



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



VALVERDE DEL MAJANO

El Instituto Tecnológico GeoMinero de España, ITGE, que incluye, entre otras, las atribuciones esenciales de un "Geological Survey of Spain", es un Organismo autónomo de la Administración del Estado, adscrito al Ministerio de Industria y Energía, a través de la Secretaría General de la Energía y Recursos Minerales (R.D, 1270 / 1988, de 28 de octubre). Al mismo tiempo, la Ley de Fomento y Coordinación General de la Investigación Científica y Técnica le reconoce como Organismo Público de Investigación. El ITGE fue creado en 1849.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

VALVERDE DEL MAJANO

Primera edición

MADRID, 1991

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por el equipo perteneciente a la Agrupación de Empresas EGEO, S. A. – GEOPRIN, S. A.

En la ejecución de la Hoja han intervenido los siguientes autores:

Mapa Geológico:

- Mesozoico, Terciario y Cuaternario: A. del Olmo Sanz (EGEO, S. A.) y J. Martínez-Salanova (EGEO, S. A.).
- Rocas metamórficas e ígneas: L. M. Martín Parra (EGEO, S. A.)

Mapa Geomorfológico:

P. Fernández, J. D. Centeno, T. Bardají y J. de Pedraza.

Memoria:

- Introducción, estratigrafía e historia geológica: A. del Olmo Sanz, J. Martínez-Salanova y L. M. Martín Parra.
- Petrología: L. M. Martín Parra.
- Tectónica: Hercínica; L. M. Martín Parra; Tardihercínica y alpina: R. Capote (U.C.M.), J. M. González Casado (U.C.M.) y G. de Vicente (U.C.M.).
- Geomorfología: P. Fernández (U.C.M.), J. D. Centeno (U.C.M.), T. Bardají (U.C.M.) y J. de Pedraza (U.C.M.).
- Geología económica: A. Merlo (GEOPRIN, S. A.).
- Petrografía: J. Escuder (GEOPRIN, S. A.).

Asesoría en Sedimentología:

A. Alonso Millán (U.C.M.), I. Armenteros (Universidad Salamanca) y C. J. Dabrio (Universidad Salamanca).

Paleontología:

N. López Martínez (U.C.M.) y J. Esteban Aenlle (U.C.M.).

Análisis por difracción del rayos X:

M. Signes Ororay y J. Bastida Cuairán

Dirección y supervisión del I.T.G.E.: A. Pérez González, L. R. Rodríguez Fernández y C. Ruiz García.

INDICE

	<u>Páginas</u>
1. INTRODUCCION	7
1.1. SITUACION GEOGRAFICA	7
1.2. ANTECEDENTES	8
1.3. ENCUADRE GEOLOGICO	9
1.4. METODOLOGIA SEGUIDA EN LA CONFECCION DE LA HOJA ..	12
2. ESTRATIGRAFIA	13
2.1. ORTONEISES GLANDULARES	13
2.2. DEPOSITOS MESOZOICOS Y CENOZOICOS	13
2.2.1. Cretácico superior	13
2.2.1.1. Arenas, arcillas y gravas. Formación «Arenas y arcillas de Segovia» (11)	13
2.2.1.2. Dolomías rojas y arcillas (12)	15
2.2.1.3. Arenas pardas, areniscas y arcillas. Formación «Dolomías tableadas de Caballar» (13)	16
2.2.1.4. Formación «Calizas y dolomías de Castrojimeno»	17
2.2.1.4.1. Areniscas con cemento dolomítico. Miembro «Areniscas dolomíticas de Hontoria» (14)	17
2.2.1.4.2. Margas, dolomías y areniscas. Miembro «Dolomías de Montejo»(15)	18

2.2.1.5.	Dolomías, margas y arcillas. Formación «Dolomías y margas de «Valle de Tabladillo» (16)	19
2.2.1.6.	Gravas, arenas silíceas, arcillas y yesos (17)	19
2.2.2.	Terciario	21
2.2.2.1.	Sedimentos paleógenos	21
2.2.2.1.1.	Conglomerados de cantos y bloques polimícticos (18)	22
2.2.2.1.2.	Arenas, limos y arcillas (19)	22
2.2.2.2.	Sedimentos neógenos	24
2.2.2.2.1.	a) Bloques y cantos de cuarcitas y pizarras; b) Bloques y cantos de granitos y neises (23)	25
2.2.2.2.2.	a) Cantos y arenas litoareníticos; y b) cantos y arenas arcósicos (22)	26
2.2.2.2.3.	a) Arenas litoareníticas; y b) arenas arcósicas (21)	26
2.2.2.2.4.	a) Limos y arenas litoareníticos; y b) limos y arenas arcósicos (20)	27
2.2.3.	Pliocuatrnario	27
2.2.3.1.	Bloques, cantos y arenas (Conos de deyección (24)	27
2.2.3.2.	Arenas, limos y cantos (Glacis) (25)	28
2.2.4.	Cuatrnario	28
2.2.4.1.	Cantos y arenas (Terrazas) (26, 27)	28
2.2.4.2.	Arenas, cantos y limos (Coluviones) (28)	28
2.2.4.3.	Arenas, limos, gravas y cantos (Aluviales. Fondos de valle) (29)	28
2.2.4.4.	Arenas eólicas (30)	28
2.2.4.5.	Limos orgánicos (Fondos de charcas) (31)	29
2.2.4.6.	Limos, arenas y turberas (Fondos de navas) (32)	29
3.	PETROLOGIA	29
3.1.	ROCAS IGNEAS PREHERCINICAS	29
3.1.1.	Ortoneises glandulares (10)	29
3.2.	ROCAS GRANITICAS HERCINICAS	30
3.2.1.	Leucogranitos de grano fino foliados (5)	30
3.2.2.	Adamellitas deformadas (tipo Otero de Herreros) (6)	31
3.2.3.	Adamellita-granito biotítico (tipo El Espinar) (7)	32
3.2.4.	Adamellitas-granitos biotíticos (tipo Aragoneses) (8)	33
3.2.5.	Leucogranitos de grano fino (9)	33
3.3.	ROCAS FILONIANAS	34
3.3.1.	Diques de aptita y leucogranitos aplíticos (1)	34
3.3.2.	Diques de pórfidos de afinidad monzonítica y sienítica (2)	34
3.3.3.	Diques de pórfidos graníticos (3)	35
3.3.4.	Diques de cuarzo (4)	36

3.4. CARACTERISTICAS DEL METAMORFISMO	36
4. TECTONICA	37
4.1. OROGENIA HERCINICA	37
4.1.1. Primera fase de deformación (D1)	37
4.1.2. Segunda fase de deformación (D2)	38
4.1.3. Tercera fase de deformación (D3)	38
4.1.4. Cuarta fase de deformación (D4)	38
4.1.5. Deformaciones tardihercínicas	39
4.1.5.1. Deformación finihercínica	39
4.1.5.2. Etapa Malagón	39
4.1.5.3. Etapa Hiedelaencina	39
4.2. DEFORMACIONES ALPINAS	41
4.2.1. Etapa ibérica	41
4.2.2. Etapa Guadarrama	41
5. GEOMORFOLOGIA	42
5.1. CARACTERISTICAS GEOMORFOLOGICAS GENERALES	42
5.1.1. Consideraciones previas	42
5.2. LAS SUPERFICIES DE EROSION	43
5.3. EL MODELADO DE DETALLE. LA EVOLUCION CUATER- NARIA	45
5.4. SISTEMA CARTOGRAFICO	47
5.5. DESCRIPCION DE UNIDADES	48
5.5.1. Superficie tipo pediment	48
5.5.2. Superficie culminante	48
5.5.3. Superficie erosiva en divisorias	49
5.5.4. Superficie inferior exhumada de Nieva	49
5.5.5. Sistema de glacia	49
5.5.6. Sistema de llanuras	50
5.5.7. Vertientes-glacia	50
5.5.8. Sistema de aterrazamiento/Superficies asociadas	50
5.5.9. Las laderas	51
5.6. DESCRIPCION DE LOS ELEMENTOS	52
5.6.1. Elementos asociados a las superficies de erosión	52
5.6.2. Elementos coluviales	52
5.6.3. Elementos fluviales y de procesos asociados	53
6. HISTORIA GEOLOGICA	55
7. GEOLOGIA ECONOMICA	59
7.1. MINERIA Y CANTERAS	59
7.2. HIDROGEOLOGIA	59
8. BIBLIOGRAFIA	60

1. INTRODUCCION

1.1. SITUACION GEOGRAFICA

La Hoja de Valverde del Majano se encuentra situada en el borde SE de la cuenca del Duero, encontrándose en su sector SE las estribaciones de la sierra de Guadarrama. Pertenece casi totalmente a la provincia de Segovia, salvo un pequeño entrante de la provincia de Avila en el sector SO (Fig. 1).

Toma su nombre de la población de Valverde del Majano situada en el área NE de la Hoja.

Su topografía es relativamente llana y en ella se encajan alguno de los cauces fluviales que la atraviesan. Las cotas más altas se encuentran en el sector SE, donde destaca el cerro Muela (1.110 m). Otras elevaciones reseñables son los cerros Castropico (1.059 m), Los Cerrillos (1.038 m), Posada (1.034 m) y Miradero (1.019 m).

El punto más bajo de la Hoja se encuentra en el sector NE de la misma, donde el río Eresma la abandona, con unos 860 m. La cota media es relativamente alta, encontrándose la mayor parte de la Hoja por encima de 900 m, no bajando de este valor más que en los valles de los cauces fluviales.

Los ríos más importantes son el río Eresma, con su afluente el río Milanillos, el río Moros con sus afluentes los ríos Zonta y Chico, y el río Herreros. Son de destacar también los arroyos de los Cercos, de La Magdalena y de La Reguera. Todos estos ríos y arroyos corresponden a la cuenca hidrográfica del Duero.

Los núcleos de población más importantes son Valverde del Majano y Muñopedro.

1.2. ANTECEDENTES

Los estudios geológicos realizados en esta Hoja, dada la naturaleza de los materiales aflorantes, se han centrado fundamentalmente en aspectos de petrología sedimentaria y sedimentología de los materiales mesozoicos, terciarios y cuaternarios, así como en diversos puntos de la tectónica alpina que los afecta.

En cuanto a la problemática hercínica general en que se encuadra la Hoja, la revisión más actualizada, aunque esquemática, del conocimiento geológico del Sistema Central español se encuentra en el trabajo de BELLIDO *et al.* (1981), realizado con motivo de la VII Reunión de Geología del Oeste Peninsular. Anteriormente BARD *et al.* (1970) trazan los rasgos más generales de esta región.

Los trabajos más importantes, que también de un modo más o menos general, estudian la tectónica, son los de CAPOTE *et al.* (1981), UBANELL (1981), CAPOTE *et al.* (1982), CAPOTE (1983, 1985) y MACAYA *et al.* (en prensa). También son de interés en la interpretación estructural de los materiales hercínicos de la Hoja los trabajos de MACAYA (1983) y VILLASECA (1983 a).

El primer trabajo general sobre los granitoides es el de APARICIO *et al.* (1975), al cual acompaña un mapa especialmente dedicado a los granitos de la sierra de Guadarrama.

Los trabajos de BARRERA *et al.* (1981), fundamentalmente geoquímico, el de APARICIO *et al.* (1983) y finalmente el de BRANDEBOURGUER (1984), también se ocupan del estudio sistemático de los granitos. RZEPKA (1979), estudia los granitoides del sector S del macizo de Santa María de Nieva. Por último, VILLASECA (1985) realiza una breve revisión del conocimiento actual sobre ellos y apunta una interpretación petrogenética para los mismos.

Los ortoneises glandulares han sido estudiados de manera global en los trabajos de NAVIDAD (1978 a y b, 1979) y PEINADO (1985).

La disposición y emplazamiento relativo de las rocas filonianas ha sido estudiado por UBANELL (1981 b).

Los datos geocronológicos hasta este momento son escasos y plantean a veces problemas de interpretación o correlación. Todos ellos son de rocas ígneas hercínicas o antehercínicas. Los trabajos en los que se encuentran estos datos son los de MENDES *et al.* (1972), VIALETTE *et al.* (1986, 1987), SERRANO PINTO & GIL IBARGUCHI (en prensa), IBARROLA *et al.* (1988) y BISCHOFF *et al.* (1986).

El metamorfismo fue estudiado de modo general por primera vez por HEIM (1952). También se puede citar el trabajo de WAARD (1950) sobre las migmatitas de la sierra de Guadarrama. En los trabajos de FUSTER *et al.* (1974), LOPEZ RUIZ *et al.* (1975) y CASQUET & NAVIDAD (1985) se aborda de manera global el metamorfismo. Conviene citar también el trabajo de KILMURRAY (1978) que, aunque sobre un problema muy concreto como es la presencia de distena, abarca un amplio sector del Sistema Central.

El conocimiento de la existencia de materiales cretácicos en Segovia viene ya desde el siglo pasado, con los trabajos de CORTAZAR (1891) y FERNANDEZ NAVARRO (1897).

SAN MIGUEL DE LA CAMARA (1951, 1952 y 1955) realiza la estratigrafía de una parte del Cretácico, en el norte de la provincia de Segovia.

BIROT y SOLE SABARIS (1954) realizan cortes esquemáticos en Ituerto, al sur de la Hoja y en Segovia, al este.

Una gran parte de los antecedentes bibliográficos que tratan el Cretácico segoviano corresponden a trabajos de carácter fundamentalmente petrográfico. Así, para los materiales detríticos de la base encontramos los trabajos de ASENSIO y SANCHEZ CELA (1968 a y b), LOPEZ DE AZCONA y MINGARRO (1968), SANCHEZ CELA (1963), CASAS *et al.* (1975) y RINCON *et al.* (1978), mientras que para los sedimentos carbonáticos tenemos los de MINGARRO y LOPEZ DE AZCONA (1974 y 1975) y RINCON *et al.* (1977).

El primer trabajo sedimentológico en el Cretácico de Segovia lo realizan ALONSO y MAS (1977) en la sierra de Pradales, al norte de la provincia.

El estudio básico sobre el Cretácico de Segovia es el trabajo de ALONSO (1981), que lo analiza sedimentológicamente y describe numerosas unidades litoestratigráficas, formalizadas posteriormente en ALONSO *et al.* (1982).

ALONSO y FLOQUET (1982) estudian la sedimentación para el Turoniense, y ALONSO y MAS (1982) comparan y correlacionan las unidades cretácicas al norte y sur del Sistema Central.

De las arcillas y arenas silíceas blancas que aparecen sobre las margas y dolomías cretácicas se ha ocupado CASAS *et al.* (1975) y LEGUEY *et al.* (1984), de sus características petrológicas, y CASAS y LEGUEY (1976), de su sedimentología. Tradicionalmente, e incluyendo a estos autores, se las consideran terciarias, sin embargo, la edad cretácica viene confirmada por la aparición de fósiles de vertebrados de esta edad en la vecina Hoja de Nava de la Asunción (456) (SANZ, 1986; BUSCALIONI y SANZ, 1987 y SANZ y BUSCALIONI, 1987). Si bien su techo pudiera llegar a ser del Paleógeno, no obstante, estos materiales están incluidos dentro del ciclo sedimentario cretácico.

1.3. ENCUADRE GEOLOGICO

Los materiales que componen la Hoja, se agrupan en dos conjuntos netamente diferentes. Uno muy minoritario en cuanto a su representación en la misma, constituido por rocas ígneas y metamórficas pertenecientes al macizo hercínico, de edades precámbrico-paleozoicas y otro que ocupa la gran mayoría de la Hoja, constituido por sedimentos mesozoicos, terciarios y cuaternarios correspondientes al borde meridional de la submeseta norte.

La Orogenia Hercínica es la responsable de los principales eventos tectónicos y metamórficos que afectan a los ortoneises presentes en la Hoja, así como de la intrusión de los granitos que en ella afloran y su posterior deformación. Estos materiales se enclavan dentro de la Zona Galaico-Castellana de LOTZE (1945) o también dentro de la Zona Centroibérica de JULIVERT *et al.* (1972) (Fig. 2).

BELLIDO *et al.* (1981) realizan una subdivisión del Sistema Central más detallada en la que la presente Hoja se encontraría en el dominio central, caracterizada por:

- Afloramiento exclusivo de series preordovícicas.
- Metamorfismo regional intenso.
- Gran extensión de áreas que alcanzan el grado de anatexia.
- Presencia de gran número de granitoides tardihercínicos.

CAPOTE *et al.* (1982) subdividen a su vez el Sistema Central en tres grandes complejos estructurales, denominados de O a E: Complejo de Gredos, Complejo de Guadarrama y Complejo de Somosierra-Ayllón, siendo sus límites cabalgamientos

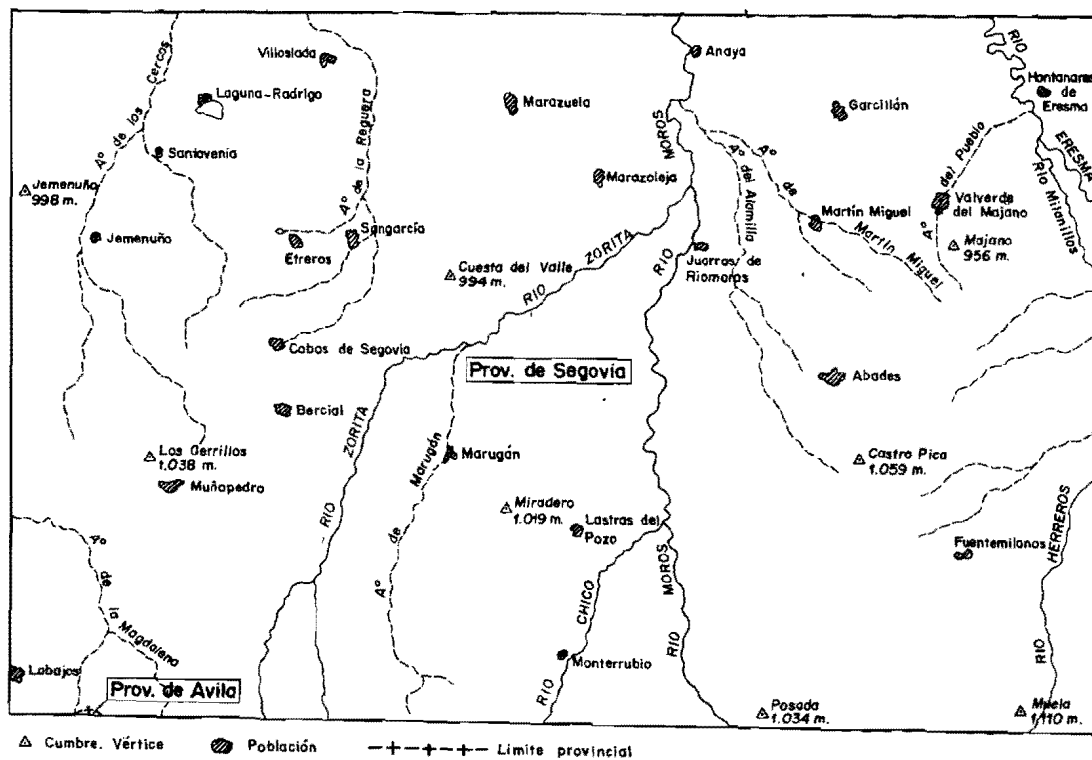
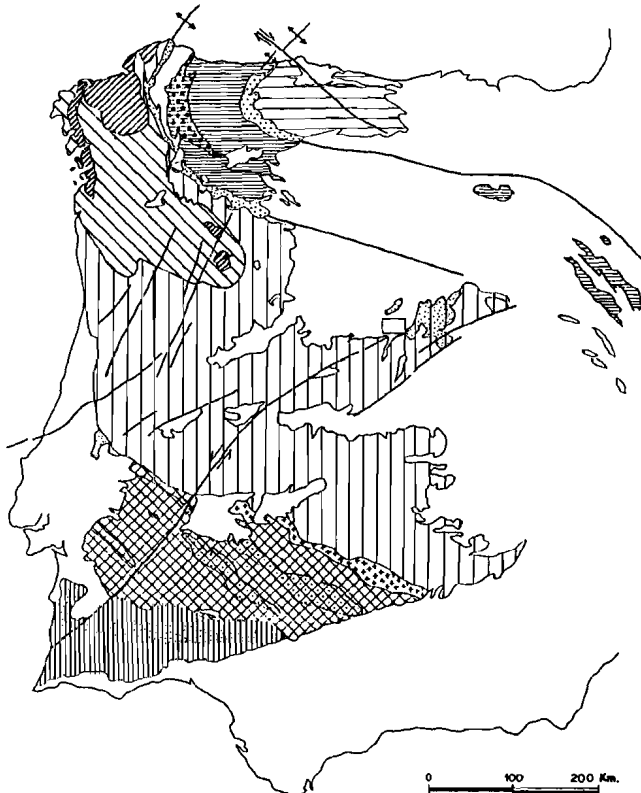


Fig. 1. Esquema geográfico de la Hoja.



- | | |
|--|---|
| <p>ZONA CENTRO-IBERICA
 a) AFLORAMIENTOS DEL "Olio de Sapo"</p> <p>ZONA DE GALICIA-TRAS-OS-MONTES
 a) DOMINIO ESQUISTOSO DE GALICIA-TRAS-OS-MONTES
 b) DOMINIO DE LOS COMPLEJOS CON ROCAS MÁFICAS RELACIONADAS
 BATOLITO DE LOS PEDROCHES</p> <p>ZONA DE OSSA-MORENA
 a) AFLORAMIENTOS DE PRECAMBRICO</p> <p>ZONA SUR PORTUGUESA
 a) FRANJA PIRITIFERA</p> | <p>ZONA CANTABRICA</p> <p>PRECAMBRICO DEL NUCLEO DEL ANTIFORME DEL NARCEA</p> <p>ZONA ASTUROCCIDENTAL LEONESA
 a) PRECAMBRICO DEL NUCLEO DEL PLIEGUE ACOSTADO DE MONDOREDO</p> <p>FORMACION PORFIROIDE ("Olio de Sapo")</p> |
|--|---|

Fig. 2. Situación del área de estudio en el Macizo Hespérico, modificado de JULIVERT *et al* según ARENAS *et al.* (1988).

cuya posición coincide sensiblemente con los del trabajo anterior. Los materiales de esta Hoja pertenecerían al complejo de Guadarrama.

Las rocas hercínicas que afloran en la Hoja se pueden separar en dos grupos:

- a) Ortoneises glandulares con metamorfismo de grado medio-alto.
- b) Rocas graníticas hercínicas.

