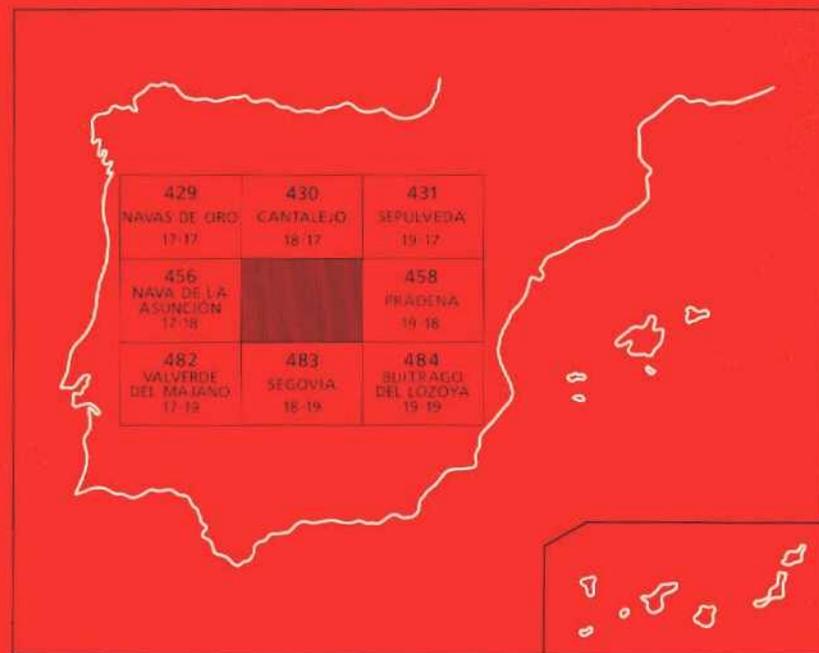




MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

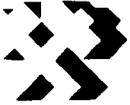
Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



TURÉGANO

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

TURÉGANO

Primera edición

MADRID, 1991

Fotocomposición: Fotocomposición Crisol, S. A.
Impresión: TAVE'82
Depósito Legal: M-15.296-1991
NIPO: 232-91-001-4
Impreso en España – *Printed in Spain*

La Hoja y Memoria de Turégano ha sido realizada por los equipos pertenecientes a la Agrupación de empresas EGEO, S.A.; GEOPRIN, S.A. y al Departamento de Petrología de la U.C.M. en el marco del convenio establecido entre el I.T.G.E. y la U.C.M.

Han intervenido en la realización los siguientes autores:

MAPA GEOLOGICO

- A. del Olmo Sanz (EGEO, S.A.): Mesozoico, Terciario y Cuaternario.
- R. Arenas Martín (U.C.M.), J. M. Fúster (U.C.M.), A. Pineda (GEOPRIN, S.A.) y Villaseca (U.C.M.): Rocas metamórficas e ígneas.

MAPA GEOMORFOLOGICO:

- J. Bardají (U.C.M.), J. de Dios Centeno (U.C.M), y M. A. Sanz (U.C.M.).

MEMORIA:

- A. del Olmo Sanz (EGEO, S.A.), A. Pineda (GEOPRIN, S.A.): Introducción, Estratigrafía e Historia geológica.
- R. Arenas Martín (U.C.M.), J. Escuder (GEOPRIN, S. A.), J. M. Fúster (U.C.M.), C. Villaseca (U.C.M.) y M. T. Ruiz García (GEOPRIN, S.A.): Petrología.
- F. González Lodeiro (Universidad de Granada) y J. Macaya (Universidad de Salamanca): Tectónica hercínica.
R. Capote (U.C.M.), J. M. González Casado (U.C.M.) y G. de Vicente (U.C.M): Tectónica tardihercínica y alpina.
- T. Bardají (U.C.M.), J. de Dios Centeno (U.C.M.), G. de Vicente (U.C.M.) y M. A. Sanz (U.C.M.): Geomorfología.
- A. Merlos (GEOPRIN, S. A.): Geológica económica.

