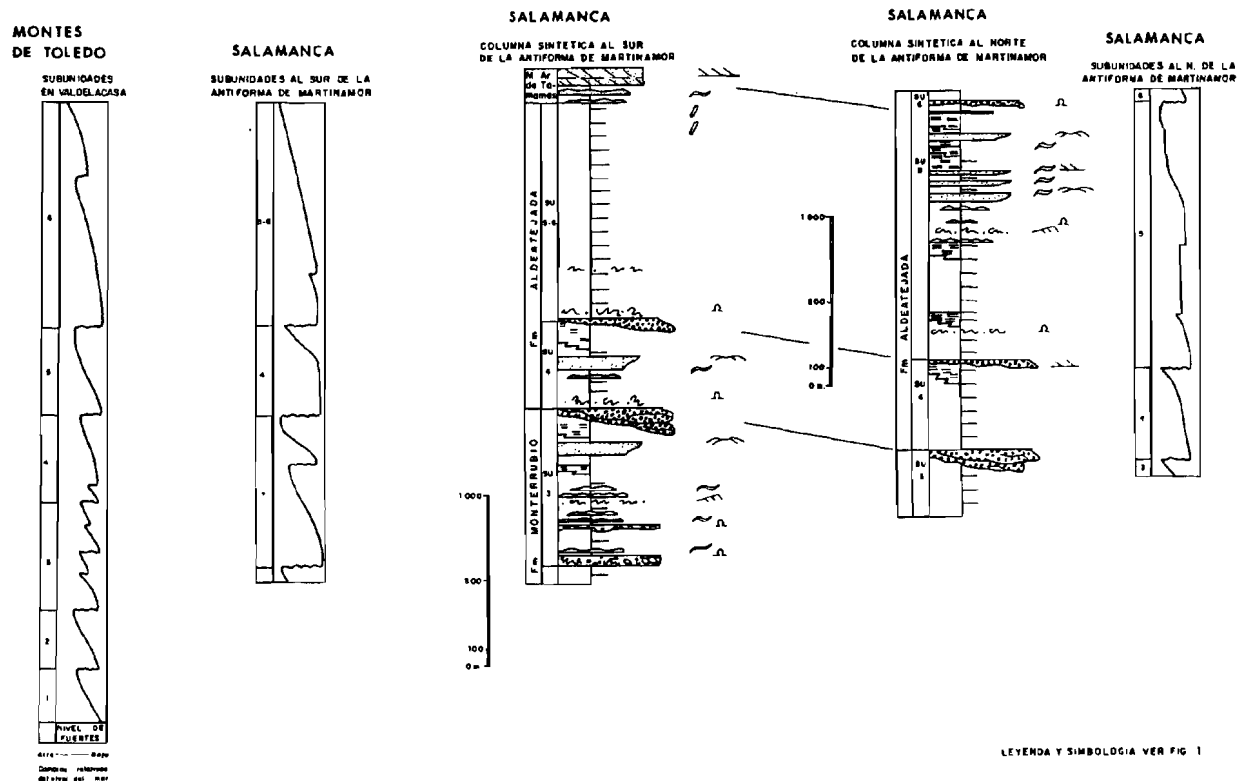
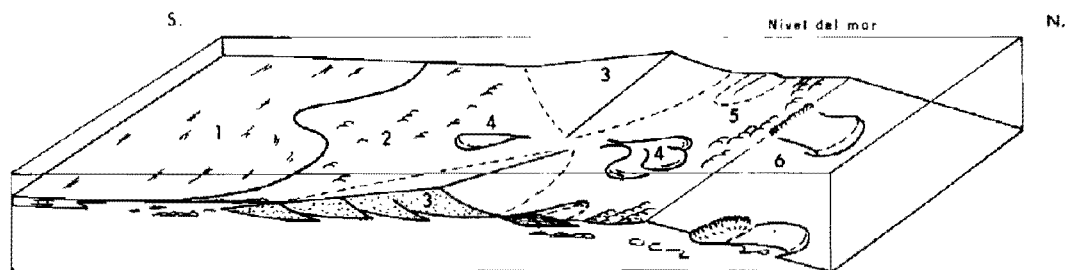
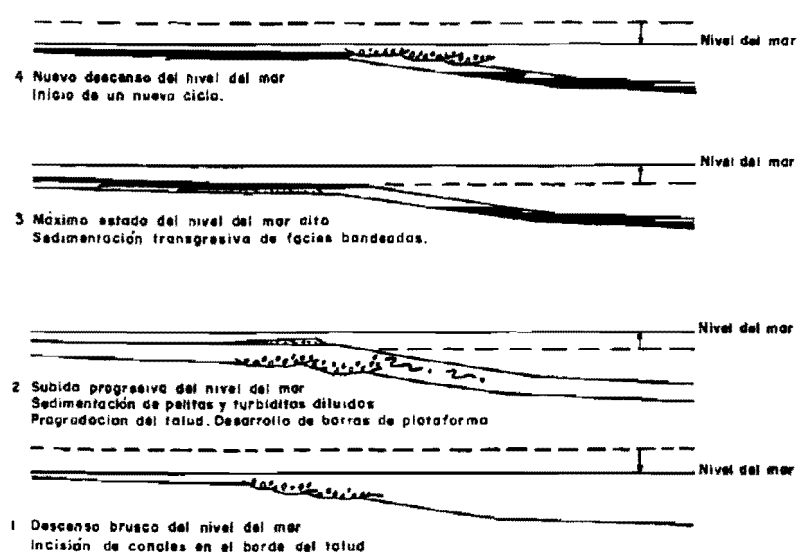


Fig. 3. Columnas sintéticas y subunidades al sur de Salamanca. Correlación de subunidades con Montes de Toledo



- 1 Plataforma interior carbonatada
- 2 Plataforma interior de media energía
- 3 Barras de plataforma
- 4 Lóbulos de tormenta
- 5 Plataforma abierta
- 6 Talud proximal

Fig. 4. Reconstrucción paleogeográfica para la subunidad 5



CICLO IDEAL

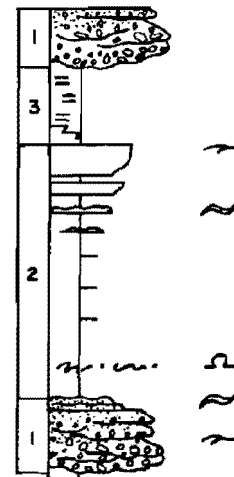


Fig. 5. Modelo de ciclos sedimentarios

FIGUEROLA y MARTÍNEZ GARCÍA (1972), DíEZ BALDA (1980, 1986)]. La Fm. Arenisca de Tamames es equivalente a la Fm. Areniscas del Azorejo o a la Fm. Gévalo de Los Montes de Toledo ya que presenta las mismas litologías, facies y restos fósiles [SAN JOSÉ *et al.* (1974), MORENO SERRANO *et al.* (1976)]. Así pues, las Fms. Monterrubio y Aldeatejada equivalen a la Fm. Limolitas del Pusa, ya que mantienen las mismas características litológicas y de facies (NOZAL MARTÍN *et al.*, 1988). BRASIER *et al.* (1979) opinan, por la icnofauna detectada en la Fm. Limolitas del Pusa, que la edad de la citada formación, al menos para su parte media-alta (que es donde encuentran los restos fósiles) es Cámbrico inferior, y posteriormente LIÑAN *et al.* (1984) sitúan el límite Precámbrico-Cámbrico dentro de la citada formación.

Ya se ha visto la correlación entre las Fm. Monterrubio y Aldeatejada con la Fm. Limolitas del Pusa de los Montes de Toledo. En lo que respecta a la correlación de las citadas formaciones con los materiales de la zona W de Salamanca (Domo de las Hurdes) se puede decir que son equivalentes a parte de la Serie Superior de RODRÍGUEZ ALONSO (1985) y a la denominada Serie Superior de ROBLES CASAS *et al.* (1988).

1.2. ORDOVÍCICO

En la Zona Centro-Ibérica el Ordovícico inferior es discordante y transgresivo sobre los materiales infrayacentes. Unas veces reposa sobre los materiales del Grupo Domo Extremeño (C.E.G.) y otras sobre los del Grupo Valdelacasa (véanse apartados 1 y 1.1). Aflora en la región oeste de Salamanca en tres unidades estructurales, denominadas Sinclinal de Salamanca-Villamayor, Sinclinal de Tamames-Ahigal y Sinclinal de la Sierra de Francia-Torralba.

En lo que respecta a la Hoja, el Ordovícico se presenta en el centro-norte de la misma en lo que constituye un retazo del flanco sur del Sinclinal de Salamanca-Golpejas.

Las relaciones de contacto entre el Ordovícico y el sustrato (Fm. Aldeatejada) no son claras en el área de estudio debido principalmente a los recubrimientos terciarios y cuaternarios. Es, sin embargo, evidente la discordancia cartográfica entre ambas unidades en zonas relativamente próximas [Hojas de Villavieja de Yeltes (476), Tamames (527), etc.].

1.2.1. Ordovícico inferior. Ortocuarcitas. (Cuarcita armoricana) (9)

Los materiales cuarcíticos aquí aflorantes parecen corresponder a la denominada Unidad II de CARBALLEIRA *et al.* (1980), subdivisión realizada por estos autores para el Ordovícico inferior de la Sierra de Francia. No estarían aquí representadas (si lo están sería en proporciones mínimas y de dudosa atribución) ni la Unidad I, basal, de conglomerados y areniscas, ni la Unidad III superior, formada por cuarcitas grises en bancos poco potentes alternando en niveles pizarrosos generalmente subordinados.

Las ortocuarcitas en facies "armoricana" afloran en la alineación topográfica de Los Montalvos al SW de Salamanca capital. Los afloramientos son en general malos, con las capas cuarcíticas bastante subhorizontalizadas (véanse cortes) y únicamente en zonas pun-

tuales (taludes de alguna cantera) es posible realizar alguna observación, aunque muy limitada. En estos taludes se observan alternancias deci-centimétricas de areniscas con muy escasos términos pizarrosos (pizarras arenosas); las ortocuarcitas están bien estratificadas, con superficies planares netas y con "ripples" a techo de los bancos. Son blancas, de grano fino-medio, recrystalizadas, en ocasiones con pátnas rojizas de hierro.

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

Regionalmente son abundantes, en esta formación, la bioturbación y restos de estructuras orgánicas como *Vexillum*, *Skolithos* y *Cruzianas* típicas del Ordovícico inferior. En los trabajos de KINDELÁN (1956) y PICKERILL *et al.* (1984) se asigna regionalmente una edad, para este tramo, Arenigiense en base a numerosos hallazgos de icnofauna. Entre los icnofósiles identificados resulta destacable la presencia de *Cruziana furcifera* D'ORBIGNY, *Cruziana Goldfussi* ROUAULT, *Cruziana rugosa* D'ORBIGNY, *Cruziana cf. imbricata* SEILACHER, *Artrophycus alleg-haniensis* HARLAN, *Daedalus halli* ROUAULT, *Didymaulichnus lyelli* ROUAULT e icnotaxones variados de los géneros *Diplichnites*, *Diplocraterion*, *Gordia*, *Monomorphichnus*, *Muensteria*, *Paleophycus*, *Planolites*, *Rusophycus* y *Skolithos*. Según GARCIA DE FIGUEROLA (com. pers.) también se encontraron cruzianas en los afloramientos de Los Montalvos.

1.2.2. Ordovícico medio. Pizarras gris-negras (10)

Sobre los materiales descritos en el apartado anterior aflora, al W de Salamanca capital y en el barrio de los Pizarrales de la misma en un retazo de unos 14 km², una serie muy monótona constituida principalmente por pizarras masivas grises, violáceas o negras, a veces limosas y grafitosas, en general muy afectadas por la esquistosidad de segunda fase hercínica (S₂).

En lámina delgada se observa que estas rocas están fuertemente teñidas por óxidos de hierro. La textura es blastopelitica, lepidoblástica, en algunos casos bandeada en arcos poligonales y en muy contadas ocasiones lepidogranoblástica. La composición es sericita, moscovita, clorita, biotita, cuarzo, material carbonoso o grafitoso, opacos, turmalina, circón, esfena y feldespato potásico. Aunque en esta zona sólo se ha encontrado, un kilómetro al W de Tejares, un ejemplar de braquiópodo clasificado como *Monorthis? sp.* que indica una edad desde el Llanvirn inferior al Ordovícico medio (BASCONES, L. en DÍEZ BALDA, 1986), son abundantes los restos de fauna localizados en los últimos años en materiales regionalmente similares, entre los que se encuentran los mencionados por GARCÍA DE FIGUEROLA (1971 y 1972); ROLZ (1975), JIMÉNEZ FUENTES (1982), DÍEZ BALDA (1981 y 1986) y GUTIÉRREZ MARCO *et al.* (1984a). Del estudio de estos restos faunísticos parece deducirse para los materiales estudiados (equivalentes a los aquí descritos) una edad que oscila entre el Llanvirn inferior y el Llandeilo inferior.

1.3. CENOZOICO

En el sector suroccidental de la cuenca del Duero se han diferenciado cuatro grandes unidades litoestratigráficas en cierto grado comparables al concepto UTS de MEGÍAS (1982).

Cuatro corresponden al Paleógeno y dos al Neógeno y todas ellas presentan rasgos comunes, y extensión superficial, polaridad sedimentaria y límites definidos por discordancias de rango regional (SANTISTEBAN *et al.*, 1991, 1992). En todos ellos se trata de sedimentos de carácter siliciclástico y ámbito continental correspondiente a ambiente aluvial y fluvial, en donde puede aparecer registro sedimentario ligado a procesos edáficos y lacustres. Esta diferenciación, que parte de las bases estratigráficas establecidas en esta región por los ya citados JIMÉNEZ (1970 a 1983), CORROCHANO (1972, 1982) y ALONSO GAVILÁN (1981), principalmente supone algunas matizaciones sobre todo en el orden morfoestratigráfico y en algún caso cronoestratigráfico, pero sin variar sustancialmente el marco estratigráfico regional.

Las características distintivas de estas grandes unidades están controladas por factores como área fuente, tectónica, clima e incluso posición morfológica, que varían con el tiempo. A veces estos mismos incluyen litofacies cuyas relaciones laterales son difíciles de determinar debido a que confluyen varias áreas fuentes, a la modificación de situaciones por la tectónica o por la superposición de procesos de alteración, que uniformizan el depósito.

1.3.1. Cretácico-Paleógeno

Los metasedimentos y rocas ígneas de zócalo hercínico de la Meseta se presentan afectados por intenso proceso de meteorización hipergénica de naturaleza caolínítica desarrollado en condiciones de clima tropical durante al menos la segunda parte del Mesozoico (JIMÉNEZ, 1974; BUSTILLO y MARTÍN-SERRANO, 1980; MOLINA y BLANCO, 1980; MARTÍN-SERRANO, 1988; MOLINA *et al.*, 1989; MOLINA, 1991). En el ámbito de la Hoja de Las Veguillas las raíces de este manto de alteritas se desarrollan sobre el cuadrante noreste. Este perfil de alteración, cuyo espesor varía entre 2 y 10 m, suele quedar fosilizado por los materiales más antiguos del registro sedimentario alpino.

Los materiales siliciclásticos con carácter siderolítico que constituyen el citado registro se han agrupado en dos miembros concordantes que forman una megasecuencia positiva con carácter expansivo (ALONSO GAVILÁN, 1981).

1.3.1.1. *Conglomerados y areniscas cementados por hierro con matriz caolínítica (11). retácico superior-Paleoceno*

Se dispone disconforme sobre los metasedimentos del zócalo o bien en contacto mecánico por efecto de la fracturación alpina. Presenta una base muy irregular debido al carácter diferencial que presenta el modelado del zócalo (GARCÍA ABBAD y MARTÍN-SERRANO, 1980) y un espesor que no supera los 30 m, mostrando una estructuración en bloques delimitados por fallas de direcciones N-S, NE-SO y excepcionalmente E-O y NO-SE.

Esta unidad cartográfica se corresponde con el miembro Areniscas de Terradillos, de ALONSO GAVILÁN (1981) y a las capas de Santibáñez, de JIMÉNEZ (1970) en la zona de Salamanca, y en la de Zamora corresponde a la Facies Montarmarta, de CORROCHANO (1977).

Está compuesta por conglomerados y areniscas con un alto contenido en caolinita y cementaciones locales por óxidos de hierro (hematites y goethita). En ocasiones, este cemento ferruginoso puede estar acompañado por cantidades variables de sílice (ópalo C-T según BUSTILLO y MARTÍN-SERRANO, 1980). Presenta un aspecto general blancuzco y abigarrado con colores blancos a cremas y manchas violáceas.

Los conglomerados son las facies predominantes. Contienen un 50-80 % de grava, entre el 10 y el 30 % de arena y entre el 20 y el 40% de arcilla. La fracción grava, con centiles entre 0,5 y 15 cm y modas de 0,2 a 5 cm, está constituida por cantos subredondeados a subangulosos de cuarzo (principal), cuarcita y lidita (accesorios). Las fracciones arena y limo están formadas por granos de cuarzo (principal) y feldespato muy alterado (accesorio hacia techo). La fracción arcilla está compuesta por caolinita (principal) e illita (trazas) acompañadas en ocasiones por trazas de esmectitas. Los óxidos de hierro son la principal fase cementante de estos sedimentos y se disponen dispersos en la matriz, en parches o concentrados en niveles formando costras de espesor centimétrico. La sílice es escasa y suele aparecer como impregnaciones interparticulares o dando pequeñas concentraciones, más frecuentes hacia techo de la unidad.

Las areniscas (de grano grueso y con un contenido en matriz limo-arcillosa en torno al 10-40%) presentan una composición muy similar a la de los conglomerados: cuarzo como componente principal de las fracciones arena y limo, y caolinita (heredada) como principal mineral de la fracción arcillosa. Las micas (moscovita), illita (heredada) y esmectitas son componentes accesorios y la primera está muy alterada. La proporción de esmectitas es siempre superior a la existente en los conglomerados; su origen puede ser tanto detrítico (procedente de la desmantelación de los tramos medios del manto laterítico; MOLINA, 1991) como de neoformación (existe una estrecha relación entre la presencia de rasgos postsedimentarios de carácter edáfico y el contenido en esmectitas en la roca (BLANCO, 1991). Los óxidos de hierro son la fase cementante principal de las areniscas, lo que puede sugerir condiciones cálidas.

La sucesión presenta un carácter muy monótono. Está constituida por la superposición de bancos granodecrecientes de conglomerados y areniscas. Estos bancos están formados por la superposición de canales delimitados por *lags* de cantos y relleno por conglomerados y areniscas con estratificación cruzada en surco o planar (centil 5 mm). Estos cuerpos presentan bases cóncavas claramente erosivas. Se interpretan como canales trenzados sin estiajes claros cuyo relleno registra avenidas con alta descarga de sedimento. Estos canales, por las paleocorrientes deducidas de las estructuras primarias, fluían hacia el N y NE.

En otras ocasiones se observan bancos tabulares de areniscas con cantos con laminación paralela o masivos que por su disposición lateral a los canales y su gemotría se interpretan como depósitos de desbordamiento y/o llanura de inundación arenosa.

La homogeneidad de facies, granulometría y características de relleno a lo largo de todo el área de estudio nos llevan a considerar que estos sistemas fluían a lo largo de valles excavados en el zócalo a favor de la alteración desarrollada sobre éste o de las fracturas que lo afectan.

1.3.1.2. *Costras ferruginosas (12). Cretácico superior-Paleoceno*

Son niveles de conglomerados, dentro de la unidad siderolítica, caracterizados por una fuerte cementación por hierro (goethita y hematites) que les confiere un aspecto y color característico.

Se trata de cuerpos de morfología canalizada y dimensiones generalmente reducidas, espesor en torno a los 0,5 m y anchura inferior a los 3 m, aunque en ocasiones pueden alcanzar dimensiones mayores, como en el caso de afloramiento de la base del Hospital Clínico de Salamanca.

Estas cementaciones son interpretadas por BUSTILLO y MARTÍN-SERRANO (1980) y MARTÍN-SERRANO (1988) como debidas a la acción combinada de procesos freáticos y edáficos.

1.3.1.3. *Conglomerados areniscas y lutitas cementadas por sílice e hierro (13). Cretácico superior-paleógeno.*

Se dispone en continuidad sedimentaria con los sedimentos de la unidad anterior o en contacto mecánico con los metasedimentos del zócalo hercínico. Su espesor máximo puede alcanzar los 60 m y muestra una estructuración en bloques delimitados por fracturas de direcciones N-S, NE-SO y excepcionalmente, E-O y NO-SE.

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 JIMÉNEZ (1970) y la facies Zamora de, CORROCHANO (1977).

Está constituida por conglomerados, areniscas y limolitas que se caracterizan por una fuerte cementación por ópalo C y C-T (BUSTILLO y MARTÍN-SERRANO, 1980; BLANCO y CANTANO, 1983) y, raramente, calcedonita y cuarzo. En ocasiones, este cemento silíceo puede estar acompañado por otro de naturaleza ferruginosa (goethita y hematites). Esto hace que la unidad presente colores blancos y violáceos o pardos, según la relación entre los cementos silíceo y ferruginoso y el grado de oxidación (tardía) de este último.

Los conglomerados, de tonos blancos con algunas manchas pardas o violáceas, presentan un contenido medio del 75% en gravas, 0-15% en arenas y 0-10% en arcilla. La fracción grava, con centiles entre 1 y 8 cm y modas de 0,3 a 3 cm, 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). La fracción arcilla está compuesta por caolinita (principal) e illita (trazas) acompañadas en ocasiones por trazas de esmectitas. La sílice es la principal fase cementante de estos sedimentos y se dispone en parches o afectando al conjunto de la roca. Los oxihidróxidos de hierro son escasos y suelen aparecer dispersos hacia el techo de cada banco conglomerático.

