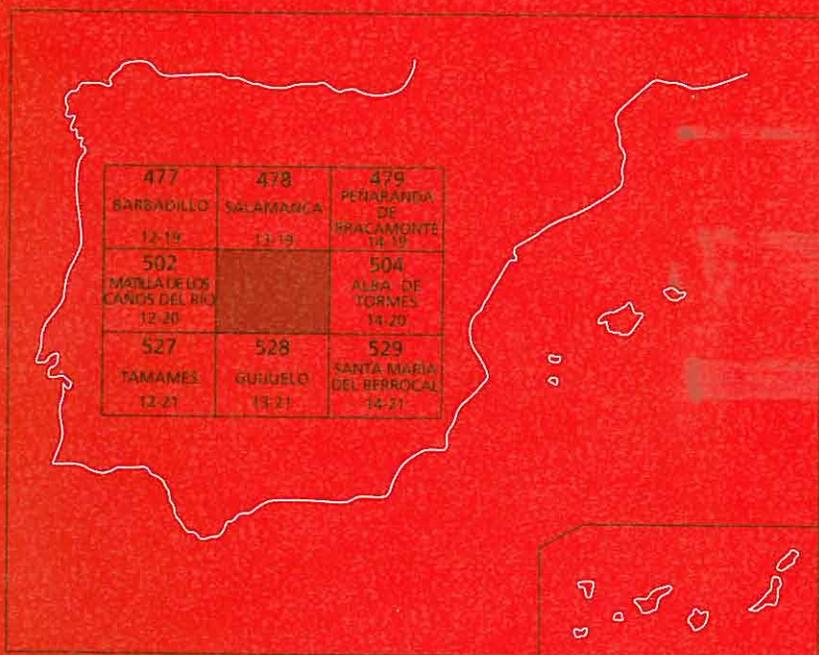




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



LAS VEGUILLAS

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

LAS VEGUILLAS

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M. 33.559-2000

ISBN: 84-7840-412-0

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 bajo normas y dirección del propio ITGE.

Han intervenido:

Cartografía geológica

Victorio Monteserín López (ITGE).
Ángel Martín-Serrano García (ITGE).
Juan Ignacio Santisteban Navarro (ITGE).
M.^ª Antonia Díez Balda (Universidad de Salamanca).
Félix Bellido Mulas (ITGE).
José Luis García Casquero (MAYASA).

Cartografía geomorfológica

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

Memoria

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

Colaboradores

Gaspar Alonso Gavilán (Univ. de Salamanca), sedimentología.
José Antonio Blanco Sánchez (Univ. de Salamanca), paleoalteraciones.
M.^ª Pilar Carral González (Univ. Autónoma de Madrid), edafología.
M.^ª Cruz Díaz (Univ. de Salamanca), granulometrías, difracc. Rx.
M.^ª Antonia Díez Balda (Univ. de Salamanca) tectónica.
Begoña Fernández Macarro (Univ. de Salamanca), paleoalteraciones.
M.^ª Piedad Franco (Univ. de Salamanca), petrología.
Fernando López Díaz (ITGE), tectónica.
Juan Picart Boira (MAYASA), sedimentología.
M.^ª Dolores Rodríguez Alonso (Univ. de Salamanca), petrología.
Teresa Sánchez García (ITGE), láminas petrología.
Juan Santamaría Casanovas (MAYASA), sedimentología.
Javier Solé Pont (MAYASA), sedimentología.

Dirección y supervisión

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

Í N D I C E

	<i>Páginas</i>
0. INTRODUCCIÓN.....	9
1. ESTRATIGRAFÍA.....	11
1.1. PRECÁMBRICO SUPERIOR-CÁMBRICO INFERIOR.....	11
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.....	17
1.1.3.2.1. Pizarras y limolitas (5 y 8).....	17
1.1.3.2.2. Conglomerados, areniscas y cuarcitas (6 y 9).....	18
1.1.3.2.3. Pizarras microbandeadas (7 y 10).....	19
1.1.3.3. Descripción del esquema interpretativo.....	19
1.1.3.4. Modelo de ciclos sedimentarios.....	21
1.1.4. Edad de las series y correlación.....	24
1.2. CENOZOICO.....	24
1.2.1. Cretácico-Paleoceno.....	25
1.2.1.1. Conglomerados y areniscas con matriz caolinitica y cemento ferruginoso (11). Cretácico superior-Paleoceno.....	25
1.2.1.2. Conglomerados, areniscas y lutitas con cemento silíceo y ferruginoso (12). Cretácico superior-Paleoceno.....	26
1.2.1.3. Interpretación y edad de las formaciones siderolíticas.....	28
1.2.2. Paleógeno.....	29
1.2.2.1. Arenas arcósicas blancas (13). Oligoceno-Mioceno inferior.....	29
1.2.2.2. Arcosas y gravas arcósicas (14). Oligoceno-Mioceno inferior.....	32
1.2.3. Neógeno inferior.....	32
1.2.3.1. Conglomerados, arenas y lutitas rojas (15). Mioceno inferior-medio.....	33
1.2.4. Neógeno superior-Cuaternario.....	34

1.2.4.1. Conglomerados silíceos, arenas y lutitas (16) Terraza fluvial. Neógeno superior	34
1.2.4.2. Conglomerados silíceos, arenas y lutitas (17) Terrazas fluviales Pleistoceno.....	35
1.2.4.3. Gravas, arenas y limos (18). Conos de deyección. Holoceno..	35
1.2.4.4. Gravas y arenas (19). Coluviones. Holoceno.....	35
1.2.4.5. Arenas, gravas y limos (20). Aluvial fondo de valle. Holoceno..	35
1.2.4.6. Escombreras y removilización de tierras (21). Antrópico. Holoceno	36
2. TECTÓNICA.....	36
2.1. INTRODUCCIÓN	36
2.2. DEFORMACIÓN PREORDOVÍCICA	38
2.3. OROGENIA HERCÍNICA	38
2.4. OROGENIA ALPINA	47
3. GEOMORFOLOGÍA	49
3.1. ANTECEDENTES	49
3.2. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOLÓGICA	50
3.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO	51
3.3.1. Análisis morfoestructural.....	52
3.3.2. Estudio del modelado	53
3.3.2.1. Formas de ladera	53
3.3.2.2. Formas fluviales.....	53
3.3.2.3. Formas endorreicas.....	54
3.3.2.4. Formas poligénicas.....	55
3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS	55
3.4.1. Depósitos de ladera	56
3.4.2. Depósitos fluviales.....	56
3.4.3. Depósitos con carácter poligénico	57
3.4.3.1. Alteraciones.....	57
3.4.3.2. Glacis.....	59
3.5. EVOLUCIÓN MORFODINÁMICA	60
3.5.1. Problemas cronológicos.....	60
3.5.1.1. Las secuencias de alteritas.....	60
3.5.1.2. El problema del encajamiento	60
3.5.2. Evolución del relieve.....	61
3.6. PROCESOS ACTUALES	62
4. PETROLOGÍA	62
4.1. ROCAS ÍGNEAS.....	63
4.1.1. Granitoides prefase dos-prehercánicos	63
4.1.1.1. Ortoneises de S. Pelayo (2).....	63
4.1.2. Granitoides hercánicos.....	65
4.1.2.1. Granitos y leucogranitos de dos micas con granate y turmalina. Sin-tardicinemáticos D ₂ . Macizo de Martinamor (3).....	65
4.1.2.2. Granito porfídico de dos micas de Sta. Genoveva (4)	67

4.2. ROCAS FILONIANAS	68
4.2.1. Diques de cuarzo	68
4.3. ROCAS METAMÓRFICAS	69
5. HISTORIA GEOLÓGICA	72
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	77
6.1. MINERALES METÁLICOS Y NO METÁLICOS	77
6.1.1. Estaño y wolframio	77
6.1.2. Plomo	81
6.2. ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES	82
6.2.1. Feldespato	82
6.2.2. Gravas	82
6.2.3. Micas	82
6.2.4. Pizarras	82
6.3. HIDROGEOLOGÍA	83
6.3.1. Climatología	83
6.3.2. Hidrología superficial	83
7. BIBLIOGRAFÍA	84

0. INTRODUCCIÓN

Geográficamente la Hoja de Las Veguillas 503 (13-20) del Mapa Topográfico Nacional se sitúa en el E de la provincia de Salamanca.

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 más en la ganadería, porcino, vacuno, ovino, que en la agricultura (cereales).

Los principales núcleos de población son, por este orden: San Pedro de Rozados, Las Veguillas, Encinar de Arriba, Pedrosillo de los Aires, Monterrubio y Morille.

La mayor parte de la Hoja es una penillanura con cotas de 900 a 950 m de altitud, de la que únicamente sobresalen en el cuadrante SO algunas sierras o crestones, como Peña Gudiña (1.194 m), Dueña (1.172 m) y Silo (1.127 m) definidas por los niveles conglomeráticos de la parte superior de la F. Monterrubio. En contraste con ellas, el río Tormes se encaja ligeramente en el límite entre los materiales terciarios y paleozoicos (820 m).

La red hidrográfica corresponde al río Duero y el curso tributario más importante que cruza la Hoja de S a N es el río Tormes.

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), modificado del anterior.

Los materiales aquí aflorantes están representados por metasedimentos del Vendense superior-Cámbrico inferior en un 65% del total, sedimentos terciarios y cuaternarios en un 30% y el resto por rocas graníticas.

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 Las Veguillas pertenece al Dominio de los Pliegues 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).

La orogenia hercínica afecta a los materiales véndico-cámbricos con una deformación poli-fásica acompañada de metamorfismo y plutonismo. La primera fase herciniana origina pliegues de dirección NO-SE de plano axial subvertical con una esquistosidad asociada S_1 , que se observa al SO y S de la Hoja. La segunda fase, con un acortamiento subvertical, origina pliegues de plano axial subhorizontal con una esquistosidad S_2 asociada; esta esquistosidad es generalizada en el centro-norte de la Hoja y oblitera a la esquistosidad anterior. La tercera fase es responsable de la estructura principal de la Hoja: La Antiforma de Martinamor, de plano axial subvertical y con una esquistosidad S_3 asociada de desigual desarrollo y que crenula a la esquistosidad anterior. Esta antiforma pliega a la segunda foliación a las isogradas de metamorfismo y a los granitos deformados por la segunda fase.

Respecto a la geología prealpina, además de los antecedentes ya citados, cabe mencionar entre otros a: SCHMIDT-THOME (1938-1941), MINGARRO y LÓPEZ AZCONA (1970), MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU (1973), GONZALO CORRAL (1975), PELLITERO *et al.* (1976), PELLITERO (1980), DÍEZ BALDA (1975 a 1988), equipo de INTECSA (Hojas geológicas del PLAN MAGNA limitrofes), equipo de MAYASA (investigación fosfatos 1986-1988) y DÍEZ BALDA *et al.* (1992).

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 y MAESTRE (1880) en las provincias de Zamora y Salamanca, respectivamente. En ellos se habla ya de un Eoceno y Oligoceno, basándose exclusivamente en criterios litoestratigráficos. MIQUEL (1906) y ROMÁN y ROYO GÓMEZ (1922) aportan los primeros datos paleontológicos sobre estas series que atribuyen al lapso Luteciense-Mioceno. Además de estos estudios están los clásicos trabajos regionales de TEMPLADO y PASTORA (1946), SCHMIDT-THOME (1950), ACCORDI (1955) y CRUSAFONT y TRUYOLS (1957). Con todo, es durante las décadas de los setenta y ochenta cuando comienzan a obtenerse, de forma sistemática, resultados sobre aspectos estratigráficos y paleontológicos.

Las aportaciones más relevantes de este 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 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 (*op. cit.*) 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 esta Hoja pertenecen a las Formaciones Monterrubio y Aldeatejada, que tienen para esta área un gran predominio detrítico y se consideran equivalentes a las unidades más superiores del Complejo Esquisto-grauváquico, ambas situadas por debajo del Cámbrico inferior datado con fósiles, es decir, por debajo de las Areniscas de Tamames (Hoja 527) (DÍEZ BALDA, 1980).

Para el conjunto de sedimentos precámbrico-cámbricos de la mitad sur-oriental de la Zona Centroibérica, se han establecido recientemente (ÁLVAREZ NAVA *et al.*, 1988), 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; Grupo Ibor, al que se le asigna una edad Vendiense superior y Grupo Valdelacasa, cuyo contenido paleontológico parece evidenciar un Vendiense superior-Cámbrico inferior.

Más recientemente (VIDAL *et al.*) (in litt) analizan el significado de estas discordancias, y VIDAL, JENSEN y PALACIOS (1994) discuten las edades, considerando de hecho que todos los grupos (hasta el Cámbrico inferior datado con fósiles) tienen una edad Vendiense Superior.

El registro cenozoico se encuentra localizado en el tercio oriental de la Hoja y en algunos afloramientos más emplazados en su centro septentrional. La edad cenozoica de estos últimos es cuestionada, pues es posible que sean una representación mesozoica. El resto del registro alpino es fundamentalmente paleógeno, pero tapizado de innumerables depósitos neógeno-cuaternarios.

1.1. PRECÁMBRICO SUPERIOR-CÁMBRICO INFERIOR

El Grupo Valdelacasa, de ÁLVAREZ NAVA *et al.* (1988), 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 preordovícios (fase sárdica), DÍEZ BALDA (1981), RODRÍGUEZ ALONSO (1985). Esta discordancia se observa en la Hoja de Tamames (527) donde la cuarcita armoricana reposa sobre las Calizas de Tamames.

1.1.1. Formación Monterrubio

La Fm. Monterrubio y la Fm. Aldeatejada suprayacente a ella constituyen un conjunto sedimentario de características litológicas y sedimentológicas parecidas. 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 y considerando que en la Fm. Monterrubio existen varios tramos de conglomerados cuarcíticos y cuarzofeldespáticos, muy escasos en la Fm. Aldeatejada que es fundamentalmente pelítica.

Esta formación aflora en la Antiforma de Martinamor de tercera fase hercínica (D_3) y en los Anticlinales de primera fase hercínica (D_1) de Pedrosillo de los Aires-Llen-Martín Pérez, Vega de Olleros-Cerro Amatos-Pelayos y Peña de Cabra-Las Veguillas-Berrocal (fig. 6).

Los tramos más bajos de la sucesión véndico-cámbrica en el Área sur de Salamanca (F. Monterrubio) afloran en la Antiforma de Martinamor anteriormente citada, en el extremo SE de la Hoja de Guijuelo (528) y en la parte occidental de la Hoja de Sta. María del Berrocal (504).

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 "porfiroides" (rocas porfídicas cuarzofeldespáticas a veces con participación ígnea) y areniscas con anfíbol del tipo hornblenda-actinolita. MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU (1973) describen rocas andesíticas y riódacíticas intercaladas.

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 en la Antiforma de Martinamor) presentan características peculiares. Por una parte, se observa un aumento progresivo y rápido de metamorfismo y de la intensidad de la deformación; las facies de pelitas y limolitas con inter-

calaciones arenosas o microconglomeráticas de las áreas epizonales (S y SW), afectadas por una deformación D_1 y un metaformismo M_1 de bajo grado, pasan rápidamente a micaesquistos y cuarzoesquistos meso-catazonales a medida que se desciende en la secuencia estructural generada por la deformación D_2 (aumento progresivo de la intensidad de la deformación). En el núcleo de la antifirma afloran los alargados cuerpos graníticos prefase dos-prehercínicos (Ortoneises de S. Pelayo, de Buenavista y del sur de Martinamor), hay una disminución notable de tramos conglomeráticos, así como un aumento de los niveles de cuarcitas anfóblicas y areniscas feldespáticas y/o "porfiroides") en compleja relación con los citados ortonaises que significan para el Área sur de Salamanca el tramo más profundo de la Fm. Monterrubio.

El techo de la Fm. 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 propio 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. El techo de la Fm. Aldeatejada 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 principalmente en las estructuras sinclinales de 1.ª Fase de Vecinos-Pedro Llén, Negrillos-Cabrera-Galinduste, S. Pedro Acerón-Las Dueñas-Montejo y la parte terminal del Sinclinal de Pedro Martínez-Terrones (Hoja de Matilla de los Caños del Río, 502) que es la esquina SW de esta Hoja (fig. 7).

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, en áreas relativamente alejadas (Hoja 478, Salamanca), pueden aparecer niveles carbonatados brechoides que ocasionalmente contienen cantos rodados de cuarzo y niveles discontinuos de carbonatos.

La potencia puede estimarse en unos 1.600 m, en el corte de Frades de la Sierra-El Endrinal (Hoja 528, Guijuelo).

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 diez series en el Área sur de Salamanca en las zonas con mejor afloramiento y a su vez menos afectadas por la deformación y el metamorfismo regional. La ubicación de estas series es la reflejada en la fig. 1 y las descripciones de detalle de las mismas se realizan en las memorias de las Hojas correspondientes: la columna n.º 1 en la Hoja n.º 527 (Tamames); las columnas n.º 2,3,4 y 5 en la Hoja n.º 502 (Matilla de los Caños del Río), las columnas n.º 6,7 y 8 en la Hoja n.º 528 (Guijuelo) y las columnas n.º 9 y 10 en la Hoja n.º 478 (Salamanca). En la Hoja que nos ocupa, dados los malos afloramientos de las áreas epizonales, únicamente se realizó un estudio puntual de los conglomerados del techo de la F. Monterrubio en las proximidades de Frades de la Sierra (Anticlinal de 1.ª fase de Peña de Cabra-Las Veguillas-Berrocal) que se describe a continuación.

En el afloramiento de Peña Orcada (fig. 2) los materiales subyacentes a los conglomerados se pueden observar en escasos puntos. Se trata de unas pelitas con un fino bandeado de limos o arena fina. En algunos tramos aparecen capas centi a decimétricas de arena fina, de geometría planoparalela, con laminación cruzada a pequeña escala, producto de migración de "ripples". El grado de deformación no permite apreciar el mecanismo de formación de dichos "ripples".

En la misma localidad, se puede apreciar que la base de los conglomerados es erosiva, aunque no permite mayores observaciones.

Los conglomerados alcanzan una potencia de 11 m ofreciendo un claro ciclo positivo (Casa Lagarejos) tanto en espesor de las capas como en general en el tamaño de grano; dentro del mismo se aprecian numerosos ciclos, tanto a nivel de capas como a grupo de ellas. Básicamente constituidos por cantos de cuarzo con algunos subordinados de fosfatos y cantos blandos.

En términos generales, existen dos tipos de secuencias:

A) Capas conglomeráticas de unos 25 cm de espesor, de base erosiva y con deformaciones por carga, si se encuentran sobre un tramo pelítico. No presentan una marcada granoclasi-

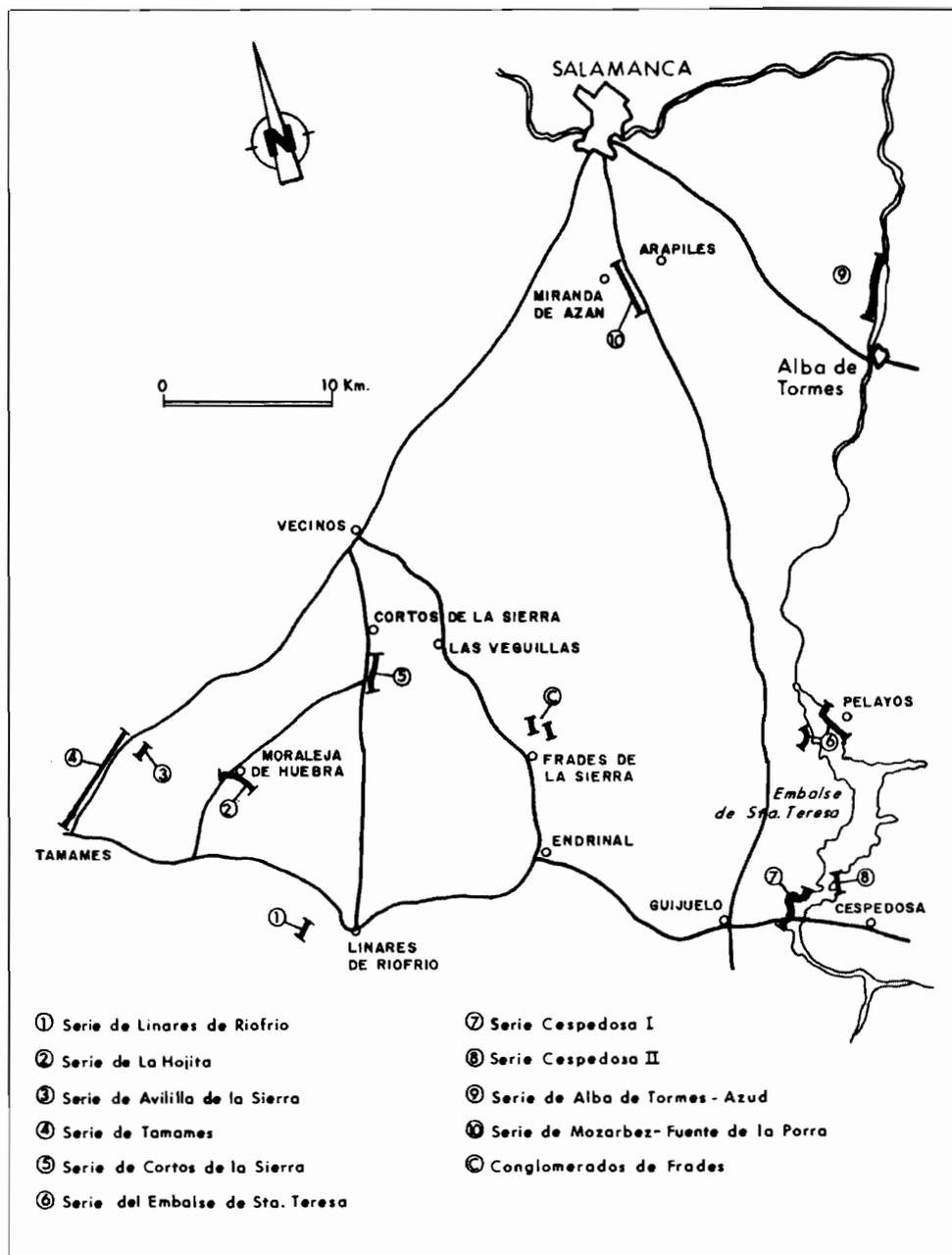


Fig. 1. Situación de los cortes realizados al sur de Salamanca.