El contacto entre las rocas graníticas y los ortoneises sólo se observa en la esquina SE de la Hoja y se realiza mediante falla en un sector, siendo de carácter intrusivo en otro.

La tectónica hercínica es polifásica, generando una superposición de estructuras. Las primeras etapas son de carácter dúctil, dando lugar a pliegues vergentes y a bandas de cizalla dúctil, asociándose a ellas esquistosidades penetrativas. Las últimas etapas tienen un carácter más frágil y dan lugar a una débil orientación en los granitos y a la fracturación del conjunto.

El Cretácico, en el ámbito de la Hoja, aparece registrado de forma dispersa por afloramientos de escasa extensión, flanqueando casi siempre los materiales ígneos y metamórficos paleozoicos.

Así aparece en el extremo SE, con dirección aproximada NE-SO. También se encuentra en el NO, al norte de Laguna-Rodrigo, señalando el extremo sur del macizo de Santa María la Real de Nieva. En la parte sur de la Hoja se encuentra circundando un pequeño macizo de rocas paleozoicas. Otro afloramiento se encuentra en el NE, al sur de Hontanares de Eresma, rodeado por los sedimentos terciarios suprayacentes.

Los sedimentos terciarios, principalmente miocenos, ocupan la mayor parte de la extensión de la Hoja.

1.4. METODOLOGIA SEGUIDA EN LA CONFECCION DE LA HOJA

En la realización de la Hoja ha intervenido un equipo de trabajo compuesto por geólogos de la agrupación de empresas GEOPRIN, S. A. y EGEO, S. A., que se ha encargado de la cartografía, así como de la realización de los cortes geológicos y confección de la memoria de esta Hoja.

Por lo demás la metodología utilizada se ajusta a la propia del proyecto MAGNA, la cual podemos sintetizar del siguiente modo:

- Una primera etapa de recopilación bibliográfica de la región.
- Una segunda etapa de trabajo de campo, en la que se realiza la cartografía de la Hoja y la recogida sistemática de muestras.
- Una tercera etapa dedicada al análisis de laboratorio de las muestras recogidas y elaboración de las fichas de análisis correspondientes.
- Y una cuarta etapa de elaboración de los datos en gabinete, para la confección del Mapa y la Memoria. La información generada en las etapas anteriores, que no queda recogida en estos dos documentos (Mapa y Memoria), como fotografías, muestras, informes monográficos, mapa de situación de muestras, etc., se agrupa bajo un tercer epígrafe denominado Documentación Complementaria.

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. ORTONEISES GLANDULARES

Son los únicos materiales metamórficos presentes en la Hoja. Se encuentran localizados en un pequeño afloramiento situado en la esquina SE de la Hoja, en contacto mediante una falla E-O con granitoides por el N, y por el O intruidos por estos granitoides.

Se trata de ortoneises glandulares de tonos oscuros con glándulas de feldespato de hasta 5 ó 6 cm de longitud máxima, en general muy estiradas en una mesostasia oscura con abundante biotita.

Presentan una foliación de carácter milonítico que rodea las glándulas de feldespato y frecuentes cuarzos y feldespatos acintados en la mesostasia. Se pueden observar algunos pliegues intrafoliares.

2.2. DEPOSITOS MESOZOICOS Y GENOZOICOS

2.2.1. Cretácico superior

2.2.1.1. Arenas, arcillas y gravas. Formación «Arenas y arcillas de Segovia» (11)

La presente unidad, definida por ALONSO *et al.* (1982), se apoya sobre un relieve ligeramente irregular del basamento granítico o metamórfico que está a veces alterado, incluso profundamente alterado, manifestado por un enriquecimiento en óxidos férricos, en granos de cuarzo y caolín, por pérdida de feldespatos y minerales ferromagnesianos y por desorganización de los materiales.

Es una formación esencialmente detrítica siliciclástica cuyo espesor puede alcanzar los 30 m. En general parece bastante homogénea, sin embargo, en la vecina Hoja de Segovia (483), se observan de base a techo tres tramos con granulometría distinta. El basal y el superior serían areno-gravosos y el intermedio areno-arcilloso. No se ha observado esta división en toda la región, bien porque es local, bien por dificultades de observación.

Los cuerpos arenosos de esta formación tienen un espesor que varía de 0,1 a 1 metro. Su forma es tabular, ligeramente cóncava e interiormente están organizados en cuerpos más pequeños o *cosets* que muestran estratificación cruzada y están limitados por superficies de reactivación. Otras estructuras sedimentarias observadas en estos cuerpos son *ripples* de oscilación y de corriente, así como cementaciones de sílice (ópalo).

Litológicamente las arenas se componen por cuarzo y en menor proporción por feldespatos y micas, parcialmente transformados a caolín.

Otras granulometrías que forman los cuerpos son gravas, cantos y arcillas. Las gravas y cantos aparecen unas veces en la base de los cuerpos arenosos, formando a modo de tapiz y otras constituyendo la totalidad del cuerpo. En el primer caso se for-

man en la zona del pie del *seto foreset* y en el segundo corresponden a barras de cantos.

Las arcillas son caolínicas y se presentan bien en forma de lentejones, discontinuas, bien en forma de cantos blandos, estando éstos situados dentro de los cuerpos de granulometría mayor. También aparece la arcilla en forma de película rodeando a los granos de cuarzo, o bien tapizando superficies de reactivación (*mud drapes*).

Las direcciones de desplazamiento de los cuerpos detríticos son dos N 50° y N 5° E, siendo predominante la primera. Estas dos direcciones se manifiestan con dos sentidos de movimiento opuesto.

Además de los materiales detríticos anteriormente descritos, se encuentran en esta unidad encostramientos de óxido férrico. Estos aparecen de dos formas distintas, unos son horizontales y otros verticales, encontrándose los segundos unidos a los primeros por debajo. La situación de las costras dentro de la columna sedimentaria varía a lo largo de la región estudiada así como su número, sin embargo, permanece bastante constante la presencia de un encostramiento situado en el techo de la formación.

Dadas las estructuras sedimentarias anteriormente descritas, pensamos que la formación «Arenas y arcillas de Segovia» ha seguido la siguiente evolución.

Su sedimentación se produjo en un medio activo, donde imperaban direcciones de corriente con dos sentidos de movimiento opuestos. En este medio migraban barras de arena y grava, con interrupciones que quedaban registradas como superficies de reactivación y sedimentación de arcillas. Estas arcillas caolíníferas presentes en el medio podrían provenir del retrabajamiento de los paleosuelos instalados sobre el paleozoico, y dan lugar, cuando la energía del medio decrece, a los niveles lentejones de arcillas. Los cantos blandos se originan por la erosión de estos mismos niveles.

De lo anteriormente referido se deduce que el medio tractivo estaría posiblemente influido por mareas, como así lo indican los dos sentidos opuestos de movimiento de las corrientes y la presencia de superficies de reactivación tapizadas por arcillas y de *ripples* de oscilación. Esta presencia mareal se confirma porque las direcciones de desplazamiento de los cuerpos coincide con direcciones de desplazamiento de sedimentos claramente marinos suprayacentes.

Posteriormente a la sedimentación de esta unidad se produjeron una serie de procesos diagenéticos, que ocasionaron la formación de los encostramientos férricos, la alteración a caolín de feldspatos y micas y las cementaciones de sílice. Estos procesos se produjeron, posiblemente, en ambientes freáticos y vadosos. En ellos encontraríamos fluidos con diversos tipos de pH y distintos grados de oxidación que producirían el ataque a los silicatos, la liberación de sílice coloidal, de hierro en estado ferroso y de otros iones, produciéndose finalmente la formación de costras férricas, cementaciones de ópalo y películas de caolín alrededor de los granos de cuarzo.

Estos procesos diagenéticos son propios de un ambiente continental y se produjeron antes que la formación suprayacente cretácica se sedimentase, ya que ésta carece de ellos.

La edad de la formación es difícil de establecer, si bien ALONSO (1981) le adjudica una edad que oscila entre Coniacense medio para la base de la formación a Coniacense medio-superior para el techo, deducida mediante criterios de correlación estratigráfica. Con todo es posible también una edad Turoniense, ya que en el sur de

la sierra, esta formación, creemos que pasa lateralmente a otra unidad datada como Turoniense.

2.2.1.2. Dolomías rojas y arcillas (12)

Es una unidad nueva, no definida anteriormente como tal, si bien la constancia de los sedimentos que la integran, así como su extensión, ya que se encuentran también en las Hojas de Nava de la Asunción (456), Segovia (483) y Torrelaguna (509), aconsejan su diferenciación. Su espesor es muy reducido, pues no supera los 3 m, apareciendo de una forma discontinua.

Se encuentra situada entre las formaciones «Arenas y arcillas de Segovia» y «Dolomías tableadas de Caballar», siendo el tránsito a las dos formaciones neta.

Los materiales que la componen son dolomías, arcillas y en menor proporción areniscas con cemento dolomítico. En esta unidad es característico el color rojo de las dolomías, que adquieren un tono de ladrillo.

Las dolomías son *mudstone* y *wakestone* según la clasificación de DUNHAM (1962), siendo el cuarzo el elemento más abundante y en menor proporción se encuentran feldespatos, micas y conchas de bivalvos. En algunas muestras se ha detectado la presencia de glauconita. Estas dolomías aparecen en forma tabular con un grosor de 10 a 30 cm y una extensión lateral de decenas de metros. Interiormente se observan pedotúbulos y estratificación cruzada, aunque de forma desorganizada, ya que ha debido de sufrir edafizaciones. Las dolomías están en parte dedolomitizadas.

Las areniscas con cemento dolomítico se componen de cuarzo y se presentan en forma de pequeños cuerpos de 0,5 m de grosor, intercalándose dentro de las dolomías, éstas tienen a veces un aspecto desorganizado, apareciendo los granos dispersos en una matriz arcillosa. Las escasas direcciones de desplazamientos medidas en los cuerpos nos indican que éstas eran N 5° E.

La tercera litología que aparece en esta unidad es la arcilla, que se manifiesta intercalada entre las dolomías y tiene colores verdes y gris oscuro.

Dadas las características estructurales y litológicas anteriormente descritas, pensamos que el medio donde se produjo la sedimentación de la unidad era carbonatado y poco energético, como así lo indican la presencia de los carbonatos y las arcillas, si bien se darían episodios de mayor energía durante los cuales se depositarían las arenas. En este medio habría zonas con ambiente reductor, donde se sedimentaron las arcillas de color gris oscuro. Las edafizaciones, señaladas por la presencia de pedotúbulos y la dispersión de los granos de arena dentro de una matriz arcillosa, son difíciles de situar en el registro cronológico, pero pudo ser o bien coetánea con la dolomitización que experimentó la unidad, o bien posterior a ella, coincidiendo con una fase de emersión previa a la sedimentación de la formación suprayacente, ya que en ellos no se observa estos procesos. De todo lo expuesto se deduce que el medio de sedimentación de la unidad era un medio de transición marino-continental.

Posteriormente a los procesos anteriores se produjo una parcial dedolomitización, que tuvo como consecuencia la liberación de iones de hierro que al oxidarse otorgan el color rojo a la unidad.

La edad es difícil de precisar, ya que no hemos encontrado fauna que nos permita datarla, pero al estar situada entre la formación «Arenas y arcillas de Segovia», de edad Coniaciense inferior-medio, y la formación «Dolomías tableadas de Caballar»,

de edad Coniaciense medio-superior inferior, nos permite pensar que la edad de esta unidad sea Coniaciense medio.

2.2.1.3. Arenas pardas, areniscas y arcillas. Formación «Dolomías tableadas de Caballar» (13)

Esta unidad fue definida por ALONSO (1981) como miembro «Areniscas y arcillas de Hontoria» de la formación ahora denominada como «Dolomías tableadas de Caballar» (ALONSO *et al.* 1982). Este miembro tiene un claro carácter detrítico siliciclástico.

La relación de esta formación con las unidades infrayacentes y suprayacentes se hace mediante superficies erosivas. Así, unas veces se apoya sobre la unidad carbonatada, descrita en el apartado anterior, y otras sobre la formación «Arenas y arcillas de Segovia». A su vez, el carácter erosivo de la formación suprayacente hace que el espesor de esta unidad sea variable, pudiendo incluso desaparecer.

Está formado por arenas de cuarzo que en gran parte están cementadas por dolomita, son *grainstone* y *packstone*, según la clasificación de DUNHAM (1962), las que no están cementadas tienen un color amarillento. Se organiza en cuerpos cuyo espesor varía de 0,2 a 3 m.

Los cuerpos con grosor entre 0,2 y 1 m tienen forma lenticular e interiormente presentan estratificación cruzada, alguna laminación tipo «*of shooting*», cantos blandos y bioturbación de los tipos *Thalassinoides* y *Skolithos*; la forma lenticular de algunos de los cuerpos es similar a la morfología *hummock*.

Los cuerpos, cuyo espesor está comprendido entre 1 y 3 m, tienen formas más tabulares y una extensión lateral que supera algunas decenas de metros, interiormente se organizan en *sets* cuyos límites están señalados por la presencia de superficies de reactivación: estos *sets* manifiestan a veces sentidos de desplazamiento opuestos, trepando en este caso unos *sets* por las superficies de reactivación que limitan a los otros. Las direcciones de desplazamiento de los cuerpos, tanto los mayores como los menores son N 50° E y N 130° E, manifestándose en cada una de las direcciones dos sentidos opuestos de movimiento.

De las características estructurales descritas, se deduce que el medio donde se produjo la sedimentación de este miembro, era una plataforma continental sometida a fuertes condiciones enérgicas. Este ambiente enérgico vendría regulado posiblemente por la acción de mareas y tormentas, la presencia de las primeras quedaría registrada por los dos sentidos opuestos de desplazamientos de los cuerpos, así como mediante las superficies de reactivación, a su vez la acción de las tormentas se manifiesta mediante las estructuras sedimentarias *hummock* y *off shooting*.

Posteriormente a la sedimentación del miembro se realizaría la dolomitización del mismo y más tarde su dedolomitización parcial y disolución de carbonatos. Estos dos últimos procesos ocasionarían la liberación de iones ferrosos que al oxidarse rodearían con una película a los granos de cuarzo, adquiriendo éstos un color amarillo.

Los referidos procesos, originados posteriormente a la sedimentación, son diagenéticos y se producirían posiblemente en ambientes vadosos y freáticos, lo que nos indica un período de emersión previo a la deposición de la unidad marina suprayacente, ya que en ella no se manifiestan estos procesos y sin embargo los fosiliza.

La edad de este miembro es, según ALONSO (1981), Coniaciense.

2.2.1.4. Formación «Calizas y dolomías de Castrojimeno»

La formación «Calizas y dolomías de Castrojimeno» (ALONSO *et al.*, 1982) es equivalente a la formación «Calizas, dolomías y areniscas dolomíticas de Linares-lituero» (ALONSO, 1981), estando representadas en la presente Hoja por los miembros «Areniscas dolomíticas de Hontoria» y «Dolomías de Montejo».

2.2.1.4.1. Areniscas con cemento dolomítico. Miembro «Areniscas dolomíticas de Hontoria» (14)

Este miembro es esencialmente detrítico siliciclástico encontrándose en menor proporción construcciones arrecifales de rudistas y de estromatolitos algales. El espesor de la unidad no supera los 40 m.

La relación del miembro con la unidad infrayacente es de carácter erosivo, llegando incluso a hacerle desaparecer como sucede en la Hoja de Segovia (483), apoyándose unas veces sobre la formación «Dolomías tableadas de Caballar» y otra sobre «Arenas y arcillas de Segovia».

Los materiales detríticos son principalmente arenas medias y finas de cuarzo, encontrándose en menor proporción feldespatos y restos de moluscos. Todos estos clastos están cementados por dolomita. Estos depósitos siliciclásticos se organizan en cuerpos de 0,5 a 1,5 m, de espesor y tienen una extensión lateral de 5 a 10 m, interiormente muestran estratificación cruzada, la cual a veces está distorsionada debido a la bioturbación; esta bioturbación tiene estructuras de tipo *Thalassinoides* entre otras, realizada por moluscos, equinodermos y/o crustáceos. Las direcciones de desplazamiento de los cuerpos nos indican que se movían según N 30° E y N 150° E.

Intercalados entre los depósitos siliciclásticos se encuentran estromatolitos algales y construcciones arrecifales; los primeros muestran porosidad fenestral y corresponden a *mudstone* y *wackstone* según DUNHAM (1962), los segundos están formados principalmente por rudistas (hipurítidos y radiolítidos) y otros moluscos, además de fangos carbonatados. Las construcciones arrecifales de rudistas adoptan dos formas, unos tienen un aspecto lenticular y una extensión que no supera los 50 m (*patches*), mientras que otros adquieren una extensión lateral que supera los 100 m y con morfología estratiforme.

El contacto entre los depósitos arenosos y las construcciones biológicas es erosivo, marcándose, a veces, éste mediante encostramientos de óxidos de hierro (*hard grounds*), los cuales también han sido observados situados entre los cuerpos arenosos.

El tránsito a la unidad superior se hace de una forma gradual y a través de un tramo detrítico fino, cuyo espesor es de unos 30-40 m. Este se realiza mediante una alternancia de niveles margoarcillosos de 20 a 30 cm de potencia y paquetes areniscos (arenas finas de cuarzo cementadas por dolomita) de igual grosor. Los niveles margoarcillosos en algunos puntos son de color negro, debido a la materia orgánica que contienen. En ellos se encuentran restos vegetales.

Los materiales que componen este miembro muestran procesos diagenéticos, realizados posteriormente a la sedimentación y a la dolomitización, la cual se pudo realizar casi sinérgicamente o en condiciones diagenéticas tempranas. Estos procesos son dedolomitización, disolución parcial de los granos de cuarzo, karstificación

que ha llegado a producir cavernosidades, las cuales están tapizadas por espeleotemas y por óxidos de hierro y están parcialmente rellenas de *terra rossa*; es curioso señalar que en láminas delgadas se ve a minerales como el circón obturar las microgalerías que ha producido la karstificación.

El medio sedimentario donde se produjo la sedimentación de este miembro corresponde posiblemente a una plataforma marina somera, sometida a unas condiciones de gran energía dinámica donde se producirían intervalos de exposición subaérea. En zonas protegidas o en períodos de menor energía se formaban los cuerpos arrecifales de rudistas, los cuales posteriormente eran recubiertos por arenas cuando estas condiciones eran superadas. La somerización del medio se deduce por la presencia de estromatolitos algales y edificios arrecifales, mientras que la exposición subaérea queda registrada por los encostramientos. Esta situación de somerizaciones podría favorecer la dolomitización de la unidad.

La edad de esta unidad puede establecerse en Coniaciense terminal, Santiense para el techo (ALONSO, 1981).

2.2.1.4.2. Margas, dolomías y areniscas. Miembro «Dolomías de Montejo» (15)

El miembro «Dolomías de Montejo» pertenece a la misma formación que el miembro «Areniscas dolomíticas de Hontoria», sobre el cual se apoya; el tránsito entre los dos miembros se realiza de una forma gradual y a través de un tramo detrítico-carbonatado, cuyas características describimos en el párrafo anterior. Esta unidad es transgresiva o erosiva sobre las inferiores, ya que en el ángulo noroeste de la Hoja, se apoya sobre la formación «Arenas y arcillas de Segovia», no estando representadas las unidades intermedias.

Las características litológicas y estructurales de este miembro son similares a las descritas en «Areniscas dolomíticas de Hontoria». Así «Dolomías de Montejo» está compuesta por arenas de cuarzo y en menor proporción conchas de bivalvos, estando cementados los clastos por dolomita; también este miembro contiene intercalados, entre los cuerpos arenosos, arrecifes de rudistas y estromatolitos algales.

Las relaciones existentes entre las diversas litologías son las mismas que en «Areniscas dolomíticas de Hontoria», aunque son más abundantes los *hard grounds*. Los cuerpos arenosos tienen las mismas direcciones de desplazamiento.

Las diferencias existentes entre los dos miembros de la formación no son grandes, si bien los cuerpos arenosos de esta unidad tienen una relación, espesor / longitud menor que la que tienen las areniscas del miembro «Areniscas dolomíticas de Hontoria», también las conchas de moluscos son más abundantes que en la unidad infrayacente.

El tránsito de esta unidad a la formación suprayacente se hace aparentemente de una forma gradual mediante sedimentos arcillo-margosos de color crema, que tienen un espesor de unos 40 m, sin embargo en hojas situadas al sur de la sierra de Guadarrama este tramo intermedio no se observa, haciéndose de forma erosiva.

El medio donde se produjo la sedimentación del miembro es similar al de «Areniscas dolomíticas de Hontoria», es decir, sería una plataforma continental, somera, con episodios de exposición subaérea.

La edad del miembro se ha estimado como Santiense (ALONSO, 1981).

2.2.1.5. Dolomías, margas y arcillas. Formación «Dolomías y margas de Valle de Tabladillo» (16)

La presente unidad se compone de dolomías de color crema, margas y arcillas grises y rojas. Las primeras corresponden a *grainstones*, *wakestones* y *mudstones* de 0,5 a 1 m de grosor; las *grainstones* están compuestas de oolitos, conchas de moluscos y en menor proporción granos de cuarzo, e interiormente muestran estratificación cruzada de surco, aunque ésta se encuentra muy difuminada debido a la dolomitización que le ha afectado; a su vez *wakestones* y *mudstones* presentan laminación horizontal que viene marcada por porosidad fenestral y alineaciones de pellets, restos de fósiles y granos de cuarzo, si bien es difícil observar la laminación a causa de la intensa bioturbación y dolomitización que han sufrido los sedimentos.

Los niveles margo-arcillosos se presentan intercalados entre los cuerpos dolomíticos, siendo su color verde y rojo, dentro de estos niveles y de los estratos de dolomía se encuentran dispersos cristales de yeso tipo selenita y algunas silicificaciones. Aparecen moldes internos y conchas mal preservadas de rudistas y fósiles de corales solitarios, *Cyclolitidae*.

Dadas las características sedimentarias que tiene la formación creemos que ésta se sedimentó sobre una plataforma continental muy somera, sometida a condiciones ambientales áridas y restringidas, es decir, sería una llanura litoral tipo *sebkha*. Esta interpretación se justifica por la presencia de estromatolitos algales, yesos, acumulaciones de conchas de moluscos, e intensa dolomitización.