Las areniscas (de grano medio a grueso y con un contenido en matriz limo-arcillosa en torno al 10-20%) y limolitas (mezcla de limo y arcilla) presentan una composición muy similar a la de los conglomerados: cuarzo como componente principal de las fracciones arena y limo, y caolinita (heredada) como principal mineral de la fracción arcillosa. Los feldespatos, micas

(moscovita) e illita (heredada) son componentes accesorios y los dos primeros están muy alterados. La proporción de esmectitas es siempre superior a la existente en los conglomerados y suele ser más abundante en las limolitas; su origen puede ser tanto detrítico (procedente de la dismantelación de los tramos medios del manto laterítico; MOLINA, 1991) como de neoformación (existe una estrecha relación entre la presencia de rasgos postsedimentarios de carácter edáfico y el contenido en esmectitas en la roca; BLANCO, 1991). La sílice es la fase cementante principal de areniscas y limolitas. Sin embargo, el grado de cementación de las primeras suele ser inferior al que muestran 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 a los oxihidróxidos de hierro cabe señalar que su contenido es superior al de los conglomerados (alcanzando valores entre 10 y 15 %) y este rasgo coincide con un predominio de los colores violáceos en el sedimento.

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

Los bancos de conglomerados y areniscas (2-4 m de espesor) están formados por la amalgación 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 N y NE.

El contacto de los bancos conglomerático-arenosos con los de areniscas y limolitas suele ser bastante neto. Estos bancos de grano fino muestran abundantes rasgos de carácter edáfico (intensa alteración de feldespatos y micas, nodulización del sedimento, reemplazamiento de la matriz por sílice y esmectitas y concentraciones de oxihidróxidos de hierro alrededor de clastos en relación a pedotúbulos o en forma de 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 la procedencia y los procesos que favorecieron la precipitación de la sílice. Actualmente existen dos opiniones, si bien ambas coinciden en 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 trampa; 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 sílice que precipita es una fase desordenada (ópalo C-T). BLANCO y CANTANO (1983) y BLANCO (1991) proponen que el origen y la precipitación de la sílice debe relacionarse únicamente con el desarrollo de paleosuelos intrasedimentarios.

Los procesos propuestos en estas dos hipótesis no son excluyentes sino que se complementan. En los niveles de limolitas el origen de la sílice probablemente esté relacionado con las transformaciones diagenéticas que sufren los materiales siliciclásticos durante el desarrollo

de un suelo (cuarzo + caolinita + esmectita aluminica + sílice; 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 de los conglomerados y arenas (estratificaciones cruzadas), son aspectos que caracterizan a las silicificaciones asociadas a capas freáticas (THIRY *et al.*, 1991). En este sentido consideramos que la silicificación que afecta al tramo superior del manto laterítico debe estar también ligado a procesos desarrollados en relación a niveles freáticos.

1.3.1.4. Interpretación y edad de la formación siderolítica

Estos depósitos siderolíticos registran la fosilización progresiva de una paleotopografía (solapamiento expansivo). Se interpreta como la evolución de sistemas trenzados que progresivamente fosilizan una paleotopografía, por lo que los paisajes cada vez eran más abiertos. Esto provocó que hacia techo de la unidad los valles fluviales presentaran cauces cada vez mayores 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. La disminución progresiva de la energía junto con un incremento en la estabilidad de los canales, relacionado con unas menores tasas de sedimentación, provocó una disminución en el tamaño de grano transportado (tendencia granodecreciente) así como un incremento en la cantidad de sedimento acumulado entre avulsiones (tendencia estratocreciente). 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 (STEPHEN, 1971; BUSTILLO y MARTÍN-SERRANO, 1980; BLANCO, 1991). 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 en el techo de la unidad mediante K/Ar obteniendo una edad de 58 m.a. (Tanatiense). Con todo, diversos autores opinan que la edad del conjunto puede incluir parte del ciclo finimesozoico (MOLINA *et al.*, 1989).

1.3.2. Paleógeno superior

De esta edad es considerado el volumen principal de los sedimentos que constituyen el relieve terciario de esta región de la cuenca. En él se han diferenciado tres unidades principales y varias litofacies.

La inferior (14) es arcósica y de afloramientos reducidos. Se atribuye al Eoceno inferior-medio, por lo que podría estar emparentada con los pisos más bajos del Paleógeno no siderolítico de Zamora. Los materiales considerados del Eoceno medio-Oligoceno afloran fundamentalmente en la mitad septentrional de la Hoja en leve discordancia cartográfica sobre el conjunto arcósico anterior, del que se diferencian litológicamente y mineralógicamente pues su procedencia es diferente. Constituyen una megasecuencia negativa con dos litofacies princi-

pales (15 y 16) esencialmente correspondientes a las formaciones Areniscas de Cabrerizos y Areniscas de Aldearrubia (ALONSO GAVILÁN, 1981).

En el conjunto arcósico que aflora fundamentalmente en la zona oriental de la Hoja se cree que está representado el Oligoceno y quizás parte del Mioceno inferior. Se dispone en discordancia sobre el resto del Paleógeno y también cubre algunos sectores del zócalo paleozoico. Presenta una geometría compleja por condicionamientos tectónicos y geomorfológicos. Se corresponde con las Areniscas de Garcihernández (JIMÉNEZ, 1973; CORROCHANO, 1982) y a las facies Madrigal y Puente Runel (CORRALES, 1982; CORROCHANO *et al.*, 1983). Cartográficamente están representadas dos litofacies (17 y 18) en función de su granulometría y de su posible significación morfoestratigráfica.

1.3.2.1. *Arcosas y gravas arcósicas con tinciones por óxidos de hierro (14). Eoceno inferior-medio*

Aflora con un buzamiento general de 1° a 3° hacia el NE 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 depósitos que la integran fosilizan una paleotopografía constituida por sistemas de *horst-graben*, limitados por fracturas N-S y NE-SO, y muestran una geometría muy irregular. Su espesor máximo visible es de unos 35 m. Esta unidad muestra una disposición en solapamiento expansivo hacia el O en áreas próximas.

Es equivalente a lo que se ha denominado en la literatura geológica como "Luteciense zamorano" (JIMÉNEZ, 1973) y se corresponde con parte de 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).

Está constituida por conglomerados, arenas y lutitas de naturaleza arcósica y 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 4-8 cm hacia el techo. Está constituida por cantos angulares-subangulares de cuarzo (10-30%), feldespatos (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 reemplaza 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 es un componente cuya importancia aumenta hacia el techo de la sucesión y en proporciones bajas. 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.

Las arenas son arcosas o litoarcosas, 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, esmectita 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) y 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; en este caso la asociación arcillosa es esmectita-paligorskita.

En la mitad inferior de la unidad los materiales finos son dominantes y constan de arenas, 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 el techo de la misma. Son bancos tabulares de 5 a 10 m de espesor intercalados entre los depósitos de finos de llanura de inundación. Estos bancos están formados por cuerpos de base canalizada que presentan secuencias del tipo [Gt / St (gran escala) - St (mediana escala) -> Sm] 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 dis-

persión 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 de esta unidad en áreas próximas 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. De este encostramiento sólo se preservarían, en la Hoja de Salamanca, los niveles más bajos, debido a la erosión por las siguientes unidades. La existencia 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 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 muestra un patrón radial sino lineal. Si a estas consideraciones unimos las características observadas para la unidad en áreas próximas 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 primera unidad y su sedimentación debió producirse en unas condiciones de diastrofismo acelerado, a juzgar por: 1) la tendencia granocreciente (el centil pasa a 3 cm en la base a 7 cm de 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 basales de dicho manto y los sedimentos siliciclásticos de esta unidad 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 periodo llegó a desmantelarse hasta la roca fresca.

Para la etapa de sedimentación de la primera unidad los restos paleontológicos hallados en la provincia de Zamora permiten definir unas condiciones subtropicales (JIMÉNEZ, 1974). Junto a esto, la aparición hacia techo de cementaciones carbonatadas, que culminan en la costra dolomítica arcillosa (paligorskita) que marca el límite superior, indican una mayor estacionalidad en el clima que en la formación siderolítica.

En los materiales aflorantes en la provincia de Zamora, se encuentran restos de peces, quelonios y cocodrilos, que indican una edad de Eoceno inferior (ROMÁN y ROYO GÓMEZ, 1922; JIMÉNEZ, 1977, 1982).

1.3.2.2. Arenas arcósicas y fangos ocreos cementados por carbonatos (15). *Eoceno medio-Oligoceno*

Se encuentra ampliamente representada en el ámbito de la Hoja, con espesores de hasta 60-70 m. Muestra una configuración en bloques, limitados por fracturas 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 JIMÉNEZ y GARCÍA, 1982) y parte de los conglomerados del Teso de la Flecha de ALONSO GAVILÁN y SÁNCHEZ BENAVIDES, 1992). Al incluir materiales adscritos a unidades estratigráficas miocenas dentro de una unidad eocena se modifica notoriamente la sucesión estratigráfica 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 desarrollado un perfil de alteración (paleosuelos o suelos rojos) o bien que han estado sometidos a importantes procesos kársticos que se tratarán en el apartado de geomorfología. Ejemplos de sedimentos eocenos karstificados y de color rojo se encuentran entre otros puntos en los límites E y O de la ciudad de Salamanca. Estos sedimentos 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 (carbonataciones, X en cartografía) que modifican notoriamente los rasgos distintivos del sedimento eoceno original.

Esta unidad está constituida por conglomerados, areniscas y limolitas ordenadas en secuencias granodecrecientes 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. 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), sustituyendo al sedimento siliciclástico. En este caso puede llegar a representar el 45% del total de la roca y forma verdaderos niveles de costras, 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 se muestran con 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, según 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, 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 diferencia de ellas porque el grado de alteración de los distintos componentes es siempre mucho mayor. El cuarzo muestra los bordes corroídos, feldespato y esquistos aparecen muy argilizados, y las micas (moscovita) suelen presentar sus bordes desfilachados. La matriz arcillosa suele aparecer parcialmente reemplazada por dolomita. Así, los rasgos post-sedimentarios 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 (dolomíticos-paligorskíticos).

En la parte 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 granodecrecientes. 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 más frecuentes son: 1) Gp → St → Sr → Sm, 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 y 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 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 más frecuentes son: 1) $Gm \rightarrow Gt$ / $Gm \rightarrow Gp \rightarrow Sm$ / Gp / $Gt \rightarrow Sm$. 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 parte superior de la unidad la sucesión muestra un carácter muy monótono. Está constituida por una alternancia de bancos lenticulares de naturaleza conglomerático-arenosa (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 Salamanca.

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 $Gt \rightarrow Sm \rightarrow Fm$. 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 interpreta 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.

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, y 4) hacia la base de la unidad, donde el desarrollo de costras es menos frecuente, suelen observarse en relación a canales secundarios (drenaje deficiente).

1.3.2.3. *Litoarcosas, litoarenitas y fangos rojos cementados por carbonato (16).* *Eoceno inferior y medio*

Aflora exclusivamente en la esquina NE de la Hoja, con un espesor visible de 15 a 40 m. El área de mayor extensión y potencia de esta unidad se encuentra al E de la zona de estudio, donde llega a alcanzar espesores de 120 m.

Debe su denominación a JIMÉNEZ (1970, 1972), quien propone que los materiales de esta unidad se encuentran en continuidad sedimentaria con el resto de los depósitos eocenos y se relaciona con ellos por un cambio lateral de facies. En trabajos más recientes (ALONSO GAVILÁN, 1981; 1986; ALONSO GAVILÁN *et al.*, 1986) 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 JIMÉNEZ (*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 granodecrecientes. Se diferencian bien de los depósitos de la unidad detrítica intermedia por: 1) los colores rojos de las fracciones más gruesas y los colores rojo-verdes o verdes de las más finas, y 2) su cementación es mucho más incipiente.

La composición mineralógica es similar a la de la unidad detrítica intermedias, únicamente se diferencia de ella porque los cantos de esquisto 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.

1.3.2.4. *Interpretación y edad de la segunda unidad paleógena: litofacies de Cabrerizos (15) y Aldearrubia (16)*

Todo este segundo conjunto paleógeno constituye una megasecuencia negativa en condiciones de diastrofismo acelerado. Las litofacies que la forman tienen procedencia distinta, del suroeste (Aldearrubia) y del sur-sureste (Cabrerizos) y una relación lateral en cambio de facies con superposición de esta última sobre la primera.

Los restos de quelonios y cocodríleos hallados en esta unidad cerca de Salamanca y en la provincia de Zamora indican un clima subtropical (T medias: 10-15°) con variaciones de humedad (JIMÉNEZ, 1974). El progresivo desarrollo de costras carbonatadas y la aparición de signos sedimentológicos indicativos de variaciones en el caudal de los ríos ratifican un aumento continuado de la estacionalidad.

Las dataciones disponibles están basadas en micro y macromamíferos, quelonios y cocodríleos, que abarcan un lapso de tiempo comprendido entre la base del Rhenaniense (Eoceno medio) y de forma imprecisa el límite Eoceno-Oligoceno (JIMÉNEZ, 1977, 1982; PELÁEZ-CAMPOMANES *et al.*, 1989).

1.3.2.5. Arcosas y gravas arcósicas (17). Oligoceno-Mioceno inferior

Presenta una geometría compleja y su espesor aumenta progresivamente desde el O hacia el E, donde alcanza valores próximos a 40 m. En cartografía se distribuye a lo largo de un cono que se abre hacia el O.

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 corroidos), moscovita, esmectita y trazas de caolinita. Presentan abundantes rasgos postsedimentarios (iluviación 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, iluviación 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]. Estas secuencias suelen presentar, hacia la base del tramo, rizocreciones rellenas por calcita que van siendo menos frecuentes hacia techo. A lo largo de toda la columna se observa la acumulación de arcillas de iluviación 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 iluviación, 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 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 granodecrecientes 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 de arcillas alto, así como abundantes rasgos postsedimentarios de carácter edáfico. Consideramos que estos materiales se depositaron en un contexto ambiental de llanura de inundación. Ésta debió estar sometida a frecuentes periodos 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 unidad 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 (esmectitas) en la base de las secuencias y la frecuencia de los procesos de alteración edáficos abogan por unas condiciones climáticas en las que los periodos áridos son mas 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 unidad pasa a presentar largos periodos de aridez con una estación húmeda muy corta pero de intensas precipitaciones.

La edad de los depósitos que integran esta unidad es un tema ampliamente discutido. Inicialmente se atribuyeron al Cuaternario. ROYO GÓMEZ (1935) los situó en el Mioceno gracias al hallazgo de restos fósiles en Arévalo (Ávila). JIMÉNEZ (1971) retoma los datos de CRUSAFONT *et al.* (1968) y considera que los depósitos arcósicos de Arévalo pueden situarse en el Vallesiense inferior. JIMÉNEZ y GARCÍA MARCOS (1981) atribuyen a las Areniscas de Garcihernández una edad Vindoboniense inferior basándose en los datos de SALVADOR PALACIOS (1977), quien establece en la región de Valladolid un cambio lateral de facies entre los depósitos de Arévalo con los de la fosa de Alba-Villoira 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, a facies parecidas se les ha adjudicado una edad de Oligoceno: 1) su posición con respecto a las unidades infra y suprayacentes (CANAÑO 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 JIMÉNEZ, 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 al Oligoceno.

3.2.6. *Gravas y arenas arcósicas (18). Oligoceno-Mioceno inferior*

Se distribuyen discontinuamente en franjas relacionadas con el Tormes y altitudinalmente en posiciones culminantes. Son depósitos tabulares cuyo espesor oscila entre 2 y 8 m constituidos 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 con clastosostenidas 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], interpretándose 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 interpreta como depósitos de sistemas fluviales trenzados (*braided*) que migraban, de acuerdo con las direcciones de paleocorrientes observadas en la estratificación cruzada, hacia el O.

1.3.3. NEÓGENO INFERIOR

Se suelen atribuir a esta edad los restos de formaciones rojas que descansan directamente sobre las arcosas señaladas como paleógenas. Sin embargo, la relación de estos depósitos con el resto de las formaciones terciarias precedentes es compleja, razón por la que la situación cronoestratigráfica de las mismas o, mejor dicho, de los distintos afloramientos rojos, es siempre controvertida.

Su mejor representación, en donde no ofrece duda su posición cronoestratigráfica, se encuentra en el cuadrante suroccidental de la Hoja, aunque aflora de forma bastante continua en toda la mitad meridional y hay afloramientos dispersos en la septentrional. Se dispone discordante sobre el resto de los sedimentos alpinos con espesor muy reducido, nunca superando los 20 m.

Por el contrario, los afloramientos de materiales rojos en el valle del Tormes, por su posición topográfica, plantean graves problemas de interpretación. Su consideración como infraneógenos supone importantes cambios en las hipótesis evolutivas hasta ahora aceptadas. Otro problema añadido al reconocimiento de estas litofacies es la fuerte rubefacción asociada a esta etapa, pues afecta a todos los materiales premiocenos, lo que ha motivado dada su espectacularidad que muchos de ellos hayan sido confundidos con depósitos rojos.

Es equivalente a la Facies Mirazamora (CORROCHANO, 1977), Series Rojas (MARTÍN-SERRANO, 1988), Facies Villalba de Adaja (CORRALES, 1982), Conglomerados de Villoria (CORRO-

CHANO *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 Conglomerados de Cabezuela (POLO *et al.*, 1987).

En cuanto a su edad, en esta región está generalizada la idea de atribuirla al Mioceno inferior-medio en base a yacimientos paleontológicos (MAZO y JIMÉNEZ, 1982) y a posición estratigráfica (MARTÍN-SERRANO, 1988). Existen varias litofacies con relación compleja debida al aislamiento y a dispersión de los afloramientos. Los materiales del borde occidental de la Hoja, cuya pertenencia a las formaciones rojas neógenas no ofrecen duda alguna, han sido agrupados en una unidad (19). En otra (20) se ha incluido parte de las terrazas fluviales del Tormes a pesar de que su posición cronostratigráfica es bastante dudosa.

Se incluyen también las costras carbonatadas que afectan a distintos depósitos y superficies en la Hoja.

1.3.3.1. *Gravas, arenas y lutitas rojas (19). Mioceno inferior-medio.*

Esta unidad está constituida por sedimentos siliciclásticos con abundante matriz arcillosa y color rojo intenso debido a oxihidróxidos de hierro. Forman un conjunto cartográfico formado por grandes cuerpos cuya expresión morfológica en superficie es aproximadamente cónica y presentan buzamientos entre 1° y 3°. Dan un relieve positivo, ya que la pendiente deposicional de su techo es superior a la de la base.

Está compuesta por gravas (centil máximo 50 cm) y, localmente, brechas con matriz arcillosa, arenas y arcillas (más escasas) de un intenso color rojo.

Los materiales gruesos están compuestos por fragmentos de cuarzo, cuarcita y lidita, siendo los fragmentos de pizarras y esquistos raros en las gravas y más abundantes en las brechas. Presentan abundante matriz arcillosa compuesta por illita, esmectita y cantidades menores de caolinita. Parte de esta matriz es detrítica, pero se ha podido observar que una gran parte de la fracción arcilla proviene de la alteración de los clastos más inestables (pizarras y esquistos) una vez depositados; este rasgo se puede apreciar en lámina delgada ya que se preservan, en cierto grado, en los fragmentos alterados las laminaciones tractivas o metamórficas (esquistosidades) originales de la roca fresca.

La fracción arena está compuesta por granos de cuarzo mono y policristalinos, algunas micas y escasos feldespatos muy corroídos.

La fracción arcilla, como se ha mencionado en párrafos anteriores, es en gran parte de neoformación y está impregnada de óxidos de hierro. Muestra una fábrica caracterizada por rasgos postsedimentarios tales como cutanes y reorientación de arcillas que evidencian su origen relacionado con la alteración.

Estos materiales se organizan en cuerpos de muy diversa geometría en función de la posición en que se localicen.

Las brechas y, en ocasiones, las gravas adosadas a paleorreliieves se presentan en unidades cuneiformes de base plana, muy inclinados, caracterizados por una fábrica desordenada en la que se encuentran clastos de gran tamaño embebidos en la matriz arenoso-lutítica, aunque en ocasiones puede ser granosostenida. Estos cuerpos presentan dimensiones reducidas tanto longitudinalmente como en la lateral, si bien su superposición puede dar lugar a niveles algo continuos (longitud desde el ápice inferior a 200 m). Pueden presentar costras nodulares y pequeñas costras acintadas. Se interpretan como pequeños conos de derrubios por gravedad (coluviones y conos de deyección). Por lo general, estos depósitos son escasos, localizándose los mejores afloramientos en la ladera O del bloque paleozoico de Los Montalvos.

Las unidades más abundantes son de geometría cuneiforme, tendente a tabular, con una longitud en sentido del flujo entre 10 y 15 km y espesores que en rara ocasión superan los 5 m. Estos cuerpos están constituidos por gravas, arenas y, en menor proporción, arcillas, y se presentan tanto como niveles tabulares como en cuerpos de base canalizada.

Los cuerpos tabulares tienen espesores entre 0,5 y 1 m, y su techo y muro suelen ser planos, aunque en ocasiones la base puede presentar surcos erosivos muy tendidos. Presentan una fábrica granosostenida en la que las únicas estructuras observadas son imbricaciones y una burda granoselección positiva. Se localizan en las partes más proximales de las unidades, apiándose unos sobre otros; ocasionalmente, pueden alcanzar posiciones intermedias e intercalarse entre los cuerpos canalizados. Se interpretan como depósitos torrenciales sin zona de canalización (*sheet-flow*).

Los cuerpos de base canalizada están mucho más desarrollados y se localizan en las partes medias y distales de las unidades. Están compuestos por gravas, arenas y escasas arcillas. Presentan espesores entre 1 y 2 m y tienen base erosiva y techo plano. Forman secuencias granodecrecientes en las que las gravas se presentan en surcos con estratificación cruzada en surco y planar que registran el desarrollo de barras laterales y longitudinales. Estos surcos suelen presentar unas "alas" laterales formadas, generalmente, por un nivel simple de cantos que representa el momento de máxima avenida. Sobre estos niveles se encuentran arenas masivas, en algunas ocasiones, niveles de arcilla delgados y discontinuos y, a veces, niveles de nódulos de carbonato. El grado de amalgamación es variable, siendo mayor hacia las partes proximales. Las paleocorrientes medidas indican un transporte hacia el N con un cierto grado de dispersión (desde NO hasta NE). Se interpretan como depósitos de canales trenzados bajo régimen torrencial y marcada estacionalidad, debido a la naturaleza fuertemente erosiva de su base y su naturaleza grosera no se puede asegurar el grado de estabilidad de estos canales, si bien las frecuentes cicatrices erosivas tanto en las gravas como en las arenas atestiguan frecuentes cambios en la posición de los canales.