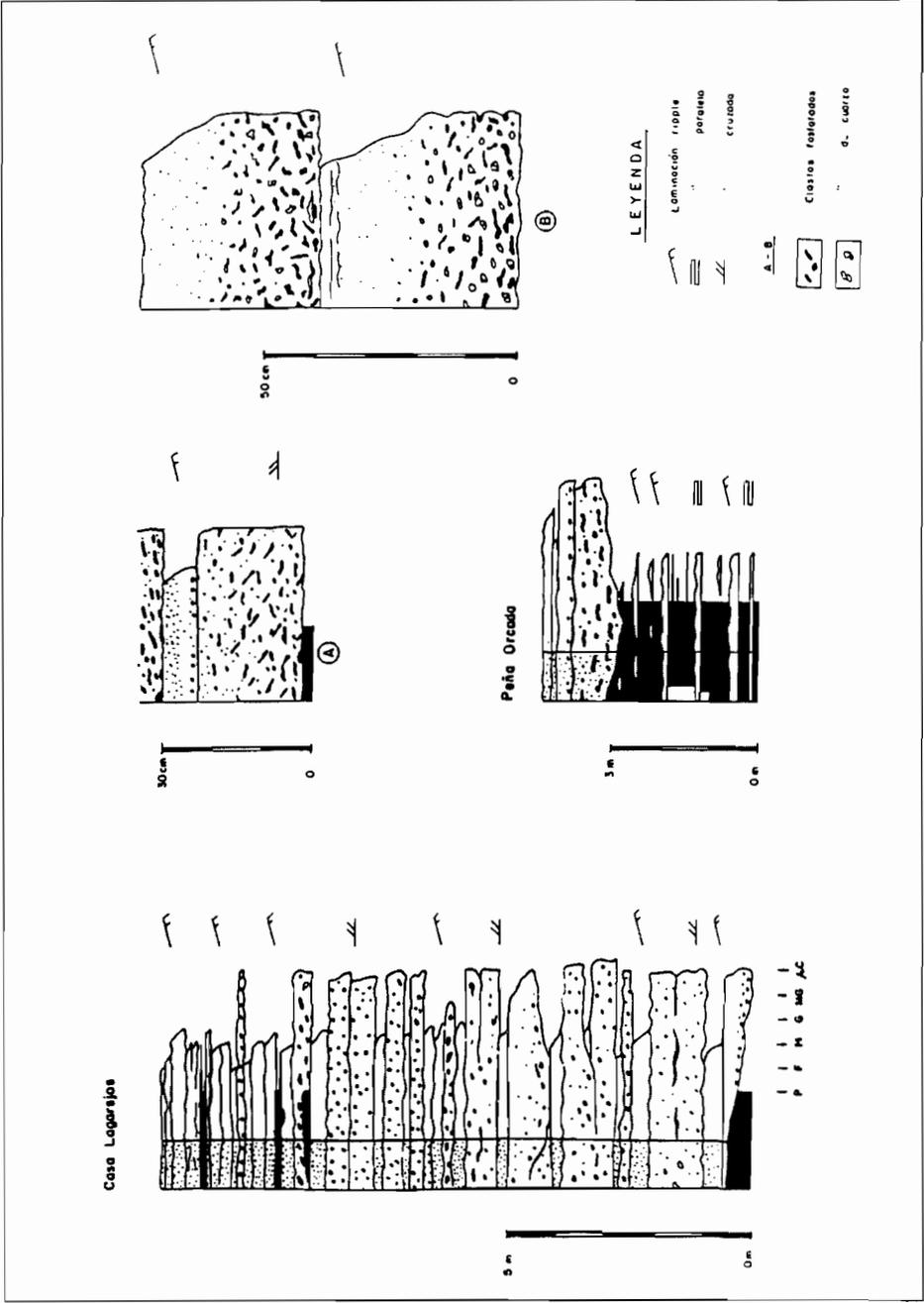


Fig. 2. Conglomerados y facies en las cercanías de Frades.

ficación en lo que respecta a los cantos de cuarzo, aunque sí de otros componentes más accesorios como el fosfato. Su organización interna corresponde a una incipiente laminación cruzada por imbricación de sus cantos.

Encima de esta capa conglomerática encontramos una capa cuarcítica bien gradada, con desarrollo de "ripples" al techo. Su espesor depende del grado de erosión de la capa supra-yacente, oscilando de 0 a 20 cm.

B) Secuencias conglomeráticas de unos 40 cm, bien gradadas que pasan a cuarcitas y con cantos blandos en la base; no se les aprecia organización interna salvo laminación "ripple" a techo.

La sucesión de estas secuencias es anárquica dentro del paquete conglomerático, ofreciendo un relleno policíclico con numerosas reactivaciones.

1.1.3.2. *Descripción de facies*

1.1.3.2.1. **Pizarras y limolitas (5 y 8)**

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 mili-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 alcanzan cierto desarrollo en Cespedosa (Hoja 528, Guijuelo), Mozárbez (Hoja 478, Salamanca) etc.; se presentan como materiales pelíticos muy esquisto-sados 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 de 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 o 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 contiguo.

1.1.3.2.2. **Conglomerados, areniscas y cuarcitas (6 y 9)**

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 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 sericítico-clorítico-biotítico. Accesoriamente se encuentran opacos, moscovita, turmalina, circón y carbonatos.

1.1.3.2.3. *Pizarras microbandeadas (7 y 10)*

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 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 y "gravel lag contornitas" (OCZLON y DÍEZ BALDA, 1992).

Al microscopio estas facies presentan una textura blastopelítica pizarrosa donde está perfectamente definida una SD 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.

1.1.3.3. *Descripción del esquema interpretativo*

El esquema de la fig. 3 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 (fig.1).

Figura una sección parcial de la cuenca debido a que el registro estratigráfico está incompleto. No se observa en ninguna columna la base de la Fm. Monterrubio y por esta circuns-

tancia, 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 (no aflorantes en esta Hoja), 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. 3 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.

Se han individualizado varias subunidades separadas por rupturas en la plataforma, que se evidencian a lo largo de toda la cuenca (fig. 4). Estas subunidades se han correlacionado con las diferenciadas en los Montes de Toledo (Valdelacasa) en la Fm. Limolitas del Pusa (ÁLVARÉZ 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.

Un caso especial lo constituyen los materiales reconocidos en las columnas de Cespedosa, ya que se observa un anómalo desarrollo de depósitos desorganizados, que probablemente deberían asociarse a un estadio de la cuenca con taludes más inclinados y una mayor inestabilidad.

1.1.3.4. *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 las 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 "hummock cross stratificación" 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.

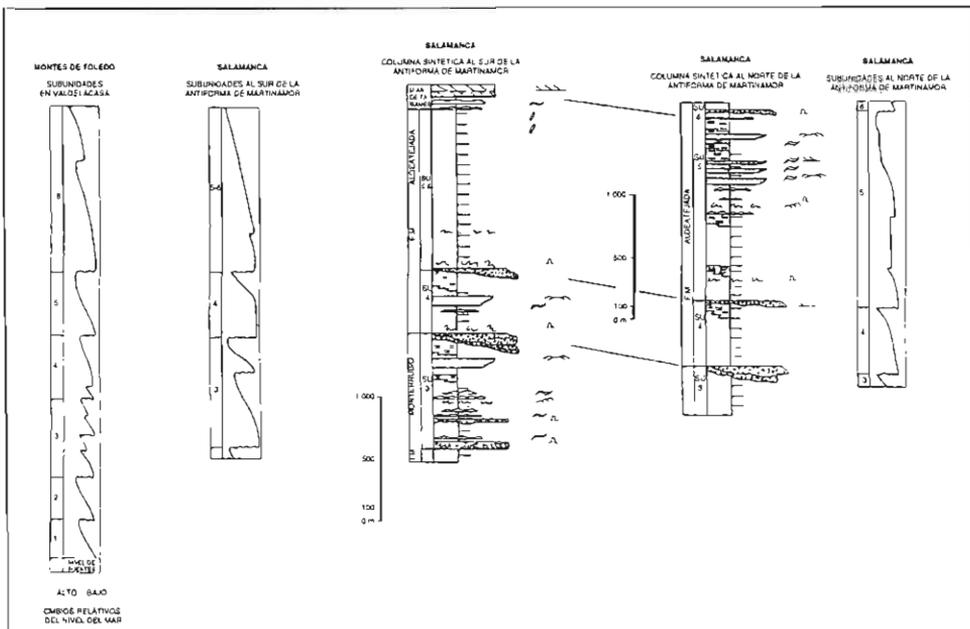


Fig. 4. Columnas sintéticas y subunidades al sur de Salamanca. Correlación de subunidades con Montes de Toledo (leyenda y simbología, véase fig. 3).

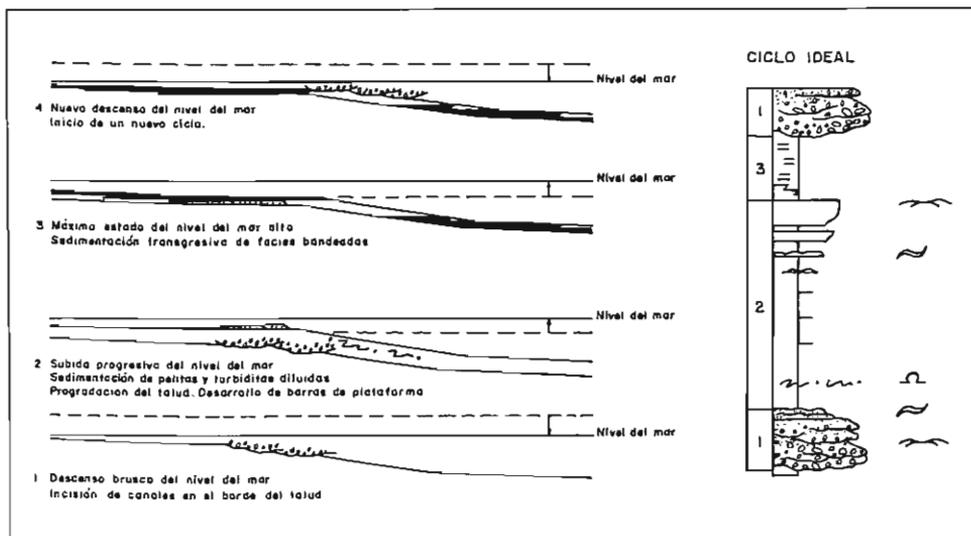


Fig. 5. Modelos de ciclos sedimentarios.

1.1.4. Edad de las series y correlación

Los acritarcos encontrados en niveles carbonatados de la Fm. Aldeatejada al SW de Arapiles (Hoja 478, Salamanca) y reconocidos, en DÍEZ BALDA *et al.* 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 litt.)] indicando que la primera de las especies citadas corresponde a *Heliosphaeridium* s.p. acorde con una edad Vendiciense tardía. Estos autores situarían entonces el límite Precámbrico (Vendiciense)-Cámbrico en una zona indeterminada entre la parte basal de las Areniscas de Tamames y la parte alta de la Fm. Aldeatejada.

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 FIGUEROA 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 y ROBLES CASAS (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 LINAN *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 también denominada Serie Superior de ROBLES CASAS y ÁLVAREZ-NAVA (1988).

1.2. 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). Dos 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 todas ellas se trata de sedimentos de carácter siliciclástico y ámbito continental correspondiente a ambientes aluvial y fluvial en donde pueden aparecer registros sedimentarios ligados 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 (1977, 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 estas mismas 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.

1.2.1. Cretácico-Paleoceno

Los metasedimentos y rocas ígneas de zócalo hercínico de la Meseta se presentan afectados por un intenso proceso de meteorización hipergénica de naturaleza caolinitica 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 series 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).

1.2.1.1. *Conglomerados y areniscas con matriz caolinitica y cemento ferruginoso (11). Cretácico superior-Paleoceno*

Aflora exclusivamente en una pequeña mancha situada en la parte central del borde norte de la Hoja. Un buen corte de esta unidad se puede observar en la carretera N-630, unos 3 km al sur de la población de Mozárbez. Se dispone disconforme sobre los metasedimentos que constituyen el zócalo o bien en contacto mecánico con éstos. Presenta una base 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 fracturas de direcciones N-S, NE-SO y, excepcionalmente, E-O y NO-SE como consecuencia de la fragmentación alpina.

Es equivalente al 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 correspondiente a la Facies Montamarta de CORROCHANO (1977).

Está compuesta por conglomerados y areniscas con un alto contenido en caolinita y con cementaciones locales por óxidos de hierro (hematites y goethita) y cantidades variables de sílice (ópalo C-T) (BUSTILLO y MARTÍN-SERRANO, 1980). Presenta un aspecto general blanuzco y abigarrado con colores blancos o cremas y manchas violáceas.

Los conglomerados son la facies predominante. 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.

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 norte y noreste.

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 geometría 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.

1.2.1.2. *Conglomerados, areniscas y lutitas con cemento silíceo y ferruginoso (12). Cretácico superior-Paleoceno*

Aflora en relación a la unidad anterior, aunque con una extensión superior. Un buen corte de esta unidad se puede observar en la carretera que une las poblaciones de Mozárbez y Monterrubio de la Sierra. Se dispone discordante o en contacto mecánico con los metasedimentos y rocas ígneas del zócalo hercínico. Su espesor máximo puede alcanzar los 60-80 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 síliceo 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 síliceo 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 síliceo 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 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 suelen ser más abundantes en las limolitas; su origen puede ser tanto detrítico (procedente de la desmantelación de los tramos medios del manto laterítico según 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 conglomerático-arenosa, con otros, también tabulares, compuestos por areniscas y limolitas.

Los bancos de conglomerados y areniscas (2-4 de espesor) están formados por la amalgamación de cuerpos de geometría canalizada y con relaciones profundidad/anchura alrededor de 1/5. Su estructura interna consiste en estratificación cruzada en surco de gran y mediana

escala. Se interpretan como depósitos de canales trenzados con formas del lecho que migraban paralelas al eje del canal, lo que implica una baja sinuosidad. Estos canales, por las paleocorrientes deducidas de las estructuras primarias, fluían hacia el 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 pedotúbluos 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 de 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.

Desde nuestro punto de vista, 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 está 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 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 ligada a procesos desarrollados en relación a niveles freáticos.

1.2.1.3. Interpretación y edad de las formaciones siderolíticas

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. Probablemente la progresiva disminución de la energía junto con un incremento en la estabilidad de los canales, relacionado con unas menores tasas de avulsión, provocó una dismi-

nución 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 a 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).

1.2.2. Paleógeno

Aflora en el tercio oriental de la Hoja mostrando un contacto cartográfico con los materiales del zócalo de dirección NNE-SSO que responde al accidente alpino de Alba-Villoria.

Se dispone discordante sobre los metasedimentos paleozoicos del zócalo hercínico o en contacto mecánico con éstos. Presenta una geometría relativamente sencilla al alojarse en una depresión tectónica simple, limitada por un gran accidente, al que nunca llegó a fosilizar por completo. Su espesor máximo es de unos 80-100 m. Es equivalente a las Areniscas de Garcihernández (JIMÉNEZ, 1973; CORROCHANO, 1982) y a las Facies Madrigal y Facies Puente Runel (CORRALES, 1982; CORROCHANO *et al.*, 1983).

Cartográficamente se han diferenciado dos tramos de igual composición litológica, pero más grueso el superior.

Está constituida por gravas, arenas y lutitas arcósicas, de tonos verdes a blancos, y con un contenido en carbonato muy bajo.

1.2.2.1. Arenas arcósicas blancas (13). Oligoceno-Mioceno inferior

Aflora en una franja de dirección NNE-SSO adosada al borde oriental de la Hoja. Se pueden observar buenos afloramientos de esta unidad en las proximidades de las poblaciones de Sieteiglesias de Tormes y Fresno-Alhándiga. Presenta una geometría sencilla y su espesor se mantiene relativamente constante aunque aumenta ligeramente hacia el N, donde alcanza valores próximos a 80-90 m.

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. Los tamaños de grano muestran variación tanto en la ver-

tical como en la horizontal. La fracción más gruesa presenta tamaños entre 1 y 3 cm, con centiles de 20 cm, en la base de la unidad y hacia el N, y 1-5 cm, con centiles de 40 cm, hacia el techo y hacia el S. Los clastos superiores a 2 cm están constituidos por cantos subredondeados a redondeados de cuarzo, cuarcita y, en menor proporción, lidita y rocas ígneas. La fracción inferior a 2 cm está formada por cuarzo (10-30%) feldespato albitico (microclina y ortoclasa) subanguloso (10-15%) 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 acumenta.

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

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, en ocasiones, 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 6 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]. 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 pueden culminar con pequeños niveles de concentración de calcita en forma de nódulos o costras. Todos estos depósitos suelen ser masivos y se caracterizan por presentar un contenido en arcillas alto, así como 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 períodos de exposición subaérea (desarrollo de cobertera vegetal) y durante los desbordamientos se debían acumular gravas y arenas en las áreas próximas a los canales y arenas y lutitas en las áreas más alejadas.

Consideramos que este tramo se sedimentó a partir de un sistema fluvial de aguas claras con canales trenzados (*braided*) por los que migraban barras que desarrollaban caras de avalancha. Este sistema discurría hacia el N y NE, después de drenar el zócalo situado al S, por un paisaje limitado al O por un macizo elevado y abierto hacia el E. 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 sur de la Fosa de Ciudad Rodrigo 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 períodos áridos son más prolongados que los húmedos. Por otra parte, la inmadurez mineralógica del sedimento (abundancia de fragmentos inestables) implica un grado muy bajo de alteración de las áreas fuentes que se correlacionaría con un déficit en humedad. La granulometría grosera y el tipo de organización del sedimento (importante amalgamación de cuerpos con abundantes superficies erosivas) indican un régimen hídrico caracterizado por importantes avenidas pero de carácter esporádico (régimen torrencial). Con estos rasgos se puede concluir que el clima durante esta unidad pasa a presentar largos períodos de aridez con una estación húmeda muy corta pero de importantes precipitaciones.

La edad de los depósitos que integran esta unidad es un tema ampliamente discutido. Inicialmente se atribuyeron al Cuaternario. 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 Vallesense Inferior. JIMÉNEZ y GARCÍA MARCOS (1981) atribuyen a las Areniscas de Garcihernández una edad de 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 la Tierra de Campos (atribuidos a esa edad) y materiales arcósicos. CORROCHANO *et al.* (1983) vuelven a correlacionar los depósitos de Arévalo con los de la Fosa de Alba-Villoria y E de Salamanca y los sitúan en el Vallesense inferior. Con todo, formaciones semejantes en áreas más próximas que Arévalo, como es la Fosa de Ciudad Rodrigo, se les ha adjudicado una edad de Oligoceno por su posición con respecto a las unidades infra y suprayacentes (CANTANO y MOLINA, 1987) y por dataciones mediante polen (POLO *et al.*, 1987). Al este, 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 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) inclinan su atribución al Oligoceno.