Posteriormente a la dolomitización de los sedimentos, la cual posiblemente fue casi síngenética con su deposición, se produjeron diversos procesos diagenéticos como dedolomitización, disolución de carbonatos y silicificaciones de los mismos. La disolución de los carbonatos se manifiesta por la creación de distintos tipos de porosidad, como son la móldica y la fenestral; la primera adopta la forma de las conchas de los moluscos y de los cristales de yeso y la segunda marca la laminación de los estromatolitos algales; cuando la disolución es intensa, el sedimento adquiere un aspecto brechoidal. Después de la disolución, o quizá simultáneamente, se produjeron silicificaciones dentro de la formación, adquiriendo la cristalinidad de la calcedonita, cuarzo o cuarzo.

Todos los procesos diagenéticos descritos son propios de ambientes freáticos y vadosos, lo cual nos dice que después de la sedimentación de la formación en un medio marino, se produjo la emersión de los mismos.

La edad de la formación es Campaniense según ALONSO (1981).

2.2.1.6. Gravas, arenas silíceas, arcillas y yesos (17)

Se sitúan inmediatamente sobre los afloramientos cretácicos carbonatados atribuidos al Campaniense, mediante una relación cuya problemática se expone a continuación.

En principio es generalizada la opinión de que existe una neta separación entre las facies carbonatadas cretácicas y los sedimentos detríticos silíceos que se suponen terciarios LEGUEY *et al.* (1984), PORTERO *et al.* (1984). Sin embargo tanto el aspecto litológico como las estructuras sedimentarias de estos últimos es semejante al que presentan otras cuñas detríticas intracretácicas de la región, tales como las

«Arenas de Carabias» y las «Arenas y arcillas de Segovia», por lo que no cabría esperar de unas un tratamiento demasiado desligado de las otras, sino más bien lo contrario. Sus analogías litoestratigráficas y mineralógicas con esas indentaciones claramente cretácicas las sitúan *a priori* en ese contexto. Las diferencias composicionales de las arcillas con las del Terciario pueden apreciarse en la figura 3.

Además no existe ninguna evidencia de que el contacto entre estos sedimentos y los depósitos cretácicos infrayacentes no presenta discordancia angular, ni tampoco se encuentran en esas arenas silíceas elementos carbonatados que impliquen la erosión de sedimentos cretácicos en esta época.

Por el contrario, el techo de la formación silícea si está afectado por una etapa erosiva importante, que deja impresa la huella de un paleorrelieve característico a ambos lados del Sistema Central, sobre el que se emplazarán los sedimentos paleógenos que sí contienen elementos detríticos cretácicos.

El máximo espesor de la formación puede superar los 50 m. Aunque sin embargo presenta una potencia irregular.

Estos sedimentos detríticos silíceos tienen características litológicas y estructurales, así como unos límites constantes, que permitirían definir con ellos una unidad formal, pudiéndose distinguir además tres diferentes subunidades dentro de ellos.

La más basal está formada por arenas y arcillas, la intermedia es fundamentalmente arcillosa y la situada a techo está compuesta por arenas y gravas. Los tránsitos entre las subunidades parece que se realizan de una forma gradual, pero no es descartable que existan discontinuidades entre ellas:

- La subunidad basal tiene un espesor de unos 15 m y está formada por arenas de cuarzo, encontrándose en menor proporción feldespatos y micas; estos últimos están parcialmente alterados. Intercaladas con las arenas hay arcillas esmectíticas con colores blancos, verdes y rojos. Los depósitos arenosos se organizan en cuerpos lenticulares que interiormente muestran estratificación cruzada y superficies de reactivación; la dirección de desplazamiento de los cuerpos es N 30° E, teniendo dos sentidos opuestos de movimiento. A su vez, las arcillas se presentan unas veces en forma de lentejones intercalados entre los cuerpos arenosos, otras en forma de láminas recubriendo las superficies de reactivación y otras dispersas entre los granos, recubriéndolos a modo de película.
- La subunidad formada por arcillas tiene unos 20 m de espesor y está formada por arcillas verdes, pardas y algún nivel de color oscuro. Intercalados con las arcillas se encuentran escasos paquetes de arenas de cuarzo, estas arenas están muy alteradas habiendo sido cementadas por calcedonita y ópalo. Otro dato importante a reseñar dentro de este tramo es la presencia de pedotúbulos silíceos, de algunos centímetros de longitud, situados entre las arcillas.
- La subunidad superior es litológica y estructuralmente parecida a la basal, si bien es de un carácter detrítico más grueso y presenta encostramientos ferruginosos, que aparecen con más frecuencia que en el tramo basal. También, debido al carácter más grueso de este tramo, aparecen gravas, que se disponen o bien en la base de los cuerpos de arenas o bien formando estratos con estratificación cruzada.

Dadas las características litológicas y estructurales descritas, pensamos que el medio donde se produjo la sedimentación de esta unidad corresponde a un medio de transición marino-continental. En este medio la influencia marina se marca, entre

otras estructuras, por la dirección de desplazamiento de los cuerpos detríticos, que coinciden con direcciones de desplazamiento de formaciones marinas cretácicas anteriores; además de esta dirección, tiene dos sentidos opuestos de movimiento, lo cual indica posiblemente influencia de las mareas, criterio que viene apoyado por la presencia de arcilla tapizando las superficies de reactivación (*mud drapes*), siendo esta última frecuentemente encontrada en depósitos mareales. A su vez la influencia continental o subaérea se refleja por la presencia de huesos de vertebrados (quelonios y cocodrilos) en la Hoja de Segovia (483), de pedotúbulos y por las películas de arcillas rodeando los granos de cuarzo, así como por su dispersión en una matriz arcillosa, que nos hablan de que la unidad estuvo sometida a edafizaciones.

Posteriormente a la sedimentación de la unidad se originaron procesos diagenéticos, que produjeron la alteración de los granos de cuarzo y su cementación silíceo. Otros procesos realizados, probablemente durante la diagénesis es la creación de costuras ferruginosas. Todos estos procesos son propios de ambiente vadoso y freático.

La edad que atribuimos a esta unidad es Maastrichtiense, aunque es posible que en parte sea Paleógena.

2.2.2. Terciario

2.2.2.1. Sedimentos paleógenos

Los depósitos cretácicos anteriormente descritos están recubiertos por sedimentos de naturaleza litológica variada, pero con características comunes que permiten englobarlos dentro de una secuencia deposicional, y que estaría a su vez subdividida en otras de orden menor. El contacto con los sedimentos cretácicos es una superficie de erosión, no observándose pliegues que sean fosilizados por estos sedimentos.

Estos depósitos están limitados por dos superficies de discontinuidad muy netas, situadas ambas en la base y el techo. Las distintas subunidades que se distinguen dentro de los sedimentos se describirán a continuación.

No se ha podido precisar la edad de estos sedimentos polimícticos, al no haber encontrado yacimientos con fósiles de mamíferos que permitan datarlos. Sin embargo, se pueden relacionar con otros materiales, litológicamente similares, situados en áreas próximas donde existen yacimientos de vertebrados fósiles y que pertenecen posiblemente a la misma secuencia deposicional. En Los Barros (valle del Amblés, Avila) la edad es Oligoceno inferior (GARZON y LOPEZ-MARTINEZ, 1978 y SACRISTAN, en prensa), en Huérmeces del Cerro, Torremocha de Jadraque y Espinosa de Henares (CRUSAFONT *et al.* 1960, 1962 y ARRIBAS *et al.*, 1983), al sur de la sierra de Guadarrama, la edad es Headoniense superior (Eoceno superior) y Oligoceno inferior. Por lo tanto, podemos atribuir una edad al menos Eoceno superior-Oligoceno inferior a los sedimentos estudiados en el presente apartado.

La naturaleza litológica de estos sedimentos es variable. Así los cantos y bloques son, por una parte, granitos y neises procedentes del zócalo hercínico, mientras que otros son carbonatados, procedentes a su vez del Cretácico. Este hecho de tener clastos cretácicos los distingue de la formación detrítica siliciclástica infrayacente, cuya área madre, es el zócalo hercínico; sin embargo, para estos depósitos polimícticos

ticos el Cretácico forma ya parte del área madre, lo cual significa que es el primer ciclo sedimentario distinto del Cretácico. La composición de las arcillas puede verse en la figura 3.

2.2.2.1.1. Conglomerados de cantos y bloques polimícticos (18)

Los materiales que integran este apartado son bloques, cantos y, en menor proporción, arena, estando cementados la mayor parte de ellos por carbonatos.

La naturaleza litológica de los bloques y cantos es diversa, así unos son de origen ígneo o metamórfico y otros carbonático. Se apoyan sobre el Cretácico, discordantemente sobre él mediante superficie erosiva en la que se encuentran moldes de raíces.

Los sedimentos se organizan en cuerpos de forma canalizada de 0,1 a 2 m de potencia, que interiormente muestran estratificación cruzada. Esta va marcada por los cantos y las arenas, mientras que los bloques se sitúan en la base de los cuerpos. La estratificación se halla muchas veces distorsionada por la acción de raíces y por disolución de las rocas carbonáticas y posterior cementación carbonatada. La cementación va acompañada por la presencia de arcillas fibrosas, como atapulgita y sepiolita, además de esmectitas, y por óxidos de hierro; el óxido férrico otorga a los materiales paleógenos un color salmón típico. Los cuerpos se superponen unos a otros, teniendo intercalados algún nivel de limos arenosos de 0,5 a 1 m de espesor, que presentan pedotúbulos y marmorizaciones.

Dadas las características sedimentarias descritas, el medio donde se realizó la sedimentación de la subunidad correspondería a un ambiente continental recorrido por canales fluviales entrelazados, los cuales pertenecerían a facies proximales y medias de abanicos aluviales. La energía tractiva de los canales sería grande, ya que permitiría arrastrar cantos y arenas en forma de barras. En las zonas no cubiertas por los canales, se depositarían limos y arenas, debido a desbordamientos, los cuales muestran signos de que han sido forestados y han sufrido etapas de mal drenaje y procesos de edafización; esta situación llevaría a la formación de arcillas fibrosas y cementaciones. A su vez, los canales fluviales cuando dejan de funcionar experimentan procesos similares. Todos estos procesos indican que el clima que reina durante este período es árido con intervalos de más humedad.

2.2.2.1.2. Arenas, limos y arcillas (19)

Gradualmente hacia techo, y lateralmente, los materiales conglomeráticos adquieren una granulometría más fina, manifestándose como una superposición de cuerpos arenosos, limos y arcillas. Estas litologías tienen un espesor variable, pero pueden alcanzar los 50 m. Los sedimentos arenosos, que principalmente son de cuarzo y carbonatos tienen forma tabular e interiormente muestran estratificación cruzada y signos de haber sufrido edafizaciones, como son presencia de pedotúbulos, cementaciones carbonatadas y formación de arcillas fibrosas (atapulgita y sepiolita). El color y la cementación está en relación con la presencia de clastos carbonáticos, cuando éstos están presentes, el color de los sedimentos es rojo y se produce una mayor cementación, cuando éstos no están el color es crema y las arenas no suelen estar cementadas, adquiriendo un claro carácter arcóscico.

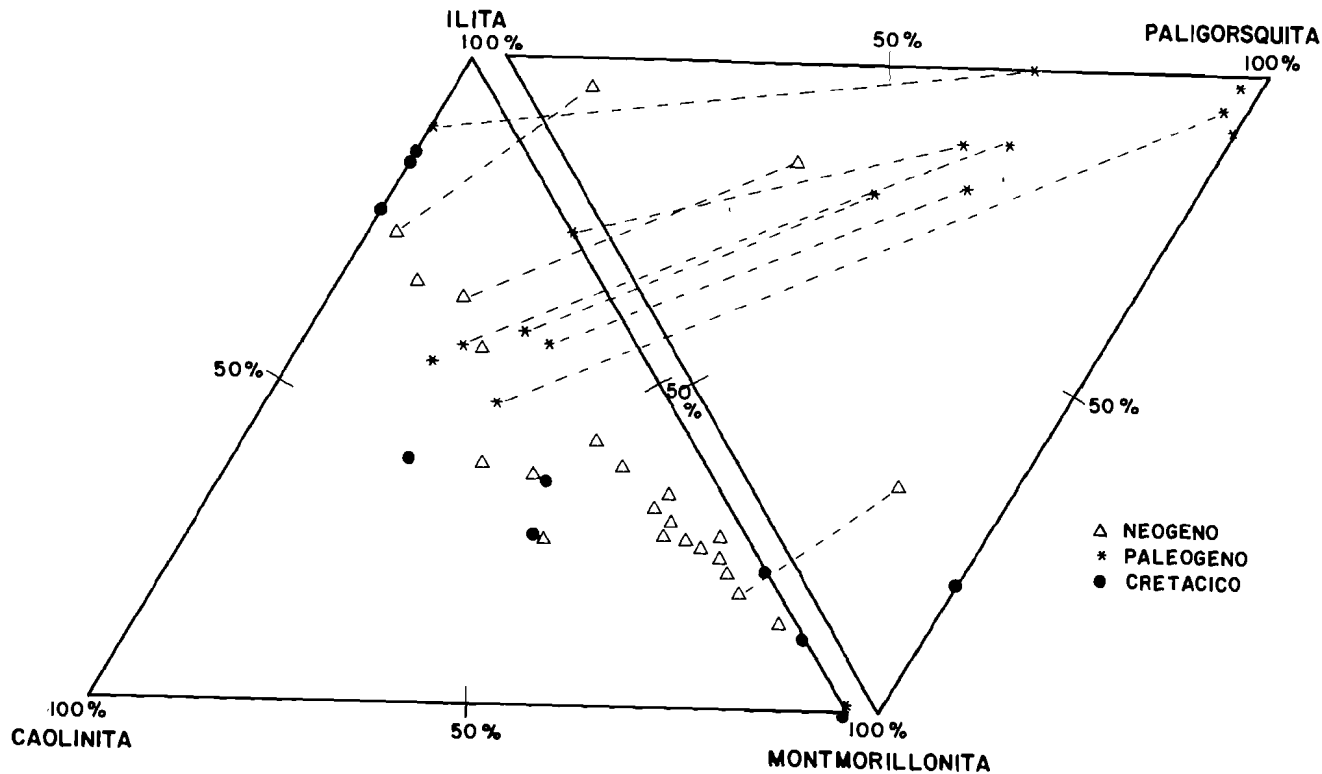


Fig. 3 Diagramas triangulares de composición de arcillas para el Mesozoico, Paleógeno y Neógeno.

Las litologías más finas como son los limos, están intercaladas entre los cuerpos arenosos, muestran también signos claros de edafizaciones y procesos de hidromorfismo, lo que nos habla de haber sufrido situaciones de mal drenaje.

El medio donde se produciría la sedimentación, sería una llanura aluvial, recorrida por canales fluviales por los que migraban barras arenosas, en la que se sedimentaban las arcillas resultantes del desbordamiento de los canales. Esta llanura era un área mal drenada como lo indican los procesos hidromórficos. Corresponderían a las facies distales de abanicos aluviales cuyas facies más proximales han sido descritas en el párrafo anterior. El clima era árido, como así lo señala la presencia de las arcillas (atapulgita y sepiolita) y las cementaciones carbonatadas (Caliches).

2.2.2.2. *Sedimentos neógenos*

Apoyándose en los sedimentos de las formaciones anteriores mediante una discordancia angular y erosiva, se encuentran materiales de litología y granulometría muy variada, cuyos límites estarían indicados por dos discordancias situadas en la base y en el techo. Esto implicaría la existencia de un ciclo sedimentario, que integraría a varias facies sedimentarias de las que trataremos a continuación. Las distintas facies han sido consideradas por anteriores autores como independientes las unas de las otras, no integrándolas en una misma secuencia deposicional, adjudicándoles edades que variaban desde el Oligoceno al Cuaternario.

Las paleodirecciones observadas en los sedimentos, así como la distribución de las facies, nos indican que las mismas están relacionadas con las lineaciones morfo-tectónicas de la sierra de Guadarrama, a diferencia de los sedimentos terciarios paleógenos infrayacentes que no tienen esta relación. Esto quiere decir que el levantamiento alpino más importante de la sierra de Guadarrama se produjo al mismo tiempo que la sedimentación de estas facies.

La composición litológica de las facies se ve muy afectada por el área madre de donde proceden, así en la presente Hoja hay dos áreas madres con diferente litología. Una está formada por rocas con cuarcitas y pizarras de edad Cámbrico-Ordovícica y la otra por granitos y rocas metamórficas de grado alto y medio. Tenemos como resultado abanicos con distinta composición litológica, los cuales cuando se unen entre sí forman litologías mezcladas. Los primeros tienen su origen en el macizo metamórfico de bajo grado de Ojos Albos y los segundos en los macizos graníticos de la sierra de Guadarrama. El resultado es que cada una de las facies se presenta con dos litologías diferentes, la que es litoarenítica (a) y la que es arcósica (b).

La diferencia litológica de los abanicos tiene además una expresión en la morfología y en el color de los sedimentos. Al ser los sedimentos procedentes de áreas paleozoicas ricas en minerales ferromagnesianos, al alterarse liberan hierro en estado ferroso, que al oxidarse otorga un vivo color rojo a los sedimentos, llamándoles por esto «series rojas»; esta tinción no se observa en los sedimentos procedentes de áreas graníticas. Por otra parte, los materiales graníticos y gnéisicos son más alterables que los cuarcíticos, esto hace que los abanicos alimentados por materiales de bajo metamorfismo estén mejor conservados que los que tienen un área madre granítica.

La edad de estos materiales puede ser estimada, pese a no haber encontrado fauna en los sedimentos, ya que en hojas próximas a ésta se encuentran las mismas

unidades o sus cambios laterales de facies, que tienen una edad que varía desde el Ramblense al Vallesiense. Así son correlacionables con un yacimiento de macromamíferos del Ramblense (Mioceno inferior), situado al sur de la sierra de Guadarrama, en la Hoja de Colmenar Viejo (J. MORALES *com. pers.*), y con los depósitos del área de Madrid, asimismo al sur, que contienen los yacimientos del Aragoniense inferior al Vallesiense de macro- y micromamíferos (HOYOS *et al.*, 1985; SESE *et al.*, 1985 y ALBERDI *et al.*, 1985).

Otro criterio que confirma esta datación es el paralelismo encontrado por los autores en la Hoja de El Espinar (507) entre la secuencia de alteraciones observadas en el área de Aldeavieja, formada por series rojas, con la establecida en el borde occidental del Duero por MARTIN SERRANO (1986).

La secuencia deposicional, que engloba a las facies que describiremos a continuación, se manifiesta con iguales caracteres tanto en la cuenca del Duero como en la del Tajo, y tiene una evolución sedimentaria negativa, es decir, hacia techo aumenta la energía haciendo que las subunidades de granulometría más gruesa prograden sobre las de granulometría más fina.

El tránsito de esta unidad a la infrayacente de edad Eocena-Oligocena es mediante una discordancia erosiva y angular, esta discordancia se observa bien cuando existe una diferencia litológica y granulométrica entre las formaciones, por tanto, cuando la litología y granulometría son similares, como ocurre cuando los sedimentos paleógenos tienen carácter arcósico, resulta difícil diferenciarlas. La composición de las arcillas puede discriminar, globalmente, entre los sedimentos paleógenos y los neógenos, como puede apreciarse en la figura 3.

2.2.2.2.1. a) Bloques y cantos de cuarcitas y pizarras; b) Bloques y cantos de granitos y neises (23)

Esta facies litológica se caracteriza por la gruesa granulometría de los materiales que la componen. Así, está formada por bloques, algunos de los cuales superan los 3 m de diámetro y por cantos. En ellos se distinguen dos áreas fuentes diferentes una situada al SO de la Hoja, en el macizo metamórfico de bajo grado de Ojos Albos, y otra al sur y sureste de la Hoja, en rocas ígneas y metamórficas de alto y medio grado de la sierra de Guadarrama. La primera dio lugar a bloques de cuarcitas y pizarras y la segunda a bloques de granitos y neises.

Los sedimentos se organizan en cuerpos canalizados de 1 a 3 m de espesor, donde los bloques y cantos se encuentran en contacto entre sí, formando una burda imbricación; los huecos que dejan los bloques y cantos están rellenos por gravas muy gruesas y cantos pequeños. Los cuerpos se superponen unos a otros presentando una base irregular y erosiva, e intercalados entre ellos hay algún estrato formado por cantos pequeños que muestran estratificación cruzada.

Pensamos que el medio sedimentario donde se depositan estos materiales serían canales fluviales entrelazados, con una energía tractiva enorme, localizados en las zonas proximales de abanicos aluviales. En este canal los cuerpos de cantos con estratificación cruzada corresponden a barras y los bloques imbricados son los depósitos residuales o de lag.

Esta subunidad ha sido reconocida a lo largo de todo el Sistema Central, tanto en la cuenca del Duero como en la del Tajo. El espesor de la misma es variable, pero puede alcanzar en esta Hoja los 6 m.

Uno de los puntos óptimos de observación, en facies granítico-néisicas, es una pequeña cantera para arena, situada junto a la carretera comarcal 605, en la carretera que une ésta con Valverde del Majano. En este punto pueden observarse grandes bloques de neises, completamente alterados y fácilmente disgregables, integrados en una matriz de arena gruesa y gravas. El techo de la unidad se encuentra aquí erosionando por una de las terrazas altas del río Eresma.

2.2.2.2.2. a) Cantos y arenas litoareníticos; y b) cantos y arenas arcósicos (22)

Lateralmente, los materiales descritos en el párrafo anterior, pasan a sedimentos de granulometría más fina, como son cantos medios o pequeños y arena gruesa. Debido a las distintas áreas madres de donde proceden hay dos litologías diferentes que llegan a mezclarse en zonas de contacto. Una de ellas es litoarenítica y está formada por cantos de cuarcita y pizarra y tiene un característico color rojo. La otra es arcósica debido a su procedencia granítica y néisica.

Los sedimentos se organizan en cuerpos canalizados de 0,5 a 1 m de potencia e interiormente ofrecen estratificación cruzada de surco. Los cuerpos canalizados tienen base erosiva y están tapizados por cantos de tamaño mediano o pequeño, y los formados por arenas tienen signos de haber sido edafizados en el techo.

Corresponden a una sedimentación realizada mediante canales fluviales de curso entrelazado, los cuales arrastraban barras de cantos y de arena gruesa perteneciendo a las partes medias y proximales de abanicos aluviales. El espesor de la subunidad puede alcanzar los 60 m.

2.2.2.2.3. a) Arenas litoareníticas; y b) arenas arcósicas (21)

Los materiales descritos en el párrafo precedente, lateralmente pasan a facies menos gruesas, representados por sedimentos arenosos. De nuevo se distinguen dos facies litológicas. Una de un característico color rojo procedente de pizarras y cuarcitas y otra arcósica, cuya área madre son granitos y neises, estas distintas litologías se mezclan en sus puntos de contacto. Estos se organizan en cuerpos cuya forma es casi tabular, con base suavemente canalizada. Están formados en gran parte por arenas cuya granulometría varía de gruesa a fina.