ASESORIA EN SEDIMENTOLOGIA:

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

ASESORIA EN GEOMORFOLOGIA:

- J. Pedraza (U.C.M.).

PALEONTOLOGIA:

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

ANALISIS POR DIFRACCION DE RAYOS X.:

- M. Signes Ororay y J. Bastida Cuairan

DIRECCION Y SUPERVISION:

- F. Bellido Mulas (I.T.G.E.) y L. R. Rodríguez Fernández (I.T.G.E.)

2.2.2.	Materiales graníticos hercínicos	19
2.2.3.	Granitos de dos micas, turmaliníferos	19
2.2.3.1.	Granitos de dos micas	20
2.2.3.2.	Adamellitas	20
2.2.4.	Rocas filonianas hercínicas o poshercínicas	20
2.2.4.1.	Aplitas	20
2.2.4.2.	Pórfidos graníticos	20
2.2.4.3.	Cuarzo	20
2.3.	DEPOSITOS MESOZOICOS Y CENOZOICOS	21
2.3.1.	Depósitos cretácicos	21
2.3.1.1.	Arenas, arcillas y gravas (Facies Utrillas) (16). Dolomías tableadas de color rojo y arenas amarillo-pardas (15). Arenas y gravas con ce- mento silíceo y arcillas (14)	21
2.3.1.2.	Dolomías tableadas. Dolomías tableadas de Caballar (17)	24
2.3.1.3.	Aréniscas con cemento dolomítico y ar- recifes de rudistas. Areniscas dolomíticas de Hontoria (18)	26
2.3.1.4.	Dolomías, margas, areniscas dolomíticas y arrecifes de rudistas. Miembro «Dolomías de Montejo» (19)	27
2.3.1.5.	Dolomías brechoidales y margas («Dolo- mías y margas de Valle de Tabladillo») (20) ..	28
2.3.2.	Sedimentos paleógenos	29
2.3.2.1.	Conglomerados inferiores de cantos y blo- ques polimícticos (21)	30
2.3.2.2.	Arenas y cantos polimícticos (22)	31
2.3.2.3.	Limos, arenas y arcillas (23)	31
2.3.2.4.	Conglomerados superiores de cantos y bloques polimícticos (24)	32
2.3.3.	Sedimentos neógenos	32
2.3.3.1.	Bloques y cantos de neises y granitos (25)	33
2.3.3.2.	Cantos y arenas arcósicas (26)	33
2.3.4.	Cuaternario	34
2.3.4.1.	Pleistoceno	34
2.3.4.1.1.	Arenas y cantos (Conos de de- yección) (28)	34
2.3.4.1.2.	Cantos, arenas y limos (Glacis) (27)	34
2.3.4.1.3.	Arenas y cantos (Terrazas) (29)	34
2.3.4.1.4.	Travertinos (30)	34
2.3.4.1.5.	Arenas y limos (Fondos de char- cas y navas) (31)	35
2.3.4.1.6.	Arenas, gravas y cantos (Alu- viales y Fondos de valle) (32)	35