En posiciones más distales se pueden encontrar, en ocasiones, cuerpos similares pero de composición fundamentalmente arenosa caracterizados por un mayor desarrollo de las facies de barras laterales (arenas y gravas con estratificación cruzada en surco asimétrica) y la presencia de superficiales de reactivación y cuñas de fangos que evidencian un comportamiento estacional, si bien con una mayor estabilidad de los canales que en la zona anterior.

Todos estos materiales se desarrollan adosados a los materiales del zócalo paleozoico, al que fosilizan, y sobre los materiales paleógenos previos.

1.3.3.2. *Gravas, arenas y lutitas rojas (20). Neógeno*

Fundamentalmente son gravas granosostenidas (centil máximo 30 cm), con cantidades menores de arenas y arcillas, presentes en cuerpos relativamente tabulares, de base erosiva y techo plano.

Se organizan en cuerpos canalizados de 1 a 3 m de espesor que se apilan tanto en la vertical como lateralmente dando bancos de 7 m de espesor máximo. La base de estos bancos erosiona a los anteriores, de manera que los siguientes depósitos se disponen en posiciones topográficas cada vez más bajas. La relación anchura/profundidad de los cuerpos individuales dentro de cada banco oscila alrededor de 3/1 y 5/1. Su organización interna muestra estratificación cruzada en surco y planar en sets de potencia decimétrica. En la lateral de estos cuerpos se pueden encontrar cuñas de arena con cantos, masivas o laminadas, de escasa continuidad lateral, ya que están erosionadas por los cuerpos siguientes. Las paleocorrientes medidas en estos depósitos de canales trenzados con cauces relativamente estables (dada la inexistencia de depósitos de llanura de inundación y la ausencia de rasgos que evidencien el abandono del canal) que se sedimentaron en condiciones de descenso de su nivel de base, por lo que se consideran terrazas.

1.3.3.3. *Arenas y gravas con cemento carbonatado (21). Costras. Neógeno*

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 (arenas y gravas) y se caracterizan por: 1) una composición exclusivamente calcítica; 2) un reemplazamiento casi total de los componentes siliciclásticos y componentes carbonatados 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 del carbonato preexistente 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 relacionan.

1.3.4. Neógeno superior-Cuaternario

La presencia del registro sedimentario más moderno está ligada fundamentalmente a la actividad del río Tormes en la elaboración de su valle actual. Es por tanto y sobre todo en su sistema de terrazas más reciente donde está representado ese intervalo de tiempo. Tal como queda expuesto en el correspondiente capítulo de geomorfología, este proceso de incisión del río es posible que se remonte al comienzo del Neógeno. El Cuaternario quedaría restringido a los aluvionamientos más recientes, terrazas bajas y llanura actual. Otro tipo de materiales tienen un desarrollo muy pobre, pues quedan restringidos a acumulaciones ligadas a vertientes e interfluvios. La descripción de todos estos depósitos superficiales y recientes se realiza a continuación, pero puede completarse con la que sobre los mismos se desarrolla en el correspondiente capítulo de geomorfología.

1.3.4.1. *Gravas y arenas (22). Terrazas. Neógeno superior-Pleistoceno*

Constituyen acumulaciones de gravas en situación muy próxima al fondo actual del valle del Tormes. Son gravas clastosoportadas (C: 12 cm) con cantidades inferiores de arena organizadas en cuerpos de morfología canalizada interrumpidos entre sí tanto vertical como horizontalmente. Dichos cuerpos muestran bases erosivas y techo plano y su estructura interna estratificación cruzada en surco y planar. La fracción gruesa está compuesta por clastos de cuarcita y cuarzo redondeados e igual composición dominante presenta la fracción arenosa. En el material más fino se detecta la presencia de caolinita, illita y esmectita.

Son depósitos que se interpretan como consecuencia de la migración de barras laterales y diagonales según un flujo dirigido, como el curso actual, hacia el oeste.

1.3.4.2. *Gravas y arenas (23). Glacis-terrazas. Neógeno superior-Pleistoceno*

Corresponden a sedimentos igualmente aluvionares en su origen pero con retoques posteriores. Son sedimentos igualmente siliciclásticos groseros de planta tabular e inclinada hacia el curso del río. Cuando han sido suficientemente retocados por procesos relativos a vertientes (acumulada fundamentalmente) constituyen acumulaciones con escaso espesor (< 1m) que muestran una base relativamente plana con suaves acanaladuras. Su organización interna suele ser masiva, con una burda granoselección positiva y, en relación con las zonas más profundas, estratificación cruzada planar muy tendida.

1.3.4.3. *Gravas y arenas (24). Coluviones. Holoceno*

Son acumulaciones por gravedad y escorrentía constituidas por material suelto y de gran heterometría. Es fundamentalmente arenoso sobre los escarpes determinados por el Tormes y sus ríos tributarios sobre el sustrato paleógeno del noreste de la Hoja. Sobre el macizo antiguo se desarrollan algunas *pedrizas*, especialmente sobre el relieve de Los Montalvos. Unos y otros tienen poca representatividad cartográfica.

1.3.4.4. *Gravas, arenas y limos (25). Conos de deyección. Holoceno*

Constituyen bancos tabulares de planta cónica cuya composición varía en función del área de alimentación. Son fundamentalmente arenosos sobre el valle del río Tormes en su recorrido sobre el sustrato arcósico paleógeno. Estos, que son los más importantes, se emplazan sobre las terrazas bajas donde presentan una funcionalidad manifiesta.

1.3.4.5. *Arenas, gravas y limos (26). Aluvial. Fondo de valle. Holoceno*

La mayoría de los fondos aluviales secundarios están constituidos por depósitos de arenas y gravas con muy escasa matriz limosa. Presentan colores claros, buena selección y un espectro litológico dominado por cuarzo y cuarcita (C: 20 cm). Su estructura interna muestra imbricaciones y estratificación cruzada de bajo ángulo. Los depósitos ligados al curso fluvial del Tormes y en menor grado en Ribera de Valmuza presentan diferenciación en el área de inundación y en el propio cauce. La llanura está cubierta en su techo por material limoso y arenoso que se dispone en bancos tabulares de espesor centimétrico; la presencia de materia orgánica es frecuente, pero su distribución es irregular. Las barras de los cauces están formadas por gravas (C:15-25 cm) y arenas con estratificación en surco y planar.

1.3.4.6. *Escombreras y removilizaciones de tierras (27). Antrópico. Holoceno*

Acumulaciones dispersas como consecuencia de la actividad agrícola, minera e industrial, por este orden de importancia. Se manifiestan en torno a los núcleos de población más importantes, siendo Salamanca en esta Hoja el eje de esa actividad.

2. TECTÓNICA

2.1. INTRODUCCIÓN

Los materiales véndico-cámbricos y ordovicicos ocupan el 35% de la superficie de la Hoja de Salamanca. Estos materiales sufrieron basculamientos y/o plegamientos débiles en la tectónica preordovícica y fueron plegados y deformados durante la orogénesis varíscica en el transcurso de tres fases consecutivas acompañadas de metamorfismo y plutonismo. La tectónica polifásica varíscica es la responsable de las estructuras y de las esquistosidades más manifiestas.

Esta Hoja se sitúa en la Zona Centroibérica, diferenciada por la gran extensión de afloramiento del anteordovícico y el carácter discordante del Ordovícico sobre su sustrato Cámbrico y/o Precámbrico (JULIVERT *et al.*, 1972). Desde el punto de vista estructural la Hoja de Salamanca pertenece al Dominio de los Piegues Verticales de la Zona Centroibérica, en la que las estructuras de la primera fase hercínica tienen su plano axial subvertical (DÍEZ BALDA *et al.*, 1990).

Uno de los primeros trabajos que hacen referencia a la estructura de la región es el de MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU (1973), que estudia una zona próxima situada al S de la que nos

ocupa. Estos autores indican la existencia de dos fases de deformación sinmetamórficas con pliegues isoclinales y esquistosidad subhorizontal y otras dos posteriores responsables de las estructuras cartográficas. RÖLZ (1975) atribuye las estructuras más manifiestas en su cartografía (Sierra de Tamames y Sierra de Francia) a la fase principal de deformación que lleva asociada una esquistosidad de plano axial; también distingue otros planos subhorizontales que interpreta como una segunda esquistosidad. El trabajo de DíEZ BALDA (1986) realizado para una amplia área al S de Salamanca (entre Salamanca y la Sierra de Francia) incluye la Hoja de Salamanca y establece que la deformación hercínica es polifásica, distinguiéndose tres fases principales de deformación, zonas de cizalla subverticales tardías, menos importantes, y una etapa de fracturación tardihercínica. En el trabajo *Investigación geológico-minera de la zona de Guijuelo (Salamanca)*, de DíEZ BALDA y HACAR (1979), ya se indicaba que la estructura en el área sur de Salamanca se debía a la superposición de tres fases principales de deformación: la primera fase generó pliegues de plano axial vertical, la segunda pliegues apretados, isoclinales a veces, una fuerte esquistosidad en el cuadrante SE de la citada área de Guijuelo y cizallas subhorizontales en el leuconeis de Cespadosa, y la tercera fase pliegues de dirección NW-SE de plano axial vertical, que pliegan a la esquistosidad S_2 y llevan una esquistosidad de crenulación asociada S_3 .

El carácter rotacional de la deformación D_2 , su cinemática y dirección de cizallamiento se establecieron en DíEZ BALDA (1986). Otros trabajos posteriores precisan que la deformación D_2 puede interpretarse como una gigantesca zona de cizalla extensional de varios km de anchura y límites subhorizontales que habría desplazado hacia el SE el bloque de techo y sería responsable del adelgazamiento observado en las zonas de metamorfismo (DíEZ BALDA *et al.*, 1992). Según se observa en la fig. 7, en la Hoja de Salamanca aflora una pequeña parte de la zona de cizalla D_2 distinguida en el trabajo de DíEZ BALDA *et al.* (*op. cit.*) cuyos límites se sitúan muy próximos o coincidentes con la isograda del almandino (fig.7). Esta zona de cizalla de segunda fase está plegada por el Antiforme de Martinamor (al S de la Hoja) y por el Sinforme de Arapiles. La fuerte deformación que presentan las cuarcitas armóricas del Sinclinal Salamanca-Villarmayor, al NW de Salamanca, en la zona de Golpejas, es interpretado como debido a esta cizalla subhorizontal (VILLAR *et al.*, 1992).

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

2.2. DEFORMACIÓN PREORDOVÍCICA

En la Hoja de Salamanca los recubrimientos terciarios y cuaternarios impiden ver la discordancia entre el Ordovícico y su sustrato, pero sí es evidente en áreas próximas (Hoja de Tamames, 527), (DíEZ BALDA, 1986) y en la Sierra de la Peña de Francia [RODRÍGUEZ ALONSO (1985), MARTÍN HERRERO *et al.* (1988)]. Por otra parte, parece evidenciarse en algunas zonas próximas de las Hojas de Tamames, Fuenteguinaldo, Villar de Ciervo, etc., que las línea-

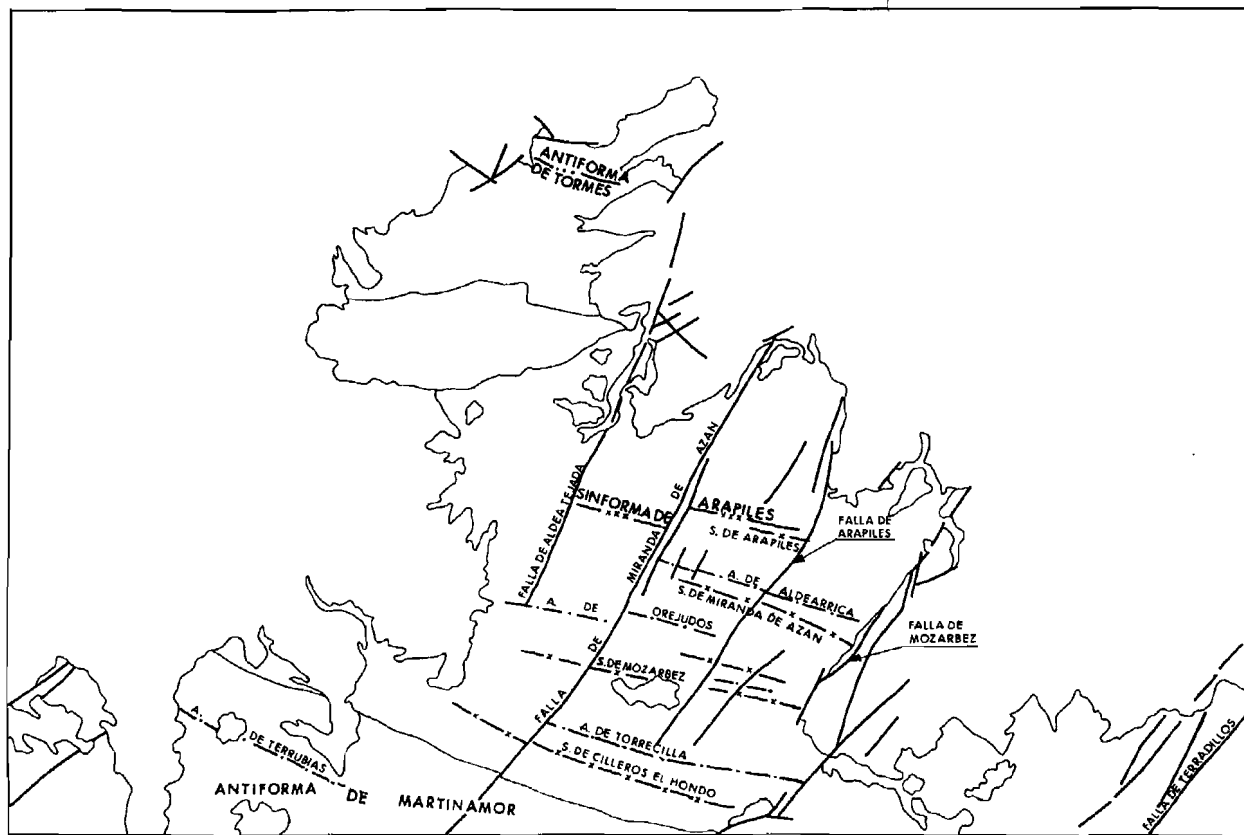


Fig. 6. Mapa tectónico

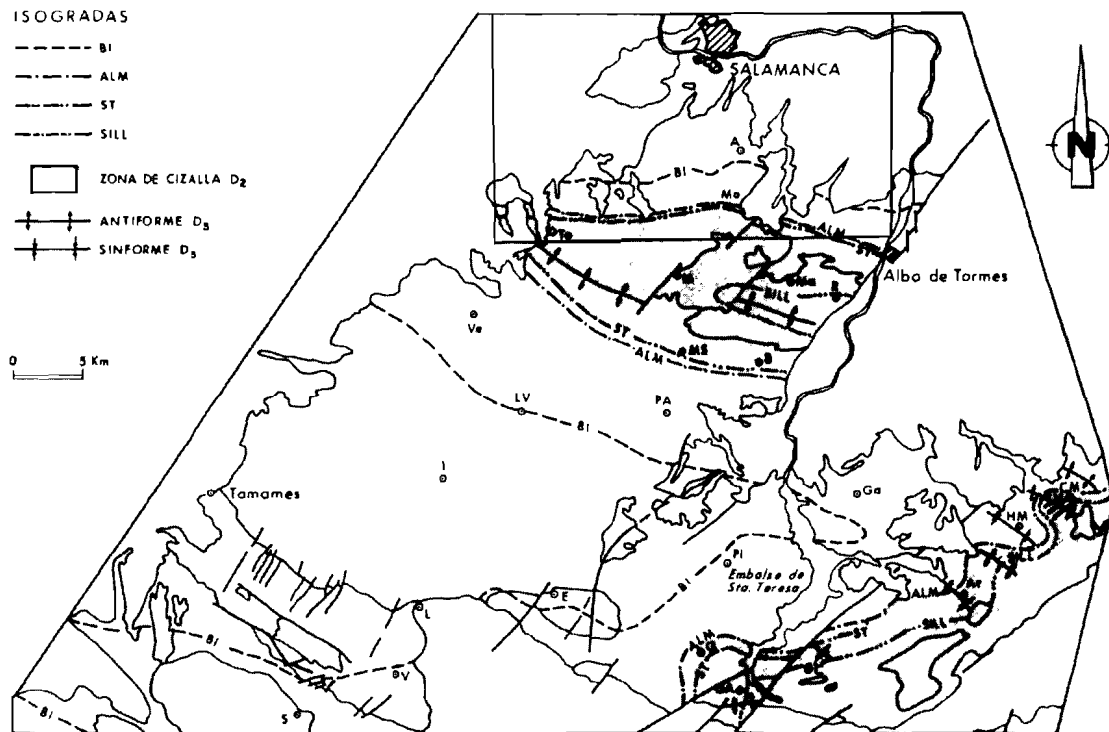


Fig. 7. Mapa de isogradas y afloramientos de la zona de cizalla D en el área sur de Salamanca, tomado de DÍEZ BALDA et al. (1992) y que comprende a la hoja del mismo nombre.

Localidades: A-Arapiles; Mo-Mozárbez; To-Tordelalosa.

ciones de intersección L_1 (entre la estratificación y la primera esquistosidad hercínica, presentan valores del ángulo de inclinación (plunge) que pueden alcanzar los 50 grados, lo que implicaría para esas áreas una cierta actividad preordovícica. Esta deformación se ha llamado sárdica en numerosos trabajos pero preferimos denominarla preordovícica porque en su área de definición, Cerdeña representa una edad más moderna: Ordovícico medio-superior (HAMMANN *et al.*, 1982).

Por lo que respecta a la Hoja que nos ocupa, la L_1 tanto en el Preordovícico como en la Cuarcita Armoricana presenta una orientación constante N100E y un plunge de 10 a 20° hacia el oeste. Las capas en esta zona no debieron sufrir fuertes basculamientos en la tectónica preordovícica.

2.3. OROGENIA HERCÍNICA

La orogenia hercínica es responsable de las estructuras, de la deformación interna y del metamorfismo, que se observan en el área estudiada. La deformación producida es de carácter polifásico y afecta a las rocas véndico-paleozoicas generando pliegues, foliaciones y deformación interna. Asociado al engrosamiento cortical producido durante la primera fase se produjo un metamorfismo progrado del tipo de presión intermedia que alcanzó el grado medio-medio (alto) en los primeros estadios de la deformación D_2 . Posteriormente se detecta un cambio hacia condiciones de menor presión durante la D_2 , que pudo ser isotérmico y que se relaciona con la extensión producida durante la D_2 (DÍEZ BALDA *et al.* (1992). Las rocas ígneas deformadas por la D_2 afloran en los núcleos de las antiformas tardías y del estudio de su fábrica (planolínear o preferentemente lineal) se puede deducir que muchas de ellas, como los granitos de Martinamor y los ortoneises de S. Pelayo (Hoja 503, Las Veguillas) o de Bercimuelle (Hoja 528, Guijuelo) están deformados por la D_2 (DÍEZ BALDA, 1986). Los neises que presentan fábrica preferentemente lineal, como los de S. Pelayo o los de Castellanos, se han interpretado como prehercínicos (DÍEZ BALDA *et al.*, 1992).

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

Primera fase hercínica D_1

Esta fase produce pliegues de todos los órdenes, con la característica común de un plano axial próximo a la verticalidad y una dirección de las charnelas NW-SE.

Las estructuras más importantes de esta fase son de S a N: Anticlinal de Terrubias, Sinclinal de Cilleros el Hondo, Anticlinal de Torrecilla, Sinclinal de Mozárbez, Anticlinal de Orejudos, Sinclinal de Miranda de Azán, Anticlinal de Aldearrica, Sinclinal de Arapiles y Sinclinal o Sinclinorio de Salamanca. Este último sinclinal presenta varios micropliegues D_1 en Los Montalvos y su terminación periclinal aflora fuera de la Hoja en la zona de Villarmayor-Golpejas.

Los meso y micropliegues de esta fase son más accesibles al estudio de su geometría, pero las estructuras observadas son muy escasas y éstas se localizan preferentemente en una franja NW-SE, entre las localidades de Mozárbez y Aldeatejada, zona donde la incidencia de la fase dos hercínica es pequeña. Esta zona viene a constituir de manera aproximada el núcleo de la Sinforma de tercera fase de Los Arapiles.

La geometría de los micropliegues varía en función de la litología, si las alternancias arenoso-pelíticas son de orden deci-centimétrico, las capas arenosas presentan pliegues de la clase 1C (próximos a 1B), en un caso de la clase 2 (similar) y las pelitas pliegues de la clase 3 o próximos a ella (RAMSAY, 1967). Los ángulos entre los flancos oscilan entre 30 y 50° y hay engrosamiento en la charnela. Respecto a las formas de las superficies plegadas, éstas corresponden a los parámetros 3E y 4E del gráfico de HUDLESTON (1973 a).

El clivaje de primera fase hercínica (S_1)

Es subparalelo a los planos axiales de los pliegues (D_1) y es la estructura planar más evidente en las áreas poco metamórficas, por ejemplo en la franja, ya citada, entre Mozárbez y Aldeatejada, lo cual es lógico porque coincidiendo con los núcleos de sinformas tardías (D_3) afloran las rocas menos deformadas por D_2 , o fuera de la zona de cizalla de la D_2 . En esta zona es muy penetrativa en las pizarras, menos en las areniscas y de muy difícil observación en los términos carbonatados y microconglomeráticos.

En los niveles pelíticos del área citada se trata de un clivaje pizarroso ("slaty cleavage") definido por una orientación preferente de los filosilicatos, que da lugar a una fábrica planar homogénea. En los niveles arenosos o microconglomeráticos es del tipo "rough cleavage", es decir, es un clivaje espaciado o grosero que define una fábrica relativamente heterogénea, donde los minerales micáceos están algo orientados y la roca adopta un aspecto ligeramente bandeado.