Los cuerpos presentan estratificación cruzada tendida, superficies de reactivación, tapices de cantos pequeños en la base y edafizaciones a techo que pueden alcanzar a la totalidad del cuerpo, perdiéndose las estructuras sedimentarias y adquiriendo el estrato un aspecto desorganizado.

Intercalados entre los cuerpos de arena se encuentran limos arenosos que muestran procesos de hidromorfismo y edafización.

La sedimentación de esta subunidad se realiza mediante corrientes de agua que tienen cauces amplios y poco profundos, circulando a través de una llanura cubierta por estos canales. Los cursos de agua arrastraban fangos arenosos, cuyo desplazamiento no es continuo, sufriendo interrupciones ligadas posiblemente a descensos del caudal de agua y marcados por superficies de reactivación. Los canales cuando dejaban de funcionar eran edafizados. La edafización se aprecia en la pérdida de organización interna de los cuerpos arenosos y las películas de óxidos y de arcillas

que bordean los granos de cuarzo. El espesor de la subunidad puede superar los 80 metros

2.2.2.2.4. a) Limos y arenas litoareníticos; y b) limos y arenas arcósicos (20)

Lateralmente los depósitos precedentes pasan a limos arenosos y arenas finas. En ellos se distinguen las dos litologías descritas en los párrafos anteriores, la litoarenítica procedente de un área metamórfica de bajo grado, que tiene un color rojo característico, y la arcósica procedente de rocas graníticas y néisicas. Los sedimentos se organizan en cuerpos tabulares poco potentes de 0,1 a 0,5 m de espesor; pero de gran extensión lateral. Son esencialmente limos, conteniendo intercalados algunos estratos de arena fina.

Los cuerpos interiormente presentan estratificación cruzada muy tendida, superficies de reactivación y presentan edafización a techo, que puede alcanzar a todo el cuerpo, perdiéndose en este caso su organización interna.

Los estratos con sedimentos más finos también muestran edafización, además de hidromorfismo, por un mal drenaje.

En esta facies pueden encontrarse algunos estratos que están cementados por carbonatos.

La sedimentación de esta facies corresponde probablemente a la acción de cursos de agua poco enérgicos que circulaban por llanuras de inundación. Sus cauces arrastraban bancos de arena fina, los cuales sufrían etapas de parada ligadas posiblemente a descensos en el caudal. En la llanura de inundación de estos cursos de agua se depositaban los sedimentos más finos, produciéndose situaciones de encharcamiento. Esta situación es propia de las partes distales de abanicos aluviales.

Las condiciones paleoambientales que se deducen de las facies estudiadas y de las estructuras encontradas en ellas indican un ambiente árido, ya que apenas hay indicios de forestación en los paleosuelos y éstos son de reducidas dimensiones. Además los aluminosilicatos como feldespatos y micas se encuentran en los sedimentos que no están excesivamente alterados, también las arcillas son esmectitas o illitas, con alguna muestra de paligorsquita nos confirma la aridez del clima. Sin embargo, dentro de esta tendencia árida, se producen épocas de mayor humedad, que hacían que los abanicos adquirieran carácter torrencial con una intensidad difícil de imaginar hoy, transportando, en la zona de cabecera, bloques de hasta 3 m de diámetro.

2.2.3. Pliocuaternario

2.2.3.1. Bloques, cantos y arenas (Conos de deyección) (24)

Se localizan en las márgenes de los cursos fluviales, relacionándose con las salidas de los barrancos.

Se componen de bloques, cantos y gravas con matriz arenosa, dominando, en zonas proximales y relacionadas con relieves fuertes, el tamaño bloque. La litología

depende de los materiales existentes en la cuenca de recepción, pero en general son cantos de rocas graníticas, néisicas y cuarzo, con una matriz arcósica.

2.2.3.2. *Arenas, limos y cantos (Glacis) (25)*

Son depósitos gravitacionales y/o de arroyada que articulan los relieves escarpados con los fondos de valle.

Los materiales son arenas, limos y, ocasionalmente, cantos poco organizados, con abundante matriz.

Su génesis está ligada al encajamiento de la red fluvial.

2.2.4. **Cuaternario**

2.2.4.1. *Cantos y arenas (Terrazas) (26, 27)*

Las terrazas, en el ámbito de la Hoja, tienen una distribución muy desigual. Las más desarrolladas son las que corresponden a los ríos Eresma y Moros, donde se han diferenciado dos niveles. También se han observado terrazas en el río Zorita y en diversos arroyos de la zona.

Están constituidas por gravas, arenas y limos, de naturaleza predominante ígnea y metamórfica (granitos, neises, cuarzo, etc.), y en ocasiones también cuarcítica.

2.2.4.2. *Arenas, cantos y limos (Coluviones) (28)*

Son arenas, cantos y limos, generalmente sueltos, sin matriz y poco espesor. Ocasionalmente pueden alcanzar el tamaño bloque. Su litología depende de los materiales a partir de los cuales se forman. Se distinguen principalmente los instalados sobre sedimentos arcósicos de los instalados sobre sedimentos cuarcítico-pizarrosos.

2.2.4.3. *Arenas, limos, gravas y cantos (Aluviales. Fondos de valle) (29)*

Son sedimentos ligados a los cursos fluviales (estacionales o no) y constituidos por gravas, arenas y limos de naturaleza poligénica (granitos, neises, cuarzo, etc.) y granulometría muy heterogénea.

Los depósitos ligados a los cursos fluviales encajados en los sedimentos terciarios suelen tener una granulometría más fina y homogénea que los instalados sobre los materiales del zócalo hercínico.

En los depósitos del río Eresma se forman barras de meandro (*point bars*) bien desarrolladas.

2.2.4.4. *Arenas eólicas (30)*

Son depósitos de origen eólico de arenas finas y limos, poco o nada consolidados, de colores claros. Se encuentran escasamente representados en el ámbito de la zona

que nos ocupa, sin embargo, se desarrollan notablemente hacia el norte, en la vecina Hoja de Nava de la Asunción (456).

2.2.4.5. *Limos orgánicos (Fondos de charcas) (31)*

Corresponden a depósitos detríticos finos, con materia orgánica, que ocupan fondos de áreas deprimidas y que se encharcan estacionalmente.

2.2.4.6. *Limos, arenas y turberas (Fondos de navas) (32)*

Son zonas más o menos elevadas, de relieve prácticamente horizontal y mal drenadas, rellenas por sedimentos de granulometrías finas.

Suelen poseer un alto contenido en materia orgánica, pudiendo llegar a desarrollar turberas.

3. PETROLOGÍA

3.1. ROCAS IGNEAS PREHERCINICAS

Se trata de ortoneises glandulares que afloran en un pequeño sector del SE de la Hoja y están en contacto mediante una falla E-O, por el N con el macizo adamellítico de Otero de Herreros, mientras que por el O su contacto con este macizo granitoide es de carácter intrusivo. Su extensión es menor de 0,25 km².

3.1.1. **Ortoneises glandulares (10)**

Son los materiales más antiguos presentes en la Hoja y los únicos afectados por el metamorfismo y las principales fases de deformación hercínicas.

Son rocas de carácter glandular con megacrístales de feldespato potásico de hasta 5-6 cm de tamaño máximo y de menor tamaño de plagioclasa y de cuarzo, en una mesostasia bastante biotítica de tonos oscuros. Presentan una foliación muy penetrativa de carácter milonítico que rodea a los megacrístales, desarrollando sombras de presión, así como cuarzos y feldespatos acintados.

Presentan una asociación mineralógica formada por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y sillimanita, principalmente. Debido a las escasas dimensiones del afloramiento es difícil hacer más precisiones, si bien en hojas vecinas (Segovia, El Espinar) se han observado también granate, distena y cordierita; lo dos primeros con carácter metaestable y de pre a sin cinemáticos con la D2; la cordierita puede

aparecer a veces sustituyendo parcialmente al granate con formación de biotita complementaria.

Los minerales accesorios suelen ser apatito, circón, rutilo, opacos y turmalina.

En las vecinas hojas de Segovia, El Espinar y Cercedilla están ampliamente representados y en ellas se pueden conocer con más detalle sus características.

3.2. ROCAS GRANITICAS HERCINICAS

Las rocas graníticas presentes en la Hoja son volumétricamente poco importantes, distribuyéndose en tres macizos, ninguno de los cuales supera los 5 km². Estos macizos son el de Laguna Rodrigo-Hoyuelos (NO de la Hoja), Monterrubio-Lastras del Pozo (al S) y Otero de Herreros (al SE). En estos tres macizos se han distinguido cinco tipos de granitoides diferentes así como una red de rocas filonianas de distintos tipos.

Los distintos tipos cartografiados forman parte del conjunto plutónico hercínico-tardihercínico del Sistema Central (BRANDENBOURGER, 1984; FUSTER y VILLA-SECA, 1987), apareciendo representados desde granitoides posiblemente sincinemáticos (apuntamientos de leucogranitos foliados en el macizo de Laguna Rodrigo-Hoyuelos) a granitoides sin-tardicinemáticos adamellíticos, graníticos y leucograníticos.

Los distintos tipos plutónicos se han ordenado siguiendo un criterio cronológico basado en las características cartográficas y estructurales de los granitoides.

3.2.1. Leucogranitos de grano fino foliados (5)

Afloran en el NO de la Hoja, como dos pequeños cuerpos individualizados dentro del macizo de Laguna Rodrigo-Hoyuelos, que parece posterior a los mismos.

Son leucogranitos predominantemente moscovíticos de grano fino que presentan una deformación heterogénea con tipos poco o nada deformados y tipos que presentan una foliación muy penetrativa, S, modificada por planos C (estructuras S/C) que presentan estrías. Las condiciones del afloramiento no han permitido una caracterización macroscópica más detallada.

Petrográficamente son leucogranitos de dos micas constituidos por cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, con predominio de la moscovita sobre la biotita, que es accesoria. Esporádicamente aparece granate. Los accesorios más comunes son biotita y opacos, aunque también aparece circón y apatito.

Los minerales de alteración incluyen principalmente sericita y algo de clorita.

El cuarzo presenta un tamaño variable, es alotriomorfo y tiene a menudo bordes interpenetrados y extinción ondulante. Muestra también texturas de recristalización dinámica sobre todo en el contacto entre dos individuos o cuando rellena una fractura en un feldespato.

El feldespato potásico presenta en general un tamaño homogéneo, aunque se observa algún fenocristal disperso de hasta 3,5 mm. Muestra en ocasiones macla en enrejado y pertitas tanto en parches como lamelares. En ocasiones contiene inclusiones de cuarzo en gotas y a veces subidiomorfos. Suele estar fracturado.

La plagioclasa es ácida sin zonado apreciable y a menudo incluye cuarzo en

gotas. Suele mostrar extinción ondulante así como fracturas y kincados suaves. Es frecuente la presencia de un punteado sericítico secundario.

La moscovita se presenta con hábito tabular elongado, en buena parte orientada definiendo la foliación, aunque existen frecuentes láminas cruzadas.

3.2.2. Adamellitas deformadas (Tipo Otero de Herreros) (6)

Afloran en la esquina SE de la Hoja, formando parte de un cuerpo mayor que se continúa en las vecinas hojas de Segovia y El Espinar. Su contacto con los ortoneises glandulares es intrusivo en parte y con falla en ocasiones.

Este macizo está constituido por adamellitas biotíticas de grano medio-groeso con megacristales de feldespato dispersos en general menores de 2 cm. Presenta en ocasiones facies de grano grueso holoporfídicas.

Es característica la presencia de agregados de biotita «grumos» milimétricos, así como la presencia de placas de este mineral de hasta 5-6 mm. Asimismo, se observan agregados de grano fino de biotita y plagioclasa de hasta 3 cm. Por otra parte, es frecuente la existencia de enclaves surmicáceos, de hasta 3 cm, habiéndose observado también algún enclave metasedimentario que puede alcanzar 30 cm de dimensión máxima.

Muestran una orientación deformativa con una dirección norteada (N 10° E) y planos subverticales, probablemente debida a la D4 hercínica. Están afectadas también por una fracturación tardía con dirección E-O y planos subverticales con desarrollo de cataclitas yseudotaquilitas con episienitización asociada.

Están constituidas por cuarzo, plagioclasa (oligoclasa-andesina), feldespato potásico y biotita, como minerales principales. Como minerales accesorios se encuentran apatito, circón, minerales opacos y cordierita transformada a moscovita y clorita, mientras que con carácter secundario se observan sericita, clorita, esfena, opacos, mica blanca, epidota, clinozoisita y prehnita. La textura es hipidiomorfa inequigranular.

El cuarzo se presenta en individuos gruesos, alotriomorfos, rotos o subgranos, con límites irregulares y suturados. Su extinción es irregular. Estos hechos implican texturas de deformación-recristalización dinámica. En ocasiones aparece como inclusiones groseramente reticulares en la plagioclasa.

La plagioclasa forma cristales groseramente subidiomorfos de composición oligoclasa-andesina. Su tamaño es variable y muestra a menudo un zonado desde continuo a oscilatorio geométrico tenue y en ocasiones zonado en parches. Presenta sericitización zonal y moscovitizaciones. Muestra deformación intracristalina con deformación de maclas. En ocasiones aparece como inclusiones subidiomorfas pequeñas en feldespato potásico.

El feldespato potásico es irregularmente pertítico, con pertitas en venas. Muestra también maclación en enrejado irregularmente definida, así como macla de Carlsbad. Presenta texturas deformativas, como deformación de maclas. Se han observado cordones de gránulos de albita en los contactos entre distintos individuos de feldespato potásico. A veces están afectados por moscovitizaciones irregulares.

La biotita forma cristales subidiomorfos con pleocroísmo de castaño rojizo oscuro a castaño amarillento claro. Presentan inclusiones de apatito y circones de pequeño

tamaño con punteado pleocroico. Está flexionada y a veces débilmente kincada. En ocasiones muestra moscovitización irregular.

La moscovita forma cristales y placas alotriomorfos a groseramente subidiomorfos y se encuentra casi exclusivamente asociada a sustituciones sobre biotita, feldespato potásico, cordierita y plagioclasa. En ocasiones se encuentra en forma de cristallitos triturados y finos asociados a biotita parcialmente deformada.

La cordierita se presenta como pseudomórficamente, constituida por agregados de grano grueso de moscovita y clorita, formando pseudomorfos que varían de alotriomorfos a groseramente prismáticos.

El apatito tiene hábitos gruesos con relativa frecuencia.

3.2.3. Adamellita-granito biotítico (tipo El Espinar) (7)

Aflora en el sector S de la Hoja, constituyendo la mayor parte de un macizo granitoide alargado en dirección NNE-SSO, denominado macizo de Monterrubio-Lastras del Pozo. Sobre el que se apoyan discordantemente o mediante contacto por falla materiales mesozoicos y terciarios.

Está constituido por adamellitas-granitos biotíticos, con moscovita accesoria, de grano medio y a veces medio-grueso. Contienen a menudo agregados policristalinos de biotita («grumos») con un tamaño que varía entre pocos milímetros y 1 cm, así como placas de este mineral de 3 a 4 mm. Se pueden observar algunos enclaves microgranudos de hasta 5 cm. En ocasiones presentan también cristales de cuarzo globulosos de hasta 8 mm de dimensión.

Muestran una orientación deformativa, algo menos marcada que en el tipo anterior, también norteada (N 20° E) y subvertical, probablemente debida también a la D4 hercínica, así como episienitización en el contacto con el dique de cuarzo de dirección N 30° E que recorre el macizo.

Su mineralogía principal está constituida por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. En cantidades accesorias, contiene minerales opacos, apatito y circón, así como una masa de moscovita y clorita que podría representar cordierita transformada.

Como minerales secundarios se observan clorita, sericita, moscovita, epidota, esfena y rutilo. La textura es hipidiomorfa inequigranular.

El cuarzo se presenta como cristales alotriomorfos, equidimensionales, variablemente fragmentado a subgranos con límites irregulares y extinción ondulante.

El feldespato potásico se presenta como cristales alotriomorfos de tamaño variable. Muestra a veces macla en enrejado y de Carlsbad. En ocasiones presenta pertitas finas en venas o láminas, aunque con menos frecuencia que el tipo anterior. En los límites entre individuos muestra a veces gránulos lobulados de plagioclasa ácida.

La plagioclasa forma individuos subidiomorfos y en ocasiones (aunque con menos frecuencia que en el tipo anterior) presenta zonación continua difusa u oscilatoria tenue, mostrando en estos casos núcleos sericitizados. A veces forma inclusiones en feldespato potásico con un borde más ácido que está menos alterado.

La biotita forma cristales subidiomorfos de colores castaño-rojizos pleocroicos a castaño-amarillento claro. Son frecuentes las inclusiones finas de apatito y, en menor proporción, de circón puntiformes.

La moscovita es escasa y forma cristalitas subidiomorfos o irregulares que pueden crecer sobre la biotita, el feldespato potásico y la plagioclasa.

3.2.4. Adamellitas-granitos biotíticos (tipo Aragoneses) (8)

Afloran en el sector NO de la Hoja, constituyendo el macizo de Hoyuelos-Laguna Rodrigo. Sobre estos granitoides se apoyan discordantemente, y a veces a través de una falla, materiales cretácicos y terciarios.

Los afloramientos de este macizo, que parece relacionado con los de granitoides de tipo Aragoneses del macizo de Santa María la Real de Nieva, están muy alterados. De todos modos, se puede reconocer una adamellita-granito biotítico, de grano grueso con megacristales de feldespato potásico menores de 2 cm dispersos, así como con cuarzos globulares de hasta 8 mm o más de tamaño.

No presenta orientación deformativa visible, estando en algunos lugares, donde entra en contacto con un dique aplítico, episienitizado. Se ha observado la presencia de pseudotaquilitas desarrolladas sobre este tipo granitoide en algunos cantos sueltos del mismo.

3.2.5. Leucogranitos de grano fino (9)

Constituyen un pequeño afloramiento de 1,5 km de largo por 0,5 km de ancho en el borde N del macizo de Monterrubio-Lastras del Pozo.

Está constituido por leucogranitos de gran fino y en ocasiones fino-medio, algo heterogéneo, con biotita y a veces moscovita accesoria. La moscovita cuando existe, se presenta en forma de placas de hasta 3 mm al igual que la biotita, lo que en estos casos le confiere una textura de «ala de mosca». Su textura es hipidiomorfa.

No se ha observado en él orientación deformativa.

Como minerales principales presenta cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa con biotita escasa. El circón y los minerales opacos y, en ocasiones, la moscovita tienen carácter accesorio. Se puede observar también sericita de carácter secundario de alteración de plagioclasas, así como clorita, rutilo sagenítico, esfena, epidota y opacos.

Los cuarzos presentan hábitos de alotriomorfos a subredondeados en general y en ocasiones subidiomorfos bien individualizados. Forman a veces intercrecimientos simplectíticos con el feldespato potásico.

El feldespato potásico es poco o muy finamente perfitico, a veces con perfitas de sustitución en parches, y en ocasiones con maclas de Carlsbad. Su hábito varía desde alotriomorfo a intersticial y es de tamaño muy variable.

La plagioclasa se presenta como cristales subidiomorfos a alotriomorfos de oligoclase ácida-albíta. Suele tener maclación polisintética fina y presenta un punteado sericítico. Carece de zonación o es muy difusa.

La biotita es escasa y forma cristales de tendencia poco idiomorfa con secciones finas. A menudo está bastante retrogradada.

3.3. ROCAS FILONIANAS

En los afloramientos de rocas ígneas de esta Hoja existen una serie de rocas filonianas que intruyen a los granitoides a favor de fracturas tardihercínicas.

Se han distinguido cuatro tipos de filones: aplitas y leucogranitos aplíticos, pórfidos de afinidad monzonítica y sienítica, pórfidos graníticos y cuarzo.

Los diques aplíticos se han observado en el macizo de Hoyuelos-Laguna Rodrigo y a pequeña escala en el de Monterrubio-Lastras del Pozo, mientras que los de pórfidos graníticos y de afinidad monzonítica y sienítica sólo se han observado en el macizo de Monterrubio-Lastras del Pozo. En este último macizo, se observa una clara separación entre las direcciones con que intruyen los diques de pórfidos graníticos, N 110-120° E, y las que llevan los diques de pórfidos de tendencia monzonítica y sienítica, N 80-90° E.

3.3.1. Diques de aplita y leucogranitos aplíticos (1)

Se encuentran representados en todos los macizos granitoides, aunque sólo son cartografiados los existentes en el macizo de Hoyuelos-Laguna Rodrigo.

Se trata de diques de aplitas y leucogranitos de grano fino moscovíticos o de dos micas, en ocasiones con cierta tendencia «ala de mosca», llevan direcciones variables, existiendo diques de direcciones nordestadas, N 10° E, que buzan 45° O y otros de dirección N 64° E, subtercales. Su potencia varía entre los 10 cm y 4 a 6 metros

Texturalmente estas rocas son holocristalinas, hipidiomorfas de grano fino y aspecto sacaroideo, pudiendo en algún caso presentar cierto porfidismo con fenocristales milimétricos de feldespato y cuarzo. En un caso se ha observado un pórfido brechoide cuya brechificación parece relativamente sin-intrusiva.

Sus minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y en menor proporción biotita. Como minerales accesorios presenta apatito, circón, opacos y rutilo sagenítico y como secundarios moscovita, clorita, sericita y esfena.

El cuarzo es de subidiomorfo a alotriomorfo y forma agregados junto a los feldespatos, con bordes rectos o redondeados e irregulares.

El feldespato potásico es microclina con textura micropertítica en venas. Contiene a veces inclusiones de cuarzo en gotas y parches de plagioclasa con un borde más ácido que el núcleo.

La plagioclasa es oligoclasa en general. Presenta a menudo zonado concéntrico con el núcleo más alterado a sericita que el borde. En algunos casos estos bordes presentan intercrecimientos de cuarzo con textura granofídica. Se han observado también texturas mirmequíticas e inclusiones de cuarzo en gotas.

La biotita forma pequeños cristales alotriomorfos muy cloritizados.

La moscovita es reaccional a expensas de feldespatos.

3.3.2. Diques de pórfidos de afinidad monzonítica y sienítica (2)

Han sido únicamente observados en el macizo de Monterrubio-Lastras del Pozo.