1.2.2.2. *Arcosas y gravas arcósicas (14). Oligoceno-Mioceno inferior*

Estos materiales son una litofacies gruesa de la unidad anterior que se emplea a techo de la misma. Ha sido observada en los escarpes de la ribera occidental del Tormes donde constituyen los últimos 20-30 m de los mismos. Son una repetición de cuerpos de base erosiva y morfología canalizada y naturaleza conglomerático arenosa con colores algo rojizos. Las gravas que son clastosoportadas están constituidas por clastos subredondeados-subangulosos de cuarzo y cuarcita (c: 15-20 cm). Su matriz, arenosa, está formada por granos de cuarzo y feldespato redondeados o subangulosos.

Las arenas, que presentan como componentes fundamentales el cuarzo, los feldespatos y los fragmentos de rocas ígenas y cuarcitas, son masivas o muestran estratificación cruzada en surcos o planar. Parecen organizarse en secuencias complejas entre las que dominan las de tipo [Gm → Gp] correspondientes a la migración de barras trasversas [G+ → Gp] interpretadas como barras diagonales que indican canales trenzados de alta energía. Como en otros casos, la elevada cantidad de matriz arcillosa no implica que se tratara de flujos con importante carga en suspensión. La matriz tiene un origen diagenético.

1.2.3. **Neógeno inferior**

Se suelen atribuir a esta edad los restos de formaciones rojas que descansan directamente sobre los materiales arcósicos señalados como Paleógeno. 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, de los distintos afloramientos es

siempre controvertida. Donde parece que ofrezcan pocas dudas es en la mitad meridional, donde dan lugar a altas superficies. No es así cuando se encuentran en posiciones topográficas más bajas, como es el caso de varios afloramientos en el valle del Tormes pues sus relaciones morfoestratigráficas plantean graves problemas de interpretación. Su consideración como tales supone importantes cambios en las hipótesis evolutivas hasta ahora aceptadas. Otro problema añadido es la fuerte rubefacción asociada a esta etapa que afecta a todos los materiales premiocenos, lo que ha motivado dada su espectacularidad a que muchos de ellos hayan sido confundidos como depósitos rojos.

Los mejores puntos de observación se encuentran en las proximidades de la Dehesa de Mataseca y en la N-630 en las proximidades de Fresno-Alhándiga. Se dispone discordante sobre los materiales arcósicos oligocenos y sobre los materiales ígneos y metamórficos del zócalo. Su espesor es reducido, superando raramente los 20 m. Es equivalente a la Facies Mirazamora (CORROCHANO, 1977), Series Rojas (MARTÍN-SERRANO, 1988), Facies Villalba de Adaja (CORRALES, 1982), Conglomerados de Villoria (CORROCHANO *et al.*, 1983) dentro de la cuenca del Duero y en la Fosa de Ciudad Rodrigo a los Conglomerados Versicolores (JORDÁ, 1983; CANTANO y MOLINA, 1987), Facies Rojas del Cubito (GRACIA PLAZA *et al.*, 1981) y Conglomerado de Cabezuela (POLO *et al.*, 1987).

En cuanto a edad, en esta región está generalizada la idea de atribuirle al Mioceno inferior-medio, en base a yacimientos paleontológicos (MAZO y JIMÉNEZ, 1982) y a posición estratigráfica (MARTÍN-SERRANO, 1988). Aunque existen varias litofacies, por la complejidad de sus relaciones es aconsejable su simplificación cartográfica en una única unidad.

1.2.3.1. Conglomerados, arenas y lutitas rojas (15). Mioceno inferior-medio

Son sedimentos siliciclásticos con gruesos centiles (80 cm) y abundante matriz arcillosa, de color rojo intenso debido a su tinción por oxi-hidróxidos de hierro. Se presentan en manchas de espesor irregular (inferior a los 20 m) discontinuas y superpuestas en horizontalidad manifiesta sobre el resto de los materiales aflorantes que dan lugar a áreas culminantes del relieve de la Hoja, tanto sobre el Paleozoico como sobre el Paleógeno.

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 ras-

gos postsedimentarios tales como cutanes y reorientación de arcillas que evidencian su origen relacionado con la alteración.

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

Los cuerpos tabulares tienen espesores entre 9,5 y 1 m; su techo y muro suele ser plano, aunque en ocasiones la base puede presentar surcos erosivos muy tendidos. Presentan una fábrica granosoportada en la que las únicas estructuras observadas son imbricaciones y una burda granoselección positiva. Se localizan en las partes más proximales de las unidades api-lándose 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, que están mucho más desarrollados, los forman 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) en el cuadrante NO de la hoja y hacia el E y N en la mitad oriental (en relación con el río Tormes). 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 abundantes cambios en la posición de los canales.

1.2.4. Neógeno superior-Cuaternario

La presencia del registro sedimentario más moderno está ligada a la actividad del río Tormes en la elaboración de su valle actual. Es por tanto en su sistema de terrazas donde está representado este intervalo de tiempo y, como expondremos en el capítulo de geomorfología, probablemente abarque todo el Neógeno. Con bastante seguridad en los depósitos de la mayor parte de las terrazas del Tormes está representado el Neógeno, mientras que el Cuaternario lo está en los terrenos más bajos y los aluviones actuales. La descripción de estos depósitos superficiales y recientes se realiza a continuación, pero puede complementarse con la que sobre los mismos se desarrolla en el correspondiente capítulo de geomorfología.

1.2.4.1. *Conglomerados silíceos, arenas y lutitas (16). Terraza fluvial. Neógeno superior*

Se localizan en el borde sureste de la Hoja, a ambos márgenes del río Tormes. Tienen escaso espesor (2 a 8 m) e importante extensión superficial, ya que recubren la mayor parte del sustrato arcósico terciario de la depresión de Alba de Tormes.

Constituyen acumulaciones conglomeráticas de carácter silíceo generalmente constituidas por gravas arcósicas en cuerpos de morfología canalizada. Son gravas clastosoportadas y redondeadas de cuarcita y cuarzo (c: 15 cm) con matriz arenosa de granos de cuarzo y feldspato, fragmentos de rocas ígneas y cuarcitas.

Su estructura interna está compuesta por estratificaciones cruzadas en surco y planar, interpretándose como debida a la migración de barras laterales y diagonales en un régimen fluvial de canales trenzados.

1.2.4.2. *Conglomerados silíceos, arenas y lutitas (17). Terrazas fluviales. Pleistoceno*

Estos depósitos constituyen las terrazas más bajas del sistema del río Tormes, muy próximas a la llanura de inundación.

Litoestratigráficamente son muy semejantes a las terrazas más antiguas. Son conglomerados silíceos coronados por una capa de limos con materia orgánica. Fundamentalmente dominan los cuerpos de gravas clastosoportadas de cuarzo y cuarcita: arenas y limos son igualmente siliciclásticos y la selectiva abundancia de fracciones tamaño arcilla se debe a procesos edáficos.

1.2.4.3. *Gravas, arenas y limos (18). Conos de deyección. Holoceno*

Constituyen bancos tabulares de planta cónica cuya composición varía en función del área de alimentación, aunque al ser ésta de carácter arcósico, pues es sobre el valle del Tormes donde más desarrollo tienen, son fundamentalmente arenosos. La coalescencia de varios de ellos a lo largo de ese valle da lugar a franjas alargadas con funcionalidad manifiesta.

1.2.4.4. *Gravas y arenas (19). Coluviones. Holoceno*

Son acumulaciones por gravedad y escorrentía constituidas por material suelto y de gran heterometría. Fundamentalmente arenoso sobre los escarpes del río Tormes pues se nutre del sustrato terciario y brechas sueltas de cuarcita y pizarra sobre las laderas de la Sierra de Frades. Ambos tienen poca representatividad cartográfica.

1.2.4.5. *Arenas, gravas y limos (20). Aluvial fondo de valle. Holoceno*

La mayoría de los valles secundarios están ocupados por depósitos de arenas y gravas con escasa matriz de colores claros, buena selección y espectro litológico dominado por cuarzo y cuarcita (C: 20 cm). Su estructura interna muestra imbricaciones y estratificación cruzada de bajo ángulo.

La sedimentación ligada al río Tormes implica diferenciaciones en el área de inundación y en el propio cauce. La llanura está cubierta en su lecho por material arenoso y limoso dispuesto en bancos tabulares de espesor centimétrico; la presencia de materia orgánica es frecuente pero su distribución es irregular. Las barras del cauce están formadas por gravas (c: 15-25 cm) y arenas con estratificación cruzada en surco y planar.

1.2.4.6. *Escombreras y removilización de tierras (21). Antrópico. Holoceno*

Son acumulaciones aisladas como consecuencia de la actividad humana en las cercanías a los núcleos de población importantes.

2. TECTÓNICA

2.1. INTRODUCCIÓN

Los materiales véndico-cámbricos y las rocas graníticas hercínicas ocupan el 70% de la superficie de la Hoja de Las Veguillas.

Uno de los primeros trabajos que hacen referencia a la estructura de la región es el de MARTÍNEZ GARCÍA y NICOLAU (1973) que estudia la misma zona que 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 la 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 Las Veguillas 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), de resultados aplicables al área sur de Salamanca, ya se indicaba que la estructuración de la zona se debe 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 zona de Guijuelo y cizallas subhorizontales en el Leuconeis de Cespedosa y la tercer 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 kms 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 Las Veguillas aflora una gran 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.

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

2.2. DEFORMACIÓN PREORDOVÍCICA

En la Hoja de Las Veguillas no es posible 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 lineaciones de intersección L_1 (entre la estratificación y la primera esquistosidad hercínica) presenta valores del ángulo de inclinación (plunge) que pueden alcanzar los 50° , lo que implicaría para esas áreas una cierta actividad preordovícica. Esta deformación se ha llamado sárdica en numerosos trabajos, pero preferimos denominarla preordovicia, 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 es posible diferenciarla al SW de la misma y se observa que es aproximadamente subhorizontal. 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 citada fase (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 (planolinear o preferentemente linear) se puede deducir que muchas de ellas como los leucogranitos de dos micas de Martinamor, los leuconeises de Cespedosa-Narrillos (Hoja 528, Guijuelo) o los ortoneises de S. Pelayo están deformadas por la D_2 (DÍEZ BALDA, 1986). Los neises que presentan fábrica preferentemente linear se han interpretado como prehercínicos (DÍEZ BALDA *et al.*, 1992).

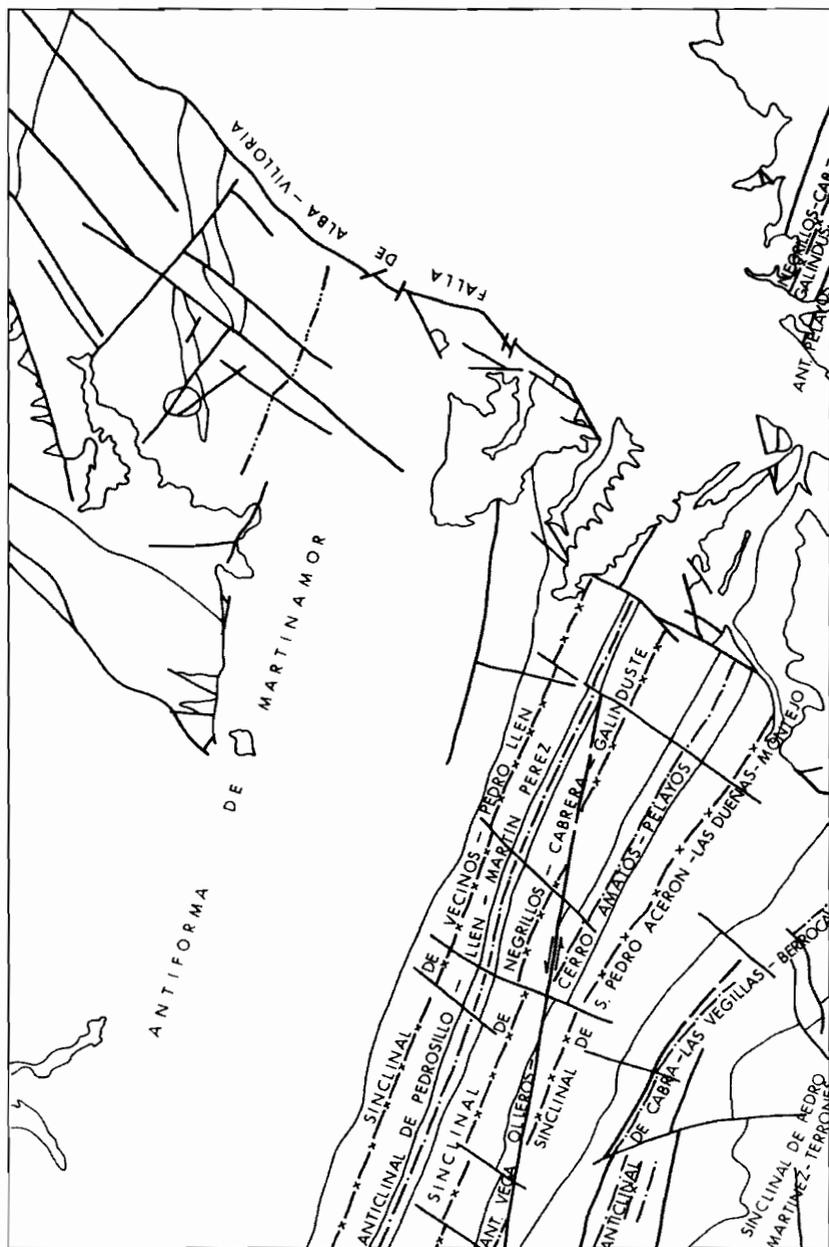


Fig. 6. Mapa tectónico de Las Vegas.

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 D₁

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 N a S (fig.6): Sinclinal de Vecinos-Pedro Llén, Anticlinal de Pedrosillo de los Aires-Llén, Martín Pérez, Sinclinal de Negrillos-Cabrera-Galinduste, Anticlinal de Vega de Olleros-Cerro Amatos-Pelayos, Sinclinal de S. Pedro Acerón-Las Dueñas-Montejo, Anticlinal de Peña de Cabra-Las Veguillas-Berrocal y Sinclinal de Pedro Martínez-Terrones (esquina SW, donde termina esta estructura). Son macroestructuras de plano axial vertical, que caracterizan al Dominio de los pliegues verticales de DÍEZ BALDA *et al.* (1990). La longitud de onda oscila entre 1,5 y 3 km y las amplitudes entre los 400 y los 800 m.

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 al SW de la Hoja, zona donde la incidencia de la fase dos hercínica es mínima.

Los sedimentos véndico-cámbricos funcionan durante la orogenia como un "multilayer". Si las alternancias arenosas-pelíticas son de orden deci-centimétrico, las capas arenosas presentan pliegues de la clase 1C (próximos a 1B) y las pelitas pliegues de la clase 3 o próximos a ella. 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 2D, 3D y 3E del gráfico de HUDLESTON (1973 a).

Esquistosidad de primera fase hercínica

Es subparalela a los planos axiales de los pliegues de primera fase (D₁) y es la estructura planar más evidente de la zona suroccidental de la Hoja, hasta el flanco S del Sinclinal de Vecinos-Pedro Llén (de S a N); a partir del flanco N del citado sinclinal y hacia el NE la estructura más penetrativa es la esquistosidad de segunda fase S₂. En toda esta zona suroccidental es muy penetrativa en las pizarras, menos en las areniscas y de muy difícil observación en los términos conglomeráticos.

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 una esquistosidad espaciada o grosera que define una fábrica relativamente heterogénea, donde los minerales micáceos están algo orientados y la roca adopta un aspecto ligeramente bandeado.

Esta esquistosidad se observa relativamente bien desde el S de la Hoja hasta el flanco S del Sinclinal de primera fase de Vecinos-Pedro Llén. Una característica peculiar es que a la altura del Sinclinal de Negrillos-Cabrera-Galinduste se empiezan a observar grandes blastos de biotita, con pleocroismo marrón oscuro, que son claramente post S_1 . En el flanco N del Sinclinal de Vecinos-Pedro Llén (coincidente con el flanco S de la Antiforma de tercera fase de Martinamor) el reconocimiento "de visu" de la primera esquistosidad puede llegar a 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 perfectamente orientados y empiezan a estar crenulados por la fase dos. Los porfiroblastos de biotita anteriormente citados quedan englobados en forma de huso por la S_2 desarrollando muchas veces en sus extremos sombras de presión.

A partir del flanco N del Sinclinal de Vecinos-Pedro Llén y ya dentro de la Antiforma de Martinamor, estamos en una zona más profunda, nos encontramos con esquistos con almandino o estaurolita, dentro de la zona de cizalla D_2 (fig. 7), la esquistosidad S_1 está prácticamente borrada por la deformación D_2 y sólo es posible identificarla al microscopio en esporádicas charnelas de micropliegues de segunda fase.

Lineación de intersección (L_1)

Esta lineación es resultado 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. En la mayor parte de la zona suroccidental de la Hoja (donde se puede observar) presenta escaso plunge y es, en general, subparalela al trazado cartográfico de las macroestructuras.

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 es debida a la superposición de las deformaciones D_1 más D_2 (DÍEZ BALDA, 1986).

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 una esquistosidad S_2 que puede variar desde una 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, 1986), que son pliegues poco apretados con ángulo entre flancos de 90 a 130°, con longitud de onda

de orden kilométrico, amplitud hectométrica, con el plano axial subhorizontal y que llevan asociada una esquistosidad 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 (1973a).

En las áreas que consideramos incluidas dentro de la zona de cizalla D_2 (área en gris de la fig. 7) como, por ejemplo, en la Antiforma de Martinamor, hay buenos cortes para la observación y el estudio de los pliegues de segunda fase, destacando entre otros el de la trinchera del ferrocarril al SW de Alba de Tormes (fig. 8) y el del Arroyo del Cañuelo (afluente del Zurgén) al N de Morille. En estos cortes los pliegues de segunda fase son más apretados, incluso isoclinales, los ángulos entre los flancos varían entre 0 y 30°, a veces son fuertemente asimétricos con charnelas que presentan dispersión y que a menudo son curvas (fig. 9), por lo que en su relación con el corte topográfico es frecuente ver formas cerradas (vaina). Las formas de las superficies plegadas corresponden a los parámetros 3 C-D, 4 C-D y 5 C-D del gráfico de HUDLESTON (*op. cit.*). Respecto a la geometría, puede indicarse que los pliegues de las capas más competentes pertenecen a la clase 1 C de RAMSAY (1967) y tienden a aproximarse a la clase 2 a medida que nos desplazamos hacia las zonas más profundas. Tanto los pliegues epizonales como los de la mesozona se originaron por "buckling" en capas competentes al que se superpone 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 está ligado a un cizallamiento simple con el plano de flujo subhorizontal. La dirección de flujo deducida es N130E y el sentido de desplazamiento hacia el E de las zonas superiores respecto a las inferiores (DÍEZ BALDA, 1986).

Esquistosidad de segunda fase hercínica (S_2)

La esquistosidad S_2 se observa en este área en relación con la Antiforma de tercera fase de Martinamor (que hace aflorar las partes más profundas del área de estudio). En un corte de S a N se empieza a detectar la S_2 en el flanco S del sinclinal de primera fase de Vecinos-Pedro Llén en bandas espaciadas de potencia decamétrica y es la estructura más penetrativa a partir del flanco N del citado sinclinal.