La S_1 se observa relativamente bien desde Aldeatejada hasta el flanco S del Sinclinal de Mozárbez. Una característica peculiar es que desde el sur de Aldeatejada hasta el flanco sur del Sinclinal de primera fase de Arapiles empiezan a observarse grandes blastos de biotita, visibles en muestra de mano o en el afloramiento, que vistos al microscopio presentan pleocroismo marrón y una S interna algo doblada. Estas biotitas son pues claramente posteriores a la D_1 . A partir de este flanco y hasta el S de la Hoja estos blastos están englobados en forma de huso por la S_2 , desarrollando muchas veces en sus extremos sombras de presión.

A partir del flanco S del Sinclinal de Mozárbez (y en dirección sur) el reconocimiento *de visu* de la primera esquistosidad puede ser problemático, se confunde con la segunda esquistosidad y para diferenciarlas es necesario tomar muestras orientadas y observarlas al microscopio. Aquí la S_1 se paraleliza a la estratificación y los filosilicatos (clorita y moscovita principalmente) están orientadas y empiezan a estar crenulados por la fase dos. El flanco S del sinclinal de Cilleros el Hondo es coincidente con el flanco N de la Antiforma de tercera fase de Martinamor, y estamos en una zona más profunda (mesozona) donde la esquistosidad S_1

está prácticamente borrada por la deformación D2 y sólo es posible identificarla al microscopio en esporádicas charnelas de micropliegues de segunda fase.

Lineación de intersección L1

Esta lineación es resultante de la intersección entre la superficie (S_0) y la esquistosidad (S_1). Es paralela a los ejes de los pliegues y su distribución puede verse en el mapa geológico. Es subparalela al plano axial de los pliegues D_1 y tiene una inclinación bastante constante de 10 a 20° hacia el oeste.

Lineación de estiramiento

Es subparalela a la L_1 y a los ejes de los pliegues y está casi siempre definida por un alargamiento de los granos. En las áreas epizonales consideramos que es debida a la primera fase. En las áreas mesozonales, con dos o más deformaciones superpuestas, la lineación resultante puede ser debida a la superposición de dichas deformaciones.

Segunda fase hercínica (D_2)

La segunda fase de deformación es responsable de la aparición de nuevas estructuras, pliegues de geometría variable de plano axial, casi siempre subhorizontal desde angulares y abiertos en áreas epizonales a apretados y en vaina en áreas más profundas, normalmente asociados a un clivaje S_2 , que puede variar desde un clivaje de crenulación a una "schistosity".

Las macroestructuras de la deformación D_2 no son evidentes en los afloramientos de las áreas epizonales; sin embargo, se ha deducido en algunos cortes (DÍEZ BALDA 1980, 1986), que son pliegues poco apretados con ángulo entre flancos de 90 a 130°, con longitud de onda de orden kilométrica, amplitud hectométrica, con el plano axial subhorizontal y que llevan asociado un clivaje de crenulación. Por efecto de estas estructuras cambia aparentemente la vergencia de las estructuras de primera fase. Los pliegues menores son angulares, poco apretados, con ángulo entre los flancos de 80 a 110°, longitud de onda decimétrica y amplitud centimétrica. Las formas corresponden a los parámetros 1 E-F y 2 E-F del gráfico de HUDLESTON (1973 a).

Conforme aumenta el grado de metamorfismo y en especial cuando atravesamos la isograda del almandino, es decir ya dentro de la zona de cizalla dúctil de la D_2 (fig. 7) los pliegues son más apretados, pueden llegar a ser isoclinales y presentan charnelas curvas. Dentro de la Hoja de Salamanca, al S de Mozárbez y en especial en la vaguada orientada N-S que va desde el E de Cilleros el Hondo hasta Morille (ya en la Hoja 503, Las Veguillas) encontramos pliegues D_2 apretados, casi isoclinales y de charnela curva que doblan a las lineaciones previas. El ángulo entre flancos varía entre 0 y 30°; las superficies plegadas tienen formas y amplitudes 3C-D, 4C-D y 5C-D del gráfico de HUDLESTON (*op. cit.*) y las capas competentes pertenecen a la

clase 1C de RAMSAY (1967) y tienden a proximirse a la clase 2 a medida que nos desplazamos hacia las zonas más profundas. Se interpreta que los pliegues D_2 se originaron por "buckling" en capas competentes al que se superpuso un aplastamiento creciente hacia las zonas profundas. La variación que experimentan se puede explicar por la existencia de una zona de cizalla en la que la deformación tuvo una componente rotacional importante. La intensidad del cizallamiento parece aumentar hacia las zonas más profundas, donde los pliegues están fuertemente apretados, son asimétricos y de charnelas frecuentemente curvas.

En las áreas epizonales no hay evidencias de deformación rotacional y en ellas los pliegues probablemente se originaron por cizallamiento puro; sin embargo, en las áreas mesozonales el acortamiento parece ligado a un cizallamiento simple con el plano de flujo subhorizontal. La dirección de flujo deducida es N130 E y el sentido de desplazamiento hacia el E, de las zonas superiores respecto a las inferiores (DÍEZ BALDA, 1986).

El clivaje de segunda fase hercínica (S_2)

El clivaje S_2 se observa en esta área y es el más visible en los afloramientos de las Antiformas de Martinamor y del Tormes. En zonas estructuralmente superiores, coincidentes con núcleos de sinformes de la D_3 , la S_2 es menos penetrativa.

La S_2 se desarrolla paralelamente al plano axial de los pliegues de segunda fase y puede presentar diferentes características según el tipo de roca afectada y el nivel estructural en que se produce. Es subhorizontal y está plegada por los pliegues D_3 . Puede ser de distintos tipos, desde un clivaje de crenulación incipiente, una "schistosity" o un bandeo tectónico, y todo ello es debido a que se desarrolló en condiciones físicas variables según el nivel estructural y el grado de metamorfismo.

En las rocas pelíticas de áreas epizonales (zonas de los sinclinales de Mozárbez, de Arapiles o del paleozoico de Los Montalvos) el clivaje S_2 puede oscilar desde una crenulación incipiente, con desigual espaciado, en la que no siempre se materializan los planos de clivaje (y cuando lo hacen es una concentración de óxidos de hierro) donde los filosilicatos de S_1 dibujan pliegues simétricos, a un clivaje de crenulación más regular (zona de la biotita), donde es difícil diferenciar en campo si es S_1 ó S_2 . Aquí los micropliegues de S_1 son asimétricos, en las charnelas empiezan a aparecer cristales neoformados, las láminas de S_2 definidas por cloritas y moscovitas reorientadas o neoformadas coinciden con los flancos largos de los micropliegues y la S_2 comienza a manifestarse como un bandeo tectónico. En las áreas más profundas (almandino) el clivaje de crenulación es regular y paralelo, al microscopio se manifiesta como un bandeo tectónico, con bandas oscuras (ricas en opacos) y claras (ricas en cuarzo). Las micas son oblicuas a las bandas claras y se paralelizan al bandeo en las oscuras. Entre las bandas micáceas es frecuente observar micropliegues que demuestran que el origen de esta S_2 es a partir de la crenulación o microplegamiento de la S_1 .

En las rocas cuarcíticas y microconglomeráticas de la epizona, la S_2 es grosera o no aparece en absoluto. En las zonas más profundas (mesozona) se manifiesta por un alargamiento de los clastos de cuarzo y feldespato que en lámina delgada presentan evidencia de deforma-

ción como la poligonización y la extinción ondulante. Si la proporción micácea es pequeña, éstas se alinean paralelas a la S_2 . Si la arenisca es anfibólica, la S_2 se define por la orientación preferente de cuarzos y anfíboles. Cuando la proporción micácea en areniscas supera el 50%, S_2 es un clivaje de crenulación bien desarrollado y cuando eso ocurre en rocas cuarzo-feldespáticas la S_2 es un bandeo tectónico.

Los mecanismos más importantes que intervienen en la génesis del clivaje de crenulación (PULGAR, 1980), son la flexión de las micas, la recristalización dinámica con poligonización, rotación de las micas de los flancos y sustitución de granos doblados por granos rectos sin deformar. En el área que nos ocupa, a medida que nos desplazamos de NE a SW aumenta la deformación, y en las rocas pelíticas las crenulaciones se hacen más apretadas, llegando a originarse una "schistosity". En cuarcitas y microconglomerados hay una recristalización dinámica del cuarzo que implica la creación de nuevos granos de menor tamaño.

Tercera fase hercínica

Esta fase produce pliegues de todos los órdenes, abiertos, de pequeña amplitud y plano axial subvertical que deforman a la S_2 y a la foliación de las rocas graníticas deformadas por D_2 . Las isogradas de metamorfismo progrado M_1 (isogradas de la biotita y del almandino) aparecen también afectadas por las macroestructuras de esta fase (fig.7). También se relacionan con esta deformación zonas y superficies de cizalla subverticales, de dirección N70 y N130E. Se desarrolla casi exclusivamente al S de la Hoja, donde hace aflorar en el núcleo de las antiformas las zonas estructuralmente más profundas. En esta Hoja detectamos crenulaciones S_3 al S de Mozárbez y al S de Cilleros el Hondo.

Las macroestructuras más importantes son de S a N: Antiforma de Martinamor (sólo parte de ella en esta Hoja), la Sinforma de Arapiles y la Antiforma del Tormes. Tienen longitud de onda de orden kilométrico (20 km) y escasa amplitud (1 a 3 km). La dirección es N110-120E, el plano axial subvertical y llevan asociada una esquistosidad de crenulación bastante verticalizada (S_3).

Los pliegues menores vistos en el campo tienen longitudes de onda y amplitudes variables, siendo la relación entre ellas casi siempre alta: longitud de onda de 40 m y amplitud de 2 m. En un caso se dio que esa relación es menor, con una longitud de onda de 10 cm y una amplitud de 3 cm. Por las formas de las superficies plegadas, pueden clasificarse en los parámetros 1D, 2D y 3E del gráfico de HUDLESTON (1973a). Es frecuente la superposición de estos pliegues con los de fase dos, originando figuras de interferencia del tipo 3 de RAMSAY (1967).

Es frecuente reconocer en el área de estudio y en las Hojas limítrofes fallas y zonas de cizalla, subverticales, de dirección N70 a N130E, que afectan a la S_2 tanto en los metasedimentos como en los granitoides, siendo precisamente en este tipo de rocas donde mejor se ponen de manifiesto. En la mayoría de los casos el desplazamiento relativo es senextro, coherente con un acortamiento NNE-SSW que es el mismo deducido para los pliegues y esquistosidad de tercera fase. Estas cizallas son posteriores a las subhorizontales debidas a la D_2

porque afectan y desplazan a la S_2 y como son coherentes con el acortamiento sufrido por la región durante la D_3 se asimilan a esta fase.

Recientemente, se ha descrito un caso de cizalla dextra en la zona de Tamames-Escorial (Hoja n.º 527, Tamames) probablemente asociada a esta fase y de dirección aproximada N110E (DÍEZ BALDA *et al.*, 1990a).

El clivaje de tercera fase hercínica (S_3)

El clivaje de tercera fase hercínica S_3 es una crenulación que se desarrolla preferentemente al SE de la Hoja, donde la intensidad de la deformación D_2 es muy alta y por tanto hay superficies de anisotropía bien desarrolladas (la S_2) y convenientemente orientadas (subhorizontales) para ser plegadas. En otros casos más raros es la S_1 la que se pliega por la deformación D_3 , como por ejemplo la zona limítrofe de Tamames-Escorial (Hoja 527, Tamames), donde la S_1 , subvertical y orientada casi N-S, se coloca en el campo de acortamiento de D_3 . En las zonas de mejor desarrollo de D_3 , la S_3 se concentra en las charnelas de los micropliegues de características angulares tipo "chevron" que dibuja la S_2 .

Las superficies S_3 no se consideran una verdadera esquistosidad, ya que no producen crecimiento de minerales orientados; se definen por la reorientación de filosilicatos previos y por la concentración de óxidos de hierro en las charnelas de los micropliegues subparalelamente a los planos axiales de los mismos, dando así una esquistosidad imperfecta.

Cuarta fase hercínica (D_4)

De muy escaso desarrollo, sólo se detecta en los tramos pelíticos del Llanvyrn-Llandeilo, al W de Salamanca capital, que están muy afectados por la esquistosidad de segunda fase hercínica S_2 . No se observan macro ni mesoplegues, aunque sí algún pliegue pequeño de plano axial subvertical y dirección de la charnela N-S. La longitud de onda de estos pequeños pliegues es de 8 cm y la amplitud de 2 cm.

Clivaje de cuarta fase hercínica

El clivaje S_4 es una crenulación norteadada que se desarrolla sobre todo cuando existe fuerte anisotropía generada por la deformación D_2 . No se trata en realidad de una verdadera esquistosidad, ya que no hay crecimiento de minerales orientados, sino sólo reorientación de filosilicatos previos o como mucho concentración de óxidos de hierro, que definen las superficies S_4 . Podría clasificarse como clivaje de crenulación grosero.

Fracturación y otras deformaciones

En el apartado anterior se hacía referencia a un tipo de cizallamiento o de fracturación de dirección N70-130E ligado probablemente a la deformación D_3 ; sin embargo, en la carto-

grafía se observan varias fracturas con esa orientación fosilizadas por cuarzo, lo que parece indicar la posibilidad de que hayan jugado en más de una ocasión.

Se pueden también identificar "kink-bands" afectando a las esquistosidades S_1 y S_2 . Su plano axial tiene una orientación N30-40E y buzamiento subvertical. Su espaciado es menor y son más frecuentes en las zonas próximas a las fallas de dirección N40E, por lo que se interpretan como asociadas con las mismas.

La fracturación más evidente es el sistema de dirección N40E que afecta a las estructuras de tercera fase. Su desplazamiento es casi siempre senextro y las fracturas suelen estar fosilizadas por diques de cuarzo que pueden alcanzar el orden decamétrico. Las más importantes son las de Miranda de Azán, Arapiles, E. de Mozárbez, Terradillos, etc., que se incluyen en el sistema de desgarres senextros del Macizo Hespérico (PARGA, 1969) con rejuego terciario.

2.4. OROGENIA ALPINA

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

La fracturación aludida en párrafos anteriores ha tenido importantes rejuegos mesozoicos y alpinos, como lo ponen de manifiesto las milonitizaciones y brechificaciones, que afectan a los diques de cuarzo y a la variedad de estrías y lineaciones que se encuentran en las zonas de falla. Asimismo, aparecen "kink bands" afectando a las esquistosidades S_1 y S_2 . Su plano axial tiene como orientación más frecuente N30-40E, y buzamiento subvertical. Suelen estar próximos a las fallas de dirección N40E, por lo que se relacionan con las mismas: las fallas de Miranda de Azán, Arapiles Este, Mozárbez y Terradillos constituyen desgarres senextros con componentes normales o inversos de actividad multiepisódica. Es una fragmentación que afecta también al registro sedimentario cenozoico. Esta circunstancia es evidente sobre la unidad siderolítica de la mitad occidental de la Hoja, donde se señalan saltos superiores a la decena de metros y planos subverticales con desplazamiento horizontal senextro y vertical normal o inverso. Una excelente observación de este último tipo de movimiento se puede realizar al sur de Mozárbez (km 13,800 de la carretera N-630) donde la formación cámbrico-precámbrica de Aldeatejada se apoya sobre la unidad siderolítica cretácico-paleógena.

Sobre el resto del registro cenozoico no se manifiestan fallas señaladas, pero sí indicios indirectos de su actividad, tales como lineamientos y algún otro tipo de anomalías geográficas o geológicas en las direcciones reiteradamente indicadas.

A escala regional se han podido determinar sucesivos esfuerzos compresivos, NE-SO primero y N140-170 (origen bético) después. También se estima que las fracturas N10-20 que suelen afectar al registro cenozoico más reciente se han relacionado en otros lugares del Sistema Central, donde se los relaciona con un régimen extensional finiterciario (CALVO *et al.*, 1991).

3. GEOMORFOLOGÍA

3.1. ANTECEDENTES

Geológicamente la Hoja de Salamanca se encuentra situada en la terminación occidental del borde sur de la cuenca del Duero y participa de dos dominios litoestructurales bien diferenciados. Por una parte, los materiales metasedimentarios paleozoicos pertenecientes al Macizo Ibérico, deformados por la orogenia hercínica y las siguientes, y por otra, los sedimentos cenozoicos de la cuenca del Duero, afectados por la orogenia alpina. Cada uno de estos dominios presenta unas características particulares que son las responsables de la variedad y contraste morfológico existente entre ambas zonas.

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

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

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

Dentro de los trabajos en áreas próximas cabe destacar los realizados en la fosa de Ciudad Rodrigo, cuya extremidad oriental está representada en el borde oeste de la Hoja, por GALLARDO Y MOLINA A. (1982), MOLINA *et al.* (1982), CANTANO (1982), CANTANO y MOLINA (1987), JORDÁ (1983), MOLINA y JORDÁ (1984), en los que se trata sobre las carac-

terísticas morfológicas de la zona y su evolución a lo largo del tiempo. Diferencian cuatro ciclos dentro de la evolución sedimentaria y morfológica de la fosa: el primero coincide con el desarrollo de un importante perfil de alteración sobre el sustrato hercínico (inicios del Terciario); el segundo se desarrolla en un régimen tectónico más activo y se corresponde con una sedimentación arcósica (Paleógeno s.l.); el tercero corresponde a un periodo de reactivación del borde sur de la fosa (Mioceno) y la formación de importantes abanicos, y el cuarto corresponde a la definición y encajamiento de la red fluvial con el desarrollo de depósitos y formas tipo “raña” y terrazas fluviales (Plio-Cuaternario). Otro grupo de trabajos próximos corresponde a los realizados con motivo de la elaboración de las hojas MAGNA situadas al este (hojas de Peñaranda de Bracamonte, Alba de Tormes, etc.), realizadas durante finales de los años 70 e inicios de los 80; las conclusiones más importantes de este periodo son la definición de un conjunto de superficies en graderío que se hundían hacia el sur y la determinación de los diferentes niveles de terrazas, durante el Cuaternario.

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

3.2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA

La Hoja de Salamanca se sitúa en el ángulo suroccidental de la cuenca del Duero, en la submeseta septentrional o de Castilla La Vieja, comprendiendo dos dominios geológicos: *alpino* (cretácico-cenozoico) de la propia cuenca y *hercínico* de los materiales cámbricos y precámbricos que en este lugar constituyen su borde.

Los materiales más antiguos representados corresponden a las formaciones cámbrico-precámbricas de Monterrubio y Aldeatejada (DÍEZ BALDA, 1986) constituida por metasedimentos esquistosos con conglomerados, cuarcitas y areniscas, y formaciones ordovícicas con cuarcita armoricana y pizarras. Se sitúan en la Zona Centroibérica de JULIVERT *et al.* (1972), y desde un punto de vista estructural en el Dominio de los Pliegues Verticales de esa misma zona. El resultado de la orogenia hercínica es una deformación polifásica acompañada de metamorfismo y plutonismo. Se originan pliegues de dirección NO-SE, esquistosidad asociada y una megaestructura principal: la Antiforma de Martinamor, señalada hacia el borde suroccidental de la Hoja.

La aparición de registro mesozoico se cuestiona en los afloramientos siderolíticos que aparecen en la mitad occidental, pues aunque se ha atribuido al Paleoceno (BLANCO *et al.*, 1982), hay opiniones que lo relacionan con el Cretácico (MOLINA *et al.*, 1989). El resto del

Cenozoico está representado por varias formaciones paleógenas (Eoceno medio-Oligoceno) de carácter arcósico y relaciones complejas, unos espectaculares depósitos rojos posiblemente Mioceno inferior y un complejo sistema de depósitos terrígenos de carácter fluvial y probable edad Neógeno-Cuaternario ligados al curso del río Tormes.

La Hoja se sitúa en el límite meridional de la *penillanura zamorano-salmantina*, que arrasa el zócalo de este ángulo suroccidental de la cuenca del Duero fuertemente incidido por la red fluvial al pie de las cumbres del Sistema Central (sierras de Béjar y de la Peña de Francia). En concreto, su ubicación en la terminación del espolón de materiales antiguos que se eleva entre la parte septentrional de la fosa de Ciudad Rodrigo y la de Peñaranda-Alba, determina unas interesantes características geomorfológicas especiales para el establecimiento de correlaciones morfoestratigráficas.

La orografía de la Hoja, muy plana, queda rota con el trazado del Tormes y de la Ribera de Valmuza, su principal tributario en la misma. Las mayores elevaciones se asientan sobre el paisaje construido sobre los materiales del macizo antiguo. Éste, suavemente descendente hacia el noreste, presenta en el ángulo suroccidental, cerca de Terradillos (Torbiscal, 978 m) las cotas más altas. Sin embargo, y debido a ese carácter orográfico descendente, es Los Montalvos (942 m), en el centro del territorio, el monte más significativo. El referido surco del Tormes, con su trazado discurriendo entre los 785 y 765 m de cota, es la zona más deprimida. El balance total no supone más que unos 200 m. de desnivel. El borde septentrional incluido en el dominio de la cuenca sedimentaria, se encuentra coronado por desnudos altiplanos entre los 840 y 870 m. de altitud.

El clima continental pero sometido a la influencia de los vientos atlánticos, presenta inviernos fríos y prolongados y veranos cortos y relativamente frescos. El régimen de precipitaciones, comprendidas entre los 400 y 600 mm, es irregular pero distribuidas preferentemente en primavera y otoño.

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

3.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO

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

3.3.1. Análisis morfoestructural

La condición geológica no establece apenas diferencias orográficas, pero sí impone notables contrastes geomorfológicos: el *dominio hercínico*, al que hay que añadir un subdominio par-

ticular de la formación siderolítica cretácico-terciaria fuertemente a él soldada; el dominio alpino o de la cuenca sedimentaria propiamente dicha con las arterias fluviales incluidas. Constituyen áreas diferenciadas pero sus límites son festoneados e imprecisos.

Sobre el zócalo, la alternancia de materiales de composición distinta (cuarcitas, pizarras, conglomerados, brechas calcáreas...) y una disposición estructural favorable en pliegues de flancos paralelos que dan lugar a fuertes buzamientos y diques verticalizados de cuarzo, origina un casi imperceptible relieve diferencial asentado sobre el fragmento de penillanura incluido en la Hoja. Se desarrolla una morfoestructura pseudo apalachiana con pequeñas lomas o *resaltes rocosos* (Almazorro, 952 m; Atalaya, 877 m; Aldearrica, 882 m), alargados casi E-O, que siguen el rumbo de la estructura hercínica que dibujan los metasedimentos de las formaciones cámbrico-precámbricas de Monterrubio y sobre todo de Aldeatejada. La poca continuidad de estas pequeñas alineaciones se explica por la incidencia de la fragmentación alpina, cuyo carácter transversal determina su escalonamiento y discontinuidad. Los Montalvos (942 m), el único relieve verdaderamente destacado de la penillanura, se corresponde con una estructura sinclinal apretada de cuarcita armoricana.