Se trata de diques de pórfidos con afinidades monzoníticas a sienitoides con fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico, biotita y anfíbol (muy transformado) que

pueden alcanzar desde 3 mm a 1,5 cm, los feldspatos, y 3-4 mm, la biotita y el anfíbol. La matriz es microgranuda de tonos oscuros y está constituida por plagioclasa, biotita acicular, ferromagnesianos transformados, feldespato potásico y cuarzo subordinado.

Se ha observado una variedad cuarzosienítica a cuarzomonzodiorítica con xenocristales de cuarzo con aureolas de corrosión en una matriz microgranuda de plagioclasa, biotita, opacos y apatito acicular en la que aparecen vacuolas de cuarzo y clinzoisita.

Este tipo de diques presenta siempre una orientación entre N 80-90° E y son subverticales. Su potencia puede alcanzar a 3-4 metros

Al microscopio son rocas holocristalinas e hipidiomorfas en las que suelen destacar fenocristales de plagioclasa, feldespato potásico, biotita, anfíbol y en ocasiones cuarzo (tendencias más cuarzosieníticas a cuarzo monzoníticas) en una matriz microgranuda.

Estos diques presentan como minerales principales plagioclasa, feldespato potásico, biotita y anfíbol en la mayoría de los casos y en ocasiones cuarzo. Como minerales accesorios suelen presentar circón, apatito y minerales opacos. Los minerales secundarios son muy abundantes, destacando como más frecuentes: clorita, epidota, clinzoisita, esfena, sericita, actinolita, albita, minerales opacos, rutilo y prehnita.

La plagioclasa suele ser idiomorfa de composición intermedia y presenta zonado de carácter oscilatorio a menudo, con alteración zonal a sericita. En ocasiones está corroída, presentando «golfos de corrosión». En algunos casos forma agregados glomerulares.

El feldespato potásico es de idiomorfo a subidiomorfo, a veces con textura pertítica. Presenta frecuente alteración a micas blancas.

El anfíbol es marrón-verdoso en su mayor parte subidiomorfo a alotriomorfo, aunque se encuentran algunos individuos idiomorfos. Suele estar muy alterado y a veces pseudomorfizado por actinolita, epidota/clinozoisita y clorita.

La biotita es de tonos marrones con pleocroísmo a amarillo claro y presenta en ocasiones inclusiones de circones con halos pleocroicos. Suele estar muy transformada a clorita.

El cuarzo aparece como xenocristales redondeados a veces con «golfos de corrosión» y con aureolas de corrosión constituidas por ferromagnesianos. Se han observado también vacuolas constituidas por cuarzo y clinzoisita en los diques de tendencia cuarzosienítica a cuarzomonzonítica.

3.3.3. Diques de pórfidos graníticos (3)

Se han observado en el macizo de Monterrubio-Lastras del Pozo. Se trata de diques de pórfidos de composición granítica con fenocristales de feldspatos de hasta 2 cm de tamaño subidiomorfos, de cuarzo de hasta 5 ó 6 mm de diámetro y en ocasiones de biotita de 2 ó 3 mm, en una matriz de tonos claros y grano fino a fino medio granuda.

Presentan una orientación característica entre N 110-120° E y son subverticales, y pueden alcanzar algunos metros de potencia.

Al microscopio son en su mayoría rocas holocristalinas, hipidiomorfas en las que destacan fenocristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita en una

matriz microgranuda cuarzo-feldespática que en ocasiones puede ser de micro a criptocristalina.

Estos diques presentan como minerales principales cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, y biotita, y como minerales accesorios más frecuentes circón, apatito y minerales opacos. Como minerales de carácter secundario suelen contener sericita, clorita, minerales opacos y en algunos casos epidota-clinozoisita.

El cuarzo suele ser de idiomorfo a subidiomorfo con frecuentes «golfos de corrosión» y a menudo presenta aureolas cuarzofeldespáticas más recristalizadas que la matriz. Se presenta también como intercrecimientos micrográficos, granofílicos y simplectíticos en fenocristales de feldespato potásico, así como, en ocasiones, intercrecimientos simplectíticos en fenocristales de plagioclasa.

El feldespato potásico suele ser de idiomorfo a subidiomorfo, y presenta en ocasiones perititas en «parches». Suele estar parcialmente alterado a micas blancas.

La plagioclasa suele ser también idiomorfa o subidiomorfa y presenta en general una fuerte sericitización.

La biotita se presenta en general como láminas, a veces idiomorfas y en su mayoría transformadas a clorita. Se observan en ocasiones, inclusiones de minerales opacos y circones con halos pleocroicos.

3.3.4. Diques de cuarzo (4)

Sólo se han observado en la Hoja dos diques de cuarzo con expresión cartográfica. Ambos llevan una dirección norteada N 10-30° E, y están en relación con zonas de fractura que han rejugado posteriormente, produciendo una cataclisis en los diques. Uno de ellos, situado en la esquina SE de la Hoja, pone en contacto el macizo granitoide de Otero de Herreros con los materiales cretácicos. El otro es el más importante, con un recorrido de unos 4 km, y atraviesa de NNE a SSO el macizo de Monterrubio-Lastras del Pozo. Su potencia es de 15 a 20 m y lleva una dirección N 30° E, subvertical. El granito de caja de este dique está episienitizado. El dique presenta cataclisis y planos de fractura con estrías de dirección N 24° E y 40° al S de inclinación.

3.4. CARACTERÍSTICAS DEL METAMORFISMO

Dada la pequeña superficie de rocas metamórficas expuestas en la Hoja, donde sólo aparece un afloramiento de ortoneises glandulares en su esquina SE, es muy difícil establecer las condiciones de metamorfismo en la misma.

En hojas vecinas (Segovia, El Espinar, Cercedilla) se encuentran estos mismos ortoneises, así como otros materiales metamórficos (metasedimentos) ampliamente representados. En ellas se establecen tres etapas de metamorfismo regional. La primera (M 1) coincide con el desarrollo del engrosamiento cortical y presenta paragénesis características del campo de T media de la facies de las anfibolitas almandínicas con un régimen bórico de media P/T, con gradientes próximos a 25° C/km lo que permite identificar a esta etapa como del tipo distena-sillimanita o barrowiense (ARENAS *et. al.*, en prensa).

La segunda etapa metamórfica se desarrolla entre finales de la D2 y momentos

posteriores a D3 (tras el engrosamiento cortical) en una etapa descompresiva, alcanzándose los valores más altos de temperatura en toda la región. Da lugar a paragénesis características de la parte de alta T de la facies de las anfibolitas (moscovita «out») definiendo una zona con extensión regional de ortosa-sillimanita, con una migmatización generalizada posterior a D3 (TORNOS, 1981; CASQUET y TORNOS, 1981; VILLASECA, 1983; ARENAS *et al.*, en prensa).

La última etapa metamórfica (M3) tiene lugar en condiciones de PH_2O en aumento relativo y da lugar a una retrogradación de las paragénesis anteriores, desarrollando paragénesis características de la facies de los esquistos verdes.

4. TECTONICA

En la región estudiada se reconocen los efectos de las orogenias alpina y hercínica, la primera afecta a la mayor parte de los materiales que la ocupan y da lugar a la fracturación del basamento precámbrico-paleozoico en bloques, y a la adaptación a éstos, ya sea mediante pliegues o fallas, de los sedimentos mesozoicos, terciarios e incluso a veces, cuaternarios. Es la responsable del levantamiento del Sistema Central, durante el Neógeno, el cual constituye un gran «horst». Muchas de las fallas que limitan a este «horst» han funcionado en régimen inverso.

La orogenia hercínica es la responsable de los principales eventos tectónicos, además de metamórficos e ígneos que hoy se observan en los escasos afloramientos de materiales ígneos y metamórficos.

4.1. OROGENIA HERCINICA

Los afloramientos de materiales que han sufrido la orogenia hercínica son muy escasos, estando únicamente representados por los macizos graníticos de Otero de Herreros, Monterrubio-Lastras del Pozo y Laguna Rodrigo-Hoyuelos, así como por un pequeño afloramiento de ortoneises glandulares en la esquina SE de la Hoja, debido a lo cual la caracterización de la deformación hercínica es muy difícil. No obstante, sus características parecen similares a las de las vecinas hojas de El Espinar (al S), Segovia (al E) y Cercedilla (al SE).

Se ha reconocido en la Hoja la existencia de tres fases principales de deformación, una de replegamiento suave y dos de fracturación tardihercínica.

Las primeras fases de deformación sólo afectan a las rocas metamórficas ortoderivadas (ortoneises glandulares) representadas en la región, mientras que las rocas graníticas sólo están afectadas por la última.

La tercera fase genera estructuras de replegamiento y la cuarta da lugar al desarrollo de una cierta foliación con orientación mineral en los macizos granitoides de Otero de Herreros y Monterrubio-Lastras del Pozo. Simultáneamente con éstas tiene lugar el comienzo de la fracturación tardihercínica.

4.1.1. Primera fase de deformación (D1)

Durante el transcurso de D1 se produce una deformación penetrativa continua que afecta a la totalidad de las rocas metamórficas existentes, en un régimen defor-

macional con una fuerte componente de cizalla simple subhorizontal, con vergencia al E (MACAYA *et al.*, en prensa).

Durante la primera fase de deformación se debió desarrollar una foliación, S1, muy penetrativa, modificada y reorientada por las deformaciones posteriores que llegan a borrarla casi totalmente.

4.1.2. Segunda fase de deformación (D2)

Se caracteriza por una deformación muy heterogénea de cizalla que da lugar al desarrollo de zonas subhorizontales de cizalla dúctil, con fuerte milonización de los ortoneises (MACAYA *et al.* en prensa) y en algunos casos a cabalgamientos.

Parece haber una transición gradual entre estas dos primeras fases, como si ambas formaran parte de un proceso continuo de deformación, que se inicia con la formación de pliegues, que gradualmente se reorientan hasta una posición subhorizontal y culmina con el desarrollo de zonas de cizalla dúctil en algunos de los flancos inversos.

Los defectos de esta etapa sólo se observan en los ortoneises glandulares de la esquina SE de la Hoja. En estos se puede ver una matriz de tonos muy oscuros, muy deformada, con desarrollo de una foliación probablemente milonítica (S2), donde se aprecian frecuentes cuarzos y feldespatos acintados, rodeando a glandulas de feldespato de hasta 5 ó 6 cm.

Existen también algunas charnelas diruptadas de micropliegues intrafoliares. La foliación principal (S2) lleva una dirección aproximada N 160° E, buzando 80° E.

Es probable que este afloramiento esté afectado por una banda de cizalla dúctil de D2, en relación con la banda de Revenga (Hoja de Segovia).

4.1.3. Tercera fase de deformación (D3)

Esta fase supone un episodio de replegamiento retrovergente generalizado que induce una deformación intensa y penetrativa en áreas extensas.

Solamente se encuentra representada en el afloramiento de ortoneises glandulares de la esquina SE de la Hoja, donde desarrolla pliegues de pequeña escala afectando a la foliación principal de los ortoneises.

4.1.4. Cuarta fase de deformación (D4)

Durante esta etapa se repliegan suavemente las estructuras anteriores originándose pliegues de gran longitud de onda y pequeña amplitud, con direcciones próximas a N-S y planos axiales subverticales, que no se encuentran representados en la Hoja.

A esta etapa debe estar ligada la orientación deformativa, no muy intensa, que representan los macizos graníticos como el de Otero de Herreros o el de Monterrubio-Lastras del Pozo. En ellos se observan orientaciones norteadas de los fenocristales, definiendo foliaciones subverticales.

4.1.5. Deformaciones tardihercínicas

Las deformaciones tardi y finihercínicas son visibles en esta Hoja sólo en los macizos ígneos y metamórficos que afloran en la misma, es decir, en el macizo granítico existente en la parte NO de la Hoja, que es prolongación del macizo de Nieva (Hoja de Nava de la Asunción), en el macizo granítico de Monterrubio-Lastras del Pozo situado en el borde sur de la Hoja, y en el macizo granítico-néisico situado en la esquina SE de la misma.

4.1.5.1. Deformación finihercínic

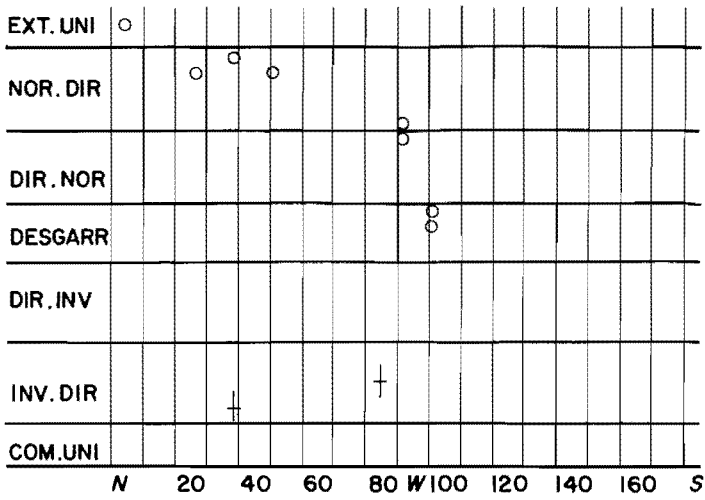
En el afloramiento del NO que como ya hemos indicado es prolongación del macizo paleozoico de Santa María la Real de Nieva, existen un conjunto de rocas deformadas (por ejemplo, leucogranitos deformados) que indican la prolongación del accidente extensional dúctil de Santa María la Real de Nieva (BERGAMIN *et al.* 1988) en esta Hoja. Esta es una falla normal, con buzamiento hacia el norte, y un vector de movimiento aproximadamente norte-sur, que pierde rápidamente inclinación en profundidad. Esta estructura separa distintas zonas metamórficas y ha tenido una prolongada historia cinemática, siempre dentro del campo extensional. A favor de la misma, en opinión de CASQUET *et al.* (1988), se emplazarían algunos leucogranitos. El período de actuación de esta estructura es bastante prolongado y debe considerarse como una de las estructuras mayores que limitarían el actual dominio de alto grado del Sistema Central español durante las etapas de deformación finihercínic.

4.1.5.2. Etapa Malagón

En el macizo de Monterrubio-Lastras del Pozo afloran gran cantidad de diques de pórfido graníticos y microdioríticos. Los segundos mantienen una marcada dirección E-O, y un fuerte buzamiento (aproximadamente alrededor de los 80-90°). Su emplazamiento se ha producido bajo un régimen de extensión N-S definido como etapa Malagón por CAPOTE *et al.* (1987). En este macizo se han medido estructuras que afectan a los diques y que son posteriores al emplazamiento de los mismos. Se comprueba (Fig. 4, círculos), que estas estructuras indican mayoritariamente una situación de desgarres con una dirección de compresión próxima a N90° E. Y otras estructuras indican unos ejes de máxima extensión próximos a norte-sur, que mueven fallas normales dentro del campo de la extensión uniaxial.

4.1.5.3. Etapa Hiendelaencina

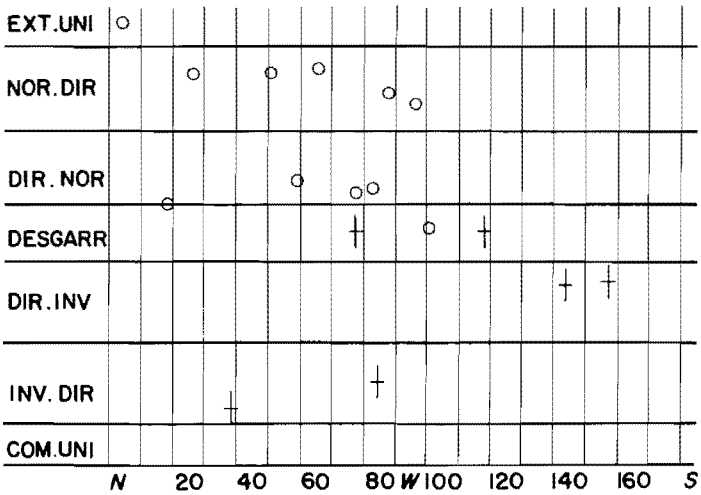
En el macizo de Monterrubio-Lastras del Pozo se localiza un importante conjunto de fracturas y fracturas rellenas de diques de cuarzo (de variada potencia cm a m), que limitan el borde este de dicho macizo. Estas estructuras deben integrarse en la etapa Hiendelaencina de fracturación tardihercínic s.s. definida por CAPOTE *et al.* (1987). Esta etapa se caracteriza por el desarrollo de dos conjuntos de diques y de



Direcciones acortamiento max. horizontal

Fig. 4.

Fig. 5.



Direcciones acortamiento max. horizontal



S I M B O L O G I A

- SUPERFICIE TIPO PIEDIMENT
- SUPERFICIE CULMINANTE EN DIVISORIAS
- SUPERFICIE EROSION EN DIVISORIAS
- SUPERFICIE INFERIOR EXHUMADA DE NIEVA
- SISTEMA DE LLANURIAS
- SISTEMA DE LLANURIAS
- VERTIENTES GLACIS
- SISTEMA DE ATERRAZAMIENTO SUPER ASOCIADOS
- LADERAS

- PERFIL
- Restos originales de superficie
- Superficie degradada
- Replanos en Glacis
- Replanos en Vertientes glacis
- Relieve residual lineal
- Coluvion
- Depresiones tipo Nava
- Zonas de encharcamiento
- Abanicos aluviales coalescentes
- Canas de dayación
- Aluvial / Terraza actual
- Terrazas bajas
- Terrazas medias
- Terrazas altas
- Recubrimiento arenoso
- Inciacion lineal
- Abarrancao y Alarcavan Moderado
- Cuestas, plataformas, etc

AUTORES: P. FERNANDEZ, J. D. CENTENO, T. BARDAJI, J. PEDRAZA

fracturas, uno entre N 10-30° y otro entre N 70-90°. En el caso que nos ocupa, es la primera familia la que está muy bien representada en el macizo estudiado, por ejemplo, el gran dique de cuarzo que con dirección N 15-20° delimita el borde este del macizo. En algunos casos estos diques pueden llegar a tener buzamientos de 60-70° hacia el NO.

El análisis de estas estructuras permite indicar una dirección de acortamiento próxima a N 45°, y un movimiento de las mismas como fallas normales o normal direccionales (Fig. 5).

4.2. DEFORMACIONES ALPINAS

Se han analizado las microestructuras (fundamentalmente fallas) y las mesoestructuras en las rocas pospaleozoicas, con el objeto de establecer la secuencia de deformaciones alpinas existentes en esta Hoja. Las macroestructuras más significativas son los pliegues y fallas que afectan a los cenozoicos y mesozoicos que orlan a los macizos paleozoicos de Nieva, Monterrubio y Valdeprados-Otero.

4.2.1. **Etapa ibérica**

Se caracteriza por una dirección de máximo acortamiento horizontal desde aproximadamente los N 45° E, lo cual origina movimientos de fallas con direcciones entre N 40-60° y N 170-180°, actuando como fallas normal direccionales. Fallas que actuarían dentro de esta etapa serían las que limitan por el sur la prolongación del macizo de Nieva, y algunas de las existentes en la orla mesozoica y su zócalo paleozoico que constituyen el borde NO de la sierra de Guadarrama y que afloran en la esquina SE de la Hoja que nos ocupa. Los pliegues existentes en el Cretácico en esta esquina SE, se originarían también durante esta etapa ibérica.

4.2.2. **Etapa Guadarrama**

Esta etapa se caracteriza por una dirección de compresión horizontal máxima, desde los N 140-170°, moviendo fallas de dirección N 0-20° o N 70-90°, que actúan como fallas inversas-direccionales o viceversa. Estas compresiones son las principales responsables de la estructuración en «horst» y «grabben» inversos que muestra actualmente el Sistema Central español.

Estructuras desarrolladas durante esta etapa dentro de esta Hoja serían las grandes fallas que con dirección próxima a N 20-30°, limitan el macizo de Monterrubio por el este y el borde de la sierra de Guadarrama por el oeste. Fallas que habrían actuado como inverso-direccionales, afectando tanto al zócalo paleozoico, como a la cobertura mesozoica-cenozoica, formando en esta última grandes pliegues en rodilla, que pueden mostrar flancos verticalizados o incluso invertidos (por ejemplo en Monterrubio).

Los pliegues que afectan al terciario y que son la prolongación de la estructura de Valdeprados (Hoja del Espinar) se habrían originado durante esta etapa.

5. GEOMORFOLOGIA

5.1. CARACTERISTICAS GEOMORFOLOGICAS GENERALES

La geomorfología del Sistema Central, así como la de sus zonas de borde con las cuencas sedimentarias, está controlada, a nivel global, por las formas asociadas a los grandes aplanamientos que, en general, van a constituir las paleoformas o formas heredadas.

A esos rasgos que, por extensión superficial y significado genético, podríamos denominar «megamorfológicos», se les superponen otros, derivados de la acción de los procesos actuales y subactuales, que entran en el contexto de formas de detalle y cuyo resultado último es el de anular o degradar las morfologías previas o heredadas. Esto no impide que, en zonas y con procesos determinados, puedan llegarse a definir también verdaderas «megamorfologías» recientes, tanto más cuanto más intensos sean los procesos degradantes, tal como ocurre en las cuencas sedimentarias adyacentes.

En consecuencia, el planteamiento general de las características geomorfológicas de estas zonas que nos ocupan puede realizarse en dos grandes apartados:

- Las superficies de aplanamiento tanto de erosión como de depósito que, junto a la morfoestructura, configuran, en su mayoría, los grandes rasgos del relieve actual.
- El modelado reciente, cuaternario y pliocuaternario, sobreimpuesto al anterior y que, también en su mayoría, define las formas de detalle; e incluso como es en este caso, constituir uno de los principales rasgos de relieve.

5.1.1. Consideraciones previas

Las principales características geomorfológicas de la zona que nos ocupa podrían quedar definidas básicamente por tres aspectos fundamentales.

En primer lugar, la propia localización de la Hoja, al quedar emplazada como una zona intermedia entre dos áreas de relieve de marcada entidad: al sur, la articulación de las sierras de Gredos y Guadarrama y al norte por el macizo de Santa María la Real de Nieva. Estas dos unidades de relieve enmarcan y delimitan parcialmente este área de trabajo, constituida principalmente por materiales terciarios de carácter arcóscico.

Por otro lado, la presencia de afloramientos cretácicos dispersos, junto a pequeños bloques graníticos, como el de Lastras del Pozo-Monterrubio permiten considerar a esta zona como una subcuenca sedimentaria (la subfosa terciaria de Valverde del Majano) (FERNANDEZ GARCIA, 1988 a) que, aunque integrada en el macrocontexto de la depresión del Duero, concretamente en su borde suroriental, ofrece unas características especiales al estar interrumpida por el citado macizo de Santa María la Real de Nieva.