La esquistosidad 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. Esta esquistosidad es subhorizontal, aunque se observa con frecuencia plegada por la deformación D. Puede diferenciarse desde una esquistosidad de crenulación incipiente, una "schistosity" o un bandeado tectónico y todo ello es debido a que

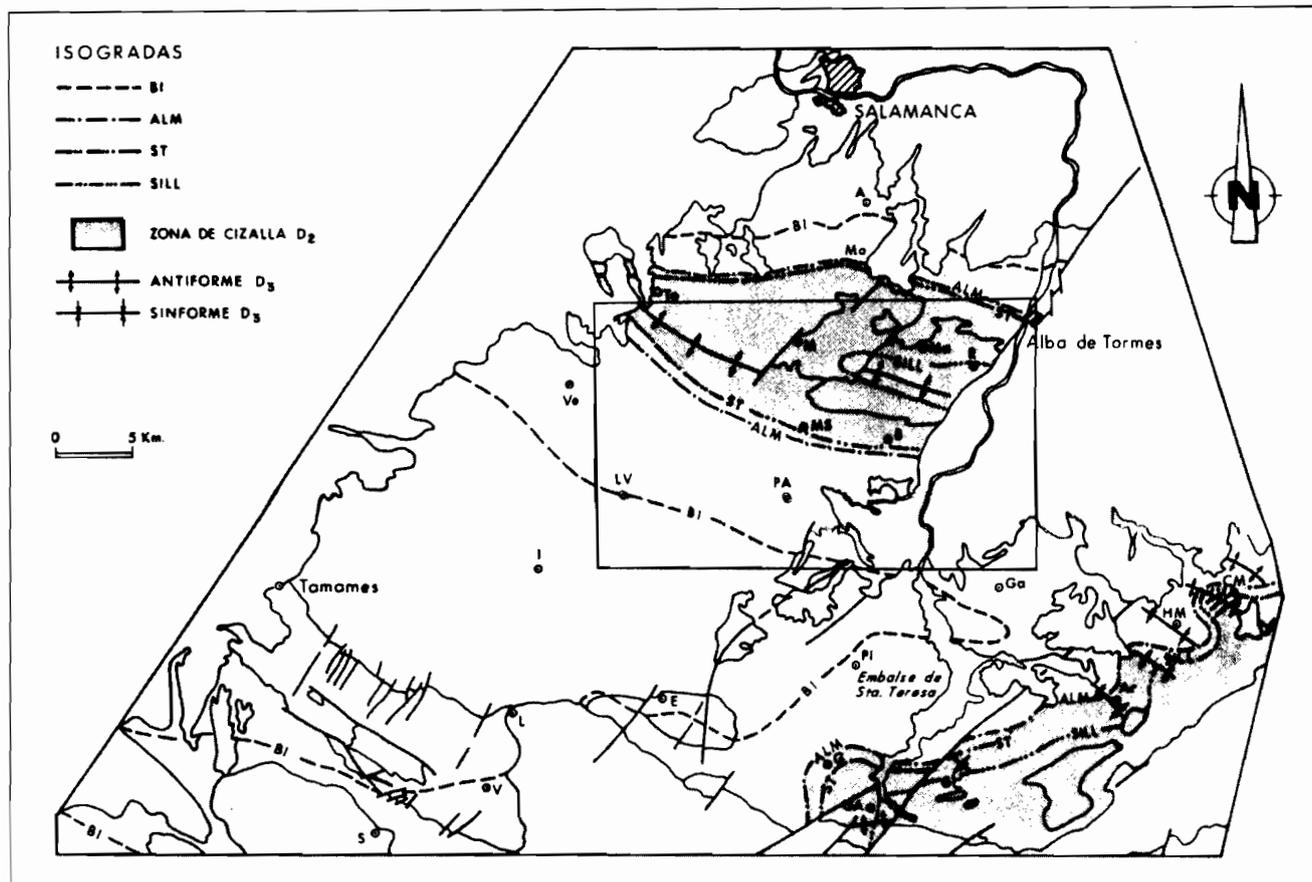
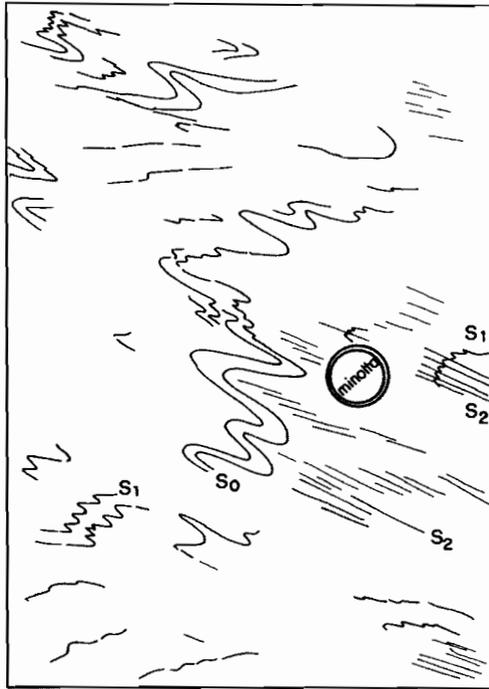
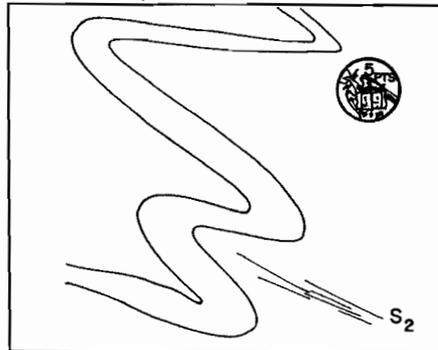


Fig. 7. Mapa de isogradas y afloramiento de la zona de cizalla D₂, en el área sur de Salamanca (tomado de Díez Balda et al., 1992, y que comprende la hoja de Las Veguillas. Localidades: B-Beleña, LV-Las Veguillas; M-Morille; Ma-Martinamor; Ms-Monterrubio de la Sierra; PA-Pedrosillo de los Aires; R-Revilla.



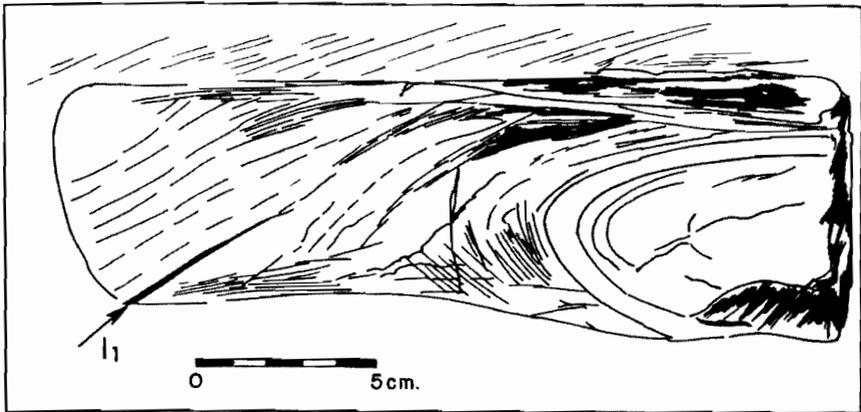
Trenes de pliegues de Fase 2 en la trinchera del Ferrocarril al N. de la Estación de Alba de Tormes

El Sur a la izquierda



Detalle de la anterior, (arriba)

Fig. 8. Pliegues de segunda fase en la antifirma de Martinamor.



Pliegue de la segunda fase que dobla a la lineación de intersección L_1 . Afecta a una capa de cuarcita intercalado en mica-esquistos; la geometría de la capa cuarcítica permite clasificarlo como un pliegue de la clase 1C de Ramsay (1967). Trinchera del Ferrocarril al SW de alba de Tormes.



Pliegue de la segunda fase de charnela curva que dobla a la lineación anterior L_1 . al Nde Morille Arroyo del Zurguén.

Fig. 9. Pliegues de segunda fase que doblan a la lineación L_1 .

se desarrolló en condiciones físicas variables, pues durante la segunda y tercera fases se alcanzan el máximo de metamorfismo.

En las rocas pelíticas de áreas epizonaes (Zona del Sinclinal de Vecinos-Pedro Llén) la esquistosidad S_2 puede oscilar, desde una crenulación incipiente, con desigual espaciado, en la que no siempre se materializan los planos de esquistosidad (y cuando lo hacen es una concentración de óxidos de hierro), pero en donde se observan los filosilicatos de S_1 plegados simétricamente (flanco S del sinclinal citado), a una esquistosidad de crenulación más regular (zona de biotita) donde es difícil diferenciar en campo si es S_1 ó S_2 (flanco N del sinclinal). Aquí los micropliegues de S_1 son asimétricos, en las charnelas empiezan a aparecer cristales neoformados, las láminas de esquistosidad 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) la esquistosidad de crenulación es regular y paralela, 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 una esquistosidad de crenulación.

En las rocas cuarcíticas y microconglomeráticas de la epizona casi no se perciben los efectos de la esquistosidad S_2 . 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 deformación como la poligonización y la extinción ondulante. Si la proporción micácea en areniscas supera el 50% la S_2 es una esquistosidad de crenulación bien desarrollada y cuando eso ocurre en rocas cuarzo-feldespáticas la S_2 es un bandeo tectónico.

Los mecanismos más importantes que intervienen en la génesis de la esquistosidad 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 SW a NE aumenta la deformación, y en las rocas pelíticas las crenulaciones se hacen más apretadas, llegando a originarse una "schistosity". En cuarcitas, microconglomerados y rocas graníticas hay una recristalización dinámica del cuarzo que implica la creación de nuevos granos de menor tamaño.

Las rocas graníticas (ortoneises de S. Pelayo y granitos y leucogranitos de dos micas del Macizo de Martinamor) aparecen deformados en relación con la deformación D_2 , unos más intensamente que otros como veremos a continuación.

Los ortoneises tienen una fábrica linear o planolinar en general del tipo L>S con una lineación mineral intensa de dirección N70-100E subhorizontal. La fábrica planar debía ser subhorizontal en origen aunque está afectada por los pliegues de D_3 ; tiene una dirección N80-100E y un buzamiento entre 5-35° al N y es paralela a la S_2 de los metasedimentos encajantes. En el ortoneis de Castellanos (Hoja 529, Sta. María del Berrocal) continuación del de San Pelayo, se identifica una foliación relicta anterior a S_2 , por lo que se suponen prehercínicos, afectados por la D_1 y la D_2 (DÍEZ BALDA *et al.*, 1992).

Los segundos leucogranitos son cuerpos lenticulares aplastados paralelamente a la S_2 del encajante, muestran una deformación interna de débil a mediana intensidad caracterizada por una fábrica planolinar subhorizontal y se consideran sin-tardicinemáticos con D_2 .

En ambos se observan estructuras S-C y colas de presión asimétricas en porfiroclastos. En los primeros, las estructuras en milonitas S-C del tipo II de LISTER y SNOKE (1984) muestran texturas miloníticas y en los segundos milonitas S-C del tipo I. Ambos tipos dan un sentido de traslación del bloque superior hacia el SE. Las colas de presión del tipo alrededor de feldspatos en los ortoneises proporcionan criterios semejantes. También se identifican algunas bandas de cizalla que indican el sentido del bloque superior hacia el NW y que se interpretan como conjugadas.

Tercera fase hercínica (D_3)

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 aparecen también afectadas por la macroestructura de esta fase (fig. 7). También se relacionan con esta deformación zonas y superficies de cizalla, subverticales, de dirección N70 y N130E.

La macroestructura más importante es la Antiforma de Martinamor, de longitud de onda kilométrica (20 km) y escasa amplitud (1 km); está acompañada de pliegues menores de longitud de onda variable desde uno a varios metros a 1 km. El eje es subhorizontal, paralelo a la lineación de intersección entre S_2 y S_3 , con una dirección N90-110E. Esta estructura lleva asociada una esquistosidad de crenulación bastante verticalizada S. Esta antiforma hace aflorar las zonas estructurales más profundas o, dicho de otra manera, el bloque de muro de la zona de cizalla D_2 , es decir, las rocas más metamórficas (fig. 7).

Los pliegues menores D_3 tienen longitudes de onda y amplitudes variables pero siempre la relación entre ellos es alta. 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, tanto en los metasedimentos como en los granitoides de Martinamor y S. Pelayo; en los metasedimentos son evidentes cartográficamente al W de la Hoja y en los granitoides en un afloramiento al E de la Alquería de Matamala, (DÍEZ BALDA, 1986), en los que la anchura deformada por cizalla varía de escala centi a decimétrica y donde la esquistosidad dibuja un sigmoide, que indica un desplazamiento relativo senestro. El desplazamiento relativo de la mayoría de las cizallas es casi siempre senestro, 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 son coherentes con

el acortamiento sufrido por la región durante la D_3 y además en la mayoría de los casos (excepto las del W de la Hoja que afectan a la S_1) afectan y desplazan a la S_2 .

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

El granito de Sta. Genoveva, cuyo contexto es claramente intrusivo en el encajante deformado por D_2 , es sin-tardicinemático en relación con la deformación D_3 , pues se observan esporádicas micas alabeadas y con extinción ondulante, a veces kinkadas, así como plagio-clasas rotas y cuarzos con poligonización incipiente y extinción ondulante. Además, está cortado por fracturas N70-130E que como se ha visto son coherentes con el acortamiento realizado durante la tercera fase.

Esquistosidad de tercera fase hercínica (S_3)

Esta esquistosidad es una crenulación que se desarrolla preferentemente al N 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 .

Al microscopio no se considera una esquistosidad en sentido estricto. Si los micropliegues a los que se asocia la S_3 están en la epizona, la esquistosidad se define por acumulación de óxidos en los planos axiales de los mismos. Si los micropliegues son mesozonales sólo se observa en ocasiones crecimiento de clorita subparalela a los planos axiales.

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 cartografía 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.

La fracturación más evidente es el sistema de dirección N40E que afecta tanto a las estructuras de fase tres como a los granitos. Su desplazamiento es casi siempre senextro y las fracturas suelen estar fosilizadas por diques de cuarzo que pueden alcanzar el orden decamétrico. Provocan una fuerte tectonización en sus inmediaciones, desarrollan en sus proximidades "kink-bands" que cortan a las esquistosidades previas, afectan a los granitos tardíos y por eso su edad; de acuerdo con PARGA (1969), puede considerarse tardihercínica.

2.4. OROGENIA ALPINA

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

La fracturación aludida en párrafos anteriores ha tenido importantes rejuegos mesozoicos y cenozoicos como lo ponen de manifiesto las milonizaciones 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 una orientación N30-40E y buzamiento subvertical. Suelen estar próximos a las fallas de dirección N40E, por lo que se relaciona con las mismas.

Esta fragmentación afecta también al registro sedimentario cenozoico. La evidencia más patente es el importante accidente de Alba-Villoria que delimita el zócalo de la sedimentación más reciente, pero también se constata sobre la formación siderolítica centro-septentrional de la Hoja, donde se determinan restos con valores supremos a la decena de metros. Además de la familia NE-SO también están representadas fallas N-S y E-O. Presentan plano subvertical y desplazamientos senextros normal o inverso. Un excelente punto de observación es la trinchera de carretera N-630 (km 13,300; Hoja de Salamanca) donde el zócalo antiguo se apoya en falla inversa sobre la unidad siderolítica cretácico-paleocena.

La falla alpina de mayor significación regional es la denominada de Alba-Villoria (JIMÉNEZ, 1973) que delimita el registro terciario de la cuenca, al sureste de Salamanca, entre Alba de Tormes y Frades de la Sierra. Más al sur interrumpe sucesivamente las sierras de Frades, Tamames y de la Peña de Francia hasta que se articula con la Falla del Ponsul (Moraleja). Por el norte implica a la propia cuenca, que afecta directa e indirectamente a un relleno sedimentario (JIMÉNEZ, 1973).

El trazado de la falla que atraviesa toda la Hoja se articula en segmentos rectilíneos o ligeramente curvos y de magnitud kilométrica según dos direcciones principales: N30-40 y N50-60. Su recorrido generalmente se ajusta a esa tendencia, N50 y N40 hasta Fresno Alhándiga y desde allí N60-70. Aunque en su complejo recorrido por la Hoja, interrumpido y escalonado por otras fallas secundarias transversas, no aparece ninguna observación de buena calidad, se le presupone un plano subvertical de movimiento complejo y multiepisódico. A nivel regional determina desplazamientos horizontales senextros, pero localmente se han observado o deducido movimientos normales o inversos (JIMÉNEZ, 1973).

Genéricamente este accidente forma parte de la familia de desgarres senextros asociados al accidente mayor constituido por la Falla de Plasencia. Se presentan como fallas normales con algún segmento inverso pero funcionaron antes como desgarres senextros. Todo es producto de sucesivos esfuerzos compresivos, NE-SO primeramente y N140-170 (de origen bético) después.

La familia de fracturas N10-20 que pueden afectar a sedimentos terciarios muestran un rejuego posterior a los sistemas antes referidos. Se las relacionan con un régimen extensional detectado en otras áreas del Sistema Central (CALVO *et al.*, 1991).

3. GEOMORFOLOGÍA

3.1. ANTECEDENTES

Geológicamente la Hoja de Veguillas 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 (1982), MOLINA *et al.* (1982), CANTANO (1982), CANTANO Y MOLINA (1987), JORDÁ (1983) y MOLINA Y JORDÁ (1984), en los que se trata sobre las características morfológicas de la zona y su evolución a lo largo del tiempo. Diferencian cuatro ciclos

dentro de la evolución sedimentaria y morfológica de la fosa: el primero coincide con el desarrollo de un importante perfil de alteración sobre el sustrato hercínico (inicios del Terciario), el segundo se desarrolla en un régimen tectónico más activo y se corresponde con una sedimentación arcósica (Paleógeno s.l.); el tercero corresponde a un periodo de reactivación del borde sur de la fosa (Mioceno) y la formación de importantes abanicos; y el cuarto corresponde a la definición y encajamiento de la red fluvial con el desarrollo de depósitos y formas tipo "raña" y terrazas fluviales (Plio-Cuaternario). Otro grupo de trabajos próximos 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 hunden 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 Veguillas se encuentra situada en el ángulo suroccidental de la cuenca del Duero en la submeseta septentrional o de Castilla La Vieja, comprendiendo los dominios geológicos *alpino* (terciario) de la propia cuenca y *hercínico*, de los materiales cámbricos y precámbricos que en este lugar constituyen su borde.

Los materiales más antiguos representados en las dos terceras partes de su superficie corresponden a las formaciones cámbrico-precámbricas de Monterrubio y Aldeatejada (DÍAZ BALDA, 1986), constituidas por metasedimentos esquistosos con conglomerados, cuarcitas y areniscas. 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 mega estructura principal: la Antiforma de Martínamor, que es la dibujada en el centro septentrional de la Hoja.

La aparición de registro mesozoico se cuestiona en el afloramiento siderolítico del centro-norte de la Hoja, pues aunque se ha atribuido al Paleoceno (BLANCO *et al.*, 1982) existen opiniones que lo relacionan con el Cretácico (MOLINA *et al.*, 1989). El resto del Cenozoico que se emplaza en la esquina suoriental, corresponde a un Paleógeno medio-superior de carácter arcósico que está tapizado por un complejo sistema de terrazas neogeno-cuaternarias ligadas 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 suroeste de la cuenca del Duero fuertemente incidido por la red fluvial, antes de elevarse hasta las cumbres del Sistema Central (sierras de Béjar y de la Peña de Francia). En concreto, su ubicación en un espolón de materiales antiguos que se eleva entre la terminación septentrional de la Fosa de Ciudad Rodrigo y la de Peñaranda-Alba determina unas especiales e interesantes características morfológicas.

La suave orografía moderadamente montañosa de la Hoja con tan sólo poco más de 150 m de desnivel, se inclina hacia el noreste. Precisamente en esa dirección la hendidura del río Tormes en su borde oriental determina las máximas profundidades altimétricas, que son los 840-810 m que señala el cauce de dicho río entre La Maya y Alba de Tormes.

Obviamente la distribución geológica es la que indica los principales rasgos orográficos. Sobre los materiales más antiguos del zócalo, que ocupan el 75% de la extensión superficial de la Hoja, se sitúan las máximas elevaciones, en torno a los 1.100-1.200 m, mientras que en el 25% restante, ocupado por el registro sedimentario terciario y el trazado del río Tormes, la altitud media es sensiblemente más baja, con cotas máximas alrededor de los 950 m. La Sierra de Frades, en el ángulo suroccidental, constituye una única y estrecha alineación transversa con cumbres próximas a los 1.200 m (Peña Gudiña 1.194 m; Dueña 1.172 m). Hacia el noreste se repiten suaves alineaciones montañosas muy poco señaladas, cada vez menos, con cotas raramente superiores a los 1.000 m (Peña Larralde, 1.043 m; Cabeza de Bernoy, 1.011 m) hasta dar lugar a una altiplanicie suavemente ondulada por leves resaltes rocosos y una muy escasa incisión fluvial.

El valle del Tormes define en el este una relativamente amplia llanura aluvial de más de 2 km de anchura y un trazado rectilíneo perpendicular a los principales elementos geográficos del resto de la Hoja.

El clima continental pero con corta influencia atlántica, presenta inviernos fríos y prolongados, veranos cortos y relativamente frescos y un régimen de precipitaciones comprendidas entre los 400-600 mm irregularmente distribuidas, preferentemente en primavera y otoño.

Administrativamente situada en la provincia de Salamanca y con unos núcleos de población pequeños y regularmente repartidos, basa su desarrollo económico en la ganadería y en menor grado en la agricultura (cereales).

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

Se presentan dos grandes dominios morfoestructurales que coinciden respectivamente con los ámbitos hercínico y alpino representados en la Hoja. El fuerte contraste litoestructural determinado por ambos dominios señala sensibles diferencias morfológicas aunque no contrastes espectaculares.