Los *diques de cuarzo* dan lugar también a alineaciones de lomas totalmente trasversas a los otros cerros rocosos. La más importante (Valbuena, 884 m) entre Cilleros el Hondo y Carbajosa de la Sagrada, puede seguirse a lo largo de unos 14 km.

Esa misma *fracturación alpina* que da lugar a esos resaltes de diques de cuarzo, define también los afloramientos siderolíticos cretácico-paleocenos, quedando éstos empotrados en franjas que se alargan según límites netos y rectilíneos orientados N30-50. Si bien esos límites fallados no presentan una clara definición morfológica, el modelado en ellos contenido sí es destacable: la disposición tabular de la formación y la fuerte silicificación que afectan a su techo, da lugar a *mesas* y *cerros testigos* con *escarpes* y *superficies estructurales* moderadamente destacados del resto (Utrera, 932; Montellano, 930). Cuando algunas de estas planchas silíceas quedan aisladas por la erosión, constituyen magníficos ejemplos de cerros testigos sobre la penillanura salmantina (Arapil Grande, 906 m; Arapil Chico, 903 m).

Los cursos principales de la *red fluvial* que drena el dominio hercínico siguen el trazado de las fallas alpinas, siendo los de orden secundario, los que están bajo el control de la estructura hercínica. En general se trata de una red rala, tendente hacia un trazado en bayoneta pero con ramificaciones dentríticas en cabecera.

El dominio de afloramientos cenozoicos se ajusta al borde septentrional de la Hoja, pero extiende dos prolongaciones de límites difusos a través de los dos cursos principales: Ribera de Valmuza hacia el sur y Tormes hacia el sureste. Esta zona es un territorio de planta triangular que se estrangula con el encajamiento del Tormes sobre el zócalo de la capital salmantina. La topografía inclinada y suavemente escalonada, se labra sobre una delgada cobertera cenozoica barrida por el Tormes en su desplazamiento hacia el N-NE deslizándose sobre el borde hercínico. La Ribera de Valmuza incide sobre el borde septentrional de la fosa de Ciudad Rodrigo, rellena por fangos y arenas rojas atribuidas al Mioceno inferior sobre las que ha labrado un sistema de *terrazas escalonadas*. El brusco codo hacia el oeste de este curso, coincidente con el límite de los afloramientos de fangos rojos, debe suponer una

implicación estructural de orientación meridiana que *grosso modo* puede tener su prolongación en el trazado del Tormes entre Salamanca y Babila Fuente. Al norte de esta línea, el dominio alpino se asienta sobre la solidez de las distintas facies o formaciones que constituyen el paleógeno salmantino de la Cuenca. Como éste presenta estructura tabular ligeramente inclinada hacia el noreste, sobre la ribera incidida por el río; se originan *mesas* y *resaltes estructurales* a favor de las capas más duras generalmente debidas a procesos de carbonatación intra o postsedimentarios (Vallejón, 867 m y Los Cotos de San Martín, 877 m, en el Este y Teso Alto, 834 m en el oeste). Las *terrazas* que el Tormes deja a su paso por esta zona son también un elemento morfoestructural importante: altas plataformas coronando todo el territorio (La Serra, 870; Gallonegro, 872, Pimientos, 869), o el sistema de *terrazas escalonadas* entre Doñinos y Villamayor.

El trazado de la red fluvial mantiene sobre este dominio el condicionamiento estructural alpino, especialmente manifiesto en el ángulo noroccidental de la Hoja con una disposición rectilínea N50.

3.3.2. Estudio del modelado

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

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

3.3.2.1. Formas de ladera

Están constituidas por coluviones s.l. debido a la acción combinada del agua corriente y de la gravedad en vertientes. En casos dan lugar a formas erosivas sin recubrimiento alguno; son laderas regularizadas que por su escasez y desarrollo no tienen representación cartográfica. Las señaladas en la Hoja responden a dos morfotipos muy concretos: *pedrizas* sueltas, con planta triangular dirigida hacia la cabecera de los barrancos en Los Montalvos, y *coluviones arenosos*, que regulan los fuertes escarpes sobre materiales paleógenos de carácter arcóscico de la ribera septentrional del río Tormes que suelen constituir cuerpos alargados y estrechos de difícil representación.

3.3.2.2. Formas fluviales

Son obviamente las más abundantes. Destacan, además de las propias de los valles actuales más importantes, como son el Tormes y Ribera de Valmuza (*fondos de valle* s.l., *llanura de inundación*, "*levees*", *barras* y *meandros*) y toda la trama de cursos secundarios (*fondos de valle* e *incisiones*) un muy desarrollado y complejo sistema de *terrazas*.

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

El río Tormes es el único curso permanente con desarrollo fluvial propiamente dicho, aunque tan sólo en la mitad oriental de sus 20 km de recorrido por la Hoja, presenta llanura de inundación desarrollada; su incisión en el zócalo a partir de Salamanca lo impide en el resto. La llanura, que no llega a alcanzar los 2 km de anchura, contiene un cauce con muy poca sinuosidad, a excepción hecha de la curva de La Adehuela mediante el estrangulamiento del valle en la ciudad. Las *barras* activas se restringen a una banda estrecha que se adosa al cauce de estiaje. Se pueden diferenciar tanto barras laterales como diagonales e incluso el interior de la citada carretera de La Adehuela puede interpretarse como de meandro. Están compuestas por gravas limpias de matriz y arenas que forman relieves positivos. Presentan techos planos en los que se pueden observar *canales de chute*. La dinámica de estas barras muestra un comportamiento claramente estacional con una época de crecimiento coincidente con las épocas de avenida y una de estabilización por la vegetación coincidente con el estiaje. En la actualidad, estas barras presentan tasas de migración muy bajas, ya que el río se encuentra completamente regulado y sometido a la explotación de gravas en las partes activas, por lo que el aporte de material es negativo y las fluctuaciones de caudal mínimas.

La *llanura de inundación* se construye sobre una delgada cubierta superficial limosa que sepulta todo el sistema de barras sin actividad actual. En su margen interior, junto al borde del cauce, existen ligeras y alargadas franjas arenosas de topografía casi imperceptible (*levees*). Son también muy frecuentes los brazos abandonados o esporádicamente funcionales no sólo sobre la llanura de inundación, sino sobre alguna de las terrazas más bajas.

Sin embargo, la mayor parte del valle del Tormes s.l. está ocupado por un sistema de *terrazas*. Existen entre Doñinos y Villamayor, después del estrechamiento de Tejares y en la ribera de Cabrerizos-Aldealuenga, pero donde alcanzan su desarrollo más completo es en su margen meridional al sureste de Salamanca con niveles definidos. Los más altos de esos niveles (l) son planos con escalones medio borrados e inclinados al NNE que se sitúan en torno a los 900 m (El Encinar, 904 m) a unos +70-115 m de cota relativa referida al cauce actual del Tormes. Constituyen el vértice originario de ese gran manto cónico que ha escalonado el río en su recorrido por el borde hercínico hasta su posición actual. Entre los 860 y 820 m se desarrolla un grupo de siete niveles de terrazas (f,g,h,i,j,k,l) que se solapan o se encajan en una franja de unos 5 km de ancho y alargada hacia el estrechamiento del valle del Tormes en Tejares. Su continuidad hay que buscarla una vez superado ese estrechamiento en esa misma ribera al norte de Doñinos entre los 840 y 800 m. de cota absoluta (+40-70 m relativa). Los niveles más próximos a la llanura de inundación (m,n,o,p,q) se sitúan entre los 780 y 800 m (+5-20 m); delimitan igualmente una franja estrangulada en Salamanca que se vuelve a abrir sobre ambas riberas del río en las cercanías de Villamayor. Presentan planos de terrazas solapadas y bien diferenciadas por escalones señalados que están salpicados de

áreas mal drenadas con encharcamiento temporal, conos de deyección y aluvionamientos de cursos secundarios.

Sobre la margen septentrional del Tormes, donde la superficie ocupada por las terrazas es mucho menor, se localiza la mejor representación de los niveles más antiguos. Constituyen el techo del interfluvio y dan lugar a mesas elevadas (Pimientos 869 m; Gallonegro, 875 m; La Serrá, 870 m) 90-100 m sobre el cauce del Tormes y directamente apoyadas sobre una formación arcósica atribuida al Paleógeno superior. Los replanos de Pizarrales, junto a Salamanca, presentan otra problemática, pues se trata de niveles con una cierta desconexión con el trazado actual del río, prolongados en la vecina Hoja de La Vellés.

En torno a Ribera de Valmuza se desarrolla otro gran sistema de terrazas, a partir del más septentrional de los grandes abanicos en facies rojas que sellan la sedimentación de la fosa de Ciudad Rodrigo a partir de las sierras meridionales (Sierra de Tamames y de la Peña de Francia). La secuencia se inicia junto al borde meridional, a más de 900 m (Los Pocilgonos, 903 m; Valdecequeña, 914 m) en la parte apical, y concluye en el paraje de Pericalvo, en el fondo del valle, a poco menos de 800 m en el ángulo noroccidental. Constituyen sediplanos solapados, alargados e inclinados hacia el río actual que presentan escasos escalones y dan lugar a *glacis-terrazas* (e,f,g,h) con pendiente general hacia el noreste. Aparecen en la orilla oeste, excepto en el tramo final del curso, con representación a ambos lados.

La prolongación de los sistemas de terrazas hacia los cursos secundarios de la Hoja es casi insignificante si exceptuamos el arroyo del Zurguen, que presenta una secuencia de cinco niveles con representación discontinua hasta su cabecera en Santo Tomé de Rozados.

La presencia de conos de deyección, casi todos con carácter funcional, está ligada a la desembocadura de la red de cursos secundarios al valle del Tormes, especialmente manifestados al sistema de terrazas inferiores y de su vega, entre las localidades de Santa Marta y Machacón.

3.3.2.3. *Formas endorreicas*

Zonas con drenaje deficiente y por tanto con encharcamiento temporal son muy frecuentes sobre las grandes superficies de algunas terrazas, en especial sobre las que se edifica toda la vega del Tormes al este de Salamanca.

3.3.2.4. *Formas poligénicas*

Las superficies de erosión son los elementos morfológicos más representativos del paisaje del Macizo Hespérico. De hecho, sobre esos afloramientos en esta Hoja se puede decir que aunque sea mínimamente se encuentra representada la *penillanura salmantina* (denominación regional de la *superficie fundamental* de SOLE, 1952) aunque en este caso y a esta escala, su degradación impide la conservación de replanos erosivos de importancia. No obstante y en función de su posición morfológica, alteraciones asociadas y sedimentos correlativos, es posible diferenciar varias superficies de erosión. Las más comunes, aunque muestren pen-

dientes y situación variable, desnudas o con canturreal y alteritas, se encuentran en el suroeste de la Hoja relacionadas con depósitos rojos. Las plataformas mejor conservadas se emplazan en conexión con los vértices de los niveles culminantes del sistema de terrazas de Ribera de Valmuza (Valdemaría, 920-910 m y todo el ángulo suroeste). Por encima aún se conservan retazos sobre algunos crestones rocosos en la alineación de Santo Tomé de Rozados (Los Secadales, 940 m; Las Mesoneras, 930 m y Ariseos, 940 m); por debajo, relacionados con alteritas ocre y terrazas más modernas (Valmucina, 890 m); unos y otros, testigos de la evolución policíclica implicada en el concepto de *penillanura fundamental* en el Macizo, un nivel general topográfico tendente a la horizontalidad constituido por una secuencia de superficies escalonadas en muy pocos metros de desnivel (MARTÍN-SERRANO, 1988) y que en este caso se inclina hacia el noreste.

Los Montalvos destaca como relieve residual por encima de ese nivel de penillanura, y sobre sus laderas, sobre los 940 m, se señalan restos de superficies (también producto de un policlismo anterior a la propia penillanura) degradados y afectados por un proceso de alteración.

Sin embargo, a otra escala, Los Arapiles (Arapil Grande, 906 m; Arapil Chico, 920 m), son los relieves residuales más conocidos en el entorno salmantino. Se trata de cerros *testigos* constituidos por una plancha siderolítica silicificada de 12 a 15 m sobre esquistos alterados desgajados por erosión del resto de los afloramientos de la formación Cretácico-Terciaria que se elevan unos 40-50 m sobre la penillanura.

La aparición de superficies de erosión en todo el borde septentrional de la Hoja, está ligada a la presencia de endurecimientos de carácter carbonatado. En Paradas de Arriba (NO de la Hoja) dichas carbonataciones se asocian a un profundo perfil de alteración rojo de probable origen edáfico. Afecta al Paleógeno superior y parece estar relacionada con el emplazamiento de la formación terciaria roja de Ribera de Valmuza. Más controvertida resulta la posición de las plataformas carbonatadas de Carrascal de Barregas y del norte y noreste de Salamanca (Las Gangas, 830), ligados a los afloramientos terrígenos en facies rojas de Villamayor que morfológicamente están dispuestos en una secuencia de planos inclinados hacia el norte. Lo discutible en ambos grupos es su relación estructural con las formaciones litoestratigráficas que conforman las dos mesas (Cabezas, 840 m y Pimientos, 869 m) a cuyo pie se emplazan.

Glacis, a excepción hecha de los *glacis-terrazas* presentes en todas las secuencias de terrazas fluviales, se han representado sobre la *penillanura salmantina* articulando los pequeños resaltes de la misma con los fondos de valle o con su borde centro-meridional. También se han incluido aquí pequeños glacis o derrames de articulación entre terrazas especialmente desarrolladas en los niveles, apoyados sobre el sustrato arcóscico paleógeno de la ribera septentrional del Tormes.

3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS

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

la actualidad y son cartografiables a la escala de este trabajo. Los depósitos aquí señalados se asocian a la evolución de la red de drenaje regional: terrazas, fondos de valle, aluviones, limos de inundación y conos de deyección. También coluviones, glaciares y sobre todo alteritas son importantes.

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

3.4.1. Depósitos de ladera

Las acumulaciones por gravedad y escorrentía en el enlace entre los interfluvios y los fondos de valle, no tienen apenas representación debido a su dimensión cartográfica y a la naturaleza morfológica y litológica de gran parte de los afloramientos de la Hoja. Los *coluviones* arenosos son especialmente importantes en los escarpes determinados por el río Tormes en el sustrato terciario entre Aldealuenga y Salamanca. También se han señalado *pedrizas* de material suelto (cuarcitas, arenas, pizarras) en los embudos que recogen la escorrentía en el interior de Los Montalvos. La pendiente y la naturaleza litológica del entorno dan lugar a acumulaciones de tipo canchal.

3.4.2. Depósitos fluviales

El río Tormes y el arroyo Ribera de Valmuza dan lugar a la franja de sedimentación reciente más importante de la Hoja. En el actual valle del Tormes las barras, que constituyen la mayor parte del sedimento, están constituidas por *arenas y gravas* (r) con matriz muy escasa, colores claros, una buena selección y una composición dominada por cuarzo y cuarcita; el centil de sus elementos más gruesos no supera los 30 cm, mientras que su estructura interna muestra imbricaciones y estratificación cruzada de bajo ángulo. Hacia las áreas marginales del valle, los cuerpos arenosos anteriores están tapizados por sedimentos más finos en tramos tabulares de poco espesor y estratificación horizontal. Se trata de *arenas y limos* (s), los constituyentes de la *llanura de inundación*, que muestran colores claros e incluso oscuros debido a la descomposición de restos orgánicos, generalmente fragmentos vegetales.

Excluido Ribera de Valmuza, los *fondos de valle* del resto de los cursos fluviales presentan mucha menos importancia y un desarrollo muy irregular. *Arenas, limos y cantos* (t) en proporciones diversas y espesor variable y discontinuo, es el relleno más frecuente en todos estos pequeños tributarios.

El complejo sistema de *terrazas* del Tormes constituye en conjunto una de las unidades lito-estratigráficas más importantes de la Hoja. En esencia son depósitos con *gravas, arenas* y en

menor proporción *limos* y *arcillas*, cuya base erosiva recorta el sustrato más antiguo (generalmente terciario) o bien algún nivel de terraza precedente.

Los niveles de *terrazas más altos* (I) están representados a ambos lados del río Tormes. En la ribera septentrional coronan un interfluvio de mesas alineadas hacia el noreste, mientras que en la meridional dan lugar a un afloramiento triangular al sureste de Calvarrasa (El Encinar), que constituye el vértice originario de todo el sistema. La correlación entre ambos grupos es geomorfológica y litoestratigráfica y la descripción que a continuación se desarrolla está basada fundamentalmente en los afloramientos septentrionales (trinchera del ferrocarril en Gallonegra), pues presentan mejores condiciones de observación.

Las terrazas más antiguas son ricas en gravas arcósicas y matriz arcillosa blanco-verdosa. Sus espesores oscilan entre 2 y 8 m y están constituidos 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 o cuarcitas, son masivas o muestran estratificación cruzada en surco o planar. La matriz arcillosa está compuesta por esmectita y, en menor proporción, illita y caolinita.

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)], 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 interpreta como depósitos de sistemas fluviales *braided* que migraban, de acuerdo con las direcciones de paleocorrientes observadas en la estratificación cruzada, hacia el norte y noreste.

Un *segundo grupo de terrazas* (f,g,h,i,j,k,l) se sitúa al sur y al oeste del Tormes, con una continuidad sólo interrumpida por el estrechamiento de Tejares y una prolongación relativamente importante a lo largo del arroyo del Zurguen. No está claro que estén representadas en el sistema de Ribera de Valmuza. Están constituidas por gravas ricas en matriz arcillosa de color rojo intenso debido a la tinción de la matriz mediante óxidos de hierro (hematites).

Fundamentalmente son gravas gransoportadas (centil máximo 30 cm), con cantidades menores de arenas y arcillas, presentes en cuerpos relativamente tabulares, de base erosiva y techo plano. 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.

Se organizan en cuerpos canalizados de 1 a 3 m de espesor que se apilan tanto en la vertical como lateralmente, dando bancos de 7 m de espesor máximo. La base de estos bancos erosionan a los anteriores, de manera que los siguientes depósitos se disponen en posiciones topográficas cada vez más bajas. La relación anchura/profundidad de los cuerpos individuales dentro de cada banco oscila alrededor de 3/1 y 5/1. Su organización interna muestra estratificación cruzada en surco y planar en sets de potencia decimétrica. En la lateral de estos cuerpos se pueden encontrar cuñas de arenas con cantos, masivas o laminadas de escasa continuidad lateral ya que están erosionadas por los cuerpos siguientes. Las paleocorrientes medidas en estos depósitos indican un transporte hacia el oeste. Se interpretan como depósitos de canales trenzados con cauces relativamente estables.

Mediante argumentos litoestratigráficos de alteración y/o edáficos y en ciertos casos geomorfológicos, existiría la posibilidad de correlacionar este tipo de terrazas con las superficies o plataformas erosivas de Parada de Arriba, y por tanto con los depósitos rojos de Ribera de Valmuza. En este sentido resulta significativa la posible ausencia de terrazas con esa tipología en la secuencia ligada a la evolución de dicho curso. Las características del sistema de terrazas de Ribera de Valmuza son más propias de otros niveles más modernos en el Tormes, ya muy próximos al valle actual del río.

El *tercer grupo de terrazas* (m,n,o,p,q) presenta también su continuidad estrangulada por el estrechamiento de Tejares. Como en los casos anteriores, constituyen acumulaciones de grava que poseen litoestratigrafía muy semejante a los demás, es decir, gravas granosoportadas con cantil decreciente (30 a 10 cm) y cantidades de arenas y arcillas presentes en cuerpos tabulares con base erosiva y techo plano. Su espectro litológico sigue formado por cuarzo, cuarcita en las fracciones grava/arena/limo, respectivamente. Son sedimentos igualmente siliciclásticos abundantes en matriz limo-arcillosa, en gran parte de génesis edáfica y/o alteración s.l. de colores ocres y pardos y unos componentes arcillosos dominados por ilita, caolinita y goethita. Los depósitos de terrazas *más recientes* (p,q), junto a la llanura de inundación, tienen colores más claros y menor proporción de matriz y tamaño de grano.

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

3.4.3. Depósitos con carácter poligénico

3.4.3.1. Alteraciones

El desarrollo de perfiles de alteración es frecuente en la región salmantina, tanto sobre el zócalo hercínico como sobre la cobertera cenozoica. Igual que en otras regiones hespéricas, su espesor, extensión y tipología está sujeta a numerosas variaciones, especialmente a su naturaleza originaria ligada a la situación temporal y a su conservación. Su relación con distintas formaciones sedimentarias, cenozoicas y mesozoicas, ha permitido la situación crono-

estratigráfica de muchas de estas alteritas (MARTÍN-SERRANO, 1988), aunque no siempre su reconocimiento es fácil.

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

Afectando a la *unidad silícea* de la formación siderolítica, se desarrolla una fuerte silicificación que endurece el techo de dicha formación y es la causante de la conservación de mesas resaltes y superficies estructurales en la misma. Su génesis, aunque discutida en varios trabajos regionales, se relaciona con procesos edáficos y freáticos sin y post sedimentarios (BUSTILLO y MARTÍN-SERRANO, 1980; BLANCO Y CANTANO, 1983) hace unos 58 m.a. (BLANCO *et al.*, 1982).

Los procesos de alteración intrasedimentarios de las formaciones paleógenas de la cuenca, merecen la atención de este capítulo en cuanto que están actualmente implicados en el paisaje. No de forma dinámica directa como el resto de la mayoría de las alteritas que aquí se tratan, sino indirecta y estructural (Vallejón, Los Cotos de San Martín) una vez exhumadas, pues dan lugar a fuertes endurecimientos. Son encostramientos carbonatados de origen edáfico y morfología muy variada (nodular, laminar, etc.), que contienen restos del sedimento englobante. Se relacionan con la acción de aguas saturadas en carbonato dentro de la zona vadosa.