En segundo lugar, la distribución de la red de drenaje ofrece ciertas particularidades, derivadas de su propio trazado y confluencias. Las principales arterias que atraviesan esta Hoja son los ríos Moros y Zorita, junto al río Eresma, que discurre por el extremo nororiental de la Hoja.

La disposición en planta de estas arterias se desarrolla a partir del Sistema Cen-

tral y siguen un curso N-NO coherentemente perpendicular a la cordillera y su pediment, atravesando la subcuenca sedimentaria de Valverde del Majano. Sin embargo, y para el caso del río Zorita, puede reconocerse un cambio importante en su dirección, en la zona anterior a su confluencia con el río Moros, donde adopta una dirección NE-SO.

Este cambio en la dirección del trazado de la red no constituye un caso aislado para el sistema Moros-Zorita, sino que igualmente puede ser reconocido en zonas adyacentes septentrionales (Hoja de la Nava de la Asunción) para el sistema del Eresma-Moros. El resultado final para estas confluencias es el ofrecer en planta una disposición marcadamente escalonada o en zeta, en donde se suceden simultáneamente la dirección norte-sur predominante de los cursos de agua, alternando con tramos de dirección noreste-suroeste anteriores a las zonas de confluencia.

Finalmente, y en tercer lugar, el desarrollo de las principales formas de modelado va a responder a unas características sedimentarias específicas, esto es, la de los depósitos areno-arcóscicos de edad Terciaria que constituyen la práctica totalidad del relleno de esta subcuenca.

Todos estos hechos, hacen que morfológicamente, y a grandes rasgos, puedan ser diferenciados los siguientes dominios de relieve:

1. Las superficies altas. Definen los aplanamientos culminantes de la zona, ofreciendo una total independencia con la red actual, al tiempo que constituye los máximos interfluvios entre las arterias principales.
Asociado a una de estas superficies altas, se localiza el pequeño macizo granítico de Lastras del Pozo-Monterrubio que destaca así dentro de esta subfosa terciaria.
2. Formas de enlace. Representadas por un importante sistema de glaciares y vertientes-glaciares, que evidencian una neta direccionalidad hacia las líneas de drenaje actuales, con las que se relacionan estrechamente.
Cabe decir que la localización de algunas de estas formas de enlace no es arbitraria, sino que se sitúan prioritariamente sobre la margen derecha de los ríos más importantes, mientras que sobre la margen izquierda tiene lugar el desarrollo de un completo sistema de replanos fluviales (aterrazamientos).
3. Sistema de llanuras y fondos de valle. Representadas por extensas planicies con depósito, con las que se vinculan los cambios en las direcciones y confluencias de los ríos a los que nos hemos referido anteriormente. Por debajo de estas llanuras de fondo, y encajados en ella, se localiza la actual llanura de inundación junto a la presencia de los niveles de terrazas bajas.

5.2. LAS SUPERFICIES DE EROSION

Es evidente, como ya se ha señalado, que aunque los principales rasgos geomorfológicos de la zona que nos ocupa van a ser aquéllos derivados de sus condicionantes de cuenca sedimentaria, es cierto también, que existen algunas unidades morfológicas convergentes con las grandes superficies de erosión desarrolladas en la meseta, bien como prolongación de las mismas ó bien como arrasamientos en bloques individualizados.

SCHWENZNER, en 1936 aplicando al Sistema Central el modelo genético de W. PENCK (1972), o de la «escalera de piedemonte», establece una morfología que aún

hoy conserva actualidad. Esta se define mediante una superficie de cumbres, de edad Intraterciaria (Postoligoceno inferior a Pretortonense) y tres de meseta, las M3, M2 y M1. La M3, que forma las parameras actuales y sus relieves asociados, correspondería a una edad Finimiocena y las M2 y M1, que forman los piedemontes y campiñas, son, según este autor, de edad Pliocena. A estas superficies que configuran la escalera de piedemonte, habría que añadir las antiguas hoy fosilizadas y/o exhumadas parcialmente en algunos puntos, tal como son la pretriásica y precenomanense.

Un nuevo enfoque para la morfogénesis del Sistema Central procede de SOLE (1952). Este autor se inclinaría más por un modelo convergente con el de DAVIS (1899), es decir, de desnivelaciones de arrasamientos totales y no parciales. De este modo, el relieve actual sería el resultado de un proceso de desnivelación de una superficie o penillanura fundamental finimiocena. Los piedemontes, siguiendo las ideas de BIROT (1937), serían el resultado de un proceso de pedimentación bajo condiciones áridas y/o semiáridas establecidas durante el Plioceno.

En este caso, tanto la superficie de cumbres, como la de paramera (M3 de SCHWENZNER, *op. cit.*) serían los restos de una penillanura finimiocena, elevados por la tectónica a su posición actual y los piedemontes (M2 y M1 de SCHWENZNER, *op. cit.*) corresponderían a pediment en su sentido más estricto.

A partir de estas aportaciones precedentes, se inicia, ya más recientemente, una serie de trabajos e investigaciones encaminados a encontrar un modelo alternativo que pudiera justificar la problemática morfoevolutiva del relieve del Sistema Central. Una síntesis de estos trabajos queda recogida por GARZON *et al.* (1982) a partir del tratamiento de los siguientes aspectos fundamentales.

En primer lugar y aunque la morfografía de relieve de la sierra muestre una clara convergencia con el modelo propuesto por SCHWENZNER, este hecho no presupone automáticamente una forzosa exclusión de otros modelos e hipótesis morfogénicas. Un interés especial lo constituye la génesis e interpretación de los relieves residuales tipo inselberg, así como su relación con los frentes de alteración y el momento de su formación.

El segundo aspecto fundamental en la interpretación morfo-genética de estas superficies de aplanamiento, viene dado por la interpretación de los depósitos correlativos terciarios, localizados en las grandes cuencas de sedimentación. El estudio de estos depósitos permite diferenciar dos grandes ciclos de características y significado muy diferentes: el ciclo silíceo y el ciclo arcósico.

PEDRAZA (1978) establece la superficie de cumbres y la de paramera (M3 de SCHWENZNER, *op. cit.*) como los restos de una «penillanura poligénica y heterocrona» en el sentido descrito por KLEIN (1959). Esta sería una superficie elaborada bajo sistemas morfo-genéticos muy diversos, que cumpliría la función de «penillanura fundamental» o primaria de los autores anteriores.

El «ciclo arcósico» representa, en esta interpretación, los sedimentos correlativos a una pediplanación de sabana, según el modelo de «superficies grabadas» (BÜDELL, 1957). Aún es problemática la edad de los frentes de alteración, si bien el lavado se iniciaría en el Paleógeno llegando hasta el Plioceno con la colmatación de las cuencas, formación de un sedi-plano y la desnivelación que consolida la morfoestructura en bloques.

Terminan esta etapa las fases de pedimentación bajo condiciones de tipo semiárido, que retocan las morfologías anteriores, consolidan los pediments de las rampas, definen las superficies de erosión de las cuencas, tanto en los páramos como en las

campañas, y generan los mantos de acarreo del Plioceno medio, superior y/o Pliopleistoceno. Destacan en estos casos los materiales de la raña (*sensus lato*) y sus asociados sobre los páramos.

GARZON (1980) establece como superficie fundamental la finicretácica, dando un carácter de superficie de lavado en condiciones de alta humedad y temperatura y que, durante el «ciclo arcósico» (PEDRAZA, *op. cit.*) sería reelaborada hasta alcanzar una configuración «tipo penillanura». Desnivelaciones posteriores la dejarían ocupando el nivel de cumbres y el de paramera (M3 de SCHWENZNER, *op. cit.*). Para GARZON (*op. cit.*) las rampas serían el resultado de un proceso de exhumación de la antigua superficie finicretácica que habría quedado fosilizada durante el ciclo arcósico.

Posteriormente, y para la zona concreta que nos ocupa, FERNANDEZ GARCIA (1988 a) establece los dos ciclos sedimentarios, ya mencionados, para los que establece rango de megaciclo. El análisis morfológico es llevado a cabo en base al establecimiento de una serie de unidades geomorfológicas y de su posible evolución histórica, centrándose especialmente en la etapa cuaternaria.

La morfología del macizo de Santa María la Real de Nieva se resume prácticamente en dos superficies: la «alta superficie» y la «superficie inferior exhumada». Ambas se reconocen como superficies de arrasamiento, si bien en la primera predomina un aspecto más reelaborado, mientras que la segunda se identifica por su carácter irregular.

Asociados a esta «superficie inferior exhumada» se localizan unos recubrimientos de relativa extensión constituidos por depósitos paleógenos correspondientes a la «unidad inferior» (FERNANDEZ GARCIA, *op. cit.*) que recubren y fosilizan la base de los relieves residuales tipo inselberg que allí se localizan.

Para la subfosa de Valverde del Majano, se reconoce un aplanamiento morfológico que arrasa el techo de las series terciarias: la «superficie culminante» pliocena. Esta superficie enrasa y converge morfológicamente con la superficie tipo pediment del Sistema Central, prolongándose hasta la «alta superficie» del macizo de Santa María la Real de Nieva.

Estos hechos no presuponen que estas superficies se hayan formado al mismo tiempo, sino que la convergencia entre ellas es un efecto posterior, por enrasamiento litosópico y cuyo resultado es la exhumación de superficies formadas ya con anterioridad.

5.3. EL MODELADO DE DETALLE, LA EVOLUCION CUATERNARIA

Dado el nivel de detalle a que se desciende en la cronología y litoestratigrafía del período Cuaternario, a veces se hace difícil el encuadre de estos acontecimientos si, como ocurre en el Sistema Central y sus zonas de borde, los depósitos son superficiales y las series muy parciales.

Por otro lado, un enfoque general del Cuaternario también suele presentar problemas, pues, a medida que nos acercamos a la actualidad y a partir de los tiempos alpinos que consolidan la gran divisoria castellana o Sistema Central, los fenómenos van adquiriendo una notable zonación, por lo que casi siempre debe acudir a los análisis regionales para encontrar una referencia homogénea en los procesos.

A pesar de ello, en estas zonas y para este periodo, podemos referir dos grandes grupos de procesos: fluviales y asociados, y gravitacionales y/o mixtos. Todos ellos

van a constituir la base cartográfica fundamental, a nivel de elementos geomorfológicos.

Fenómenos fluviales y asociados

En estos casos, el punto de partida hace siempre referencia al momento en que puede considerarse iniciado el proceso de definición de la red hidrográfica actual.

Allí donde hay una representación de los abanicos de piedemonte que depositaron materiales «tipo raña», el problema parece bien centrado, ya que éstos serían los últimos representantes de las redes previas o los indicios de las actuales.

Tampoco presenta mayor problema centrar esta transición allí donde puede definirse un complejo sistema de vertientes con rellanos mixtos, tipo glacis, escalonados y a veces con depósito (vertientes glacis, PEDRAZA, 1978). Estos forman la transición entre las grandes llanuras precuaternarias y los valles de aterramiento, son, por tanto, los primeros representantes de las redes actuales.

Hay zonas en que pueden encontrarse datos que apoyan el paralelismo evolutivo en las redes fluviales de dentro y fuera del macizo; tal es el caso de los abanicos de piedemonte del Cuaternario antiguo y Pliopleistoceno y los desarrollos de terrazas citados en las cuencas del río Guadalix por LAZARO OCHAITA (1976). Por el contrario, en otros lugares parecen apuntarse fenómenos que implicarían una remodelación bastante brusca en el trazado de la red, tal es la evolución propuesta por F. HERNANDEZ PACHECO (1930) para la red del Guadarrama meridional en toda la depresión de Manzanares el Real-Guadalix-Redueña, y que, por tanto, contradice en cierto modo lo expuesto anteriormente, al implicar también a los ríos Miraflores-Guadalix.

Tal como señalamos, la ausencia de depósitos o formas erosivas asociadas a estos procesos no permiten concluir nada al respecto. Señalemos únicamente los depósitos descritos por CABRA *et al.* (*op. cit.*) en la zona de Redueña, que, en principio, servirían de base de apoyo a la teoría expuesta por F. HERNANDEZ PACHECO (*op. cit.*) si bien sólo confirmada en su zona oriental y para tiempos más recientes.

En este sentido hay que tener muy en cuenta la movilidad tectónica diferencial, pues tal como se ha señalado, en otras zonas del Sistema Central (PEDRAZA, 1976), las subsidencias en los bordes de la cuenca, tanto del Duero como del Tajo, provocan un movimiento relativo de elevación en el macizo que favorece los encajamientos y, por ello, la generación de formas de incisión, proceso que se mantiene hasta los tiempos presentes pues, salvo ciertas depresiones interiores cuya evolución es, hasta cierto punto, paralela a la de los bordes de cuenca, en el resto del macizo no encontramos terrazas con altura superior a los 5-10 m y lo normal es que no exista más que la actual.

Fenómenos gravitacionales y/o mixtos

Este término, siempre impreciso, se refiere a los materiales que tapizan las vertientes y/o se concentran en su base y son el producto de la caída preferentemente regulada por la gravedad, pero más o menos asistida por otros procesos como la arroyada, incluso la soliflucción, etc. En conjunto, se agrupan bajo la denominación de coluviones.

Su control cronológico es prácticamente imposible, aunque pueda insinuarse un desarrollo atenuado en la actualidad frente a otras etapas del Pleistoceno y/u Holoceno antiguo.

5.4. SISTEMA CARTOGRAFICO

El problema principal, a que hemos de enfrentarnos en el campo de la cartografía geomorfológica, deriva de la ausencia tanto de una simbología precisa y acordada, como de unas unidades básicas que sirvan como referencia geométrica, genética y evolutiva.

Ante estas deficiencias, cada especialista, de acuerdo con sus necesidades, viene realizando la cartografía que considera más adecuada, bien destacando los grupos de formas, bien los procesos morfogenéticos, etc.

En este caso, y dados los precedentes de nuestras investigaciones sobre la cartografía geomorfológica en el Sistema Central (PEDRAZA, 1978; CENTENO, 1983; CENTENO *et al.*, 1983; RUBIO, 1984) creemos procedente establecer aquí el sistema de delimitación de unidades como referencia básica.

De esta manera, se diferencian unas porciones del relieve que se han generado según unos procesos o sistemas de ellos, con un contenido evolutivo y una geometría específica presente aún en el terreno y/o fácilmente deducible a pesar de los procesos posteriores más o menos degradantes. Dichas porciones constituyen las UNIDADES GEOMORFOLOGICAS.

Dichas unidades pueden ser compartimentadas en formas de menor rango y asociadas en otras mayores. Las primeras, los ELEMENTOS GEOMORFOLOGICOS, establecen las referencias geométricas (pendientes, escarpes, articulaciones, etc., dando formas primarias) y genéticas (acciones y agentes del modelado que asociadas configuran un proceso morfogenético) mínimas en que puede ser compartimentada la unidad. Las asociaciones mayores sirven, en todo caso, como base de referencia a la hora de establecer categorías de relieves, regiones naturales, regiones morfoestructurales, es decir, megamorfológicas.

Dados los objetivos de este mapa, se elude el segundo proceso, aunque ha quedado referenciado en la introducción, para centrarnos en la cartografía de los elementos. Estos, de acuerdo con los métodos referidos, se agrupan según varias categorías, así:

PROPIOS: Son aquellos elementos que caracterizan a una unidad y, por tanto, su ausencia implica la imposibilidad de definirla. Siempre tienen una entidad geométrica, pues se trata de formas, aunque a veces se asocian a un agente o una acción modeladora específica, tanto más frecuente cuanto más reciente sea la génesis de la unidad y viceversa.

SOBREIMPUESTOS: Son aquellos elementos que se asocian a la unidad desde un punto de vista espacial, pero la distorsionan desde el punto de vista geométrico, genético y/o evolutivo.

Esta asociación puede ser por:

- HERENCIA, caso de elementos residuales de unidades previas que no fueron anulados al elaborarse la nueva unidad.
- DEGRADACION, caso de los elementos que se asocian a los nuevos procesos morfogenéticos que sustituyen a los propios y específicos generadores de la unidad. Son, por tanto, elementos que tienden a sustituir a los propios y característicos de la unidad en base a definir una nueva.

5.5. DESCRIPCIÓN DE UNIDADES

5.5.1. Superficie tipo pediment

Corresponde a las superficies de meseta M2 y M1 de SCHWENZNER (1936). Se trata de superficies tipo pediment más o menos degradadas por la acción fluvial posterior.

En detalle, forman esta unidad un conjunto de restos de planicie pendientes centrifugas a partir de la base de las elevaciones principales. El enlace ladera-pediment se produce generalmente por un nick.

El elemento morfológico más característico son los relieves residuales de tipo Inselberg, de los que se han diferenciado (PEDRAZA, 1978) tres generaciones, en relación con otros tantos replanos escalonados. De estos replanos, los dos superiores (M2 y M1 de SCHWENZNER) son normalmente interpretados como pediments s.s., mientras el inferior podría correlacionarse con las «vertientes glaciares» de la cuenca (PEDRAZA, 1978).

En la zona que nos ocupa, como en otras zonas próximas (rampa de El Escorial/ rampa de Segovia) no es posible definir claramente estos replanos, por lo que se agrupan en una sola unidad denominada «tipo pediment», queriendo indicar su sentido amplio.

Son características las depresiones tipo nava, asociadas a zonas de arenización, que actualmente sufren frecuentes procesos de encharcamiento y formación de suelos hidromorfos.

5.5.2. Superficie culminante

Aplanamiento morfológico, colgado e individualizado de los cauces actuales, que constituye el nivel más alto y culminante desarrollado sobre los depósitos de la cuenca.

Dicho aplanamiento define, por tanto, una auténtica planicie de erosión-colmatación (sediaplano) que en esta zona se presenta en continuidad y enrasamiento morfológico con la superficie tipo pediment, definida para dicha vertiente del Sistema Central, y se prolonga hacia zonas septentrionales hasta alcanzar las proximidades del macizo de Santa María la Real de Nieva.

Para esta unidad, el carácter de superficie es prácticamente perfecto, con unos valores de pendiente del orden del 0,5 % y sobre la que se reconoce un canturral superficial, inmerso en un suelo rojo decapitado que se dispone erosivamente a techo de la propia planicie.

Cabe señalar, como hacia zonas meridionales, concretamente al pie del macizo metamórfico de Ojos Albos (Hoja de El Espinar), dicha superficie culminante se sumerge y continúa por debajo de los característicos depósitos tipo «raña», por lo que cabe pensar en un arrasamiento generalizado, que erosionaría el techo de las series terciarias y cuya edad podría llegar hasta el Plioceno (FERNANDEZ GARCIA, 1988 a).

También, y en coincidencia con esto, se ha definido para una zona contigua a la nuestra (CARRERAS, PORTERO y GUTIERREZ ELORZA, 1982) la existencia de una superficie pre-raña de edad Pliocena.

5.5.3. Superficie erosiva en divisorias

Aplanamientos residuales desarrollados sobre materiales terciarios, de planta alargada o linguoide, que constituye otra zona de interfluvio entre las arterias principales (campiña).

Ofrece un perfil generalizado suavemente plano convexo y una individualidad respecto a los cauces actuales, presentándose ligeramente imbricada o como zonas de degradación de la superficie culminante descrita recientemente.

Se definen, en general, como superficies tipo glacis erosivo y/o de cobertera, acompañados de removilización del sustrato arcóscico. El hecho de presentarse íntimamente ligadas a otras unidades morfológicas, como los sistemas de glacis y vertientes glacis, indicaría una vez más la continuidad en los procesos morfogenéticos, si bien aquí, y para estos últimos, ya se produciría una mayor direccionalidad hacia las líneas generales del drenaje.

Todas estas características permitirían considerar a esta unidad en relación al inicio de jerarquización de las redes cuaternarias propiamente dichas y con una edad por tanto Pliopleistoceno.

Finalmente, cabe apuntar cómo esta unidad se adosa y enrasa morfológicamente al pequeño bloque granítico de Lastras del Pozo-Monterrubio, que se sitúa próximo a este borde del Sistema Central y cuyo control por fractura es evidente.

5.5.4. Superficie inferior exhumada de Nieva

Superficie irregular de arrasamiento desarrollada sobre los materiales graníticos que afloran en el extremo noroccidental de la zona (norte de Laguna Rodrigo).

Aunque la extensión de esta unidad morfológica en la zona de trabajo es sumamente reducida, ésta se prolonga y continúa hacia zonas septentrionales (Hoja de Nava de la Asunción), donde adquiere una entidad muy significativa, ocupando la casi totalidad del macizo metamórfico de Santa María la Real de Nieva.

En este caso en particular, la unidad va ligada a una importante alteración que penetra subsuperficialmente, alternando con afloramientos de roca parcialmente descompuesta.

5.5.5. Sistema de glacis

Corresponde a un conjunto de extensas superficies suavemente inclinadas, es decir, con morfología de glacis, de perfil transversal ligeramente convexo y un gradiente de pendiente del orden de 1,3 %.

En esta unidad puede reconocerse ya una clara direccionalidad y dependencia hacia las principales líneas de drenaje actuales, con las que se relacionan estrechamente, y con una edad plenamente Cuaternaria.

En la zona que nos ocupa, la localización de estas morfologías es amplia: sectores de Abades, Marugán y Jemenuño; y, aunque en ocasiones pueden quedar reducidas a relieves residuales separadas por valles amplios y de escaso fondo (sector de Abades), siempre es posible reconstruir una importante superficie generalizada de

glaciplanación (FERNANDEZ GARCIA, 1988 a) que se instalaría preferentemente sobre la márgen derecha de los ríos Moros y Zorita.

La unidad va acompañada de un recubrimiento generalizado superficial de removilización, aunque localmente puede ser considerado como glacis asociado a un depósito, sobre todo en aquellas zonas donde se articula directamente con unidades más altas de la subfosa, como es el caso de la superficie culminante.

5.5.6. Sistema de llanuras

Por debajo, e imbricadas en los sistemas de glacis anteriormente descritos, se reconocen unas amplias planicies de fondo, llanuras, sobre las que se desarrollan importantes áreas de encharcamiento.

La vinculación de esta unidad morfológica (llanuras) con la anterior (sistema de glacis) es tan estrecha que su localización tiene lugar a continuación y en los mismos sectores que se han apuntado en el apartado precedente, de manera que siempre es posible identificar conjuntamente estas dos morfologías.

Asociadas a estas planicies de fondo, y como consecuencia de su escasa pendiente, se produce una retención de las aguas de escorrentía en zonas con un drenaje irregular e insuficiente (zonas de encharcamiento).