Sobre el zócalo, la alternancia de materiales de diferente competencia (cuarcitas, conglomerados y pizarras fundamentalmente) y una disposición estructural favorable en pliegues de flancos paralelos que dan lugar a fuertes buzamientos y diques verticalizados de cuarzo, origina un relieve diferencial muy bien señalado en la mitad suoriental, la más montañosa de la Hoja. En este subdominio se desarrolla una morfoestructura pseudo apalachiana de pequeñas *sierras alargadas* ONO-ESE según los rumbos del plegamiento hercínico. Dichas elevaciones aparecen con los afloramientos alternantes de las formaciones cámbrico-precámbricas de Monterrubio y Aldeatejada, puesto que están dibujadas por capas de conglomerados, areniscas y cuarcitas, muy abundantes y bien desarrolladas en el contacto entre ambas formaciones. La relativa constancia de las alineaciones montañosas se rompe con la fragmentación alpina, dando lugar a elevaciones ligeramente escalonadas y discontinuas. El territorio septentrional definido sobre los tramos más antiguos de la Formación Monterrubio, presenta una topografía más homogénea de la que apenas destacan suaves *alineaciones* con muy poca continuidad señaladas por capas de conglomerados, areniscas y porfiroides. Hacia la falla de Alba-Villoria, que separa los dominios hercínico y alpino, aparecen algunas *alineaciones rocosas* paralelas a la misma, debidas a potentes *diques de cuarzo*, testigos de antiguas manifestaciones de este importante accidente estructural (Los Martines, 984 m).

El afloramiento de la formación siderolítica pre-luteciense, en el centro septentrional de este subdominio, determina algunos cambios en su modelado general. Sus límites, en gran parte fallados, no presentan una clara definición morfológica, pero la disposición tabular de su estructura y las fuertes silicificaciones que afectan al techo de la serie, da lugar a *mesas* y *cerros testigos* con *escarpes* y *superficies estructurales* que destacan moderadamente de la penillanura salmantina (Cabeza Rasa, 1.011 m; Cuatro Calzadas, 1.005 m).

El límite del dominio morfoestructural hercínico suele presentarse bastante neto pues se señala a favor de la *Falla de Alba-Villoria*. Este importante accidente alpino está muy bien definido con su orientación general NE-SO entre Alba y Fresno Alhándiga, pero entre esta última localidad y la Sierra de Frades pierde definición morfoestructural inflexionándose y complicándose hacia el suroeste. Por lo general da lugar a un escalón neto de casi un centenar de metros en muchos de sus tramos, presentándose además, en gran parte de su recorrido septentrional, como un verdadero *escarpe de falla* donde incluso se señalan *facetas triangulares* (estación de Alba de Tormes). Esta circunstancia es tan sólo el resultado de un proceso de exhumación de las arenas arcóscas terciarias, como consecuencia del proceso denudativo del Tormes, que en su recorrido hacia la Cuenca se ajusta al trazado de dicha falla.

El Terciario constituye un dominio triangular ajustado a la esquina sureste pero laminado meridionalmente por una franja de afloramientos de zócalo, del que destacan marcadas *alineaciones rocosas* (conglomerados silíceos) que son los que cierran el embalse de Santa Teresa. El Tormes y todo su sistema de terrazas camufla con su desarrollo un modelado tri-

val de escasa consistencia y muy poca complejidad estructural donde la aparición de contrastes litológicos es bastante excepcional.

La red fluvial tiene en el Tormes su único elemento importante. Éste se ajusta claramente a la directriz estructural alpina más importante de la región: la falla de Alba-Villoria. El resto está constituida por cauces de orden muy inferior definiendo una trama subsecuente en consonancia con la estructura hercínica muy bien señalada en la mitad suroccidental de la Hoja. Por el contrario, la fracturación alpina tiene muy poca incidencia sobre el zócalo e insignificante sobre el Terciario.

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 morfogenéticos". En la Hoja son los sistemas fluvial y poligénico los mejor representados.

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

3.3.2.1. Formas de ladera

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

3.3.2.2. Formas fluviales

Destacan, además de las propias de los valles actuales más importantes (*fondos de valle*, *llanuras de inundación*, *barras*) y de la red hidrográfica secundaria (*incisiones*) todo un desarrollado y antiguo sistema de terrazas originado por el Tormes.

Los *fondos de valle* constituyen formas planas relacionadas con el drenaje actual y de carácter secundario pero limitado a unos pocos cursos y en éstos a los tramos finales de su recorrido. En casos excepcionales pueden alcanzar amplitudes próximas a los 300-400 m (regato del Chivarro, arroyo de los Mendigos, arroyo de Fresno y arroyos de Carmelo y de Martín Pérez). Son la expresión morfológica de depósitos de granulometría y espectro litológico variable y muy poco espesor.

El río Tormes es el único curso permanente con desarrollo fluvial propiamente dicho. En los más de 20 km de su recorrido por la Hoja, da lugar a una llanura de 263 km de anchura media. Su trazado a lo largo de esta franja alargada y rectilínea, que se ajusta a la dirección N30 señalada por el accidente estructural de Alba-Villoria, presenta morfología entrecruzada (*"braided"*) y sinuosidad de 1,18. Las *barras activas* se restringen a una banda mucho más estrecha en relación directa con el cauce de estiaje. Se pueden diferenciar tanto barras laterales como diagonales y están compuestas por gravas limpias de matriz arenosa 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 otra 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.

El resto del valle actual del Tormes está ocupado por la *llanura de inundación* constituida por una delgada cubierta superficial de limos que sepulta las acumulaciones arenosas señaladas por las barras sin actividad.

El *sistema de terrazas del Tormes* está ampliamente representado en el ángulo suroccidental. Constituyen sediplanos relacionados con el curso de dicho río y su sistema de tributarios más directos, pero también incluye altas plataformas aluvionares rojas de más dudosa correlación.

Las plataformas más altas están mal definidas por su degradación. Aunque se sitúan en un entorno próximo al Tormes, lo hacen directamente sobre el basamento y a cotas claramente por encima de los 930 m. Superiores a los 950 m en las cercanías a Galinduste (ángulo sureste), 940-930 m en Sierra de Arriba, 952 m en Mataseca y 953 m en Beleña; todas con desniveles superiores a los 100 m (+100-125 m). En la esquina noroeste y a poco más de 900 m aparecen otras dos plataformas altas constituyendo el ápice del sistema de terrazas en abanico relacionado con el curso secundario Ribera de Valmuza (Hoja 478, Salamanca). Desde esas altas plataformas hasta la llanura de inundación del Tormes y su terraza más baja (+5-10 m), cuyo gran desarrollo señala toda la margen izquierda de este río, se escalonan alrededor de diez replanos en escasamente cien metros de desnivel (920-830 m de cota). A diferencia de otros grandes ríos meseteños ni presentan gran continuidad lateral ni sus escarpes están siempre bien definidos debido a su avanzado estado de degradación.

La existencia de *conos de deyección* en su mayoría funcionales, está ligada a la desembocadura de cursos secundarios en el valle del Tormes. Son aparatos de dimensión hectométrica y muy planos, que suelen constituir sistemas coalescentes especialmente importantes en la margen izquierda del río Tormes, donde el contraste morfoestructural y altimétrico es más manifiesto.

3.3.2.3. *Formas endorreicas*

Áreas de encharcamiento temporal son frecuentes en la Hoja. Por un lado, las zonas mal drenadas de la llanura del Tormes y, por otro, las *navas* de las cabeceras de los cursos drenan el sustrato hercínico, especialmente importante en la zona de interfluvio de Las Veguillas.

3.3.2.4. Formas poligénicas

Las superficies de erosión son los elementos morfológicos más representativos de los paisajes de los macizos antiguos. En el Macizo Hespérico, la *penillanura salmantina*, representada en la mitad septentrional de esta Hoja, en detalle no es sino un sistema policíclico de superficies de erosión escalonadas en unos pocos metros de desnivel, tal y como sucede en otros lugares hespéricos (MARTÍN-SERRANO, 1988).

Apenas si pueden reconocerse superficies de erosión más antiguas que las contenidas en la propia *penillanura* "sensu" estricto. Entre Las Veguillas y Pedrosillo de los Aires, apenas unos estrechos retazos constituidos por ensanchamientos de los crestones rocosos que dibujan la Sierra de Frades a 1.060 y 1.040 m, se encuentran los testigos de posibles aplanamientos (S_1) aún más remotos que la propia penillanura. Otros replanos mejor representados (S_2) a cota inferior (1.010-950 m), decapitan las alineaciones más septentrionales de dicha sierra. Por otra parte, los valles definidos en esos lugares montañosos presentan también superficies parciales encajadas, dirigidas y descendentes (a partir de los 1.000 m) hacia el Tormes y en clara relación con su sistema de terrazas.

Los arrasamientos que por el norte se abren a la cuenca se sitúan entre los 900-1.000 m. Aunque la tendencia altimétrica general es claramente descendente hacia el norte, la distribución de los replanos erosivos está influida por el Tormes y el arroyo de Ribera de Valmuza, hacia donde están dirigidos. Como eje de tal disposición morfológica actual se sitúa el afloramiento siderolítico cretácico-terciario con sus superficies estructurales (?), producto de la silificación y a más de 1.000 m de cota (Cuatro Majadales, 1.019 m; Cabeza Rosa, 1.011 m; Cuatro Calzadas, 1.005m; Corral, 1.005 m).

Los *glacis* se han representado en tres franjas concretas y bastante continuas: vertiente suroccidental de la Sierra de Frades, ladera septentrional del Pico de la Dueña en la misma sierra y límite de las últimas serratas con la penillanura propiamente dicha, al suroeste de San Pedro de Rozados. En los tres casos se trata de *glacis* erosivos provistos de muy escasa cubierta de material removilizado, dispuestos en planos de tamaño superficial decamétrico de articulación de las series con el nivel de penillanura.

3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES Y/O CORRELATIVAS

Se definen como tales todos aquellos materiales, coherentes o no, que han podido sufrir una consolidación posterior y que están relacionados con la evolución del relieve observable en la actualidad y son cartografiables a la escala de este trabajo. Los depósitos aquí señalados se asocian a la evolución de la red de drenaje regional: terrazas, fondos de valle, aluviones, limos de inundación y abanicos aluviales, constituyen alguno de los mismos. También coluviones, *glacis* 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 una gran representación debido a su dimensión cartográfica y a la naturaleza morfológica y litológica de gran parte de la Hoja. Los *coluviones* arenosos son especialmente importantes en los escarpes determinados por el río Tormes en el sustrato terciario. También se han señalado *pedrizas* de material suelto (cuarcitas, arenas, pizarras) en los embudos que recogen la escorrentía en el interior de la Sierra de Frades. Las fuertes pendientes y la naturaleza litológica del entorno dan lugar a acumulaciones de tipo canchal.

3.4.2. Depósitos fluviales

El río Tormes da lugar a la franja de sedimentación reciente más importante de la Hoja. Las barras que constituyen la mayor parte del sedimento están constituidas por *arenas y gravas* (m) 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* (l), los constituyentes de la llanura de inundación, que muestran colores claros e incluso oscuros debido a la descomposición de restos orgánicos, generalmente fragmentos vegetales.

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

El complejo sistema de *terrazas* del Tormes constituye en conjunto una de las unidades litoestratigráficas 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.

Las terrazas más antiguas (d,e) elevadas por encima del sustrato hercínico, constituyen acumulaciones conglomeráticas de hasta 10 ó 15 m de espesor. Presentan gruesos centiles (casi métricos) y son ricas en matriz arenoarcillosa de color rojo intenso. El alto grado de erosión dificulta la observación de estructura interna, pero resulta indudable su origen fluvial.

Las terrazas inmediatas a estas altas plataformas (f,g,h), 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 *clastosos-*

tenidas 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 trenzados que migraban –de acuerdo con las direcciones de paleocorrientes observadas en la estratificación cruzada– hacia el norte y noreste.

El resto de las terrazas hasta los niveles más bajos junto a la llanura de inundación, poseen litoestratigrafía muy semejante a los anteriores, es decir, gravas granosoportadas con centil 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 illita y caolinita. Los depósitos más recientes (i,j,k) 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* (o). Suelen tener carácter funcional, pendientes inferiores a 5° y dimensiones que oscilan entre los 100 y los 1.000 m. Se trata de pequeños abanicos coalescentes controlados por el régimen hídrico y los cambios de pendiente.

3.4.3. Depósitos con carácter poligénico

3.4.3.1. Alteraciones

El desarrollo de perfiles de alteración es frecuente en la región salmantina, tanto sobre el zócalo hercínico como sobre la cobertera cenozoica. Igual que en otras regiones hespéricas, su espesor, extensión y tipología están sujetos a numerosas variaciones, especialmente a su naturaleza originaria ligada a la situación temporal y a su conservación. Su relación con dis-

tintas formaciones sedimentarias, cenozoicas y mesozoicas, ha permitido la situación cronoestratigráfica de muchas de estas alteritas (MARTÍN-SERRANO, 1988), aunque no siempre su reconocimiento es fácil.

La alteración más antigua, también llamada fundamental (MARTÍN-SERRANO, 1988), afecta a los metasedimentos del zócalo sepultados por las formaciones siderolíticas cretácico/terciarias del suroeste de Salamanca, por lo que se identifica en una aureola en torno a dichos afloramientos. 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 desaparición de su estructura original, preservándose de esa destrucción tan sólo los materiales más resistentes: el cuarzo de los filones y las capas o barras siliciclásticas.

Afectando a la *unidad silicea* de la formación siderolítica, se desarrolla una fuerte silicificación (31) 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).

Uno de los rasgos más frecuentes sobre los pizarrales de esta Hoja, la aparición de áreas terrosas de color rojo y aprovechamiento agrícola, se debe a otro tipo de alteritas generalizadas y que regionalmente se han interpretado correlacionables con unas formaciones sedimentarias del mismo color cuya posición estratigráfica es próxima al Mioceno inferior-medio (MARTÍN-SERRANO, 1988) y muy abundantes en toda la región salmantina. Estas rubefacciones afectan no sólo a los metasedimentos del zócalo, sino a los afloramientos cretácico-paleocenos de la Cuenca. En la Hoja, las mayores extensiones de alteritas se relacionan claramente con la penillanura, porque se asientan sobre la superficie definida por la misma.

De forma general se acepta la condición epidérmica de esta alteración y por tanto su carácter edáfico, pero también su relación con la circulación de freáticos, especialmente sobre las formaciones sedimentarias terciarias. Su color tan llamativo y espectacular no es sino producto de la liberación de hierro de minerales que lo contienen (especialmente biotita). Pero éste no es el único proceso que da lugar a este tipo de alteritas. Se han descrito además de la rubefacción, otros como argilización, karstificación y carbonatación y según un orden de aparición determinado (BLANCO *et al.*, 1989): *argilización* por transformación de minerales lábiles (micas, feldspatos), 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 acentua-

miento de la acidificación da lugar a la precipitación del carbonato de cuya reiteración resultan potentes costras carbonatadas.

La presencia de *alteritas* ocreas, tan generalizada en otros sectores del zócalo de la región zamorano-salmantina, es 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. 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 catena de perfiles de alteración del sistema de terrazas del río Tormes entre el embalse de Santa Teresa y Alba de Tormes, circunstancia problemática y polémica cuyo análisis se trata en el capítulo de evolución geomorfológica.

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

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 la 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 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.

3.5.1.2. *El problema del encajamiento*

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 decisivamente 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 éstas.

De ser ciertas tales correlaciones los planteamientos tradicionales que aseguran una etapa de incisión relativamente reciente y centrada exclusivamente en el Cuaternario, deben ser rotundamente desechados, 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 siempre 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 la Sierra de Frades. Ésta 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 el afloramiento de Morille-Cuatro Calzadas. El desmantelamiento de las alteritas desde el final del Mesozoico y durante los albores del Terciario da lugar, en la cuenca, a tales depósitos y sobre el zócalo a una topografía rebajada cuyo estado final después de una lenta evolución policíclica es la *penillanura fundamental* (MARTÍN-SERRANO, 1988). 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 falla de Alba-Villoria es en este caso el límite de dos de esos bloques: el elevado, donde prosigue una lenta denudación, y el hundido, repleto de sedimentos arcósicos producto de la erosión del bloque levantado del Sistema Central durante el Paleógeno superior.

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. El que dichos depó-

sitos o su alteración correlativa suelen constituir el techo del interfluvio de la Hoja implica que es el punto de partida del encajamiento del Tormes.

Con independencia a la consideración de cualquiera de las dos últimas 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 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.

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

3.6. PROCESOS ACTUALES

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

En este capítulo se describen, por una parte, las características generales de las rocas ígneas (cartografía, descripción macroscópica del afloramiento y de las facies, textura, composición mineralógica y petrogénesis) y, por otra, el metamorfismo regional y de contacto tanto de rocas metasedimentarias como de ígneas y su relación con las fases de deformación.

4.1. ROCAS ÍGNEAS

Los granitoides que afloran en la Hoja se han clasificado en función de la relación existente entre los plutones cartografiados y las fases de deformación hercínica, así como en las características petrológico-mineralógicas más elementales de las facies predominantes en ellos, siguiendo en este sentido el tipo de clasificación propuesto por BELLIDO *et al.* (1987) para las rocas graníticas del N de Galicia. De acuerdo con esta clasificación se tiene:

Granitoides prefase dos-prehercínicos

- Ortoneises graníticos de S. Pelayo.

Granitoides hercínicos

- Granitos y leucogranitos de dos micas con granate y turmalina. Sin-tardicinemáticos D_2 . Macizo de Martinamor (3).

- Granito porfídico de dos micas de Sta. Genoveva. Tardi-postcinemático (4).

En esta clasificación el término prehercínico se debe tomar con ciertas reservas. Los ortoneises de S. Pelayo presentan una fábrica plano-linear a linear y es probable que sufrieran las deformaciones D_1 y D_2 . Por eso, porque sufrieron las mismas deformaciones y metamorfismo que el encajante, se suponen prehercínicos. Las dataciones de 332±13 m.a. serían indicadoras de la deformación D_2 en condiciones de alta T. Su edad más probable es más antigua Cadomiense (Pan-Africana) (DÍEZ BALDA *et al.*, 1992). En cualquier caso la denominación prehercínica debe entenderse en el sentido de que los granitoides así clasificados están afectados por los eventos tectonometamórficos principales reflejados en la serie vándico-cámbrica en que se ubican.

4.1.1. Granitoides prefase dos-prehercínicos

Se incluyen en este apartado los cuerpos de origen ígneo que muestran una fábrica interna foliada concordante a la que presentan las rocas encajantes. A escala regional parece que estos granitos afloran siempre a unos determinados niveles de la corteza (mesozona).

4.1.1.1. Ortoneises de S. Pelayo (2)

Afloran en un tramo relativamente horizontalizado del flanco norte de la Antiforma de Martinamor. Se han cartografiado tres cuerpos de forma alargada y distinto tamaño que en conjunto ocupan una superficie de unos 5 km². Referencias de los mismos se encuentran en GONZALO *et al.* (1975), PELLITERO *et al.* (1976), PELLITERO (1980-1981), SAAVEDRA *et al.* (1984), DÍEZ BALDA (1986) y LINARES *et al.* (1987).

El encajante son los materiales más profundos de la F. Monterrubio, en los que el meta-

morfismo hercínico alcanza un grado medio-medio (alto). Las relaciones de contacto ortoneis-encajante son difíciles de precisar, ya que ambos materiales están afectados por una esquistosidad S_2 que oblitera en la mayor parte de los casos las estructuras previas. Es, sin embargo, evidente la intrusión sobre los ortoneises de los Granitos y leucogranitos de Martinamor (p. ej., Dehesa Revilla).

Los materiales ortoneísicos presentan un bandeo composicional cuarzofeldespático y micáceo con unas tonalidades predominantemente oscuras; son ricos en micas, con mayor proporción de biotita que de moscovita y tienen glándulas de feldespato. Estas oscilan entre los 0,4 y los 3 cm, predominando las menores de 1 cm, con separación entre ellas de 3 a 6 cm (las glándulas grandes están separadas de 20 a 30 cm); no son idiomorfas y algunas están muy estiradas. Los cuerpos próximos a Martinamor y Buenavista parecen tener más cuarzo que el de S. Pelayo (s. str.), PELLITERO (1981) y SAAVEDRA *et al.* (1984) distinguen dos tipos entre los cuales existen todos los términos graduales, dependiendo principalmente de su contenido en biotita o moscovita (oscuro-claro).