Uno de los rasgos más frecuentes sobre los pizarrales de esta Hoja, la aparición de áreas terrosas de color rojo de aprovechamiento agrícola, se debe a otro tipo de alteritas generalizadas y que regionalmente se han interpretado correlacionables con unas formaciones sedimentarias del mismo color y posición estratigráfica próxima al Mioceno inferior-medio (MARTÍN-SERRANO, 1988) muy abundantes en toda la región salmantina. Estas rubefacciones afectan no sólo a los metasedimentos del zócalo, sino a los afloramientos cretácico-paleógenos de la cuenca. En la Hoja las mayores extensiones de este tipo de alteritas se relacionan claramente con la penillanura porque se asientan sobre las superficies definidas por la misma, especialmente entre Los Montalvos y la carretera nacional 630, en relación con los terrígenos de Ribera de Valmuza hacia donde se engrosa la meteorización. Este tipo de alteración (especialmente visible a lo largo de la carretera local 512, Salamanca-Vecinos), da lugar a argilización y rubefacción de las pizarras, de oxidación y desilicificación de los materiales siliciclásticos a partir de sus discontinuidades y por tanto a su consiguiente desagregación superficial.

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

La presencia de *alteritas ocre*, tan generalizada en otros sectores del zócalo de la región zamorano-salmantina, es dudosa. Su reconocimiento quedaría restringido a algunas laderas que articulan algunos glacis muy bajos, próximos a los fondos de valle de la penillanura y en algún caso en clara superposición, epidérmica y penetrativa, sobre algún sector particular del extenso manto de rubefacción anterior (carretera nacional 620, km 242, al norte de Los Montalvos). Este tipo de alterita con importantes procesos de argilización (illita y caolinita) con segregaciones de goethita, implicaría en relación a la alteración roja una mejora sustancial del drenaje en los perfiles.

La sucesión y/o superposición de estos dos últimos mantos de alteritas sobre el zócalo de esta región, tiene un reflejo bastante paralelo en la cadena de perfiles de alteración del sistema de terrazas del río Tormes antes de Salamanca, circunstancia problemática y polémica cuyo análisis se tratará más adelante. Curiosamente, esta sucesión no es observable en las terrazas asociadas a Ribera de Valmuza. En el techo del piedemonte edificado sobre depósitos rojos miocenos no se observa ningún tipo de alteración superpuesta (Rodillo-Matagrande, 895 m en carretera local a Matilla de los Caños). Sin embargo sobre las terrazas que se escalonan hacia el curso del arroyo sí se originan procesos de *alteración ocre*.

A escala regional la aparición de suelos muy evolucionados sobre las plataformas aluviales más altas del piedemonte (rañas) está ligada a este último proceso. Se desarrollan *luvisoles ócricos* con horizontes argílicos importantes y un tono general amarillento. Este tipo de suelos amarillos que aparecen en la zona intertropical está asociado a climas predominantemente húmedos, sin periodo seco notable, y deben su color a la presencia de goetita, mientras que los suelos rojos deben su color a productos ferruginosos amorfos con un clima más estacional (SEGALÉN, 1969, en Espejo, 1978). Es lo que sucede en este caso, pues estos suelos se desarrollan sobre los depósitos rojos del piedemonte, herencia de condiciones más estacionales que podrían cambiar a más cálidos y húmedos dando lugar tras la formación de los horizontes argílicos, a la ocreización del perfil.

Sin embargo, las terrazas fluviales del Tormes presentan una evolución edáfica que parte de suelos rojos en los niveles más antiguos. Dicha evolución refleja un enrojecimiento del suelo con la edad (10 YR para las más modernas, 7,5 YR para las medias y 2,5 YR en las superiores). Otras características acordes con la antigüedad son la maduración y la superposición de suelos, el espesor y el desarrollo de horizontes argílicos y petrocálcicos. En el valle actual del río aparecen *fluvisoles dístricos* con varias secuencias de horizontes acumulativos y en las terrazas más bajas están representados *luvisoles gleicos* que además de rasgos de gleización, presentan acumulaciones de carbonatos en su tramo basal. En los niveles superiores se desarrollan *luvisoles álbicos* y *luvisoles cálcicos* y, por fin, *luvisoles crómicos*, los suelos más rubefactados con potentes horizontes argílicos y petrocálcicos, en las terrazas más antiguas.

3.4.3.2. *Glacis*

Se trata de mantos muy superficiales de geometría cónica. Por su carácter coalescente construyendo bandas alargadas que con pendientes muy suaves articulan algunos de los escasos desniveles de la penillanura. De composición terrígena, incluyen localmente gravas y material arenoso; se interpretan como depósitos de pequeños abanicos controlados por un régimen hídrico estacional. También se han representado depósitos de este tipo entre las terrazas del margen septentrional del Tormes al noreste de Cabrerizos; se trata de material arenoso suelto de espesor centimétrico producto de la escorrentía superficial.

3.5. EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA

3.5.1. **Problemas cronológicos**

3.5.1.1. *Las secuencias de alteritas*

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

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

emplazamiento de las formaciones rojas atribuidas al Mioceno inferior-medio, y las segundas al Neógeno superior (MARTÍN-SERRANO, 1988, 1989; SANTISTEBAN *et al.*, 1991, 1992).

Por las observaciones actuales, las alteritas prepaleocenas tienen una importancia morfológica y estratigráfica capital comparativamente con el resto. Por ello es correcto suponer que muchos de los rasgos de alteración impresos en el paisaje hercínico son heredados de tal proceso con mayores o menores retoques de otras etapas más modernas. De hecho podría afirmarse que existe una etapa de *alteración fundamental*, herencia mesozoica que presenta modificaciones posteriores con mayor o menor importancia dependiendo del entorno regional considerado.

3.5.1.2. *El encajamiento de la red fluvial*

La ambigüedad de las referencias cronológicas disponibles, impide precisar la edad y duración del encajamiento del río Tormes. Este problema, común en los ríos que atraviesan el Macizo Hespérico, puede tener mejor solución en este caso al disponer de un relativamente abundante registro sedimentario, previo y correlativo a la evolución fluvial. Es necesario, al mismo tiempo, apoyarse en la cronoestratigrafía de las formaciones terciarias que constituyen el relleno de este lugar de la cuenca y en el análisis de las litofacies de los depósitos relacionados con el encajamiento del río. Puesto que existen analogías entre algunos de estos últimos con ciertas formaciones que rellenan la cuenca en áreas de la misma, no excesivamente alejadas de aquí, resulta inevitable intentar el establecimiento de correlaciones. Como unos y otros depósitos presentan una relación común con ciertos tipos de alteritas existentes, tanto sobre el zócalo antiguo como sobre otros materiales terciarios, dicha correlación se hace extensible a éstos.

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

En el caso concreto del valle del Tormes, excavado sobre el Terciario de la cuenca, la incisión del mismo debe producirse en el Neógeno; con seguridad en la segunda mitad, aunque es probable que desde su comienzo. Esta última afirmación se basa en la posición morfológica de algunos afloramientos de depósitos rojos (atribuidos al Mioceno inferior-medio), pues se emplazan en pleno valle del Tormes. Estos depósitos están sujetos a varias interpretaciones de diferente consideración y resultado. Entre otras: litofacies heredadas por erosión de materiales rojos terciarios; recurrencia de facies en el tiempo (Terciario-Cuaternario); simple equivalencia o correlación cronoestratigráfica entre todos los sedimentos rojos; y superposición de depósitos, es decir de terrazas del Tormes sobre sedimentos rojos. Son planteamientos controvertidos cuya solución regional no es alcanzable en el presente trabajo.

3.5.2. Evolución del relieve

La penillanura salmantina es el punto de partida de la reconstrucción de la historia paisajística de la Hoja. Pero antes existen otras referencias: las de los elementos sobre ella destacados, que es el caso de Los Montalvos. Esta elevación constituye un relieve de resistencia y como se constata por los pequeños replanos que contiene, de evolución policíclica y génesis diferencial como consecuencia de la desestabilización de las condiciones mesozoicas (GARCÍA ABBAD y MARTÍN-SERRANO, 1980). Dicha sierra no es sino testimonio de una época madura, estable y con una climatología tropical especialmente agresiva como atestiguan los sedimentos siderolíticos correlativos presentes en los afloramientos del sureste de Salamanca. El dismantelamiento de las alteritas mesozoicas desde el final de esta etapa y durante los albores del Terciario da lugar en la cuenca a tales depósitos y sobre el zócalo a una topografía rebajada cuyo estado final después de una lenta evolución policíclica es la *penillanura fundamental* (MARTÍN-SERRANO, 1988). Este concepto recoge un conjunto de superficies agrupadas en escalonamientos muy próximos y sin diferenciación en el horizonte. A partir de esas altas superficies coronando los interfluvios, se ha rejuvenecido el relieve con el encajamiento casi imperceptible de una débil red de tributarios de escasa consideración del máximo colector regional: el Tormes.

Previamente, la sedimentación del Paleógeno medio y superior supone la continuidad en la erosión del macizo y al mismo tiempo su fragmentación y movilidad con elevación y hundimiento de bloques a favor de importantes accidentes corticales. La fosa de Ciudad Rodrigo, cuya terminación septentrional se incluye en esta Hoja, es un ejemplo significativo. Su borde meridional es un accidente con una complicada segmentación que atraviesa este sector salmantino (Ribera de Valmuza-Los Montalvos). Sobre el bloque elevado del sureste prosigue una lenta denudación, mientras que el hundido al noroeste se cubre de sedimentos básicamente de carácter arcóscico con presumible área fuente occidental. Los depósitos rojos atribuidos al Mioceno inferior-medio sellan el accidente anterior, por lo que es de suponer que el cese de su actividad es previo a dicha etapa.

Los sedimentos rojos de Ribera de Valmuza constituyen el soporte fundamental del piedemonte de este sector septentrional de la fosa de Ciudad Rodrigo, por lo que la disección de la misma por el citado curso debe producirse con posterioridad, es decir, partir del Neógeno superior. Por el contrario, en el Tormes, donde la posición del registro sedimentario mioceno inferior-medio en el contexto geomorfológico y estratigráfico es más problemático, no es tan sencillo. En función de las hipótesis antes planteadas caben dos opciones: a) que el encajamiento se produzca simultáneo al sector de Ribera de Valmuza en función de la hipótesis b o b) que se inicie previamente al registro sedimentario mioceno en facies roja si se toma la suposición a). Con independencia a la consideración de cualquiera de las dos opciones sobre la cronología y modalidad de la disección del Tormes, ésta debe producirse ya en algún momento de la segunda mitad del Neógeno. En dicha etapa y en el Cuaternario el proceso de encajamiento es desigual, pues éste se centra sobre la unidad terciaria extendiéndose a lo largo del borde del macizo antiguo; por el contrario, sobre el zócalo la incidencia de este rejuvenecimiento es muy débil.

La evolución climática deducida a partir del registro sedimentario y de las alteritas durante el Paleógeno medio-superior, tiende a la aridez. En el Neógeno inferior se alcanzan condiciones de tipo mediterráneo, mientras que en el Neógeno superior se tendería a ambientes algo más húmedos.

3.6. PROCESOS ACTUALES

En la actualidad, los procesos morfogenéticos dentro de la Hoja actúan con tasas imperceptibles. Esto es debido a la conjunción de varios factores. Por una parte, la transformación del paisaje por el uso agrícola ha dado lugar a la estabilización de muchas laderas. Por otra, ha habido una modificación de los patrones de drenaje mediante la creación de una red artificial regulada y la desaparición de cauces antiguos por los efectos de la concentración agrícola. Asimismo, la regulación de los principales cauces mediante embalses ha provocado un importante cambio en el régimen hídrico de éstos al homogeneizar el caudal a lo largo del año, lo que ha provocado la estabilización de los cauces. Probablemente, la tendencia climática actual (un menor contraste estacional) también amortigua los procesos morfogenéticos.

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

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

4. PETROLOGÍA

4.1. ROCAS FILONIANAS

4.1.1. Diques de cuarzo

Son relativamente frecuentes; reciben el nombre de “sierros” porque dan leves elevaciones del terreno sobre la penillanura salmantina. GARCÍA DE FIGUEROA *et al.* (1971) describen estos tipos de estructuras, considerándolos como zonas de tensión cuando afectan a las rocas graníticas.

Presentan características bastante constantes, ya que están formadas por cuazo lechoso. Algunos están mineralizados (véase Geol. Económica). Presentan direcciones predominantes norteadas (N20-40E) muy constantes intruyendo en este caso a favor de fracturas tardihercínicas (PARGA, 1969), el recorrido suele tener una forma sigmoidal.

También presentan otras direcciones N70-130E, jugando en este caso a favor de fracturas relacionadas con la tercera fase de deformación. Las longitudes son variables, desde kilométricas a decenas de metros o centimétricas, así como las potencias, desde escalas decamétricas a centimétricas.

4.2. METAMORFISMO

Los materiales metamórficos preordovícicos de la hoja de Salamanca están representados fundamentalmente por rocas pelíticoarenosas y pelíticas de grano fino, afectadas por el metamorfismo regional hercínico, en grados medio-bajo a muy bajo. Las asociaciones minerales más comunes en estas rocas contienen Q, Pg, Ms, +Cl, +Bi, +Gt + opacos.

Este conjunto de materiales metasedimentarios es correlacionable con los de las formaciones Monterrubio y Aldeatejada, aflorantes en los sectores colindantes, predominando en esta zona los sedimentos detríticos de granulometría fina.

La textura es, en general, granolepidoblástica de grano fino, deformada, con la esquistosidad variablemente definida, según la abundancia de los minerales micáceos. La esquistosidad principal, en la mayor parte de los casos, se observa que es de crenulación, encontrándose restos de la esquistosidad previa a arcos poligonales con relativa frecuencia. Esta esquistosidad principal es identificable como asociada a la 2.^a fase deformativa hercínica, y puede encontrarse microplegada por efecto de las etapas deformativas posteriores.

La moscovita y la clorita se encuentran en su mayor parte en forma de lepidoblastos que definen la esquistosidad principal. La clorita también en algunas ocasiones aparece como fenoblastos de mayor tamaño y de crecimiento bastante tardío y sobreimpuestos a la esquistosidad y a las crénulas de fase 3.

En algunas muestras de composición grauváquica y de grano fino se encuentra una cierta proporción de moscovita y de clorita que por sus hábitos y relaciones texturales son muy posiblemente de origen detrítico. En estas muestras, de grado metamórfico muy bajo, también se encuentran gránulos de cuarzo y plagioclasa de origen detrítico con hábitos angulosos.

La biotita puede encontrarse también formando parte de la esquistosidad principal, aunque muy comúnmente constituye fenoblastos de tamaño variable, en general no muy grandes, que presentan relaciones que varían desde precinemáticas a sincinemáticas con respecto a la fase 2, que es la que genera la esquistosidad principal en la gran mayoría de las muestras estudiadas. Estos fenoblastos de biotita con relativa frecuencia tienen textura cribosa, y engloban inclusiones que pueden presentar una orientación que es reflejo de las estructuras de fase 1. También se encuentran en general deformadas, o presentan hábitos de tendencia sigmoidal.

El granate sólo aparece en un número de muestras relativamente restringido. Su hábito puede variar entre subidiomorfo y subredondeado y suele contener frecuentes inclusiones de cuarzo, que pueden determinar que presente texturas cribosas. Con frecuencia está variablemente retrogradado a biotita cloritizada, siendo más intensa esta transformación en los bordes. Con carácter general, el granate se encuentra rodeado por la esquistosidad principal, lo que indica que este mineral se ha formado con anterioridad a la fase 2. El hecho de que pueda contener inclusiones orientadas pone en evidencia que, al menos en parte, el período de blastesis del granate ha sido posterior a la fase 1.

Los minerales opacos se encuentran con abundancia y hábitos bastante variables. En ocasiones son de tamaños muy finos, con aspecto pulverulento y pueden aparecer con concentración variable y definiendo laminaciones. Este tipo de opacos corresponde posiblemente en gran parte a materia carbonosa. Otro tipo de opacos se encuentra como gránulos de mayor tamaño, alotriomorfos a idiomorfos, con formas isodiamétricas o alargadas. Estos minerales opacos corresponden en su mayoría según los casos a piritita y a ilmenita.

Entre los metasedimentos aflorantes en esta Hoja, también se encuentran, aunque en proporciones muy restringidas, materiales carbonatados. Estos materiales son en general calizas impuras, más o menos arenosas con elementos clásticos que pueden ser micas, cuarzo, plagioclasa, o intraclastos calcáreos. La esquistosidad en estas rocas está definida por el estiramiento de los cristales de calcita, y el grado metamórfico apreciable es muy bajo, no habiéndose detectado neoformaciones significativas de silicatos cálcicos.

Los materiales paleozoicos (Ordovícico inferior) están representados por areniscas, pizarras y grauvacas de grano fino y muy fino, afectados por un metamorfismo de grado bajo o muy bajo. Las asociaciones minerales más comunes presentan Q, Ms, Cl, +Bi, + opacos, encontrándose ocasionalmente cloritoide en alguna de las muestras.

Las características mineralógicas, texturales-estructurales y las relaciones blastesis-deformación son completamente análogas a las de los materiales preordovícicos y de grados metamórficos equivalentes, lo que evidencia que han estado afectados por la misma secuencia de eventos metamórficos hercínicos. El único rasgo distintivo que se aprecia a nivel mineralógico es la aparición de cloritoide en alguna de las litologías más pelíticas. En estas rocas, el cloritoide aparece como pequeños fenoblastos alargados, girados y abrazados por la esquistosidad principal de fase 2, frente a la que presentan franjas o sombras de presión. La restricción de la aparición de cloritoide en estas rocas es debida a condicionantes exclusivamente composicionales.

La mineralogía metamórfica de los materiales pre y post-ordovícicos, y las relaciones blastesis-deformación observadas, son plenamente coherentes con las de los metasedimentos situados en las áreas vecinas, aunque en esta zona la intensidad de los procesos metamórficos ha sido de grado inferior. La evolución del metamorfismo, puede esquematizarse en función de una primera etapa de presiones intermedias, previa o simultánea al desarrollo de la 2.ª fase deformativa hercínica, en la que se produce la blastesis de granate en las litologías afectadas con mayor intensidad por el metamorfismo. En relación con este evento también se produce el crecimiento de fenoblastos de biotita, y de cloritoide en algunas de composición adecuada. Asimismo, se produce la recrystalización de cuarzo, plagioclasa y minerales micáceos que definen las fábricas relacionadas con F_1 y F_2 . Posteriormente, se producen recrystalizaciones a más baja presión, que son responsables de la desestabilización observada en el granate, que se encuentra en parte transformado a biotita, posteriormente cloritizada. Dado el bajo grado de la etapa metamórfica de bajas presiones en esta zona, resulta complicado el desligar sus efectos de los de transformaciones retrometamórficas más tardías. No obstante, es bastante posible que se asocie a esta etapa el crecimiento de fenoblastos de clorita con muy escasa deformación que se observa en algunas de estas rocas.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Tiempos precámbricos (Precámbrico superior)

Los materiales más antiguos del área sur de Salamanca, correspondientes al autóctono de la parte sur de la Zona Centroibérica, son los del Grupo Domo Extremeño (Apartado 1). Estos

materiales, no aflorantes en la Hoja, tienen gran espesor y están compuestos por pizarras, grauvacas y conglomerados alternantes, entre los que se intercalan potentes tramos desorganizados. Están afectados por una tectogénesis cadomiense, regional, evidenciada por: A) Las discordancias entre el Alcudiense inferior y el superior [BOUYX (1970), ORTEGA y GONZÁLEZ-LODEIRO (1983)], las mismas que entre el Grupo Domo Extremeño y los Grupos Ibor y Valdelacasa de ALVAREZ-NAVA *et al.* (1988); B) El vulcanismo o plutonismo asociado, como la presencia de ortoneises prehercínicos en la Antiforma de Martinamor (GONZALO *et al.*, 1975), o en la Antiforma de Castellanos (DÍEZ BALDA *et al.*, 1992), etc.; C) Una sedimentación de tipo “flysch” relacionada con depósitos sinorogénicos en un margen pasivo (cuenca de antepaís) (QUESADA *et al.*, 1991).

La enorme extensión que ocupan las secuencias del Precámbrico terminal-Cámbrico en la Península Ibérica, así como sus características (facies, potencia, continuidad de afloramiento, basculamientos locales y vulcanismo asociado) se pueden explicar también en el contexto de una tectónica extensional que habría adelgazado la corteza y que pudo haber incluido movimientos transcurrentes. Este episodio extensional habría seguido de cerca la fase Cadomiense de la orogenia panafricana [VIDAL *et al.* (in litt.)].

Tiempos preordovícicos (Vendiense superior-Cámbrico inferior)

Considerando las descripciones y correlaciones establecidas en el Dominio de los Pliegues Verticales (véanse apartados 1, 1.1. y 1.1.5.), con posterioridad al plegamiento de los materiales del Domo de las Hurdes (Serie Inferior o Domo Extremeño) y durante la sedimentación del Grupo Valdelacasa (Fms. Monterrubio, Aldeatejada, etc.) habría una estructuración del área por efecto de grandes fallas normales que controlarían la sedimentación del Grupo Valdelacasa anteriormente citado (ORTEGA *et al.*, 1988), como también se indica en la última parte del párrafo anterior. Las discordancias preordovícicas y la sedimentación de las series del Tremadoc se interpretan como relacionados con una tectónica de bloques, (Mc DOUGALL *et al.*, 1987).

El Grupo Valdelacasa, discordante sobre el Grupo Domo Extremeño (o también Domo de Las Hurdes), tiene un espesor de más de 4.000 m y se deposita en una cuenca que evoluciona desde condiciones de plataforma-talud a someras “near shore”.