5.5.7. Vertientes-glacis

Constituyen las vertientes de enlace entre las vegas actuales y las unidades de la campiña superior. Se presentan básicamente como un conjunto de replanos escalonados entre sí o como un replano único, correspondiente con una morfología tipo glacis de erosión y/o de cobertera desarrollada sobre materiales de la cuenca.

Los valores de la pendiente son inferior al 2% y el perfil de la unidad es mixto en general; suavemente cóncavo para la zona de articulación con la unidad superior para pasar a plana, plano cóncavo o plano convexo, según los casos.

Presencia de elementos sobreimpuestos a la unidad ligados a la dinámica fluvial o procesos de ladera tales como cárcavas, abarrancamientos, coluviones mixtos y dispersos, etc., son frecuentes.

Su génesis estaría básicamente ligada a la definición de la red actual, así como con hundimientos locales progresivos.

5.5.8. Sistema de aterrazamiento / Superficies asociadas

Esta unidad morfológica se refiere a un conjunto de formas y procesos ligados a la etapa cuaternaria y, en particular, con la red fluvial actual, siendo los depósitos fluviales de terraza, asociados a los cauces principales, y las formas que de ellos resultan, los rasgos morfológicos más relevantes de esta región.

Los ríos Moros y Zorita, junto a la cuenca alta del Eresma, son los principales cauces que atraviesan la zona que nos ocupa. Para todos ellos se reconoce un sistema de aterrazamiento asimétrico, tanto en el número de niveles de terrazas que ofrecen

como en su localización, correspondiendo el mayor número de niveles de terraza a la margen izquierda, mientras que sobre la derecha este número es muy reducido y en la mayoría de los casos no emparejados con los de la margen opuesta.

Por las características morfológicas y granulométricas, así como por la distribución en planta de dichos niveles de terrazas, éstos han quedado enmarcados en la cartografía geomorfológica en tres grupos: terrazas altas, terrazas medias y terrazas bajas.

Un aspecto importante lo constituye la marcada orientación NO, que ofrecen los niveles de terrazas altas del río Moros, claramente divergente respecto a la dirección N-S del cauce actual de dicho río. Al mismo tiempo estos depósitos se prolongan hacia zonas más septentrionales (Hoja de Nava de la Asunción) sobrepasando claramente, a partir de la constatación de las alturas absolutas, el macizo de Santa María la Real de Nieva. La respuesta a estos hechos se manifiesta por un sistema de terrazas descolgado respecto a los presentes cursos, que se relacionaría con la existencia de unas paleo-redes de direcciones netamente divergentes respecto a las actuales (FERNANDEZ GARCIA, 1988 a y b).

Estos hechos quedan reforzados a partir del reconocimiento de una serie de superficies y llanuras de considerable extensión que se presentan asociadas e intercaladas entre algunos de los niveles de terraza y con un depósito superficial de características similares.

Estos aplanamientos (las superficies de Marazuela y de Bercial) son reconocidas en relación tanto al río Moros como al Zorita, localizándose en zonas preferenciales, esto es, anteriores a las correspondientes confluencias, con cambios en dirección NE de los cauces actuales.

Dichos aplanamientos son interpretados, FERNANDEZ GARCIA (*op. cit.*) en relación a una etapa donde la red no tiene una definición clara, desplazándose lateralmente y divagando por una amplia zona. La preponderancia local impuesta por el río Eresma, en función de un nivel de base inferior, junto a la barrera impuesta por la proximidad del macizo metamórfico de Nieva, justificaría un desplazamiento generalizado de las restantes redes (Moros-Zorita) hacia el este, con desarrollo de una importante etapa de capturas fluviales.

Aunque no existen criterios de datación para estos niveles de terrazas y del momento de las capturas de la zona, extrapolar las edades atribuidas a los sistemas de terraza para la cuenca del Duero, se puede asignar una edad comprendida entre el Pleistoceno inferior a Pleistoceno superior para la secuencia de estos niveles de aterrazamiento, situando la etapa de las capturas entre el Pleistoceno medio a superior.

5.5.9. Las laderas

Representa la unidad menos significativa de la Hoja que nos ocupa, constituyendo las formas de enlace o articulación entre las distintas unidades ya mencionadas.

Generalmente, y dada la escasa energía de relieve que ofrece en conjunto la zona, no puede hablarse de valores de pendiente acusados con riesgos de procesos denudacionales violentos, a excepción de aquellos lugares donde la incisión actual

de la red ha sido lo suficientemente fuerte. A pesar de estas características, es frecuente reconocer un coluvionamiento mixto (gravitacional y de escorrentía) que, apoyándose al pie de esta unidad, se prolonga hacia los fondos de valle actuales.

5.6. DESCRIPCIÓN DE LOS ELEMENTOS

5.6.1. Elementos asociados a las superficies de erosión

Este tipo de elementos entran en el contexto de formas relictas, es decir, que no están en equilibrio con las condiciones morfogenéticas actuales y/o recientes. Precisemos, sin embargo, la posible aparición de formas de este tipo en el momento actual, como consecuencia de fenómenos convergentes.

Tanto por su carácter morfográfico, por su significado, en el contexto genético de la unidad, como por su estado de conservación pueden diferenciarse varios tipos.

- a) *Restos originales de superficie*. Se presentan en retazos más o menos amplios que han quedado como «residuos de posición» respecto a los elementos sobreimpuestos generados a costa de la unidad (por los procesos degradantes, básicamente los fluviales); comportan todos los rasgos característicos de la planicie a que pertenecen, son, por tanto, elementos propios y característicos de la morfología original de dicha planicie.
- b) *Superficie degradada*. Son zonas de dimensiones variables en las que la planicie original ha quedado modificada por nuevos procesos sobreimpuestos, pero, dada su escasa intensidad, no llegan a generar una verdadera sustitución en la morfología.
- c) *Replanos en glacis*. Corresponde a la planicie de culminación o zona axial de los sistemas de glacis desarrollados en la subfosa terciaria, identificándose con la zona de mayor interfluvio y difluencia de la escorrentía. Los bordes de este elemento aparecen disectados por la escorrentía superficial.
- d) *Replanos en vertientes-glacis*. Análogamente, la concepción del término puede quedar aplicada para esta unidad, presentándose bien de forma escalonada o diversificada en abanico y en dirección a los cauces secundarios. Los bordes de este elemento aparecen disectados por la escorrentía superficial.
- e) *Relieves residuales*. Se clasifican por su morfología, y dentro de ellos, según se asocien genéticamente a un tipo de superficie, o por el contrario, puedan aparecer en cualquiera. Así, por ejemplo.
- e1) *Relieves residuales lineales*. No se les asigna génesis específica, y se atiende más a su carácter de forma asociada a una litología cuyo tipo de afloramiento condiciona la morfología: diques, filones, etc.

5.6.2. Elementos coluviales

Corresponden a elementos deposicionales que se superponen a todas las morfologías previas y, dada su asociación a todos los demás procesos, nunca llegan a

tener entidad morfológica de unidad. Aquí se reducen a los depósitos gravitacionales y mixtos (gravitacionales, arroyada, descarga semiconcentrada en las vertientes, etc.) que se sitúan preferentemente en la zona de transición entre las laderas y los fondos de valle.

Por lo general se trata de materiales de granulometría fina (tamaño limo y arena) que contiene en ocasiones niveles de mayor granulometría (tamaño grava) y/o cantos dispersos. Derivan de la removilización de los materiales terciarios arcósicos fundamentalmente.

Junto a los coluviones cartografiados, debe señalarse la presencia, en escarpes y laderas de toda la zona, de una débil cobertera formada por procesos y materiales mixtos entre regolito removilizado-suelo-depósitos de derrames o escorrentía, no concentrada.

Aunque estos últimos pueden considerarse como funcionales y de hecho son los que acaban nutriendo de material a los coluviones del pie de laderas y escarpes, donde se estabilizan momentáneamente éstos, los coluviones que podríamos definir como «concentrados», están disectados por la red actual lo que parece indicar, al menos, una funcionalidad mínima o muy atenuada.

5.6.3. Elementos fluviales y de procesos asociados.

Las acciones debidas a las aguas de escorrentía concentradas o semiconcentradas están presentes en la práctica totalidad de las zonas de nuestras latitudes y tienen un carácter dominante como proceso morfogenético actual. Su eficacia destaca sobre la de los procesos gravitacionales que en su mayoría son asistidos por estas aguas. Es así como estos procesos morfogenéticos son capaces de generar sustituciones totales en las morfologías previas, llegando a configurar nuevas unidades morfológicas (tal como ocurre en esta zona). Aun no siendo así, los procesos más claros de sobreimposición degradante sobre morfologías previas están definidos por estos elementos que hemos agrupado aquí, de un modo amplio, en el contexto de los fluviales.

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

- a) **Depresiones tipo Nava.** Se trata de zonas deprimidas con fenómenos de retención de agua, decantaciones, desarrollo de hidromorfismo y generación de suelos. Su cronología es difícil de establecer, ya que muchos de ellos han podido funcionar a lo largo de todo el Cuaternario e incluso lo siguen haciendo la mayoría.
- b) **Zonas de encharcamiento.** Amplias áreas deprimidas, que en ocasiones alcanzan varios km² de extensión y de contorno irregular.

Se sitúan encajadas en las llanuras de fondo, caracterizándose igualmente por su escasa pendiente y en las que no existe un drenaje fácil de las aguas de escorrentía que se ven así retenidas en zonas preferenciales, generalmente poco permeables, debido a la presencia de niveles enriquecidos en filossilicatos.

Desarrollo de lagunas con carácter regresivo, junto a una vegetación halófila y un depósito de decantación serán sus principales características.

- c) *Abanicos aluviales coalescentes*. Formas erosivodeposicionales, de planta triangular y sección convexa, cuyo ápice se sitúa a la salida de arroyos o al pie de relieves significados (Cuesta del Padre).

Actualmente son cortados por una segunda generación de arroyos que dan así lugar a un nuevo sistema de aluvionamiento encajado. Es frecuente reconocerlos como un sistema de abanicos coalescentes, a menudo homogeneizado con una morfología de glacis-ladera.

- d) *Conos de deyección*. Se trata de elementos producto de la descarga de materiales allí donde la morfología del terreno hace pasar a los cauces de concentrados a semiconcentrados o dispersos.

Presentan la morfología de cono y varían sus granulometrías dependiendo de la composición del sustrato. Pueden diferenciarse dos generaciones superpuestas, a la vez que ambas son cortadas por la llanura de inundación y cauce actual, por lo que su edad debe ser considerada como Preholocena, al igual que en otras zonas próximas (ASENSIO AMOR y MARTINEZ GONZALEZ, 1965).

- e) *Aluvial y terraza actual*. Corresponde al depósito de fondo de valle de los cursos de agua, que se encuentra encajado unos 15 m respecto al primer nivel de terrazas bajas, y en el que se incluyen el nivel a + 7 m de carácter local. Presenta materiales areno-arcillosos fundamentalmente y en relación con momentos de inundación y desbordamiento del cauce actual. Su edad es Holocena y se encuentran definidos allí donde los cauces tengan suficiente entidad.

- f) *Secuencia de terrazas bajas, medias y altas*. Replanos y superficies suavemente inclinadas hacia el cauce principal con el que se vinculan, extendiéndose longitudinal y paralelamente a dicho cauce. Se presentan individualizados entre sí o/ y en continuidad lateral, según sea el grado de degradación posterior por la escorrentía funcional.

Como ha quedado justificado anteriormente, se han agrupado en terrazas altas, medias y bajas, correspondiendo el desarrollo más completo de niveles, catorce en total para el río Moros, de los cuales diez se localizan en esta Hoja. Las alturas relativas respecto al cauce actual son T1 (+ 100 – 104 m), T2 (+ 95 m), T3 (+ 81 – 88 m), T4 (+ 68 – 76 m), T5 (+ 62 – 70 m) y T6 (+ 52 – 60 m) para las terrazas altas; T8 (+ 42 m) y T9 (+ 34 m) para las terrazas medias y T11 (+ 12 – 20 m), T12 (+ 10 – 12 m) para las terrazas bajas.

Los niveles de terrazas altas y medias se presentan asociados a un cantarral de cantos y bloques subredondeados de cuarcita y cuarzo, fundamentalmente, con matriz arenosa. Por el contrario las terrazas bajas, se caracterizan por su naturaleza predominantemente arenosa con delgados niveles arcillosos intercalados y abundantes estructuras de corriente.

- g) *Recubrimiento arenoso*. Se localiza principalmente sobre la margen izquierda del río Moros y a una altura relativa respecto al cauce de + 20 m. Se identifica superficialmente un importante manto de arenas generalizado. Esta cobertera silíceo, actualmente fijada por coníferas, ofrece hasta unos espesores entre 2-3 m y pueden reconocerse, aunque degradadas, formas dunares.

Este tipo de recubrimiento responde evidentemente a un sustrato adecuado además de a una removilización eólica importante. Aunque en esta zona y dada la proximidad con el macizo no adquiere especial relevancia, este evento va a ofrecer un especial interés en otras zonas próximas de la cuenca del Duero, como ya fue seña-

lado con anterioridad por otros autores (HERNANDEZ PACHECO, 1923; PEREZ GONZALEZ, 1982).

- h) *Incisión lineal*. Formas básicamente erosivas propias de un modelado de disecación a favor de arroyos, claramente encajados en las distintas unidades morfológicas descritas.
- i) *Abarrancamiento y acaravamiento moderado*. Formas erosivas generadas por procesos de escorrentía semiconcentrada a concentrada, que se ven acompañadas por procesos de infiltración subsuperficial (*piping*). Localizados preferentemente hacia la cabecera de los escarpes. Movimientos en masa y deslizamientos en la parte inferior de las laderas definen a este elemento, y en cualquier caso tiene lugar un retroceso activo del escarpe y una aceleración del proceso denudacional.
- j) *Relieves estructurales*. Bajo esta genérica denominación se incluyen las formas de relieve modeladas sobre las unidades cretácicas y paleógenas existentes en la Hoja que nos ocupa.

En la mayoría de los casos se trata de relieves en cuesta s.s. o relieves plegados. Para todos los casos, el enrasamiento con las unidades terciarias es evidente y bien podría tratarse de un proceso de exhumación convergente, al menos con las vertientes-glacis.

6. HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos de esta Hoja, corresponden a un pequeño afloramiento de ortoneises glandulares situado en la esquina SE de la misma.

Los ortoneises han sido estudiados por un gran número de autores en el ámbito del Sistema Central y han sido sometidos a interpretaciones relativamente diversas. Así entre otros WAARD (1950), BISCHOFF *et al.* (1973), PEINADO y ALVARO (1981) y BELLIDO *et al.* (1982), consideran a los neises glandulares como antiguos granitos que intruyen en la serie metasedimentaria con posible participación volcánica; otros como FERNANDEZ CASALS (1976) y CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1977) consideran a los neises glandulares tipo Morcuera como un zócalo granítico precámbrico, existiendo otros como los de Hiendelaencina, Berzosa y Morcuera de origen volcánico y volcanosedimentario. Otros autores (NAVIDAD, 1978, 1979) distinguen entre estos neises un grupo heterogéneo, de carácter volcanosedimentario y otro homogéneo de posible carácter plutónico o subvolcánico.

Con respecto a la edad de los ortoneises existen algunos datos geocronológicos, en materiales similares en el cinturón varisco europeo, tanto en la península como fuera de ella; así VIALETTE *et al.* (1986) obtiene por el método Rb-Sr, edades que varían entre 470 y 500 m.a. para los ortoneises de los macizos de Prádena, Pedrezuela, Otero, Abantos y Antoñita, todos ellos en el Sistema Central. Otros autores, como BISCHOFF *et al.* (1986) en la región de Hiendelaencina (Sistema Central), ALLEGRET & IGLESIAS (1986) en las islas Sisargas (Galicia), ALLEGRET (1983) en

ALLEGRET & IGLESIAS, 1986) y LANCELOT *et al.* (1985) en el Macizo Central Francés, ofrecen dataciones de entre los 540 y 620 m.a. realizadas por el método U/Pb para estos neises, lo que parece estar más de acuerdo con las relaciones de los meta-sedimentos ordovícicos y preordovícicos observados.

Con respecto a la evolución tectónica del ciclo hercínico, se han reconocido regionalmente cinco fases de deformación, produciéndose las dos primeras en régimen tangencial, con desarrollo de una esquistosidad penetrativa y llegando a desarrollarse al final de la segunda, cizallas dúctiles. Las tres últimas fases originan estructuras de repliegues de la esquistosidad pudiendo generar una esquistosidad de crenulación localmente (principalmente la tercera fase).

La primera fase de deformación desarrolla una foliación S1 representada en toda la región que, en los ortoneises de esta Hoja ha sido borrada por fases posteriores.

La segunda fase hercínica se encuentra a lo largo de bandas de cizalla y en relación con ella se genera una estructuración planolineal subparalela a los contactos litológicos, determinando una lineación marcada por el estiramiento de los fenocristales de feldespato, y agregados de biotita y sillimanita, y el desarrollo de una foliación milonítica con formación de cuarzos y feldespatos acintados, como sucede en el afloramiento de ortoneises de la Hoja.

Entre S1 y S2 se observa regionalmente un paso gradual que indicaría que las dos fases corresponden a un proceso continuo de deformación que culmina con el desarrollo de bandas de cizalla dúctil.

En relación con la fase 2 se están produciendo en la cadena una serie de apilamientos de mantos, que se traducen en un importante engrosamiento cortical con el consiguiente aumento progresivo de la presión que sería el condicionante del desarrollo de la primera etapa metamórfica de presiones intermedias. En estadios más tardíos, cuando decrece la velocidad de engrosamiento, tiende a predominar el incremento de la temperatura sobre la presión, comenzando a desarrollarse los procesos de migmatización y las paragénesis de mayor temperatura.

La tercera fase de deformación da lugar a pliegues retrovergentes, que en este afloramiento de ortoneises son de pequeña escala, plegando a la foliación S2. Es probable también que la foliación presente en dos pequeños apuntamientos de leucogranitos deformados presentes en el sector NO de la Hoja pueda deberse a esta etapa deformativa.

La cuarta fase se manifiesta en la Hoja por cierta orientación deformativa nortada de los macizos granitoides presentes en la misma, que debieron intruir de sin a tardinemáticamente respecto a la misma.

Posteriormente a las fases principales de deformación hercínica, se desarrollan varias etapas de fracturación que más tarde han rejugado en tiempos alpinos.

Los primeros rasgos de la historia regional alpina se pueden establecer a través del conocimiento del Cretácico.

En etapas anteriores, es bastante correcto suponer que toda la zona se encontrase en una prolongada emersión.

Durante el Turoniense-Coniaciense inferior, se indica, en esta Hoja, una etapa transgresiva marina, cuyo resultado es la instalación de una plataforma continental de carácter mixto, silicástico y carbonatado, que caracteriza esta etapa en la región. Así se depositan materiales detríticos que tienen carácter de «facies Utrillas» al norte y en los valles centrales de la sierra de Guadarrama, representadas por la formación «Arenas y arcillas del Segovia», mientras que al sur de la sierra se sedimentan mate-

riales detrítico-carbonatados. Posteriormente a la sedimentación, se produce una emersión de los depósitos, durante la cual se producen toda una serie de procesos freáticos, vadosos y edáficos, que dan lugar a caolinización, cementaciones silíceas y formación de costras ferruginosas.

En el Coniaciense se produce una nueva transgresión marina que deja como testigo de su presencia una formación carbonatada de escaso espesor, la cual tiene un color rojo característico. De nuevo se produce una regresión del mar y los sedimentos anteriores sufren procesos edáficos. El tiempo que dura la regresión no resulta fácil de precisar, pero todavía en el Coniaciense tenemos de nuevo instalado el mar en esta región.

Durante el Coniaciense, la sedimentación tiene caracteres propios de plataforma continental carbonatada. En esta plataforma se darían situaciones de fuerte energía, producida por tormentas y corrientes mareales. Al finalizar el Coniaciense, el mar se retira quedando emergidos los sedimentos.

En el Santoniense la nueva transgresión marina se hace con una energía mayor, avanzando hacia el oeste más que las anteriores; las formaciones infrayacentes sufren durante el período de emersión un proceso erosivo muy fuerte y sobre ellas se instala una vez más una plataforma continental carbonatada. En esta plataforma, que está dominada por corrientes marinas, se produce la instalación de colonias de rudistas que llegan a formar cuerpos arrecifales tipo *patch*.

La permanencia del ambiente marino continúa a lo largo del Santoniense, durante la sedimentación de los miembros «Areniscas dolomíticas de Hontoria» y «Dolomías de Montejo».

Durante el Campaniense las condiciones sedimentarias son diferentes, pues es un ambiente poco energético, somero carbonatado y árido, ya que se depositan sulfatos, pudiendo haberse formado *sebkhas* (salobres) en zonas muy someras.

En el Maastrichtiense se vuelve a producir emersión, durante la cual, la formación «Dolomías y margas de Valle de Tabladillo», sufre una karstificación, que en el área de Torrelaguna (al sur de la sierra de Guadarrama) es muy intensa.

Tradicionalmente se ha considerado, sobre todo en lo que hoy es la cuenca del Duero, que el ciclo cretácico concluía con la sedimentación de la formación «Dolomías y margas de Valle de Tabladillo», sin embargo, posiblemente esto no sea así, sino que la sedimentación cretácica continúe a lo largo del Maastrichtiense, pudiendo prolongarse el ciclo hasta el Paleógeno.

Los materiales que se encuentran en esta etapa final del Cretácico son detríticos siliciclásticos al norte de la sierra, y detríticos y sulfatados al sur de la misma. El área fuente de los sedimentos continúa siendo el zócalo antiguo, desprovisto de cobertera mesozoica, como ocurría en anteriores episodios detríticos regionales: formación «Arenas y arcillas de Segovia» y formación «Arenas de Carabias».

Por tanto, la sedimentación de materiales siliciclásticos durante el tránsito Cretácico-Paleoceno, no supone unos cambios paleogeográficos, en el sentido morfotectónico, ni climáticos importantes en relación a etapas anteriores. Es más un proceso de aceleración o desaceleración de los rasgos tectónicos y climáticos generales imperantes durante el anterior período Cretácico.

El cambio morfotectónico y posiblemente, climático sustancial, se produce con el emplazamiento del ciclo Eoceno-Oligoceno. El muro de estos depósitos, claramente erosivos sobre la cuenca sedimentaria cretácico-paleocena, está constituido por materiales polimícticos en donde se incluyen precisamente elementos de esa cober-

tera cretácica. Esos sedimentos representan el comienzo de levantamientos importantes en la zona, con la consiguiente erosión del cretácico depositado sobre ese área.