Estas rocas están muy deformadas y su carácter hercínico o prehercínico ha sido discutido efectuándose algunas dataciones radiométricas. Las edades obtenidas fueron de 430 m.a. por el método Rb/Sr en roca total (LINARES *et al.*, 1987) y de 332+13 m.a. por el método U/Pb en zircones (GALIBERT, 1984). DÍEZ BALDA *et al.* (1992) interpretan, basándose en esas edades y en la presencia de una foliación relictiva S_1 en el ortoneis de Castellanos (idéntico al de S. Pelayo y en la misma estructura antiformal), que los ortoneises fueron afectados por todas las fases de deformación y son por tanto prehercínicos, siendo la edad más probable Cadomiense (Pan-Africana). La edad de 332+13 (Viseense) indicaría el calentamiento que sufrieron durante la D_2 , en la cual se alcanzaron altas temperaturas (zona de sillimanita). La edad de 430 m.a. se interpreta como una edad de mezcla.

Respecto a los análisis químicos, GONZALO *et al.*, (1975) dan los valores medios de 14 análisis observando que la roca es de tendencia adamellítica. PELLITERO (1980) afirma que los rasgos geoquímicos del ortoneis corresponden a términos ácidos calcoalcalinos.

Estas rocas tienen una composición netamente granítica. Su mineralogía principal está representada por cuarzo, plagioclasa (oligoclasa ácida), microclina, biotita y moscovita, encontrándose como minerales accesorios apatito, circón, turmalina y escasos minerales opacos; minerales secundarios son sericita, clorita y rutilo; la textura de estas rocas es blastoporfídica con matriz granolepidoblástica foliada y corresponde a la de granitoides fuertemente deformados y recristalizados.

El cuarzo forma cristales alotrioblásticos de tamaño bastante variable y con extinción ondulante variablemente definida.

El feldespato potásico es una microclina pertítica, con pertitas irregulares y en venas y puede formar glándulas subidiomorfas o lenticulares que corresponden a la deformación y recristalización parcial de antiguos fenocristales de origen ígneo. Contiene pequeñas inclusiones subidiomorfas de plagioclasa y puede tener cordones policristalinos de gránulos de plagio-

clasa albitica en los contactos entre distintos cristales. Puede tener maclación en enrejado o de Carlsbad. También, se encuentran cristales menores alotriomorfos o agregados granoblásticos en mosaico, procedentes de la recristalización de individuos mayores.

La plagioclasa más común corresponde a una oligoclasa ácida y se presenta como cristales alotriomorfos con maclación variablemente definida. Hay algunos cristales de mayor tamaño que pueden definir alguna pequeña glandulita. También se encuentran agregados granoblásticos policristalinos que proceden de la recristalización de otros cristales mayores, y algunos cristales subidiomorfos de pequeño tamaño incluidos en glándulas de feldespato potásico. Son muy frecuentes los crecimientos de láminas bien definidas de moscovita sobre la plagioclasa, que pueden formar un entramado geométrico.

La biotita y la moscovita forman láminas subidiomorfas que pueden estar complejamente entrecrecidas y que definen la esquistosidad. En los micropliegues, tanto la biotita como la moscovita se encuentran formando arcos poligonales debido a una recristalización con posterioridad a la fase tres, responsable de este repliegamiento.

4.1.2. **Granitoides hercínicos**

Se describen en este apartado las unidades graníticas del área de estudio cuyo emplazamiento está cronológicamente relacionado con la segunda y tercera fases de deformación hercínicas.

4.1.2.1. *Granitos y leucogranitos de dos micas con granate y turmalina. Sin-tardícinemáticos D₂. Macizo de Martinamor (3)*

Se localizan preferentemente en la parte centro-oriental de la Antiforma de Martinamor, en sectores bastante horizontalizados de la misma y se disponen como "sills", de potencia métrico-decamétrica, inyectados en los metasedimentos más profundos de la F. Monterrubio y en los ortoneises de S. Pelayo formando un complejo laminar sub o paraconcordante con la estructura más penetrativa de la antiforma, que es la esquistosidad S₂. Esta disposición se puede observar en el regato de la Retuerta (al N de la dehesa Matamala) y en la dehesa Revilla. Alguno de estos "sills" reflejan en cartografía una considerable extensión lateral que es debida a la adaptación de la topografía a la parte superior del mismo; suelen dar resaltes entre los ortoneises de S. Pelayo a los que intruyen (en ocasiones las pegmatitas asociadas a los granitos engloban enclaves de ortoneises).

Están constituidos por una serie de granitos y leucogranitos de dos micas (moscovita >> biotita) de tamaño de grano variable (predominando el fino) con variaciones pegmatoides. Es muy frecuente la presencia de granates y sobre todo de turmalinas; estas últimas están unas veces en nódulos estirados de 0,2 a 2 cm de longitud y otras en finas agujitas idiomorfos que se suelen disponer paralelas a la fábrica. La biotita es muy escasa (casi siempre es accesoria) observándose esporádicamente en las inmediaciones de Martinamor (pueblo).

PELLITERO (1981) diferencia dos facies, la pegmatoide y la normal que es semejante a la pegmatoide pero de grano más fino.

Estos cuerpos lenticulares están variablemente deformados; están aplastados paralelamente a la esquistosidad S_2 del encajante (la fábrica tiene una dirección N100E y el buzamiento entre 0 y 35° N), a menudo boudinados y con una deformación de débil a mediana intensidad; en las pegmatitas se observan tanto pliegues apretados como suaves asociados a la deformación.

Atendiendo a las características petrográficas, estos granitos presentan una textura holocristalina, heterogranular, de grano fino a grueso con orientación deformativa. Los minerales esenciales son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y ocasionalmente biotita. Los minerales accesorios son turmalina, granate, apatito, minerales de hierro, circón y biotita. Los minerales secundarios son sericita, clorita y rutilo como resultado de los distintos procesos de desestabilización de los diversos minerales esenciales y accesorios.

El cuarzo presenta un tamaño de grano variable. Suelen tener extinción ondulante y estar frecuentemente poligonizados. En ocasiones están estirados al igual que los feldespatos definiendo la fábrica de la roca (subparalela a los esquistos encajantes).

El feldespato potásico es tanto ortosa perítica como microclina, aunque ésta es más abundante. Muchas veces los fenocristales son poiquilíticos e incluyen cuarzo, micas o pequeños cristales de plagioclasa. Es menos abundante que la plagioclasa.

La plagioclasa es normalmente albita (8-10% An). Presenta maclas de albita y algunas veces de albita-Carlsbad. Algunas de estas maclas están desplazadas o dobladas con signos de cataclasis. Es frecuente la textura poiquilítica englobando cuarzo, micas, cristales de feldespato potásico y también de apatito. Esporádicamente algunos cristales tienen textura mirmequítica.

La biotita es casi siempre accesoria; se presenta en pequeñas placas con un pleocroismo que varía de marrón-rojizo a casi incolora. Define, cuando se observa, una foliación. Está muy desestabilizada a moscovita. La cloritización es escasa, dando como subproducto rutilo (textura sagenítica).

La moscovita es en su mayoría de origen secundario procedente de la desestabilización de varios minerales como biotita, de la que se presenta en grandes placas con restos de ella en el interior, así como de opacos y circones; al presentar la misma exfoliación y extinción que ella marca a su vez la foliación; también puede proceder del feldespato potásico y de la plagioclasa, aunque son de menor tamaño.

La turmalina es muy abundante y algunas de ellas están zonadas. Esporádicamente algunas de ellas tienen textura poiquilítica englobando a cuarzo. Los cúmulos de turmalina que se aprecian en el campo se identifican al microscopio como un solo cristal en disposición amboide, poiquilítico, pues todos los pequeños granos presentan la misma orientación cristalina. Llegan a definir la fábrica junto a micas, cuarzo y feldespatos.

El apatito es bastante abundante, acicular o prismático con formas anhedrales.

Los opacos son escasos y casi siempre de hábito cuadrado.

Los minerales secundarios como sericita de alteración de feldespato y plagioclasa crecen debilmente del núcleo hacia el borde de los cristales. La clorita a partir de biotita es escasa.

Petrográficamente, este granito se puede clasificar como leucogranito de feldespato alcalino y dos micas turmalinífero.

4.1.2.2. Granito porfídico de dos micas de Sta. Genoveva (4)

El granito de Sta. Genoveva es un plutón de menos de 1 km², de forma subcircular, que aflora al SE de Cuatro Calzadas, en el flanco N de la Antiforma de Martinamor. Intruye en los metasedimentos de la F. Monterrubio y en los granitos de la citada antiforma (ortoneises biotíticos de S. Pelayo y granitos y leucogranitos de dos micas con granate y turmalina de Martinamor) formando una pequeña culminación topográfica en la penillanura circundante. El contacto con los materiales encajantes es intrusivo y neto. Referencias sobre este macizo se encuentran en ARRIBAS (1979-1980), PELLITERO (1980-1981), SAAVEDRA *et al.* (1984), DÍEZ BALDA (1986), LINARES *et al.* (1987) y ARRIBAS *et al.* (1988).

Es un granito porfídico o subporfídico de dos micas (8%) con biotita predominante sobre la moscovita. En él se observan dos tipos de fenocristales de feldespato, unos más escasos, alargados y tabulares, no muy contrastados de hasta 3 cm de longitud sin orientación apreciable y otros más abundantes, cuadrados de 0,8 a 1 cm en una matriz de grano medio (2-5 mm) en la que destacan cuarzos globosos, tipo pórfido, equidimensionales de 4 a 8 mm. No se han observado enclaves.

Son numerosos los diques de cuarzo masivo de dirección N40E, algunos de ellos vaciados, en cuyos hastiales se detecta una tinción amarillento-verdosa de escorodita, así como un fuerte diaclasado subhorizontal ("setting") de descompresión. También está cortado por fracturas N70-115E subverticales.

Geocronológicamente, LINARES *et al.* (1987), indican para el macizo una edad de 313±10 m.a. (método K/Ar); GALIBERT (1984), por el método U/Pb en circones da una edad de 298±28 m.a. Es intrusivo y cortante sobre los materiales encajantes afectados por D₂. Se puede considerar sin-tardicinemático D₃ pues tiene algunos cuarzos con atisbos de poligonización y cristalización, así como extinción ondulante, algunas micas están alabeadas con extinción ondulante y kinkadas y algunas plagioclasas rotas. Además están cortadas por las fracturas N70E subverticales que DÍEZ BALDA (1986) considera relacionadas con la deformación D₃.

Petrográficamente, este granito presenta una textura holocristalina, porfídica, poiquilitica y simplectítica. Tiene como minerales principales cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa (An 8%), biotita y moscovita; minerales secundarios son apatito, circón, opacos y fluorita y como accesorios tiene sericita, moscovita, feldespato potásico y rutilo (agujas).

El cuarzo se presenta bien en cristales individuales o en agregados alotiomorfos de formas globosas y cristales de hábito anhedral. Tienen la mayoría de las veces extinción ondulante y en ocasiones fenómenos de poligonización con subgranos de bordes suturados. Presenta inclusiones de moscovita, biotita, plagioclasa, opacos y feldespatos potásicos. Puede haber cuarzo asociado a moscovita con crecimientos simplectíticos en los bordes y cuarzo intergranular. Hay cuarzo guticular de forma redondeada incluido en el feldespato potásico.

El feldespato potásico se presenta como cristales o agregados de hábito anhedral y también como fenocristales subhedrales de unos 8 mm; a veces se presenta con carácter intersticial. Está maclado según Carlsbad y microclina presentando texturas peritéticas. Tiene inclusiones de cuarzo, biotita, moscovita, plagioclasa, apatito y circón.

La plagioclasa se encuentra como cristales más bien aislados, de hábito anhedral o subhedral. Presenta la macla de la albita, con un contenido en anortita del 8%. Tiene inclusiones de cuarzo, moscovita, biotita y apatito. Se puede diferenciar una albita secundaria (albitización postmagmática) en los procesos de peritización. Algunas plagioclasas están zonadas y sericitizadas del núcleo hacia los bordes. También pueden estar alteradas a moscovita.

La biotita se presenta en cristales casi siempre aislados, raramente en agregados, de hábito subhedral o anhedral presentando fuerte pleocroísmo que varía de marrón rojizo o castaño a amarillo claro. Tiene inclusiones de opacos, circones y apatitos. Los circones se diferencian por los halos pleocroicos y son de muy pequeño tamaño. La cloritización de las biotitas es relativamente importante y da como subproducto rutilo saagenítico. Más frecuente es la moscovitización, mediante la cual se produce una sustitución parcial, a veces total, de biotita por moscovita, la cual crece en continuidad óptica, observándose restos de biotita así como las inclusiones que ésta tiene en la moscovita.

La moscovita tiene menor proporción, con tamaños de cristal variables, de hábito normalmente subhedral. Puede estar asociada al del feldespato potásico y a las plagioclasas, así como a la biotita. Suele desarrollar crecimientos simplectíticos con el cuarzo. Presenta inclusiones de cuarzo, circón, apatito y opacos.

El apatito se presenta en pequeños cristales aciculares o bien en cristales de mayor tamaño de forma redondeada.

El circón se presenta como inclusiones de la mayoría de los minerales y sobre la biotita desarrolla siempre halos pleocroicos.

4.2. ROCAS FILONIANAS

4.2.1. Diques de cuarzo

Son muy frecuentes, sobre todo en el borde oriental de la Antiforma de Martinamor. Reciben el nombre de "sierros" porque dan leves elevaciones del terreno sobre la penilla-

nura salmantina. GARCÍA DE FIGUEROLA *et al.* (1971) describen estos tipos de estructuras, considerándolos como zonas de tensión dentro de los granitos.

Presentan características bastante constantes, ya que están formados por cuarzo lechoso. Algunos está 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.

4.3. ROCAS METAMÓRFICAS

Los materiales metamórficos de la Hoja están representados fundamentalmente por un conjunto de esquistos, pizarras y metaareniscas, afectados por los procesos de metamorfismo regional hercínico. Estos materiales presentan asociaciones y paragénesis minerales que fluctúan entre las propias de grado bajo y de grado medio-alto, predominando los materiales de más bajo grado metamórfico. Todo este conjunto se ha formado por la acción del metamorfismo regional, sobre series pelítico-arenosas con intercalaciones de conglomerados, porfiroides y de rocas carbonatadas, que son identificables con las sucesiones Monterrubio-Aldeatejada.

Entre los materiales de más bajo grado, de procedencia pelítica y pelítico-arenosa, se encuentran pizarras y filitas clorítico-sericiticas con proporciones variables de cuarzo y plagioclasa, de grano fino y con baja cristalinidad de los filosilicatos. En estos materiales se aprecia una esquistosidad de intensidad variable, que se traduce en distintos grados de fisibilidad. También en estos materiales, y dependiendo de los dominios estructurales, puede observarse el desarrollo de finas laminaciones muy marcadas, debidas a un bandeo tectónico, asociado a una esquistosidad de crenulación, por superposición de S_2 sobre S_1 . La esquistosidad de crenulación también puede manifestarse como superficies dispuestas en relación con planos de esquistosidad incipientes de S_2 , o como un sistema de esquistosidad de crenulación muy penetrativo y apretado en el que esporádicamente pueden reconocerse restos de la S_1 . La mineralogía metamórfica principal está representada por moscovita-sericita, clorita+biotita, cuarzo+plagioclasa, pudiéndose encontrar como minerales accesorios apatito, circón y minerales opacos. La textura de estas rocas fluctúa entre lepidoblástica y granolepidoblástica foliada, con estructuras de bandeo composicional que pueden ser debidas a laminaciones sedimentarias originales, o estar acentuadas por efecto del bandeo tectónico. En algunas rocas pueden encontrarse microfeno blastos de minerales opacos que desarrollan sombras de presión.

Las estructuras relacionadas con D_1 y D_2 pueden estar variablemente afectadas por crenulaciones de la D_3 , que se manifiestan como micropliegues, o en algunos casos en forma de un sistema de esquistosidad de crenulación espaciada.

En los materiales de granulometría más grosera, areniscosos o microconglomeráticos, se definen texturas blastosamíticas o blastosefíticas foliadas, pudiéndose observar en algunos casos un estiramiento muy importante de los clastos, rodeados por los planos de esquistosidad, que en estas rocas suelen estar peor definidos, debido al mayor tamaño de grano.

En rocas de grado metamórfico algo superior, en las litologías más pelíticas, comienzan a definirse fenoblastos de pequeño tamaño de clorita y/o de biotita. En algunos casos, en estos microfenoblastos, pueden observarse inclusiones de minerales de la matriz, orientadas según la primera esquistosidad (S_1). Estos fenoblastos están abrazados o deformados por la esquistosidad S_2 y definen texturas porfidoclasticas foliadas. Estos microfenoblastos biotíticos destacan sobre una matriz granolepidoblástica más fina, de composición fundamental clorítica-sericítica con proporciones variables de cuarzo y plagioclasa.

Con el aumento del grado metamórfico, tanto la clorita que forma parte de los fenoblastos, como la de la matriz, es sustituida por biotita, cambiando las litologías a filitas y esquistos de dos micas con mayor grado de cristalinidad, observándose un notable crecimiento de moscovita y biotita a favor de las estructuras de D_2 .

En condiciones de grado metamórfico más elevado, se encuentran esquistos micáceos, con fenoblastos casi generalmente degradados a masas pseudomórficas cloríticas sericíticas de grano muy fino, que presentan secciones rectangulares o pseudo hexagonales, o en otros casos equidimensionales o subredondeados. Estos pseudomorfos corresponden a antiguos cristales de estauroлита o de granate, que han sido intensamente retrogradados por efecto de la acción del episodio metamórfico de bajas presiones y por los eventos retrometamórficos tardíos. En los casos más favorables, que no son frecuentes, se observan dentro de estos pseudomorfos relictos no transformados de estauroлита y de granate, siendo más frecuente la persistencia de restos de este último mineral.

En los restos y pseudomorfos de estauroлита se encuentran inclusiones helicíticas o sigmoidales, que ponen en evidencia que el mineral ha crecido con posterioridad al desarrollo de la esquistosidad S_1 , estando deformado o rodeado por la foliación de D_2 y D_3 . En el caso del granate, las texturas indican unas relaciones blastesis-deformación muy similares, aunque en ocasiones los criterios texturales permiten apreciar que al menos una parte de los granates creció con anterioridad a la estauroлита.

En los pseudomorfos de granate, además de los productos secundarios micáceos de grano muy fino, no es raro encontrar cristales de biotita o de biotita cloritzada de mayor tamaño, que pueden definir una aureola marginal irregular de transformación.

También en estas rocas esquistosas es relativamente frecuente encontrar fenoblastos de clorita con relaciones de crecimiento muy tardías, sobreimpuestos a las microestructuras de D_1 , D_2 y D_3 , y que están exclusivamente afectados por kinkamientos muy débiles.

Las condiciones de mayor grado metamórfico de la Hoja se localizan en el área correspondiente a la Antiforma de Martinamor. En este sector las rocas pelíticas y pelítico arenosas están transformadas a micaesquistos y cuarzo-esquistos de grano grueso, con alta cristalinidad.

dad de los minerales, siendo bastante importantes las transformaciones retrógradas (moscovitizaciones y cloritizaciones) que pueden estar acompañadas de turmalinizaciones. Estas transformaciones son debidas a una apreciable actividad hidrotermal, que se asocia en abundantes inyecciones de pegmatitas y leucogranitos de intrusión intracinemática. Estos esquistos tienen asociaciones minerales con moscovita, biotita, estaurolita, granate, cuarzo y plagioclasa, apreciándose, como se ha indicado previamente, intensas moscovitizaciones, y en menor grado cloritizaciones. En estas rocas se aprecia una blástesis de micas muy importante en relación con la D_2 , y también en relación con estructuras posteriores que pueden estar relacionadas con la tectónica extensional. La retrogradación de la estaurolita y el granate es importantísima, no encontrándose más que de forma ocasional relictos de estos minerales. En alguno de estos micaesquistos se han observado posibles pseudomorfo moscovitizados de sillimanita fibrolítica, incluidos en el Q, aunque el número de muestras en las que se observan es muy escaso.

También en esta zona se han encontrado algunos esquistos-neises micáceos, ricos en plagioclasa, que presentan unas características muy afines con neises bandeados de sectores más orientales del Sistema Central español.

Intercalados con los materiales pelíticos, pelíticoarenosos y arenosos, también se encuentran niveles detríticos más gruesos, de carácter conglomerático-microconglomerático y otros de carácter porfiroide, con cuarzo y feldespatos de posible procedencia vulcanogénica. Asimismo se encuentran intercalaciones de rocas calcosilicatadas que corresponden a litologías con carbonatos, y que están transformadas a metasamitas anfibólicas, que pueden tener entre su mineralogía cuarzo, anfíbol, plagioclasa, granate cálcico, clinzoisita, epidota, biotita, clorita y titanita, dependiendo de la composición original y del grado de recristalización metamórfica. Estas rocas presentan con frecuencia un marcado bandeo composicional, con capas más ricas en cuarzo y plagioclasa de colores claros, y otras verdosas más oscuras, más ricas en anfíbol, epidota o biotita.