La fase preordovícica no presenta claras evidencias en el área de estudio, ya que los recubrimientos terciarios y cuaternarios impiden la observación de la discordancia entre el Ordovícico y los materiales infrayacentes, pero adquiere cierto desarrollo en zonas colindantes, como Tamames (Hoja 527), Ciudad Rodrigo (Hoja 525), Villar de Ciervo (Hoja 500), etc., donde además de detectarse la discordancia cartográfica entre el Ordovícico y su sustrato, provoca un basculamiento generalizado de los materiales véndico-cámbricos hacia el S y produce pliegues suaves que podrían ser consecuencia del rejugue en dirección de las fallas normales citadas anteriormente. Recientemente se atribuye un carácter extensional a esta deformación en la que se generarían basculamientos y semigrabens ligados a las fallas normales, que también explicarían la distribución irregular de los depósitos del Paleozoico inferior, así como los cambios de potencia o de facies de estas series (MARTÍNEZ CATALÁN *et al.*, 1992).

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

Tiempos ordovícicos, silúricos y devónicos

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

En la región de Salamanca se evidencian, aunque incompletas, dos megasecuencias de la primera unidad (preorogénicas): la Ordovícica y la Silúrica.

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

Durante el Ordovícico y más abundantemente durante el Silúrico se produjo un vulcanismo que depositó coladas subacuáticas de basanitas alcalinas intercaladas con las rocas pelíticas (Hoja de Tamames 527) (DÍEZ BALDA, 1986).

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

Es posible, como indica DÍEZ BALDA (1986), que en el área de Salamanca se sedimentasen todo el Silúrico superior y el Devónico porque aunque no se han conservado (erosión posthercínica), de las paragénesis encontradas en las rocas volcánicas silúricas del núcleo del Sinclinal de Tamames-Ahigal se deducen unas condiciones de presión de 1 a 4 kbars, que pueden indicar un apilamiento de sedimentos de más de 3 km.

Tiempos hercínicos

Los materiales hasta aquí depositados (y conservados), tanto precámbricos como paleozoicos, son deformados durante la orogenia hercínica. Esta orogenia es de carácter polifásico (tres fases principales de deformación y algunas estructuras más tardías y menos importantes) y va acompañada de metamorfismo y plutonismo. Las características de la primera fase (D_1) se han descrito en el Capítulo 2 (Tectónica). Durante ella la región sufre un fuerte acortamiento NNE-SSW. El metamorfismo M_1 comienza con esta fase y alcanza su máximo desarrollo al principio de la segunda. Es de grado bajo en la mayor parte del área estudiada y alcanza el grado medio-medio (alto) en las zonas más profundas. Es un metamorfismo del tipo de presión intermedia.

Las características de la segunda fase (D_2) están descritas en el Capítulo 2 (Tectónica). Esta fase se interpreta en relación con un gigantesco cizallamiento dúctil de carácter extensional que desplazó hacia el SE las partes superiores con respecto a las inferiores. La evolución metamórfica durante la D_2 supone una fuerte descompresión (probablemente isotérmica) durante la cual se generaron a escala regional abundantes fundidos y migmatitas. La extensión y descompresión es coherente con el carácter extensional deducido para este cizallamiento D_2 , que sería responsable de la sustracción de corteza y del apretamiento observado en las zonas metamórficas (casi desaparición de la zona del almandino) (DÍEZ BALDA *et al.*, 1992).

Como se ha dicho en el capítulo de Tectónica, la tercera fase pliega las estructuras previas y puede originar figuras de interferencia del tipo 3 de RAMSAY (1967). También pliega las isogradas del metamorfismo M_1 . El metamorfismo M_3 es posterior a la deformación D_2 y es retrógrado.

Tiempos tardihercínicos

La región fue afectada por la fracturación tardihercínica, siendo el sistema más evidente el de dirección N40E senestro (PARGA, 1969). Estas fallas han podido jugar posteriormente en tiempos alpinos y hasta recientes como normales o inversas. Por ejemplo, la que afecta al Terciario al SE de Mozárbez; la de Miranda de Azán, etc.

Tiempos alpinos

Durante la mayor parte del Mesozoico, el Macizo Hespérico representó un área emergida con relieves poco importantes y tectónicamente estable. La ausencia de sedimentación durante este periodo y la actuación de un clima tropical húmedo dieron lugar a la formación de un importante manto de alteración laterítico sobre los metasedimentos y rocas ígneas del zócalo (MARTÍN-SERRANO, 1988). La desestabilización de las condiciones climáticas y tectónicas en el tránsito Cretácico-Terciario da lugar al desmantelamiento de los perfiles de alteración heredados del Mesozoico. Sus relictos quedan acumulados sobre una paleotopografía irregular que es la suma de erosión diferencial y tectónica. Sobre el zócalo el resultado es una topografía rebajada salpicada de relieves de resistencia como Los Montalvos, cuyo estadio final después de una lenta evolución policíclica es la *penillanura fundamental* (MARTÍN-SERRANO, 1988).

Los sistemas fluviales trenzados de las unidades *siderolítica* y *silicea* (afloramientos del sureste de Salamanca) constituidas a expensas de estos perfiles dismantelados, fosilizan progresivamente estos relieves de tal forma que en el Paleoceno el paisaje estaba dominado por la planitud.

De nuevo la fragmentación del área (*¿fase neolarámica?*) cambia el entorno geográfico. Se crean pequeños valles de origen tectónico de dirección N-S y otros más importantes orientados NE-SO que tienen su máxima expresión en la fosa de Ciudad Rodrigo al Oeste de la Hoja. Durante el Eoceno inferior y medio se desarrolla un paisaje fluvial que da lugar a un importante registro sedimentario fruto de sistemas de ríos inicialmente sinuosos pero pronto trenzados y con profusión de interrupciones sedimentarias fruto de la tendencia climática hacia condiciones menos húmedas y de la persistencia y/o aceleración de la actividad tectónica, hecho que puede quedar registrado en la sedimentación mediante enconstramientos y ligeras disarmonías estratigráficas de carácter regional.

Durante esta etapa paleógena, el progresivo levantamiento de la región meridional concretado a las sierras asociadas al Sistema Central determina sistemas sedimentarios cada vez más energéticos. Quizás se deba a una pulsación próxima en edad a la *pirenaica* la reestructuración completa del entorno, creándose una redistribución de las áreas sedimentarias y posiblemente un aumento de la pendiente en los sistemas fluviales, trenzados y de procedencia meridional, que es el caso de la unidad arcósica superior.

Sobre las zonas elevadas del zócalo prosigue una lenta denudación con un rejuvenecimiento del relieve mediante un encajamiento imperceptible de la red secundaria.

Todo el Neógeno e incluso el final del Paleógeno parece enmarcarse en un significativo cambio de situación geodinámica. Hay que basarse en dos hechos fundamentales y significativos: la escasez de registro sedimentario y la relación discordante y discontinua de éste con los depósitos paleógenos precedentes. La segunda mitad cenozoica se enmarca en un contexto general más denudativo que acumulativo, al contrario que en su primera mitad. En este sentido la unidad arcósico-conglomerática que suele sellar el resto del Paleógeno s.l. podrá integrarse en un marco de disección general de la zona y por tanto suponer el inicio de un cambio geodinámico regional. Ese cambio señalado, con seguridad a condiciones de exorreísmo más manifiesto, es independiente de otras manifestaciones geodinámicas, externas o internas. Es el caso de los depósitos rojos sobre los que se edifica el complejo piedemonte de las sierras de Tamames y de la Peña de Francia, testigos de la reactivación de los frentes de sierra de la fosa de Ciudad Rodrigo durante el Mioceno inferior-medio (*¿fase sálica/stairica?*) y también de sus condiciones climáticas más secas de tipo mediterráneo. El notorio encajamiento de estos depósitos en el Paleógeno subyacente es un claro testimonio de ese proceso denudativo general neógeno cuya continuidad se sigue manifestando hasta el momento actual.

El emplazamiento de estos depósitos rojos supone en cierto modo el cierre de una etapa y el inicio de otra en la que se ha venido esculpiendo el paisaje actual. Estas formaciones aluviales sellan los accidentes que afectan al Paleógeno, por lo que con ellas el cese de actividad tectónica regional debe ser previo o inmediato a su emplazamiento, ya que como se acaba de señalar también se les atribuye carácter de tectofacies (MARTÍN-SERRANO *et al.*, 1995). Por otra parte, el que dichos depósitos o su alteración correlativa suelen constituir el

techo del interfluvio de la Hoja implica que es el punto de partida del encajamiento del Tormes y de la historia geológica más próxima.

La disección del Tormes debe producirse ya en algún momento de la segunda mitad del Neógeno. En dicha etapa y en el Cuaternario el proceso de encajamiento es desigual, pues éste se centra sobre la unidad terciaria extendiéndose a lo largo de un corredor que se ajusta al accidente de Alba-Villoria; por el contrario, sobre el zócalo la incidencia de este rejuvenecimiento es muy débil.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS

En la Hoja de Salamanca se han localizado numerosos indicios mineros, la mayoría correspondientes a antiguas explotaciones, hoy abandonadas. Prácticamente la totalidad (excepto dos) de los minerales metálicos se localizan en la Antiforma de Martinamor (SW de la Hoja), siendo el encajante la F. Monterrubio. Los minerales no metálicos se ubican en los materiales terciarios o en el contacto de estos con el Paleozoico.

6.1.1. Estaño y wolframio

De los 27 indicios estudiados, 18 lo son de casiterita, 3 de scheelita y 6 de scheelita-casiterita. Podrían agruparse en dos áreas: Tornadizos-S. Pedro de Rozados-Terrubias y Morille-Cilleros el Hondo.

En la primera de las áreas el encajante está formado por los esquistos, areniscas y niveles calcosilicatados de la F. Monterrubio. Las mineralizaciones son en su gran mayoría filonianas, aunque hay alguna estratiforme. En lo que respecta a las filonianas, los filones son de cuarzo hidrotermal o neumatolítico, subverticales y con direcciones entre N20-60E y N100-120-E. Pueden ser uno o varios, con longitudes que oscilan entre los 25 y los 300 m (promedio de 100 m) y potencias entre 5 y 200 m (promedio 50 y referidos siempre al campo filoniano); la profundidad oscila entre 2 y 25 m con una promedia de 5 m. La mineralogía que presentan es bastante simple con casiterita y/o scheelita y sulfuros como piritita, calcopiritita, esfalerita, hematites, limonita y pirolusita; entre los minerales que forman la ganga se encuentran cuarzo, feldespato, calcita, turmalina, moscovita y caolín.

Las mineralizaciones estratiformes están asociadas a los niveles calcosilicatados de la F. Monterrubio. La longitud de la mineralización es mayor de 100 m y la potencia de la zona mineralizada oscila entre 5 y 50 m. PELLITERO (1981) indica dos tipos de rocas portadoras de mineralización, una de ellas de tipo cuarcítico, con plagioclasa, anfíbol, cuarzo, granate y clinozoisita, teniendo como accesorios esfena (rica en estaño), circón, apatito y opacos y como accidentales scheelita y/o casiterita; el otro tipo de roca presenta una zonación con calcita en el centro, granate, vesubiana (la scheelita está dentro de los cristales de vesubiana); otra zonación es la formada por diópsido, clinozoisita, epidota, plagioclasa y feldespato potásico, acompañado de esfena rica en estaño y teniendo como accesorios calcita, cuarzo y opacos.

En el área de Morille-Cilleros el Hondo, el tipo de yacimiento predominante es el estratiforme. El encajante lo constituyen los esquistos, areniscas y niveles calcosilicatados de la F. Monterrubio; la dirección de la mineralización es la misma que la de los niveles calcosilicatados a que está asociada, la longitud oscila entre 50 y 200 m y la potencia entre 2-5 cm, los filones de cuarzo mineralizados tienen una dirección entre N20-70E y las mineralogías son las mismas que las descritas en el área anterior.

Las alteraciones más frecuentes (ambas áreas) son de tipo potásico en los filones de cuarzo (cuarzo, feldespato, moscovita, turmalina, biotita, pirita y sericita) y *skarn* en las calcosilicatadas (calcita, feldespato, diopsido, epidota, turmalina, biotita y piroxeno), todo ello en bandas centimétricas en las salbandas de los filones.

Por su importancia histórica se describen algunas mineralizaciones:

– Mina S. Antonio. (Coord. UTM: X: 269. Y: 4.524'15)

La tipología de la mineralización es filoniana. La mena es casiterita y la ganga cuarzo, moscovita, hematites y pirolusita. Las rocas encajantes son los esquistos de la F. Monterrubio con intercalaciones aplíticas asociadas a los granitos y leucogranitos de dos micas de Martinamor. La dirección de los filones es N50-60E y buzan 60-75 al S; la longitud de la mineralización es mayor de 250 m, la anchura del campo mineralizado es mayor de 30 m y la profundidad mayor de 50 m. Las labores realizadas son 2 cortas recientes y dos antiguas. También hubo explotación de aluviones. El volumen de las escombreras es de unos 25.000 m³ entre gruesos y finos; el tonelaje extraído del orden de 50.000 Tm; las reservas se estiman en unas 250.000 Tm, el potencial es del orden de 2.000.000 Tm y las leyes medias alrededor de 500 gr/T de SnO₂. Actualmente parada por la crisis del estaño, desde mayo de 1.986.

– Mina Carmen (Arroyo del Prado I). (Coord. UTM: X: 268'20. Y: 4.525'75)

La tipología de la mineralización es coluvionar, eluvionar y filoniana. La mina es casiterita y la ganga cuarzo, feldespato, arenas y gravas. La roca encajante de los filones son los esquistos y areniscas de la F. Monterrubio. La dirección de los filones de cuarzo es N20E subverticales. La anchura y la longitud del yacimiento coluvionar es de unos 600 m y la profundidad mayor de 1,5 m; las labores realizadas son antiguos pozos y galerías sobre los filones y el lavado de los coluviones. El volumen de escombreras es de unos 15.000 m³, el tonelaje extraído es del orden de 50.000 Tm, las reservas son del mismo orden (50.000 Tm) y el potencial coluvionar es de unos 100.000 m³.

– Mina Charca de la Presa. (Coord. UTM. X: 267'9. Y: 4.526'6)

La tipología de la mineralización es coluvionar y filoniana. La mena es casiterita y la ganga arenas, gravas y cuarzo. La roca encajante de los filones son los esquistos y areniscas de la F. Monterrubio. La dirección de los filones es N30-50E subverticales. El campo coluvionar tiene

una longitud de 300 m, una anchura de 100 m y una profundidad de 1-2 m. Las labores realizadas son zanjas en el coluvión. El volumen de escombreras es de unos 1.000 m³; el tonelaje extraído del orden de las 50.000 Tm, igual que las reservas; el potencial es del orden de las 300.000 Tm y las leyes medias de 200-300 ppm de estaño.

– Mina Explotaciones XXI. (Coord. UTM: X: 266'35. Y: 4.524'4)

La tipología de la mineralización es filoniana y estratiforme. Las menas son casiterita y scheelita y la ganga cuarzo, feldespato, turmalina, calcita y anfíboles. La roca encajante son los esquistos, areniscas y niveles calcosilicatados de la F. Monterrubio. La dirección de los filones de cuarzo es N30-70E subverticales y la de los niveles estratiformes la misma que la del encajante. La longitud del campo mineralizado es superior a 300 m, la anchura superior a 100 m y la profundidad superior a 25 m. Las labores realizadas son pozos y galerías y labores de exploración en superficie. El volumen de escombreras es mayor de 10.000 m³, el tonelaje extraído es de unas 25.000 Tm, de las reservas y el potencial los datos son insuficientes y las leyes medias variables entre 1.000 y 10.000 ppm WO₃.

6.1.2. Manganeseo

– Mina Las Torres. (Coord UTM: X: 277'20. Y: 4.531'8)

La tipología de la mineralización es filoniana, un filón de cuarzo de 1-2 m de potencia con una dirección N35E, subvertical y encajado en las pizarras y limolitas de la Formación Aldeatejada. La mena es pirolusita y la ganga cuarzo y limonita. La longitud del filón es mayor de 75 m y la profundidad mayor de 10 m; la única labor realizada es un pozo actualmente tapado.

6.2. ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES

6.2.1. Arcillas

Las arcillas se explotan en algunos puntos de la Hoja para su empleo en fábricas de ladrillos casi siempre cercanas a las canteras.

En la cerámica Ferranz de Vistahermosa se mezclan arcillas de la propia cantera (Coord. UTM: X: 273'2. Y: 4.536) procedentes tanto de la alteración roja del paleozoico (Fm Aldeatejada) como de la alteración de los conglomerados rojos terciarios (alteración roja del Mioceno inferior) con arcillas de la cantera de Doñinos de Salamanca (Coord. UTM: X: 269'4. Y: 4.538'4) provenientes de la unidad roja y de la unidad detrítica intermedia (alteración roja).

La cerámica La Maza explota arcillas procedentes de la alteración del Paleozoico (Fm. Aldeatejada), que mezcla con arcillas de otras localidades como Aldeatejada, Otero-Vaciadores, etc.

La cerámica de Aldeatejada explota arcillas en una cantera (Coord. UTM: X: 268'6. Y: 4.529'1) que son la alteración roja sobre pizarras paleozoicas (Fm. Aldeatejada) y depósitos rojos provenientes de dicha alteración.

6.2.2. Areniscas

En el paraje (localidad) de Villamayor y hacia el E y S del pueblo se explotaron areniscas por métodos artesanales que posteriormente se utilizaron en construcción (canteras "históricas" de la ciudad de Salamanca). Son areniscas terciarias cementadas por arcilla y carbonatos que corresponden a la unidad detrítica intermedia.

6.2.3. Caolín

Sólo se conocen dos pequeños indicios en los que se explotaba la alteración fundamental (Mesozoico-Terciaria). El conocido como La Salud tiene de coordenadas UTM: X: 271'2. Y: 4.539'1 y el conocido como Pelagarcía, X: 278'7. Y: 4.533'45.

6.2.4. Cuarcitas

No hay en la actualidad canteras activas debido a los grandes inconvenientes que presenta la trituración de la piedra por su gran dureza. Se explotaron, sin embargo, hasta épocas muy recientes las cuarcitas armoricanas de Los Montalvos (SW de la ciudad de Salamanca), con grandes reservas y buenas comunicaciones, aunque con el inconveniente citado; se utilizaron para la obtención de gravas de distintos tamaños que finalmente servían como capas de rodadura de carreteras, subbases, préstamos, etc.

6.3. HIDROGEOLOGÍA

6.3.1. Climatología

Según la clasificación agroclimática incluida en el PIAS, IGME (1980), en la mayor parte de la Hoja predomina el clima mediterráneo continental semicálido; hacia el SW puede ser semicálido seco.

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

6.3.2. Hidrogeología superficial

Las aguas de escorrentía superficial son recogidas en toda la Hoja por el río Tormes, que discurre normalmente a favor de líneas estructurales. Hay una estación de aforo (E87) en Salamanca que determina un caudal medio de 1.170 Hm³/año o de 37 m³/s, IGME (1980). Hay una estación en Sta. Marta de Tormes (E121) que clasifica el agua como buena; los vertidos de Salamanca provocan una degradación de la calidad, mejorando ésta posteriormente por autodepuración, aunque sin alcanzar los valores referidos al índice de calidad anterior a su paso por la ciudad. Los márgenes del Tormes están clasificados en el Plan Hidrológico (1988) como zonas de riesgo mínimo de inundaciones.

Dentro de la Hoja y desde el punto de vista hidrogeológico se pueden agrupar los diferentes materiales aflorantes en:

- Metasedimentos. Se ubican en el centro-sur de la Hoja y de todos ellos únicamente los paquetes cuarcíticos del Ordovícico presentan permeabilidad media-alta debido a la intensa fracturación que sufren y pueden dar lugar a caudales medios con surgencia de aguas subterráneas en el contacto con los tramos pizarrosos del Llanvirn-Llandeilo. En el resto (materiales véndico-cámbricos de Monterrubio-Aldeatejada) las perspectivas son muy escasas debido a que presentan una permeabilidad muy baja por porosidad y, en la originada por fracturación, aunque puede ser importante, las discontinuidades se encuentran selladas.
- Sedimentos terciarios. La Hoja se encuentra enclavada en la zona de unión entre la fosa de Ciudad Rodrigo y la cuenca del Duero, que se engloba dentro del “Terciario conglomerático de Zamora-Salamanca”. Dentro de la gama de sedimentos terciarios que afloran en la Hoja se distinguen dos tramos de permeabilidades bajas o muy bajas situadas a distinta altura en la columna estratigráfica; el primero es el tramo basal, que presenta una fuerte cementación por sílice y un espesor variable del orden de 10-70 m (unidad siderolítica); el segundo, a techo de la serie, está formado por lutitas como elemento característico, también de espesor variable (8-25 m); corresponde a las denominadas unidad arcósica superior y unidad roja. El resto de la columna, con potencias de hasta 200 m, está formada por materiales detríticos con transmisividades comprendidas entre los 10 y 150 m²/día, con una media de 50 m²/día, IGME (1980). Hay tramos de costras carbonatadas desarrollados sobre conglomerados que aunque de espesor escaso pueden tener cierta extensión, sobre todo en la parte N de la Hoja.
- Cuaternario. Pueden tener interés los aluviales del margen del Tormes, donde tienen una extensión apreciable. Están formados por conglomerados y arenas de tipo arcósico así como limos con escasa proporción; presentan altas permeabilidades por porosidad intergranular y también numerosos pozos de excavación manual que captan los acuíferos a profundidades que rondan los 5 metros.

7. BIBLIOGRAFÍA

- ACCORDI, B. (1955). El Cámbrico de Salamanca y su serie de cobertera. *Est. Geol.*, 11: 383-395.
- ALONSO GAVILÁN, G. (1981). *Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno en el borde suroccidental de la Cuenca del Duero (Provincia de Salamanca)*. Tesis doctoral. Universidad de Salamanca, 435 pp.