3. PETROLOGIA	35
3.1. DESCRIPCION DE LOS MATERIALES	35
3.1.1. Rocas metamórficas paraderivadas	35
3.1.1.1. Metapelitas y metasamitas (14)	36
3.1.1.2. Rocas metacarbonatadas: mármoles y rocas de silicatos cálcicos (R.S.C.) (13)	38
3.1.2. Rocas ígneas prehercínicas	39
3.1.2.1. Metabasitas (7, 8)	39
3.1.2.2. Ortoneises glandulares mesocratos-melanocratos (9)	41
3.1.2.3. Ortoneises glandulares (10, 11)	43
3.1.2.4. Leuconesises (12)	45
3.1.3. Rocas ígneas hercínicas	46
3.1.3.1. Leucogranitos de dos micas deformados. (Molino de San Medel) (5)	46
3.1.3.2. Adamellitas deformadas (tipo San Medel) (4) ..	47
3.1.3.3. Granitos de dos micas turmaliníferos (tipo Torreiglesias) (6)	48
3.1.4. Rocas filonianas	49
3.1.4.1. Aplitas (2)	49
3.1.4.2. Pórfidos graníticos (1)	50
3.1.4.3. Cuarzo (3)	50
3.2. CARACTERISTICAS DEL METAMORFISMO REGIONAL	51
3.3. GEOQUIMICA	53
3.3.1. Rocas metamórficas paraderivadas	53
3.3.2. Rocas metamórficas ortoderivadas	53
3.3.3. Granitoides hercínicos	55
4. TECTONICA	56
4.1. OROGENIA HERCINICA	56
4.1.1. Primera fase de deformación (D_1)	56
4.1.2. Segunda fase de deformación (D_2)	65
4.1.3. Tercera fase de deformación (D_3)	66
4.1.4. Cuarta fase de deformación (D_4)	66
4.1.5. Quinta fase de deformación (D_5)	66
4.2. DEFORMACIONES FINIHERCINICAS	67
4.2.1. Etapa Malagón	67
4.2.2. Etapa Hiendelaencina	68
4.3. DEFORMACIONES ALPINAS	68
4.3.1. Etapa Ibérica	68
4.3.2. Etapa Guadarrama	69
4.3.3. Etapas Neotectónicas	69
5. GEOMORFOLOGIA	69
5.1. CARACTERISTICAS GEOMORFOLOGICAS GENERALES	69
5.1.1. Las superficies de arrasamiento	70

5.1.2. La evolución cuaternaria	72
5.1.2.1. Fenómenos fluviales y asociados	72
5.2. EL SISTEMA CARTOGRAFICO	72
5.3. DESCRIPCION DE UNIDADES GEOMORFOLOGICAS	73
5.3.1. Penillanura poligénica en cumbres	73
5.3.2. Laderas	74
5.3.3. Superficie tipo «pediment»	74
5.3.4. Relieves estructurales	74
5.3.5. Superficie culminante en divisorias (campiña)	75
5.3.6. Sistema de glacis-Vertientes glacis	75
5.3.7. Llanuras	75
5.3.8. Sistemas de aterrazamiento fluvial	75
6. HISTORIA GEOLOGICA	77
7. GEOLOGIA ECONOMICA	84
7.1. MINERIA Y CANTERAS	84
8. HIDROGEOLOGIA	85
9. BIBLIOGRAFIA	87
INDICE DE TABLAS	
Tabla 1	62
Tabla 2	63
Tabla 3	64

1. INTRODUCCION

1.1. SITUACION GEOGRAFICA

La Hoja de Turégano se sitúa en la vertiente norte de la sierra de Guadarrama, que constituye junto a Somosierra y la sierra de Ayllón, el sector oriental del Sistema Central español.

Las cotas topográficas más altas que aparecen en la Hoja corresponden a las estribaciones de la sierra de Guadarrama que se localizan en su ángulo superior. Estas son: Las Mesillas (2.011 m), Peña del Moro (1.974 m) y Majadilla del Queso (1.899 m).

Orográficamente (Fig. 1) el perfil de la sierra de Guadarrama es disimétrico, con una vertiente norte mucho más abrupta y con mayor diferencia de cotas a igualdad en distancia horizontal que la sur (vecina Hoja de Prádena). Aparte de dichas alturas máximas localizadas, la mayor parte de la Hoja presenta un relieve más suave, sólo perturbado por valles ocasionados por el encajamiento de la red fluvial. El punto más bajo de la Hoja se encuentra en el lugar donde el río Pirón abandona la misma, con 850 m. Es, por tanto, una Hoja con una cota media relativamente elevada, comprendida entre los 950 y los 1.150 m.

Los ríos más importantes son el Pirón, el de Santa Agueda, el Sordillo, Pironcillo y el Viejo, con una mayor importancia jerárquica del primero, ya que parte de ellos son sus afluentes, así como una gran cantidad de arroyos de diferente entidad, entre los que destacan el de San Medel, el de Palendos, el del Valle, el de las Matas, el de la Matilla y el de la fuente de Los Morales. La totalidad de la Hoja pertenece a la cuenca hidrográfica del Duero.