Bajo el punto de vista de las relaciones blastesis-deformación, en los dominios de más bajo metamorfismo se aprecia la existencia de dos fases deformativas sinsequistas, con crecimiento de micas en relación con las estructuras de ambas fases, y definiendo las esquistosidades de flujo y crenulación. En relación con estas fases también se producen recristalizaciones del cuarzo y los feldespatos.

En las zonas en que las cizallas de D_2 son más intensas se aprecia un fuerte estiramiento del cuarzo, y en menor grado de los feldespatos, que llegan a constituir individuos acintados ("ribbons"), posteriormente poligonizados por las recristalizaciones metamórficas posteriores a la D_2 .

La cristalización del granate y de la estaurolita se produce en relación con la etapa metamórfica de presiones intermedias. Estos minerales crecen con posterioridad al desarrollo de la esquistosidad de D_1 o sincinemáticamente con ella, pero en momentos tardíos, y están afectados por las estructuras de D_2 , con las que son parcialmente sincinemáticos. Con respecto a estos minerales, es de destacar el hecho de que en la gran mayoría de los casos están totalmente desestabilizados y retrogradados a sericita y a clorita, apreciándose en el granate una etapa previa de transformación a biotita.

Aunque no existen buenas condiciones para la observación de las relaciones texturales de estaurólita y granate, parece, como ya se ha indicado, que la cristalización de este último es en parte anterior a la de la estaurólita.

La sillimanita se ha observado en muy contados casos, en algunas muestras de la zona en que el metamorfismo ha alcanzado su máxima intensidad en este sector (Antiforme de Martinamor).

La desestabilización de estaurólita y granate está en relación con el evento metamórfico hercínico de bajas presiones (M_2), cuyos efectos no son muy intensos en esta zona, manifestándose principalmente en la recrystalización de las micas y del resto de los componentes minerales. Así, se aprecia que los minerales micáceos plegados por la D_3 , se transforman en arcos poligonales de individuos indeformados, lo que pone en evidencia que los efectos térmicos de esta etapa han perdurado hasta estadios muy tardíos con respecto a las fases deformativas principales. También en relación con esta etapa puede encontrarse la generación tardía de fenoblastos de clorita, muy poco deformados, que crecen sobreimpuestos a todas las estructuras principales. Por efecto de esta fase, también se ha producido la poligonización de la mayor parte de los minerales deformados por la D_2 y la D_1 .

Es problemática la posible presencia de cordierita en algún caso ocasional que estaría totalmente retrogradada a micas, y que se habría generado en este episodio metamórfico a expensas de biotita, a la que estos pseudomorfos parecen corroer.

Con carácter más tardío se observa una serie de transformaciones retrógradas consistentes en cloritizaciones, moscovitizaciones y sericitizaciones, que son en parte responsables de las cloritizaciones y sericitizaciones de granate y estaurólita. Estas transformaciones muy posiblemente corresponden a las etapas de descenso térmico en relación con el metamorfismo de bajas presiones en condiciones de descenso térmico y de abundancia de fluidos hidrotermales.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

TIEMPOS PRECÁMBRICOS (PRECÁMBRICO TERMINAL A VÉNDICO-CÁMBRICO)

Hay evidencias de una tectogénesis Cadomiense en el Dominio de los pliegues verticales de la Zona centroibérica: A) las discordancias entre el Alcudiense inferior y el superior [BOUYX (1970), ORTEGA y GONZÁLEZ-LODEIRO (1983)], las mismas que entre el Grupo Domo Extremeño y los Grupos Ibor y Valdelacasa de 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 antepais) (QUESADA, 1991).

Las discordancias locales, las facies existentes, la presencia de depósitos deslizados en masa (olistostromas), así como el basculamiento de bloques y el vulcanismo asociado se pueden

explicar en el contexto de una tectónica extensional y en relación con fallas que pudieron tener componentes 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 (ver apartados 1., 1.1 y 1.1.4), 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 evidencias en el área de estudio aunque 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 Ordovício y su sustrato, provoca un basculamiento generalizado de los materiales véndico-cámbricos hacia el S y produce pliegues suaves que podrían ser consecuencia del rejuego en dirección de las fallas normales citadas anteriormente. Recientemente se atribuye un carácter extensional a esta deformación en la que se generarían basculamientos y semigrabens ligados a las fallas normales, que también explicarían la distribución irregular de los depósitos del Ordovício 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 Ordovício inferior al Carbonífero inferior y que incluye tres megasecuencias de materiales preorogénicos y sinorogénicos tempranos y la segunda que comprende el Carbonífero medio y superior y es una megasecuencia de materiales postorogénicos.

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

En la megasecuencia ordovícica (Hunneberg-Llandeilo) se podrían diferenciar, de acuerdo con PORTERO y DABRIO (1988) tres unidades tectosedimentarias (UTS). Las dos UTS basales reflejarían por una parte el control ejercido por el paleorrelieve (sedimentación fluvio-marina) y por otra la constancia de facies de la C. Armoricana (plataforma sublitoral) con un marcado carácter transgresivo en un margen de cuenca extensivo. La tercera UTS, de predominio 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.

En la megasecuencia Silúrico-Devónico inferior se pueden diferenciar dos UTS. La basal está relacionada con la erosión de la plataforma ordovícica (bien por emersión ligada a la fase tacónica o bien por un descenso relativo del nivel del mar (glaciaciones) y asociada a una etapa de extensión cortical con fracturación y vulcanismo asociados. Estos desniveles tectónicos producen cuencas locales y taludes bien desarrollados. La UTS superior, 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 post-hercínica), de las paragénesis encontradas en las rocas volcánicas silúricas del núcleo del Sinclinal de Tamames-Ahigal se deducen unas condiciones de presión de 1 a 4 Kbars que pueden indicar un apilamiento de sedimentos de más de 3 km.

TIEMPOS HERCÍNICOS

Los materiales hasta aquí depositados (y conservados) tanto precámbricos como paleozoicos son deformados durante la Orogenia Hercínica. Esta orogenia es de carácter polifásico (tres fases principales de deformación y algunas estructuras más tardías y menos importantes) y va acompañada de metamorfismo y plutonismo. Las características de la primera fase (D_1) se han descrito en el Capítulo 2 (Tectónica). Con anterioridad a esta fase tiene lugar la intrusión de los ortoneises de Castellanos y también (probablemente) los de S. Pelayo (del mismo tipo y en continuidad estructural) ya que en los primeros se han observado fábricas planares atribuidas a S_1 (DÍEZ BALDA *et al.*, 1992). Durante la primera fase la región sufre un fuerte acortamiento NNE-SSW. El metamorfismo M_2 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-alto en las zonas más profundas (isograda de la estauroлита o incluso de la sillimanita. Es un metamorfismo del tipo de presión intermedia.

Las características de la segunda fase (D_2) están descritas en el capítulo 2 (tectónica). Durante ella tiene lugar la intrusión de los granitos y leucogranitos de dos micas de Martinamor. Esta fase se interpreta en relación con un gigantesco cizallamiento dúctil de carácter extensional que desplazó hacia el SE las partes superiores con respecto a las inferiores. La evolución

metamórfica durante la D_2 supone una fuerte descompresión (probablemente isotérmica) durante la cual se generaron abundantes fundidos y migmatitas (se observan en las Hojas colindantes de Guijuelo y Sta. María del Berrocal). La extensión y descompresión es coherente con el carácter extensional deducido para este cizallamiento D_2 , que sería responsable de la sustración de corteza y del apretamiento observado en las zonas metamórficas (casi desaparición de la zona del almandino) [DÍEZ BALDA *et al.* (*op. cit.*)].

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. El granito de Sta. Genoveva intruye sin-tardicinémicamente con esta fase de deformación.

TIEMPOS TARDIHERCÍNICOS

La región fue afectada por la fracturación tardihercínica, siendo el sistema más evidente el de dirección N40E senextro (PARGA, 1969). Estas fallas han podido jugar posteriormente en tiempos alpinos y hasta recientes como normales o inversas.

TIEMPOS ALPINOS

Durante la mayor parte del Mesozoico, el Macizo Hespérico representó un área emergida con relieves poco importantes y tectónicamente estable. La ausencia de sedimentación durante este periodo y la actuación de un clima tropical húmedo dieron lugar a la formación de un importante manto de alteración laterítico sobre los metasedimentos y rocas ígneas del zócalo (MARTÍN-SERRANO, 1988). La desestabilización de las condiciones 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 la Sierra de Frades, 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* (afloramiento de Morille-Cuatro Calzadas) constituidos a expensas de estos perfiles desmantelados, 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 neo-Larámica?*) 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 climáti-

ca hacia condiciones menos húmedas y de la persistencia y/o aceleración de la actividad tectónica, hecho que puede quedar registrado en la sedimentación mediante encostramientos 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 ambientes sedimentarios cada vez más energéticos. Quizás se deba a una pulsación próxima en edad a la *fase Pirenaica* la reestructuración completa del entorno, creándose una redistribución de las áreas sedimentarias y posiblemente un ámbito más montañoso, con un aumento de la pendiente en los sistemas fluviales, trenzados y de procedencia meridional que es el caso de la unidad arcósica de la fosa de Alba-Peñaranda sedimentada a favor del importante accidente Alba-Villoria. Sobre las zonas elevadas del zócalo prosigue a 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 integrarse en un marco de disección general de la zona y por tanto suponer el inicio de un cambio geodinámico regional. El cambio señalado, con seguridad a condiciones de exorreísmo más manifiesto, es independiente de otras manifestaciones geodinámicas, externas o internas. Es el caso de los depósitos rojos sobre los que se edifica al complejo piedemonte de las Sierras de Tamames y de la Peña de Francia, testigos de la reactivación de los frentes de sierra de la Fosa de Ciudad Rodrigo durante el Mioceno inferior-medio (*¿fases sávica/stairica?*) y también de unas 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.

Los depósitos rojos atribuidos al Mioceno inferior-medio sellan el accidente de Alba-Villoria, por lo que es de suponer que el cese de su actividad es previo a dicha etapa. 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

Dentro de la Hoja de Las Veguillas se han localizado numerosos indicios mineros, la mayoría correspondientes a antiguas explotaciones abandonadas. Prácticamente la totalidad de los mismos se localizan en la Antiforma de Martinamor (F. Monterrubio). Se hará una descripción general del tipo de las mineralizaciones y alguna particular en función de la importancia de las minas hasta la crisis del estaño y wolframio en 1985.

6.1.1. Estaño y wolframio

Podrían agruparse "grosso-modo" en tres áreas principales: Tornadizos-S. Pedro de Rozados, Morille y Martinamor.

En el área de Tornadizos-S. Pedro de Rozados, el encajante está formado por los esquistos, areniscas y niveles calcosilicatados de la F. Monterrubio. Las mineralizaciones son en su gran mayoría filonianas aunque también las hay estratiformes. En lo que respecta a las primeras, los filones son de cuarzo, casi siempre hidrotermal (en alguna ocasión neumatolítico), sub-verticales y con direcciones de N 20-70 E y N 110-140 E; pueden ser uno o varios con longitudes que oscilan entre los 25 y los 300 m (predominio de 100 m) y potencias entre los 0,5 y los 100 m (con predominio de orden métrico); la profundidad está en torno a los 5 m. La mineralogía que presentan es bastante simple con casiterita y/o scheelita y sulfuros como piritita, calcopiritita, esfalerita y en algún caso malaquita, arsenopiritita, hematites y pirolusita; entre los minerales que forman la ganga se encuentran cuarzo, feldespato, moscovita, turmalina, calcita y fluorita.

Las mineralizaciones estratiformes están normalmente asociadas a bandas calcosilicatadas, aunque en algún caso parecen estar asociadas a bandas biotítico-feldespáticas (PELLITERO, 1981). Respecto a las primeras, la longitud de la mineralización es normalmente mayor de los 50 m y la potencia de la zona mineralizada oscila entre los 5 y los 50 cm; PELLITERO (*op. cit.*) indica dos tipos de rocas portadoras de mineralización, una de ellas de tipo cuarcítico con plagioclasa, anfíbol, cuarzo, granate y clinzoisita, 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 y vesubiana (la scheelita está dentro de los critales de vesubiana); otra zonación es la formada por diópsido, clinzoisita, epidota plagioclasa y feldespato potásico acompañado de esfena rica en estaño y teniendo como accesorios calcita, cuarzo y opacos.

La citada autora también cita otro tipo de yacimientos estratiformes, ligados en este caso a bandas biotítico-feldespáticas; la banda portadora de mineralización está formada por scheelita, biotita, plagioclasa, moscovita, apatito y cuarzo, teniendo como accesorios rutilo, esfena, brookita y circón.

En el área de Morille el tipo de yacimiento predominantemente 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 los 50 y los 200 m y la potencia entre 2 y 5 cm. Los filones de cuarzo mineralizados (escasos en esta área) tienen una dirección entre N40-70E. Las mineralogías son las mismas que las descritas en el área de Tornadizos-S. Pedro de Rozados.

En el área de Martinamor hay un gran predominio de yacimientos filonianos (sólo un caso estratiforme) en diques de cuarzo, normalmente hidrotermales. La dirección de los filones es N100-115 E (excepcionalmente hay uno N30-50E); la longitud es superior a los 50 m (profundidad 200 m), la anchura entre 10 y 200 m y la profundidad mayor de 10 m. El encajante son los esquistos de la F. Monterrubio, los ortoneises de S. Pelayo y los granitos y leucogranitos de dos micas sin-tardicinemáticos (D_2); la mineralogía es la misma que la descrita para el área de Tornadizos-S. Pedro de Rozados con la salvedad de que el mineral de wolframio es la wolframita en lugar de la scheelita existente en aquella área.

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

A continuación se describen algunas minas de importancia histórica.

Área de Tornadizos- S. Pedro de Rozados

Mina S. José. Tornadizos III. (Coord. UTM: X 263,45, Y 4.522,8)

La tipología de la mineralización es filoniana y asociada a niveles calcosilicatados. La mena es scheelita y la ganga cuarzo, moscovita, turmalina y piritita; las rocas encajantes son esquistos y areniscas de la F. Monterrubio que llevan intercaladas aplitas y pegmatitas (a su vez asociadas a los granitos y leucogranitos de dos micas de Martinamor). La dirección de los filones de cuarzo es N55-65 E, subverticales; la longitud de la mineralización de unos 400 m, la anchura entre 30-50 m y la profundidad supera los 25 m. En su día se realizaron 4 cortes a cielo abierto, en galerías en dirección y tres pozos; el volumen de las escombreras tiene unos 25.000 m³, el tonelaje extraído de unos 50.000 Tm y se estiman unas reservas de 3.000.000 Tm.

Mina la Explotada. Tornadizos V. (Coord. UTM: X 263,8, Y 4.522,8)

La tipología de la mineralización es como la anterior. La mena es scheelita y la ganga cuarzo, turmalina, hematites, limonita, pirolusita y rodocrosita; las rocas encajantes son esquistos y areniscas de la F. Monterrubio (mosqueados) que llevan intercalaciones pegmoaplíticas. La dirección de los filones es N65-70 E, subverticales; la longitud de la mineralización es de más de 300 m, la anchura más de 50 m y la profundidad más de 25 m. Las labores realizadas en su día son 3 cortas, 2 zanjas y ocho pozos, así como antiguas galerías; el volumen de las escombreras es de 30.000 m³, el tonelaje extraído del orden de 75.000 Tm y se estiman unas reservas del orden de los 3.000.000 Tm.

Mina Loferso. Arroyo Becanuño. (Coord. UTM: X 265,3, Y 4.522,75)

La tipología de la mineralización es idéntica a las anteriores así como la mena; la ganga es cuarzo, caolín, feldespato y turmalina. Las rocas encajantes son los esquistos y conglomerados de la F. Monterrubio, así como los granitos y leucogranitos de dos micas de Martinamor (con sus diques asociados). La dirección de los filones es N150E con un buzamiento entre subverticales y 80° S; la longitud del campo mineralizado es mayor de 300 m, la anchura más de 50 m y la profundidad más de 25 m. Las labores realizadas son dos cortas, zanjas y calicatas; el volumen de las escombreras es de 50.000 m³, el tonelaje extraído unos 100.000 Tm y el potencial de reservas de unos 3.000.000 Tm.

Berta y Pilar (Grupo Velázquez). (Coord. UTM: X 266,4, Y 4.523,6)

La tipología de la mineralización es filoniana y estratiforme (niveles calcosilicatados). Las menas son scheelita y casiterita y las gangas cuarzo, feldespato, moscovita, turmalina, calcita, anfíbol, pirita y calcopirita. La roca encajante son micaesquistos y areniscas de la F. Monterrubio, existiendo diques de pegmatitas (asociadas a los granitos y leucogranitos de dos micas de Martinamor). La dirección de los filones de cuarzo es N60E, subverticales; tienen una longitud mayor de 500 m, una anchura mayor de 200 m y una profundidad mayor de 50 m. Es una antigua explotación por pozos y galerías, posteriormente a cielo abierto y con varias cortas; el volumen de escombreras es de unos 500.000 m³, el tonelaje extraído desconocido; las reservas son superiores a los 2.000.000 Tm de todo uno de W; las leyes medias son de 500-2.000 ppm WO₃ y 500 ppm de Sn; el potencial es superior a los 10.000.000 de Tm de todo uno en W.

Adoración y María. (Coord. UTM: X 267,65, Y 4.523,2)

La tipología de la mineralización es como las anteriores. Las menas son scheelitas y casiterita y las gangas, cuarzo, feldespato, moscovita, calcita, anfíboles y turmalina. La roca encajante son micaesquistos con niveles de areniscas anfibólicas (niveles calcosilicatados). La dirección de los filones de cuarzo es N20E buzando 80° al E. La longitud del campo mineralizado es mayor de 200 m, la anchura mayor de 100 m y la profundidad mayor de 15 m. Las labores son una corta a cielo abierto y unos 10 pozos y galerías. El volumen de las escombreras es de unos 20.000 m³, el tonelaje extraído y las reservas son desconocidos; las leyes medias son muy variables entre 1.000 y 10.000 ppm WO₃; el potencial es superior a 1.000.000 de Tm.

Las cuatro hermanas. (Coord. UTM: X 265,85, Y 4.522,45)

La tipología de la mineralización es estratiforme (asociada a los niveles calcosilicatados). La mena es sheelita y la ganga feldespato, cuarzo, anfíboles, calcita y epidota. La roca encajante son los esquistos y areniscas de la F. Monterrubio, con diques pegmatíticos asociados a los granitos y leucogranitos de dos micas de Martinamor. La dirección de la mineralización es la misma que la del encajante N150E 35°S y la del campo filoniano N70 E subverticales. La longitud de la mineralización es mayor de 100 m, la anchura de 1-1,5 m

y la profundidad mayor de 3 m. Las labores realizadas son una corta a cielo abierto, dos pozos y varias calcatas de investigación. El volumen de las escombreras es de unos 500 m³, el tonelaje extraído del orden de 1.000 Tm, las reservas de 1.000.000 de Tm y el potencial superior a los 5.000.000 Tm. Las leyes medias están entre 1.000 y 5.000 ppm WO³ en todo uso.

Área de Morille

Mina Mundaca (La Farinata). (Coord. UTM: X 271,95, Y 4.521,8)

La tipología de la mineralización es estratiforme. La mena es scheelita y la ganga calcita, pirita, calcopirita, cuarzo y feldespato. La roca encajante son los esquistos y areniscas anfíclíticas de la F. Monterrubio. La dirección de la mineralización es la misma que la del encajante N110E 15°S; la longitud del campo mineralizado es mayor de 400 m, la anchura mayor de 200 m y la profundidad mayor de 60 m. Las labores realizadas son 15 pozos y dos galerías. El volumen de escombreras es de unos 250.000 m³, el tonelaje extraído entre 300-400.000 Tm, las reservas del orden de 1.000.000 de Tm y el potencial superior a los 1.000.000 de Tm. las leyes medias son muy variables entre los distintos niveles calcosilicatados.