Hacia techo los materiales polimícticos son sustituidos por otros de naturaleza exclusivamente arcósica o litoarenítica, señalando la escasa potencia de los sedimentos cretácicos. Nuevamente los aportes proceden de un zócalo desnudo de sedimentos carbonatados, pero en este caso en unas condiciones de alteración muy diferentes a los determinados por los sedimentos detríticos de edad Cretácica. Ya no existen perfiles de alteración de carácter caolínico, pues han sido erosionados durante el Paleoceno. Las condiciones climáticas y morfotectónicas a partir del Paleoceno no parecen las más apropiadas para el desarrollo de esos perfiles de alteración, ni incluso para la conservación de paleoalteritas heredadas de etapas anteriores.

Los sedimentos de edad Eoceno-Oligoceno se depositan mediante abanicos aluviales, durante un período de clima árido. Estos abanicos tienen unas direcciones de desplazamiento y una dispersión de facies que no están de acuerdo con las direcciones morfotectónicas del Sistema Central, ya que chocan contra la actual sierra, la cual, además, los afecta mediante las fallas inversas que limitan su presencia.

Desde el Ramblense al Vallesiense (Mioceno inferior-medio) se realiza la sedimentación, mediante abanicos aluviales, de un gran volumen de materiales con litología y granulometría variada. En ellos las direcciones de paleocorrientes, así como la distribución de facies concuerdan con las direcciones morfotectónicas de la sierra de Guadarrama, de ello se deduce que su génesis está relacionada con la etapa más importante de la elevación de la sierra. La secuencia sedimentaria de los materiales es negativa, es decir, aumenta de energía hacia techo, por lo tanto, los sedimentos más gruesos progradan sobre los sedimentos más finos que ocupan una posición más basal. Estos depósitos se encuentran con iguales características tanto en la cuenca del Duero como en la del Tajo, en ambas cuencas las cabeceras de los abanicos están cerca de la sierra y se desplazan en sentido opuesto a la misma, manifestando un aumento de energía hacia techo. El área madre donde tienen su cabecera los abanicos influye en la litología de los mismos.

La edad de estos sedimentos es posible que llegue hasta el Vallesiense inferior, ya que las calizas de los páramos, de edad Vallesiense superior, en áreas fuera de la Hoja, probablemente descansan sobre facies distales de los abanicos.

La sedimentación de los materiales se realizó en condiciones áridas, como así lo indican los depósitos de sulfatos que se encuentran en las partes más distales de los abanicos y por la presencia de arcillas filiformes (sepiolita y atapulgita), las cuales se producen en suelos de clima árido.

7. GEOLOGIA ECONOMICA

7.1. MINERIA Y CANTERAS

Debido a las características geológicas de la Hoja, no existen prácticamente mineralizaciones dignas de mención, siendo significativo el hecho de su escasa historia minera. Únicamente, el contacto del granito con las rocas areniscosas y calcáreas del Cretácico, en el extremo SE de la Hoja, constituye los límites probables de un metalotecto de sulfuros y combinaciones afines de Cu-Zn-Ag (mina Filadelfia) que continúa hacia el sur, asociado a la zona mineralizada de Otero de los Herreros.

La explotación de rocas industriales en la Hoja se reduce a la extracción de gravas en depósitos cuaternarios. Existen dos canteras de gravas con unas reservas grandes estimadas, localizadas en Marazoleja (río Zorita) y Juarros de Riomoros (río Moros) junto a la carretera que une ambas localidades. También se explotan gravas en Fuentemilanos (río Herrero) pero con unas reservas pequeñas.

Se localizan solamente en materiales de edad Cuaternaria formando depósitos de poco espesor. Las características de este material son las que presentan aquellos otros a los cuales drena la red hidrográfica. Los cantos están formados por cuarzo-cuarcita y pizarras fundamentalmente.

Debido a que los cauces son tranquilos, se depositan tanto gravas como arenas, por lo que en algunas explotaciones se extraen indistintamente, uno para árido y otro como roca de construcción (río Zorita) o solamente como árido las otras dos canteras citadas. A causa de la poca corriente de los cauces, el material no llega a renovarse por entero, con lo que, cada vez el contenido en arenas es menor.

En un trabajo realizado por el I.G.M.E. en 1985 se evaluó el potencial del afloramiento granítico ubicado en el paraje Lastras de la Lama, con vistas a su posible explotación. Se trata de un granito biotítico de color gris azulado, de grano medio a grueso con textura granuda y fenocristales esporádicos. El diaclasado denso e irregular no permite un tamaño de bloques comercial.

7.2. HIDROGEOLOGIA

La superficie de la Hoja pertenece a la cuenca hidrográfica del Duero, formando parte del Sistema Acuífero n.º 11 y del Terciario detrítico de dicho sistema.

El Sistema Acuífero n.º 11 constituye geológicamente una cubeta tectónica rellena con materiales terciarios entre los que se encuentran conglomerados de borde y materiales arcillo-arenosos del Mioceno, que dan lugar a una serie de lentejones arenosos de menor extensión que se encuentran incluidos dentro de una matriz areno-limo-arcillosa de naturaleza semipermeable, a través de la cual se relacionan hidráulicamente, funcionando el conjunto como un acuífero único muy heterogéneo y anisótropo.

Dentro de los materiales mesozoicos, son los sedimentos cretácicos los que presentan mayor interés, en lo que al Sistema n.º 11 se refiere. Las características hidrogeológicas de los distintos tramos en función de la litología y de muro a techo son las siguientes:

- Facies Utrillas, constituida por una alternancia de arcillas y arenas de porosidad intergranular, posiblemente de baja permeabilidad en conjunto, debido a la heterometría de grano, pero que puede ser importante como transmisora por percolación.
- Tramo arenoso-calizo-dolomítico, que presenta un comportamiento hidrogeológico bastante irregular dependiendo de los espesores de las areniscas, y de los tramos calizo-dolomíticos. Existen zonas que pueden presentar problemas de arrastres de arenas en la explotación, procedentes de la disolución del cemento de las areniscas de las que proceden.
- Tramo dolomítico, constituido por una serie de dolomías en bancos potentes, muy homogéneas y karstificadas, que hidrogeológicamente es muy interesante cuando está saturado.

El Terciario detrítico del Sistema n.º 11, se encuentra incluido casi en su totalidad dentro de la provincia de Segovia, con una extensión de 1.650 km². Se encuentra discordante sobre las formaciones inferiores, cubriendo indistintamente a cualquiera de ellas, y está construido por materiales depositados en régimen continental con sedimentación fluvial. La recarga de este acuífero se produce fundamentalmente por infiltración del agua de precipitación, en algunas zonas (cuencas de los ríos Moros, Eresma y Pirón) por aporte lateral del acuífero mesozoico y, en menor medida, por el retorno de riegos con aguas superficiales. La calidad del agua se puede considerar que es conveniente para consumo humano y apta para el regadío en general, están muy poco mineralizadas.

Los materiales cuaternarios están constituidos por los aluviales, los arenales y las rañas. Hidrogeológicamente todas estas formaciones constituyen acuíferos libres, susceptibles de ser explotados con pozos de poca profundidad y solamente los arenales, por su extensión y potencia, sobre todo en la zona norte del sistema, pueden presentar interés desde el punto de vista local; además constituyen el acuífero regulador de la recarga del Terciario detrítico sobre el que se apoya directamente.

8. BIBLIOGRAFIA

- ALONSO, A. (1981). «El Cretácico de la provincia de Segovia (borde norte del Sistema Central.» *U.C.M. Sem. Estrat.* 7:1-271.
- ALONSO, A. & FLOQUET, M. (1982). «Sédimentation et environnement au Turonien en Vieille Castille (Espagne): Un modèle d'évolution en domaine de Plateforme.» *Mem. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris C.* 49:113-128.
- ALONSO, A. & MAS, J. R. (1977). «Evolución sedimentológica de la unidad media detrítico-terrágena del Cretácico de la sierra de Pradales (N de la provincia de Segovia).» *Est. geol.* 33 (6): 517-523.
- ALONSO, A. & MAS, J. R. (1982). «Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al norte y sur del Sistema Central.» *Cuad. Geol. Iber.* 8:145-166.
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CARABALLO, J. M.; PEINADO, M. & TINAO, J. M. (1975). «Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central español.» *Mem. IGME.* 88:1-145.
- APARICIO, A.; BELLIDO, F.; BRANDLE, J. L.; GARCIA CACHO, L. & SANTOS, V.

- (1983). «Caracterización de los granitoides hercínicos del sector centro-oriental del Sistema Central español.» *Est. geol.* 39:271-306.
- ASENSIO, I. & MARTINEZ GONZALEZ, F. (1965). «Formaciones cuaternarias en el valle de Navacerrada.» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 63:113-118.
- ASENSIO, I. & SANCHEZ CELA, V. (1968 a). «Consideraciones sedimentológicas sobre la formación detrítica albense de la provincia de Segovia.» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 66(3):195-205.
- ASENSIO, I. & SANCHEZ CELA, V. (1968 b). «Contribución al estudio sedimentológico de la formación detrítica albense de la provincia de Segovia.» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 66(4):299-310.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R. & MATTE, Ph. (1970). «Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Centrale).» *C.R. Acad. Sci. Paris., D*, 270:2630-2633.
- BARRERA, J. L.; BELLIDO, F.; BRANDLE, J. L. & PEINADO, M. (1981). «Espectro geoquímico de los granitoides tardihercínicos del macizo hespérico (sector español).» *Cuad. Geol. Iber.* 7:219-234.
- BELLIDO, F.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. & VILLASECA, C. (1981). «Caracteres generales del cinturón hercínico en el sector oriental del Sistema Central español.» *Cuad. Geol. Iber.* 7:15-52.
- BIROT, P. (1937). «Sur la morphologie de la Sierra de Guadarrama Occidental.» *Ann. Geogr.* 46:25-42 (Traducción de C. VIDAL BOX en *Est. Geogr.* 6:155-168, 1945).
- BIROT, P. & SOLE SABARIS, L. (1954). *Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central española*. C.S.I.C. Inst. «Juan Sebastián Elcano», 87: 79 pp.
- BISCHOFF, L.; WILDBERG, H. & BAUMAN, A. (1986). «Uranium/lead ages of zircons from gneisses of the Sistema Central, Central Spain.» *Intern. Conf. Iber. Terranes Proj.* 233:39.
- BRANDEBOURGER, E. (1984). *Les granitoides hercyniens tardifs de la Sierra de Guadarrama (Système Central, Espagne)*. *Petrographie et geochemie*. Tesis Doctoral: 1-209.
- BÜDELL, J. (1957). «Die doppelten Einebrungsflächen in den feuchten Tropen.» *Zeit. Geomorph.* 1(2):223-225.
- CAPOTE, R. (1983). «La estructura de la extensión SE de la zona centroibérica en el Sistema Central.» I.G.M.E. *Libro Jubilar J. M. Ríos* 1:467-476.
- CAPOTE, R. (1985). «Historia deformativa en el Sistema Central. Tectónica Prehercínica y Hercínica.» *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.* 79(4):511-522.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C. & FERNANDEZ CASALS, M. J. (1981). «La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central español.» *Cuad. Geol. Iber.* 7:455-470.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C. & FERNANDEZ CASALS, M. J. (1982). «Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: Modelo de evolución tectonometamórfica.» *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.* 76(2):313-331.
- CARRERAS SUAREZ, F.; PORTERO J. & GUTIERREZ ELORZA, M. (1982). *Mapa Geológico de España 1:50.000 (2ª serie) MAGNA. Hoja y Memoria n.º 481 (16-19) Nava de Arévalo*. I.G.M.E.
- CASAS, J. & LEGUEY, S. (1976). «Estudio sedimentológico de los materiales detríticos del borde norte de la Sierra de Guadarrama.» *Bol. Geol. Minist. Minas Hidroc. Venezuela*, Publ. esp. 7 (2): 1027-1040.

- CASAS, J.; LEGUEY, S. & RODRIGUEZ, J. (1975). «Kaolinite evolution in the Albian and Oligocenic sediments in the Northern border of Guadarrama Mountains (Segovia, Spain).» *Travaux du Comité Int. pour l'étude des Bauxites, l'alumine et d'aluminium (ICSOBA)*. 13: 91-101.
- CASQUET, C. & NAVIDAD, M. (1985). «El metamorfismo en el Sistema Central. Estudio comparativo entre dos ámbitos en base a la zonalidad del granate.» *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.* 79(4):523-548.
- CENTENO, J. D. (1983). *Clasificación y síntesis geomorfológicas de la sierra de Guadarrama (Sistema Central español)*. Tesis de Licenciatura. Univ. Comp. Madrid: 1-125.
- CENTENO, J. D.; PEDRAZA, J. & ORTEGA, L. I. (1983). «Estudio geomorfológico del relieve de la sierra de Guadarrama y nuevas aportaciones sobre su morfología glaciar.» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)* 81 (3-4):153-171.
- CORTAZAR, D. de (1891). «Descripción física y geológica de la provincia de Segovia.» *Bol. Inst. Com. Mapa Geol. Min. Esp.* 17:3-234.
- DAVIS, W. M. (1899). «The geographical cycle.» *Geographical Journal*, 14:481-504.
- FERNANDEZ GARCIA, P. (1988 a). *Geomorfología del sector comprendido entre el Sistema Central y el macizo de Santa María la Real de Nieva (Segovia)*. Tesis Doctoral. Complutense. Madrid. 336 pp.
- FERNANDEZ GARCIA, P. (1988 b). «Evolución cuaternaria y sistemas de terrazas en la subfosa terciaria de Valverde del Majano y el macizo de Santa María la Real de Nieva (Segovia).» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 84 (1-2):69-83.
- FERNANDEZ NAVARRO, L. (1897). «Excursión por el terreno cretáceo de los alrededores de Segovia.» *Actas R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 26:91-99.
- FUSTER, J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCIA CACHO, L.; MORA, A. & PEINADO, M. (1974). «Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y poli-fásicos del Sistema Central español.» *Bol. Geol. Min.* 85:595-600.
- GARZON, M. G. (1980). *Estudio geomorfológico de una transversal en la sierra de Gredos oriental (Sistema Central español)*. *Ensayo de una cartografía geomorfológica*. Tesis Doctoral. Univ. Complutense. Madrid.
- GARZON, M. G.; PEDRAZA, J. & UBANELL, A. G. (1982). «Los modelos evolutivos del relieve del Sistema Central ibérico (sectores de Gredos y Guadarrama).» *Rev. Real. Acad. de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid.* 76(2):475-496.
- HEIM, R. C. (1952). *Metamorphism in the Sierra de Guadarrama, Spain*. Tesis, *Min. Geol. Inst. Rijks. Univ. Utrecht*:1-66.
- HERNANDEZ-PACHECO, E. (1923). «Edad y origen de la Cordillera Central de la península ibérica.» *Asoc. Esp. Prog. Cienc. Congr. Salamanca* 2:119-134.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. (1930). «Modificación de la red fluvial en España. Fenómenos de captura durante el Plioceno al N de la provincia de Madrid.» *Bol. R. Soc. Geogr. Nac.* 70:1-14.
- IBARROLA, E.; VILLASECA, C.; VIALETTE, Y.; FUSTER J. M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. & CASQUET, C. (1988). «Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System).» En: *Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Hespérico*. Libro Homenaje a L. C. García Figuerola, pp. 377-384.
- KILMURRAY, J. O. (1978). «Distena relicta en la vertiente septentrional de la sierra de Guadarrama. Sistema Central español.» *Est. geol.* 34:359-362.

- KLEIN, C. I. (1959). «Surfaces polygéniques et surfaces polycycliques.» *Bull. Ass. Géogr. Franç.* 282-283:51-68.
- LAZARO OCHAITA, I. (1976). *Estudio geomorfológico de la cuenca del río Guadalix (Evolución Neógeno-Cuaternario)*. Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid.
- LEGUEY, S.; MARTIN DE VIDALES, J. & CASAS, J. (1984). «Diagenetic Paligorskite in marginal continental detrital deposits located in the South of the Tertiary Duero Basin (Segovia, Spain).» En: *Paligorskite – Sepiolite. Occurrences, Genesis and Uses*. (A. Singer y E. Galan Eds). *Developments in Sedimentology*. Ed. Elsevier. 37:149-158.
- LOPEZ DE AZCONA, M. C. & MINGARRO, F. (1968). «Estudio de los cuerpos concresionales del Albense de Segovia.» *Est. geol.* 24 (3-4):243-247.
- LOPEZ RUIZ, S.; APARICIO, A. & GARCIA CACHO, L. (1975). «El metamorfismo de la sierra de Guadarrama. Sistema Central español.» *Mem. IGME.* 86:1-127.
- MACAYA MIGUEL, J. (1983). «Bandas miloníticas plegadas en los materiales metamórficos del sur de Segovia.» *Stvd. Geol. Salm.* 18.T extr. 8:93-106.
- MACAYA, J.; GONZALEZ LODEIRO, F.; MARTINEZ CATALAN, J. R. & ALVAREZ, F. (en prensa). «Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding in the basement of the Hercynian Orogen and their relationships with structures in the metasedimentary cover in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System).» Enviado a *Tectonophysics*.
- MENDES, F.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E. & FERNANDEZ SANTIN, S. (1972). «L'âge de quelques granites de la Sierra de Guadarrama (Système Central Espagnol).» *Rev. Fac. Sci. Lisboa* 2 G 17:345-365.
- MINGARRO, F. & LOPEZ DE AZCONA, M. C. (1974). «Petrogénesis de las rocas carbonáticas de la provincia de Segovia.» *Estudios geol.* 30(4-5-6): 569-578.
- MINGARRO, F. & LOPEZ DE AZCONA, M. C. (1975). «Estudio de la fracción arcillosa contenida en las rocas carbonáticas del Cretácico superior de la provincia de Segovia.» *Estudios geol.* 31(5-6):531-542.
- NAVIDAD, M. (1978). *Significado petrológico y geoquímico de las series glandulares en los sectores noroccidental y central del Macizo Ibérico*. Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid: 1-235.
- NAVIDAD, M. (1978). «Las series glandulares "Olla de Sapo" en los sectores noroccidental y centro-oriental del Macizo Ibérico.» *Est. geol.* 34:511-528.
- NAVIDAD, M. (1979). «Las series glandulares del sector central del macizo Ibérico (Guadarrama centro-occidental).» *Est. geol.* 35:31-48.
- PEDRAZA, J. de (1976). «Algunos procesos morfogénicos recientes en el valle del río Alberche (Sistema Central español). La depresión de Aldea del Fresno-Almorox.» *Bol. Geol. Min.* 87(1):1-12.
- PEDRAZA, J. de (1978). *Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central español)*. Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid:1-459.
- PEINADO, M. (1985). *Los ortoneises del Sistema Central. Evidencia de un ciclo prehercínico*.
- PENK, W. (1972). *Morphological Analysis of Landforms. A Contribution to Physical Geology*. Hafner P.C., 430 pp. Nueva York (Primera edición en lengua inglesa publicada en 1953 por Macmillan and Co. Londres). (Trabajo original en alemán, publicado en 1924.)
- RINCON, A.; LOPEZ DE AZCONA, C. & ALVAREZ, C. (1977). «Estudio geomatemá-

- tico de las rocas carbonatadas de la provincia de Segovia.» *Est. geol.* 33(6):581-587.
- RINCON, A.; ORDOÑEZ, S.; PEÑA, J. A. de la (1978). «Tratamiento estadístico de datos granulométricos. Aplicación a la formación "Utrillas" del extremo occidental de la cordillera Ibérica y borde del Sistema Central». *Estudios geol.* 34(3-4-5-6):543-547.
- RUBIO, J. C. (1984). *La morfología glaciar de la sierra de La Nava (macizo de Gredos)*. Tesis de Licenciatura. Univ. Comp. Madrid:1-182.
- SAN MIGUEL, M. (1951). «La constitución geológica del anticlinal de Honrubia (Segovia).» *Estudios geol.* 14:387-410.
- SAN MIGUEL, M. (1952). «Fuentelcésped (357)». *Mapa Geol. Esp. 1:50.000 (1ª serie)*. IGME.
- SAN MIGUEL, M. (1955). «Maderuelo (403).» *Mapa Geol. Esp. 1:50.000 (1ª serie)*. IGME.
- SANZ, M. A. (1987). *Los relieves residuales de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama. (Sistema Central español): sucesión y génesis*. Tesis de licenciatura. Fac. Geología. U.C.M. (Inédita), 124.
- SCHWENZNER, J. E.(1937). «Zür Morphologie des Zentralspanischen Ochlands.» *Geogr. Abh., 3 Rei Heft*. Stuttgart (Trad. C. VIDAL BOX en *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 14:121-147. 1943).
- SERRANO PINTO, M. & GIL IBARGUCHI, I. (en prensa). *Revisión de datos geocronológicos e isotópicos de granitoides hercínicos de la región galaico-castellana*.
- SOLE SABARIS, L. (1952). *Geografía física de España. Tomo I, Geografía de España y Portugal de R. de Teran*. Ed. Montaner y Simon, 500 págs. Barcelona.
- TORNOS, F. & CASQUET, C. (1984). «La mineralización de W-Sn-Cu-Zn-Ag de Otero de Herreros (Segovia). Un skarn con una zona de cizalla superpuesta.» *I Congr. Esp. Geol.* 2:703-718.
- UBANELL, A. G. (1981 a). «Características principales de la fracturación tardihercínica en un segmento del Sistema Central español.» *Cuad. Geol. Iber.* 7:591-606.
- UBANELL, A. G. (1981 b). «Significado tectónico de los principales sistemas de diques en un sector del Sistema Central español.» *Cuad. Geol. Iber.* 7:607-624.
- VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. & VILLASECA, C. (1986). «Orogenic granitic magmatism of prehercynian age.» *Terra Cognita* ICOG 6 meeting 6(2):1606.
- VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. & VILLASECA, C. (1987). «Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System).» *Neues Jahr.*
- VILLASECA, C. (1983). «Bandas miloníticas y filoníticas en las áreas suroccidentales de Segovia (Guadarrama central).» *Stvd. Geol. Salm.* 18. T. extr. 8:81-92.
- VILLASECA, C. (1983). *Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la sierra de Guadarrama*. Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid: 1-331.
- VILLASECA, C. (1985 a). «Microdioritas de afinidad toleítica en las bandas de cizalla de Segovia.» *Est. Geol.* 41:11-15.
- VILLASECA, C. (1985 b). «Los granitos de la Sierra de Guadarrama.» *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.* 79(4):573-587.
- WAARD, D. (1950). «Palingenetic structures in augen gneisses of the Sierra de Guadarrama, Spain.» *Bull. Com. Geol. Finlande.* 23:51-56.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España