- ALONSO GAVILÁN, G. y POLO, M. A. (1986). Evolución tecto-sedimentaria oligomiocénica del SO de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). *Acta Geol. Hispánica*, 21-22 pp. 419-426.
- ALONSO GAVILÁN, G. y VALLE, M. F. (1987). Paleogeografía del SO de la Fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). En: J. Civis y M.F. Valle, *Actas de Palinología (Actas del VI Simposio de Palinología, A.P.L.E.)*. pp. 269-275. Universidad de Salamanca.
- ALONSO GAVILÁN, G.; BLANCO, J. A.; SANCHEZ, S.; FERNANDEZ, B., y SANTISTEBAN, J. I. (1989). Alteraciones asociadas a los paleosuelos de las Areniscas de Villamayor (Salamanca). *Stvd. Geol. Salmanticensia*, vol. esp. 5: 187-207.
- ÁLVAREZ NAVA, H.; GARCÍA CASQUERO, J. L.; GIL TOJA, A.; HERNÁNDEZ URROZ, J.; LORENZO ÁLVAREZ, S.; LÓPEZ DÍAZ, F.; MIRA LÓPEZ, M.; MONTESERIN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M. V.; PICART, J.; ROBLES, R.; SANTAMARÍA, J., y SOLÉ, F. J. (1988). Unidades litoestratigráficas de los materiales Precámbrico-Cámbricos en la mitad suroriental de la Zona Centro-Ibérica. *II Congr. Geol. de España*, SGE, Vol. 1, comunicaciones, pp. 19-22.
- BIROT, P. y SOLÉ SABARIS, LI. (1954). *Investigaciones sobre la morfología de la Cordillera Central Española*. CSIC. Inst. "Juan Sebastián Elcano", 87 p., Madrid.
- BLANCO, J. A. (1991). Los procesos de alteración en las cuencas terciarias meseteñas. En J.A. Blanco, E. Molina y A. Martín-Serrano (coords). *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del Oeste peninsular. Zócalos hercínicos y cuencas terciarias. Mongr. Soc. España. Geomorf.*, 6: 45-67.
- BLANCO, J. A. y CANTANO, M. (1983). Silicification contemporaine à la sédimentation dans l'unité basale du Paleogène du bassin du Duero (Espagne). *Sci. Geol. Mem.*, 72: 7-18.
- BLANCO, J. A. CORROCHANO, A.; MONTIGNY, R., y THUIZAT, R. (1982). Sur l'âge du début de la sédimentation 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): 599-562.
- BLANCO, J. A.; ALONSO GAVILÁN, G.; FERNÁNDEZ, B. y SÁNCHEZ, S. (1989). La alteración roja miocena sobre las Areniscas de Villamayor. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, vol. esp.5: 209-222.
- BOUYX, E. (1970). *Contribution à l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale* (Ciudad Real et Badajoz). Mem. Inst. Geol. y Min. Esp. 1973. Madrid.
- BRASIER, M. D.; PEREJÓN, A. y SAN JOSÉ, M. A. (1979). Discovery of an important fossiliferous Precambrian-Cambrian sequence in Spain. *Estudios Geológicos*, 35, 379-383.
- BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOPS, G.; TURISMA, T., y BABEL, U. (1985). *Handboock for soil thin section description waime*. Research Publications.

- BUSTILLO, M. A. y MARTÍN-SERRANO, A. (1980). Caracterización y significado de las rocas silíceas y ferruginosas del Paleoceno de Zamora. *Tecniterrae*, 36: 14-29.
- CALVO, J. P.; VICENTE, G. de y ALONSO ZARZA, A. M. (1991). Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la Cuenca de Madrid durante el Mioceno. *I Congreso Grupo Español de Terciario*. VIC. Comunicaciones: 55-58.
- CARBALLEIRA, J.; CORRALES, I. y POL, C. (1980). Característica del Ordovícico inferior en las Unidades de Tamames-Sierra de Francia (Salamanca-Cáceres). *IX Congreso Nacional de Sedimentología. Guía de Sesiones de Campo*. Ediciones Universidad de Salamanca, 25-47.
- CORRALES, I. (1982). El Mioceno al sur del Río Duero (Sector Occidental). *Temas Geol. Min.*, 6 (2): 709-713.
- CORROCHANO, A. (1977). *Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la provincia de Zamora*. Tesis doctoral. Universidad de Salamanca. 336 pp.
- CORROCHANO, A. (1982). El Paleógeno del borde occidental de la Cuenca del Duero (Provincia de Zamora). *Temas Geol. Min.*, 19: 187-199.
- CORROCHANO, A.; QUIROGA, J. L. (1974). La discordancia Paleozoico-Terciario al SW de Zamora. *Studia Geológica Salmanticensis*, 7, 7-39.
- CORROCHANO, A. y CARBALLEIRA, J. (1983). Las Depresiones del borde Suroccidental de la Cuenca del Duero. Libro Jubilar J. M. Ríos. *Geología de España*. T. II, pp. 513-521.
- CORROCHANO, A.; CARBALLEIRA, J.; POL, C., y CORRALES, I. (1983). Los sistemas deposicionales terciarios de la depresión de Peñaranda-Alba y sus relaciones con la fracturación. *Stud. Geol. Salmanticensis*, 19: 187-199.
- CRUSAFONT, M. y TRUYOLS, J. (1960). El Mioceno de las cuencas de Castilla y de la Cordillera Ibérica. *Notas y Comun. IGME*, 60, 127-140.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1975). *Estudio estructural de los materiales ordovícicos de los alrededores de Alba de Tormes (Salamanca)*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Madrid, 114 pp.
- DÍEZ BALDA, M. A. y HACAR, M. (1979). *Investigación geológico-minera de la zona de Guijuelo (Salamanca)*. Vol I. Estudio geológico de la Hoja de Guijuelo. Mem. y Mapa, 81 p. IGME. Div. Minería. Inédito.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1980). La sucesión estratigráfica del Complejo esquisto-grauváquico al Sur de Salamanca. *Estudios Geológicos* 36, 131-138.
- DÍEZ BALDA, M. A. (1981). La estructura herciniana entre Salamanca y Sequeros (Zona Centroibérica). La superposición de facies y su influencia en la fábrica de las rocas. *Cuadernos Geol. Ibérica* 7, 519-534.

- DÍEZ BALDA, M. A. (1986). *El Complejo Esquisto-Grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercínica al sur de Salamanca*. Tesis doctoral. Ediciones Universidad de Salamanca.
- DÍEZ BALDA, M. A.; GARCÍA-CASQUERO, J. L.; MONTESERIN LÓPEZ, V.; NOZAL MARTÍN, F.; PARDO ALONSO, M. V., y ROBLES CASAS, R. (1990a). Cizallamientos subverticales posteriores a la segunda fase de deformación hercínica al Sur de Salamanca (Zona Centro-Ibérica). *Rev. Soc. Geol. España*, 3, 117-125.
- DÍEZ BALDA, M. A.; AYARZA, P. y MARTÍNEZ CATALÁN (1992). El cizallamiento dúctil sub-horizontal de la segunda fase hercínica al sur de Salamanca: Engrosamiento y colapso extensional. *III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología. Simposios*. Tomo 2, 365-374.
- ESPEJO SERRANO, R. (1978). *Estudio del perfil edáfico y caracterización de las superficies tipo Raña del Sector Cañamero-Horcajo de los Montes*. Tesis doctoral, E.T.S. Ingenieros Agrónomos, Univ. Politécnica. Madrid.
- FERNÁNDEZ AMIGOT, J. A. (1981). Prospección en investigación de yacimientos uraníferos en la provincia de Salamanca. *Tecniterrae*, 43, 45-73.
- GALLARDO, J.G. y MOLINA, E. (1982).- Relaciones entre procesos edáficos y superficies morfológicas (vertiente Noroeste de la Sierra de Francia). *1.ª Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Temas Geológico-minero*, IGME, 6, 1, 211-223, Madrid.
- GARCÍA ABBAD, F. y MARTÍN-SERRANO, A. (1980). Precisiones sobre la génesis y cronología de los relieves apalachianos del Macizo Hespérico (Meseta Central Española). *Est. Geol.*, 36, 391-401. Madrid.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, L. C., (1971). Una estructura interesante: el Sinclinal Ordovícico-Silúrico de Sequeros-Ahigal de los Aceiteros. *Studia Geológica*, vol II, 45-56. Salamanca.
- GARCÍA DE FIGUEROLA, J. C. y MARTÍNEZ GARCÍA, E. (1972). El Cámbrico inferior de La Rinconada (Salamanca, España Central). *Studia Geológica* III, 33-41. Salamanca.
- GARZÓN, M. G. y LÓPEZ, N. (1978). Los roedores fósiles de Los Barros (Ávila). Datación del Paleógeno continental del Sistema Central. *Estud. Geol.*, 34: 574-578.
- GIL y MAESTRE, A. (1880). Descripción física, geológica y minera de la provincia de Salamanca. *Com. Mapa Geol. España*, 1-299. Madrid.
- GONZALO, F. J.; SAAVEDRA, J.; GARCÍA, A.; PELLITERO, E., ARRIBAS, A., y RODRÍGUEZ, S. (1975). Las rocas graníticas de la Antiforma de Martinamor (Salamanca, España Central). *II Reunión de Geol. Econom. Argentina*, IV, 227-246.
- GRACÍA 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.*, 92 (6): 267-273.

- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; RÁBANO, I.; PRIETO, M. y MARTÍN, J. (1984 a). Estudio bioestratigráfico del Llanvirn y Llandeilo (Dobrotiviense) en la parte meridional de la zona Centroibérica (España). *Cuad. Geol. Ibérica*, 9: 287-319.
- GUTIÉRREZ MARCO, J. C.; SAN JOSÉ, M. A., y PIEREN, A. P. (1990). Post-Cambrian Paleozoic Stratigraphy. In *Pre-Mesozoic Geology of Iberia*, Dallmeyer, R. D. y Martínez García, E. (eds). Springer-Verlag, Berlín, 161-171.
- HAMMANN, W.; ROBARDET, M.; ROMANO, M.; GIL CID, M.D.; GUTIERREZ MARCO, J.C.; HERRANZ, P.; MARCOS, A.; MARTÍN, J.; PELÁEZ, J.R.; PÉREZ ESTAUN, A.; PRIETO, M.; RÁBANO, i.; SAN JOSÉ, M. A.; TRUYOLS, J.; VEGAS, R.; VILAS, L.; VILLAS, E., y VILLENA, J. (1982). The Ordovician System in southwestern Europe (France, Spain and Portugal). *IUGS Publ.* 11:1-47.
- HUDLESTON, P. J. (1973a). Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development. *Tectonophysics*, 16, 1-46.
- IGME (1980). *Investigación hidrogeológica de la Cuenca del Duero. Sistemas nos. 8 y 12*. Colección Informe. Inst. Geol. y Min. de España. Madrid.
- IGME (1982). Mapa hidrogeológico de España, E 1:200.000. Hoja n.º 37, Salamanca. Inst. Geol. Min. España, Madrid.
- JIMÉNEZ, E. (1970). *Estratigrafía y paleontología del borde sur-occidental de la Cuenca del Duero*. Tesis doctoral. Universidad de Salamanca. 323 pp.
- JIMÉNEZ, E. (1972). El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. I: Los escarpes del Tormes. *Stud. Geol. Salamanticensia*, 3: 67-110.
- JIMÉNEZ, E. (1973). El Paleógeno del borde SW de la Cuenca del Duero. II: La falla de Alba-Villoria y sus implicaciones estratigráficas y geomorfológicas. *Stuvd. Geol. Salmanticensia*, 5: 107-136.
- JIMÉNEZ, E. (1974). Iniciación al estudio de la climatología del Paleógeno de la Cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la Península Ibérica. *Bol. Geol. Min.*, 85 (5): 518-524.
- JIMÉNEZ, E. (1982). Quelonios y cocodrilos y fósiles de la Cuenca del Duero. Ensayo de biozonación del Paleógeno de la Cuenca del Duero. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 17: 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 FUENTES, E. (1982). Graptolitos ordovícicos de la provincia de Salamanca. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 3, 233-240.

- JIMÉNEZ, E. y GARCÍA MARCOS, J. M. (1982). Mapa Geológico de España. E: 1:50.000. 2.ª Serie, núm. 426, Fuentesauco. IGME.
- JORDÁ, J. F. (1983). Evolución morfogenética de la vertiente NW de la Sierra de Francia y su relación con la fosa de Ciudad Rodrigo. *Salamanca*, 8: 129-168.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.; RIBEIRO, A., y CONDE, L. (1972). *Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares*. Escala 1:1.000.000. Inst. Geol. Min. España. Madrid.
- KINDELÁN, J. A. (1956). Nota geológica sobre la Peña de Nuestra Señora la Virgen de Francia. *Notas y Com. Inst. Geol. y Min. de España*, 41-99-122.
- LIÑÁN, E.; PALACIOS, T. y PEREJÓN, A. (1984). Precambrian-Cambrian boundary and correlation from southwestern and central part of Spain. *Geol. Mag.* 121 (3), pp. 221-228.
- LOTZE, F. (1945b). Observaciones respecto a la discusión de los variscides de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. España*, V, 149-166. Traducción de J. M. Ríos.
- MACDOUGALL BRECHLEY, P. J.; REBELO, A. y ROMANO, M. (1987). Fans and fan deltas-pre-cursors to the Armorican Quartzite (Ordovician) in western Iberia. *Geol. Mag.* 124, 347-359.
- MARTÍN HERRERO, D.; UGIDOS MEANA, J. M.; NOZAL MARTÍN, F. y PARDO ALONSO (1988). *Mapa Geológico de España*, E 1:50.000, 2.ª Serie, Hoja num. 527. Tamames. ITGE.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988). *El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico*. Inst. Est. Zamoranos Florián de Ocampo, Dip. Zamora, 306 pp.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1991). La definición y el encajamiento de la red fluvial actual sobre el Macizo Hespérico en el marco de su geodinámica alpina. *Rev. Soc. Geol. España*, 4, (3-4), 337-351.
- MARTÍN-SERRANO, A.; SANTISTEBAN, J. I.; MEDIAVILLA, R. (in litt.). Tertiary of the Central System basic. In: Friend, P. & Dabrio, C.J. (Eds.). *Tertiary Basing of Spain wored and Regional series*. Cambridge Univ. Press.
- MARTÍNEZ CATALÁN, J. R.; HACAR, M.; VILLAR ALONSO, P.; PÉREZ-ESTAUN, A., y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1992). Lower Paleozoic extensional tectonics in the limit between the West Asturian-Leonese and Central Iberian Zones of the Variscan Fold-Belt in NW Spain. *Geologische Rundschau*, 81/2, 545-560. Stuttgart.
- MARTÍNEZ GARCÍA, E. y NICOLAU, J. (1973). Los terrenos infraordovícicos de la Antiforma de Martinamor (Salamanca). *Bol. Geol y Min T* 84-6 pp. 407-418.
- MAZO, A. V. y JIMÉNEZ, E. (1982). "El Guijo", primer yacimiento de mamíferos miocénicos de la provincia de Salamanca. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 17: 99-104.

- MEGÍAS, A. G. (1982). Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas. *Actas V Congr. Latinoamer. Geol.*, 1: 385-402.
- MIQUEL, M. (1906). Restos fósiles de vertebrados encontrados en San Morales (Salamanca). *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 6, 352-357.
- MOLINA, E. (1991). *Geomorfología y geoquímica del Paisaje*. Acta Salmanticensia. Bibliot. de la Ciencia, 72. Ed. Univ. de Salamanca.
- MOLINA, E.; y BLANCO, J. A. (1980). Quelques précisions sur l'alteration du Massif Hercynien Espagnol. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 290, 1.293-1.296.
- MOLINA, E; BLANCO, J. A. y MARTÍNEZ, F. J. (1982). Esquema morfológico evolutivo de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). I Reunión sobre Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979. *Temas geológico-mineros*, IGME, 443-448.
- 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*, vol. esp. 5: 177-186.
- MORENO, F. (1990). Superficies de erosión y fracturas en el enlace entre la Meseta Norte y la llanura extremeña (Salamanca-Cáceres). *I Reunión Nacional de Geomorfología*, Teruel, 39-49.
- MORENO SERRANO, F.; VEGAS, R., y MARCOS, A. (1976). La edad de las series ordovícicas y cámbricas relacionadas con la discondancia "Sárdica" en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España). *Brev. Geol. Astur.* 10, 1 pp. 8-16.
- NOZAL, F. y ROBLES CASAS (1988). Series y correlación de los materiales anteordovícicos en los Montes de Toledo y el sur de Salamanca. *II Congreso geológico de España*, Granada. Comunicaciones, vol. 1 pp. 139-143.
- OCZLON, M. S. y DÍEZ BALDA, M. A. (1992). Contornitas en las facies de las pizarras negras bandeadas de la Formación Aldeatejada (ámbito del límite Precámbrico-Cámbrico, provincia de Salamanca, oeste de España). *Rev. Soc. Geol. España*, 5: 167-176.
- ORTEGA, E. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1983 publicado 1986). La discordancia intra-alcu-diense en el Dominio Meridional de la Zona Centroibérica. *Brev. Geol. Astúrica*, 3-4, pp. 27-32.
- ORTEGA, E.; HERNÁNDEZ URROZ, J., y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1988). Distribución paleo-geográfica y control estructural de los materiales anteordovícicos en la parte suroriental del autóctono de la Zona Centroibérica. *II Congreso Geológico de España*. Simposios, pp. 85-89.

- PALACIOS, T. y VIDAL, G. (in litt). Lower Cambrian acritarchs from northern Spain- the Precambrian- Cambrian boundary and biostratigraphic implications.
- PARGA, J. R. (1969). Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Trab. del Lab. Geológico de Lage*, 37, pp. 1-15.
- PELÁEZ-CAMPOMANES, P.; DE LA PEÑA, A., y LÓPEZ, N. (1989). Primeras faunas de micro-mamíferos del Paleógeno de la Cuenca del Duero. *Stvd. Geol. Salmantica*, vol. esp. 5: 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). *Stud. Geol. Salmantica*, 24: 229-245.
- PICKERILL, R. K.; ROMANO, M., y MELÉNDEZ, B. (1984). Arenig trace fossils from the Salamanca area, western Spain. *Geol. J*, 19, pp. 249-269.
- PORTERO, J. M. y DABRIO, C. (1988). Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo meridionales y Campo de Calatrava. *II Congreso Geológico de España*. Granada.
- PULGAR, J. A. (1980). *Análisis e interpretación de las estructuras originadas durante las fases de replegamiento en la zona Asturoccidental-leonesa (Cordillera Herciniana, NW de España)*. Tesis. Univ. de Oviedo, 334 p.
- QUESADA, C. A. (1991). Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185 pp. 225-245.
- RAMSAY, J. G. (1967). *Folding and fracturing of rocks*. McGraw Hill Book Co. 568 pp.
- ROBLES CASAS, R. y ÁLVAREZ-NAVA, H. (1988). Los materiales precámbrico-cámbricos del Domo de Las Hurdes: Existencia de tres series sedimentarias separadas por discordancias, SO de Salamanca (zona Centroibérica). *II Congreso Geológico de España*. Comunicaciones, vol. 1.
- RODRÍGUEZ ALONSO (1979). El Complejo esquisto-grauváquico y los materiales Ordovícicos al SE de Ciudad Rodrigo (Salamanca, España). *Studia Geológica*, 14, 7-34. Salamanca.
- RODRÍGUEZ ALONSO (1985). *El Complejo esquisto-grauváquico y el Paleozoico en el Centro-Oeste español*. Ediciones Universidad de Salamanca.
- RÖLZ, P. (1975).- Beiträge zum Aufbau des jumpräkambrischen und attpalaozoischen Grundgebirges in den Provinzen Salamanca und Cáceres (Sierra de Tamames, Sierra de Francia und östliche Sierra de Gata), Spanien (Auszug). Technischen Universität München, 147 p. En castellano, *Münster Forsch. Geol. Paläont*, Heft 36, 1-68.

- ROMÁN, F. y ROYO GÓMEZ, J. (1922). Sur l'existence de mammifères lutéciens dans le bassin du Douro (Espagne). *Comp. Rend. Acad. Sc. Paris*, 175: 1.221-1.223.
- ROYO GÓMEZ, J. (1935). Las grandes tortugas del pseudodiluvial castellano. *bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 35, 463-486.
- SALVADOR PALACIOS, G. (1977). *El Terciario de Tordesillas*. Tesis de licenciatura, Univ. de Salamanca, 1-69 pp.
- SAN JOSÉ, M.A.; PELÁEZ, J. R.; VILAS, L y HERRANZ, P. (1974). Las series ordovícicas y pre-ordovícicas del sector central de los Montes de Toledo. *Bol. Geol. y Min.* T. 85-1, 21-31.
- SANTISTEBAN, J. I.; MARTÍN-SERRANO, A.; MEDIAVILLA, R., y MOLINA, E. (1991). Introducción a la estratigrafía del Terciario del SO de la Cuenca del Duero. En: J.A. Blanco, E. Molina y A. Martín-Serrano (coords.). *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del oeste peninsular. Zócalo hercínico y cuencas terciarias. Monogr. Soc. Española Geomorfol.* 6: 185-198.
- SANTISTEBAN, J. I.; MARTÍN-SERRANO, A., y MEDIAVILLA, R. (1992). El Paleógeno del sector suroccidental de la Cuenca del Duero: Nueva división estratigráfica y controles sobre su sedimentación. En: F. Colomo (ed). *Libro Homenaje a Oriol Riba, Acta Geol. Hispánica*.
- SANZ DONAIRE, J. J. (1979). *El Corredor de Béjar*. Tomo I. Instituto de Geografía Aplicada. CSIC. 195 pp. Madrid.
- SANZ DONAIRE, J. J. (1986). *El Corredor de Béjar*. Tomo II. Instituto de Geografía Aplicada. CSIC. 269 pp. Madrid.
- STEPHENS, G. (1971). Laterite and silcrete in Australia. *Geoderma*, 5: 5-52.
- TEMPLADO, D. y PASTORA, J. L. (1946). *Explicación del Mapa Geológico de España 1/50.000*. Hoja 478 (Salamanca), 63 pp. IGME. Madrid.
- THIRY, M.; SIMON-COINCON, R. y MILNES, A. R. (1991). Marcos morfológicos del desarrollo de las silcretas. En J. A. Blanco, E. Molina y A. Martín-Serrano (coords.). *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del oeste peninsular. Zócalo hercínico y cuencas terciarias. Monogr. Soc. Española Geomorf.*, 6. 161-813.
- VIDAL, G.; PALACIOS, T.; GAMED VINTANED, J. A.; DÍEZ BALDA, M. A., y GRANT, S. (in press). "Neoproterozoic of Spain-new concepts". *Geol. Mag.*
- VOLKOVA, N.L. (1969). Acritarchs of Precambrian and Lower Cambrian deposits of Estonia. *Acd. Sci. U.S.S.R. Geol. Inst. Nauka*, 188, pp 8-36.