Mina Claudina (La Viña). (Coord. UTM: X 272,5, Y 4.521,85)

Es una mineralización de tipo estratiforme. La mena es scheelita y la ganga cuarzo, feldespato, calcita, pirita y calcopirita. La roca encajante son los esquistos, areniscas y niveles calcosilicatados de la F. Monterrubio. La dirección de la mineralización es la misma que la del encajante N110 E de subhorizontal a 30°N; la longitud del campo mineralizado es mayor de 200 m, la anchura mayor de 100 y la profundidad mayor de 25 m. Las labores son una corta a cielo abierto, antiguas galerías y 4 pozos. Sólo quedan unos 500 m³ de escombreras (el resto fueron lavados). El tonelaje extraído es de mas de 100.000 Tm, las reservas no están evaluadas, el potencial es del orden de 1.000.000 Tm y las leyes medias variables según los distintos niveles.

Mina Alegría. (Coord. UTM: X 272,6, Y 4.523)

La tipología de la mineralización es de tipo estratiforme. La mena es scheelita y la ganga cuarzo, feldespato, calcita y sulfuros. La roca encajante son los esquistos, areniscas y rocas calcosilicatadas de la F. Monterrubio. La dirección de la mineralización, idéntica a la del encajante, es N115 E y de subhorizontal a 30°N; la longitud del campo mineralizado es mayor de 700 m, la anchura mayor de 200 m y la profundidad mayor de 50 m. Las labores son tres cortas y antiguos pozos y galerías. El volumen de escombreras es de 20.000 m³ finos (rechazo de lavadero) y 100.000 m³ de estériles. El tonelaje extraído es del orden de las 250.000 Tm, las reservas son superiores a las 500.000 Tm y el potencial del orden de los 5.000.000 Tm. Las leyes medias son del orden de las 10.000 ppm.

Mina Navalcuadro. (Coord. UTM: X 278,7, Y 4.519,95)

La tipología de la mineralización es filoniana. La mena es wolframita y la ganga cuarzo, pirita, calcopirita, moscovita y feldespato. La roca encajante son los granitos y leucogranitos de dos micas de Martinamor, con su cortejo pegmatóide asociado. La dirección de los filones de cuarzo es N50E subverticales. La longitud del campo filoniano es mayor de 500 m, la anchura mayor de 25 m y la profundidad mayor de 10 m. Las labores son una corta a cielo abierto, tres zanjones y muchas zanjas antiguas. El volumen de escombreras es de unos 000 m. El tonelaje extraído es del orden de las 7.000 Tm., las reservas del orden de 100.000 Tm, el potencial del orden de 250.000 Tm y las leyes medias entre 500-1.000 ppm WO.

Mina La Atalaya. (Coord. UTM: X 279,2, Y 4.519,95)

La tipología de la mineralización es filoniana y aluvionar. La mena es wolframita y la ganga cuarzo, hematites, pirita, calcopirita, malaquita y moscovita. La roca encajante son los ortoneis de S. Pelayo, con intercalaciones de granitos y leucogranitos de dos micas de Martinamor así como su cortejo filoniano asociado. La dirección de los filones de cuarzo es N100-120 E y de subverticales a 80°S, la longitud del campo filoniano es mayor de 200 m, la anchura mayor de 200 m y la profundidad mayor de 15 m. Los diques de cuarzo de 5 a 25 cm de potencia están separados entre sí más de 5 m. Las labores realizadas son dos cortas y antiguas labores artesanales y explotaciones de aluvión. El volumen de escombreras es de unos 20.000 m³, el tonelaje extraído del orden de 50.000 Tm, las reservas de aluviones están casi explotadas (de filones 50.000 Tm), el potencial del orden de 100.000 Tm y las leyes medias posiblemente menores de 500 ppm WO

Mina Matamala. (Coord. UTM: X 280,4, Y 4.518,55)

La tipología de la mineralización es como la anterior, las menas son casiteria y posible wolframita. La zona encajante son los ortoneis de S. Pelayo que tienen intercalados granito y leucogranitos de dos micas de Martinamor con sus pegmatitas asociadas. La dirección de los filones de cuarzo es N110-130E subverticales y de las pegmatitas N60E, buzando 30° al N. La longitud del campo mineralizado es de 700 m. Las labores realizadas son múltiples zanjas en dirección, sobre antiguas labores y varias áreas de explotación de aluviones. El volumen de escombreras es de unos 10.000 m³ de aluviones sin lavar; el tonelaje extraído del orden de 25.000 Tm, las reservas de 50.000 Tm de aluvión con leyes bajas, el potencial puede ser muy alto pero con leyes muy bajas y las leyes medias son inferiores a 250 ppm de Sn en aluvión.

6.1.2. Plomo

Mina Marte. (Coord. UTM: X 282,55, Y 4.522,8)

La importancia de este indicio se debe a que es la única mineralización de plomo del entorno geológico de la Hoja. La tipología de la mineralización es filoniana. La mena es galena (se citan estibina y blenda) la ganga cuarzo, pirita, calcopirita, smithsonita. La dirección del

filón de cuarzo es N30E subvertical?; tiene unos 25 cm de potencia. La longitud del campo mineralizado es mayor de 200 m, la anchura mayor de 1 m y la profundidad mayor de 50 m. La labor es un pozo de más de 50 m y otros tapados hacia el SW. No existen escombreras (se utilizaron como áridos), se desconoce el tonejale extraído; no hay datos de reservas ni de evaluación del potencial. La explotación se hizo por los años 30 y se paró alrededor de 1945.

6.2. ROCAS Y MINERALES INDUSTRIALES

6.2.1. **Feldespatos**

Hay un indicio al N de Terrados (Coord. UTM: X 277,35, Y 4.518,85) en pegmatitas asociadas a los granitos y leucogranitos de dos micas de Martinamor. La dirección del dique es N30 E, la longitud es mayor de 100 m, la anchura mayor de 50 m (campo filoniano) y la profundidad de 2-3 m. Las escombreras son unos 10 m³ y no se ha extraído nada, habiéndose realizado únicamente una calicata de investigación.

6.2.2. **Gravas**

Se explotan gravas en La Maya a partir de los depósitos de la unidad arcósica superior, pero sobre todo se explotan aluviales y terrazas a todo lo largo de la vega del Tormes, en La Maya, Fresno-Alhándiga, Sieteiglesias, Ejeme, etc. El tamaño de las explotaciones es variable aunque tienen grandes reservas; se utilizan en hormigones, prefabricados, carreteras, etc. El arranque se realiza con palas mecánicas y el transporte por cintas a la planta de machaqueo; posteriormente el producto por pala a la planta de hormigonado. La mayoría de las veces las explotaciones se ubican en parcelas destinadas a la agricultura, se extrae la grava hasta 2-3 m de profundidad, el hueco se rellena de estériles, utilizándose nuevamente el terreno con fines agrícolas.

6.2.3. **Micas**

Se han explotado por los años 40 unos indicios al NE de Buenavista, en pegmatitas con venas de cuarzo asociadas a los granitos y leucogranitos de dos micas de Martinamor. El método de explotación era rudimentario y con selección a mano; no hay prácticamente escombreras y en algún indicio las micas están agotadas. No hay datos del tonelaje extraído, ni de reservas, ni de potencial.

6.2.4. **Pizarras**

Los únicos materiales pizarrosos susceptibles de explotación son los de la Fm. Aldeatejada, de tonalidades verdosas siendo el marco de utilidad, la mayor parte de las veces, como material de cercados.

6.3. HIDROGEOLOGÍA

6.3.1. Climatología

Según la clasificación agroclimática incluida en el PIAS, IGME (1980), el clima que corresponde a la Hoja es mediterráneo continental semicálido seco.

El rasgo climático más característico de la zona es la intensidad y duración de los inviernos, con veranos cortos y relativamente frescos. Las temperaturas medias 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 temporal y la desigualdad en cuanto a la distribución espacial (referido esto a la cuenca del Duero), originándose en su mayoría en primavera y otoño.

6.3.2. Hidrología superficial

Las aguas de escorrentía superficial son recogidas por el río Tormes y afluentes; el primero discurre en dirección S-N por el límite oriental de la Hoja; el afluente principal, el Alhándiga, en dirección NW-SE y ambos a favor de líneas estructurales. Los márgenes del Tormes, a su paso por la Hoja, están clasificados en el Plan Hidrológico de 1988 como de riesgo mínimo de inundación.

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

- Metasedimentos. Son predominantes y se ubican en el centro-oeste de la Hoja; en ellos las perspectivas de grandes caudales son muy escasos 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.
- Rocas ígneas. A excepción del granitoide de Sta. Genoveva muy fracturado, el resto de rocas ígneas aflorantes en la Hoja están normalmente intercaladas entre los metasedimentos (vease cartografía y memoria) funcionando en sentido hidrogeológico como dichos materiales.
- Sedimentos terciarios. Estos materiales se encuentran enclavados en la denominada depresión de Alba-Peñaranda (salvo el borde N que pertenece al límite de la Fosa de Ciudad-Rodrigo con la cuenca del Duero). El sistema está constituido por materiales detríticos terciarios de carácter conglomerático-arcósico que rellenan una depresión situada en el borde S de la cuenca del Duero, separada de los materiales paleozoicos por la fractura de Alba-Villoria.

Dentro de la gama de sedimentos terciarios que afloran en la Hoja se distinguen una unidad siderolítica impermeable en el centro-norte y unas unidades de conglomerados ricos es arcilla que corresponden a la unidad arcósica superior y a la unidad roja, en general de características bastante impermeables, pues la extracción de agua se concentra en las gravas y arenas del Cuaternario del Tormes.

- Cuaternario. Presentan interés los aluviales del margen del Tormes, de una extensión considerable, formados por conglomerados y arenas de tipo arcósico; presentan altas permeabilidades por porosidad intergranular y son frecuentes los pozos de excavación manual que captan los acuíferos a profundidades en torno a los 5 m.

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.; SÁNCHEZ, S.; FERNÁNDEZ, 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.; MONTESERÍN, V.; NOZAL, F.; PARDO, M.V.; PICART, J.; ROBLES, R.; SANTA MARÍA, 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.
- ARRIBAS, A. (1979). Mineral paragenesis in the Variscan metallogeny of Spain. *Studia Geologica*, XIV, pp. 223-260.
- ARRIBAS, A. (1980). El yacimiento de tungsteno de Barruecopardo. *Bol. Geol. y Min., Esp.*, T. XCI-II, pp. 408-416.
- ARRIBAS MORENO, A.; ARRIBAS ROSADO, A.; GUMIEL MARTÍNEZ, P.; MARTÍN IZARD, A., y REGUILÓN BRAGADO, R. (1988). Caracteres metalogenéticos de los yacimientos minerales asociados a los granitoides del Macizo Hespérico. En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico*. Libro Homenaje a L.C: García de Figuerola; 233-26 Edic. Rueda.
- 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. Zócalo hercínico y cuencas terciarias*. Monogr. 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 inférieure. *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.
- BELLIDO MULAS F.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; KLEIN, E.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.L., y PABLO MACÍA, M.G. de (1987). *Las rocas graníticas hercínicas del Norte de Galicia y Occidente de Asturias*. Memorias IGME, 101, pp. 1-157.
- BOUYX, E. (1970). *Contribution à l'étude des formations Ante-Ordoviciennes de la Meseta Meridionale (Ciudad Real et Badajoz)*. Mem. Int. Geol. y Min. Esp. 197. 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, 379-38.
- BULLOCK, P.; FEDOROFF, N.; JONGERIUS, A.; STOOP, G.; TURISMA, T., y BABEL, U. (1985). *Handbook 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). Características 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.*, 6 (2): 687-697.
- CORROCHANO, J.F., y MOLINA, E. (1982). Relaciones entre procesos edáficos y superficies morfológicas (vertiente Noroeste de la Sierra de Francia). *I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Temas Geológico-mineros*, IGME, 6, 1, 211-223, Madrid.
- CORROCHANO, A.; CARBALLEIRA, J. POL, C., y CORRALES, I. (1983). Los sistemas deposicionales terciarios de la depresión de Peñaranda-Alba y sus relaciones con la fracturación. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 19: 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.
- CRUSAFONT, M.; AGUIRRE, E., y GARCÍA, J. (1968). Un nuevo yacimiento de mamíferos del Mioceno de la Meseta española. *Acta Geol. Hispánica*, 3: 22-24.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1975). Estudio estructural de los materiales anteordovícicos 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 (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., y FOURNIER VIÑAS, Ch. (1981). Hallazgo de acritarcos en el Complejo esquisto-grauváquico al Sur de Salamanca. *Acta Geol. Hisp.*, t 16-3 pp. 131-134.
- DÍEZ BALDA, M.A. (1986). *El Complejo esquisto-grauváquico, las series paleozoicas y la estructura hercinica al sur de Salamanca*. Tesis doctoral, Ediciones Universidad de Salamanca.
- DÍEZ BALDA, M.A.; GARCÍA-CASQUERO, J.L.; MONTESERÍN LÓPEZ, V.; NOZAL MARTÍN, F.; PARDO ALONSO, M.V., y ROBLES CASAS, R. (1990a). Cizallamientos subverticales posteriores a la segunda fase de deformación hercinica al Sur de Salamanca (Zona Centroibérica). *Rev. Soc. Geol. España*, 3, 11-1125.
- DÍEZ BALDA, M.A.; AYARZA, P., y MARTÍNEZ CATALÁN (1992). El cizallamiento dúctil subhorizontal de la segunda fase hercinica 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.F., y MOLINA, E. (1982). Relaciones entre procesos edáficos y superficies morfológicas (vertiente Noroeste de la Sierra de Francia). *I Reunión sobre la Geología de la Cuenca del Duero, Temas Geológico-mineros*, IGME, 6, 1, 211-223, Madrid.

GARCÍA ABBAD, F., 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, L.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 antiformal 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.; 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.; GUTIÉRREZ MARCO, J.C.; HERRANZ, P.; MARCOS, A.; MARTÍN, J.; PELÁEZ, J.R.; PÉREZ ESTAÚN, 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. Salmanticensia*, 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. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 5: 107-138.
- JIMÉNEZ, E. (1974). Iniciación al estudio de la climatología del Paleógeno de la Cuenca del Duero y su posible relación con el resto de la Península Ibérica. *Bol. Geol. Min.*, 85 (5): 518-524.
- JIMÉNEZ, E. (1977). Sinopsis sobre los yacimientos fosilíferos paleógenos de la provincia de Zamora. *Bol. Geol. Min.*, 88 (5): 357-364.
- JIMÉNEZ, E. (1982). Quelonios y cocodrilos 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, 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.

- JUNTA DE CASTILLA y LEÓN (1985). *Inventario y mapa de indicios mineros de la Comunidad Autónoma de Castilla y León. Fase I: provincias de Ávila, Salamanca y Zamora*. Informe inédito. Fondo documental de la Junta de Castilla y León.
- LINARES, E.; PELLITERO, E., y SAAVEDRA, J. (1987). Primeras edades radiométricas en el área estanno-wolframífera de Morille-Martinamor (Centro-Oeste de España). *Bol. Geol. y Min.*, 98 (5); 640-646.
- 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.
- LISTER, G.S., y SNOKE, A.W. (1984). S-C Milonites. *Journal of Structural Geology*. Vol. 6, pp. 617-638.
- 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 BRENCHLEY, P.J.; REBELO, A., y ROMANO, M. (1987). Fans and fan deltas-precursors 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 núm. 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-ESTAÚN, A., y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1992). Lower Paleozoic extensional tectonics in thye 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, 352-537.
- MOLINA, E. (1991). Geomorfología y Geoquímica del Paisaje. *Acta Salmanticensia*. Bibliot. de las Ciencias, 72. Ed. Univ. de Salamanca.
- MOLINA, E., y BLANCO, J.A. (1980). Quelques précisions sur l'alteration du Massif Hercynien Espagnol. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 290, 1293-1296.
- MOLINA, E.; BLANCO, J.A., y MARTÍNEZ, F.J. (1982). Esquema morfológico evolutivo de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). I Reunión sobre Geología de la Cuenca del Duero. Salamanca, 1979. *Temas geológico-mineros*, IGME, pp. 433-448.
- MOLINA, E.; VICENTE, A.; CANTANO, M., y MARTIN-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 discordancia "Sárdica" en el anticlinal de Valdelacasa (Montes de Toledo, España). *Brev. Geol. Astur.*, 20, 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. 139-14
- OCZLON, M.S., y DÍEZ BALDA, M.A. (1992). Contornitas en las facies de 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-alcudense 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 paleogeográfica 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. de Lab. Geológico de Lage*, 37, pp. 1-15.
- PELLÁEZ-CAMPOMANES, P.; DE LA PEÑA, A., y LÓPEZ, N. (1989). Primeras faunas de micro-mamíferos del Paleógeno de la Cuenca del Duero. *Stvd. Geol. Salmanticensia*, vol. esp. 5: 135-157.
- PELLITERO, E.; MARTÍNEZ, J.; ARRIBAS, A., y SAAVEDRA, J. (1976). Geología de áreas mineralizadas en la antiforma de Vecinos-Martínamor (Salamanca, España), *Tecniterrae*, 10, 20-30.
- PELLITERO, E. (1980). *Caracteres petrogenéticos y metalogenéticos de los yacimientos de wolframio de la provincia de Salamanca.* Tesis. Univ. de Salamanca, 299 pp.
- PELLITERO, E. (1981). La zona wolframífera centro-oriental de Salamanca. *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2 (7), 227-244.
- POLO, M.A.; ALONSO GAVILÁN, G., y VALLE, M.F. (1987). Bioestratigrafía y paleogeografía del Oligoceno-Mioceno del borde SO de la fosa de Ciudad Rodrigo (Salamanca). *Stvd. Geol. Salmanticensia*, 24: 229-245.
- PORTERO, J.M., y DABRIO, C. (1988). Evolución tectosedimentaria del Ordovícico y Silúrico de los Montes de Toledo meridionales y Campo de Calatrava. *II Congreso Geológico de España. Granada.*
- 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 pp.
- QUESADA, C. (1991). Geological constraints on the Paleozoic tectonic evolution of tectonostratigraphic terranes in the Iberian Massif. *Tectonophysics*, 185 pp. 225-245.
- RAMSAY, J.G. (1967). *Folding and fracturing of rocks.* Mc Graw 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. Tesis doctoral.

- RÖLZ, P. (1975). Beiträge zum aufbau des jumpräkambrischen und attpalaozoischen Grundgebirges in deu 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. Paläonts*, Heft 36, 1-68.
- ROMÁN, F., y ROYO GÓMEZ, J. (1922). Sur l'existence de mammifères lutéciens dans le bassin du Douro (Espagne). *Comp. Red. Acad. Sc. Paris*, 175: 1221-1223.
- ROYO GÓMEZ, J. (1935). Las grandes tortugas delseudodiluvial castellano. *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 35, 463-486.
- SAAVEDRA, J.; PELLITERO, E.; GARCÍA SÁNCHEZ, A., y FERNÁNDEZ TURIEL, J.L. (1984). Rasgos petrográficos y geoquímicos de los granitoides y rocas metamórficas del área de Morille-Martinamor (Salamanca, Centro Oeste de España). *Estudios Geológicos*, 40; 15-21.
- SALVADOR PALACIOS, G. (1977). *El Terciario de Tordesillas*. Tesis de licenciatura. Univ. de Salamanca, 69 pp.
- SAN JOSÁ, M.A.; PELÁEZ, J.R.; VILAS, L., y HERRANZ, P. (1974). Las series ordovícicas y preordovícicas del sector central de los Montes de Toledo. *Bol. Geol. y Min.* T. 81-1, 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 & A. Martín-Serrano (coords.), *Alteraciones y palealteraciones en la morfología del oeste peninsular. Zócalo hercínico y cuencas terciarias*; Monogr. Soc. Española Geomorf. 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. Colombo (ed.). *Libro Homenaje a Oriol Riba, Acta Geol. Hispánica*.
- 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 & Martín-Serrano (coords), *Alteraciones y paleoalteraciones en la morfología del Oeste peninsular. Zócalo hercínico y cuencas terciarias*. Monogr. Soc. Española de Geomorfología 6: 185-198.
- VIDAL, G.; JENSEN y PALACIOS, T. (1994). *Geol. Mag.* 131, 1-11.
- 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). Explanación 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*. Mongr. Soc. Española Geomorf., 6: 161-183.
- VIDAL, G.; PALACIOS, T.; GÁMEZ, J.A.; DÍEZ BALDA, M.A., y GRANT, S.W.F. (in litt). "Neoproterozoic of Spain, new concepts". *Geol. Magazine*.
- VILANOVA, J. (1873). Noticia de vertebrados hallados en Sanzoles (Zamora). *Act. R. Soc. España Hist. Nat.*, 2, 42, 47 y 52. Madrid.
- VOLKOVA, N.L. (1969). Acritarchs of Precambrian and Lower Cambrian deposits of Estonia. *Acad. Sci. U.S.S.R. Geol. Inst. Nauka*, 188; pp. 8-36.