Igualmente, y desde un punto de vista administrativo, todo su ámbito territorial pertenece a la provincia de Segovia. Sus poblaciones más importantes son Turégano, Mozoncillo, Cantimpalos, Cuesta, Torreiglesias y Santiuste de Pedraza.

1.2. ANTECEDENTES

Con motivo de la VIII Reunión de Geología del Oeste Peninsular, se realizó una amplia revisión del conocimiento general de los datos existentes del Sistema Central español. En dicho trabajo (BELLIDO *et al.*, 1981) se establecen formalmente, con la información del momento, las características generales de la litología, estratigrafía, tectónica, metamorfismo y plutonismo.

Anteriormente LOTZE (1945) incluye una gran parte del Sistema Central dentro de la zona galaico-castellana y únicamente el sector más oriental de bajo grado metamórfico en la zona asturoccidental-leonesa; BARD *et al.* (1970) trazan los rasgos generales de la región; y CAPOTE y VEGAS estudian los afloramientos metamórficos de la provincia de Avila.

Una nueva zonación del macizo Hespérico queda establecida posteriormente por JULIVERT *et al.* (1974), según la cual todo el Sistema Central queda incluido en la zona centro-ibérica (Fig. 2) al observarse el Ordovícico discordante y transgresivo sobre su sustrato, a la vez que el sector más oriental se localiza sobre el afloramiento del «Ollo de Sapo».

Los trabajos que tratan tanto de la estratigrafía como de la tectónica del Sistema Central o de sectores más o menos amplios de éste, son relativamente abundantes y de ellos se dará cuenta posteriormente, aunque de forma sucinta y pormenorizados al ámbito de la Hoja de Turégano.

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

Los trabajos de BARRERA *et al.* (1981), que tratan de aspectos geoquímicos, el de APARICIO *et al.* (1983) y el de BRANDEBOURGUER (1984), se ocupan del estudio sistemático de los granitos. VILLASECA (1985) realiza una breve revisión del conocimiento de ellos y apunta una interpretación petrogenética para los mismos.

Los ortoneises glandulares han sido objeto de varios trabajos, entre los que destacan los de NAVIDAD (1978, 1979) y PEINADO (1985), en los que se estudian de forma global.

En lo referente a disposición y emplazamiento de las rocas filonianas sobresale el trabajo de de UBANELL (1981).

Los datos geocronológicos son escasos hasta este momento y plantean a veces problemas de interpretación o correlación. Todos ellos son de rocas ígneas prehercínicas o hercínicas, y los trabajos donde se recogen los datos obtenidos son el de MENDES *et al.* (1972), VIALETTE *et al.* (1986), SERRANO PINTO y GIL IBARGU-CHI (en prensa), IBARROLA *et al.* (en prensa) y BISCHOFF *et al.* (en prensa).

Según el anterior trabajo de BELLIDO *et al.* (1981), y teniendo en cuenta la zonación sectorial del Sistema Central, la Hoja de Turégano comprende parte del dominio Central.

El estudio de las series precámbricas y paleozoicas de este sector del Sistema Central ha sido realizado por diversos autores, entre los que cabe destacar LOTZE (1929), SCHROEDER (1930), SOMMER (1966), SCHÄFER (1969), HAMMANN y SCHMIDT (1972), SOERS (1972) y BISCHOFF *et al.* (1973). Posteriormente la estratigrafía de los materiales tanto metasedimentarios como ortoderivados es tratada por FERNANDEZ CASALS y CAPOTE (1975), FERNANDEZ CASALS (1976), GONZALEZ LODEIRO (1978, 1980, 1981a y 1981b) y TORNOS (1981); y ya recientemente,

con los trabajos de GONZALEZ LODEIRO (1988), MACAYA *et al.* (en prensa) y DIAZ BALDA (en prensa).

Desde un punto de vista tectónico son también abundantes los trabajos realizados tanto en el ámbito de la Hoja, como alcanzando a un sector mayor. BARD *et al.* (1970) propone un esquema con dos fases de plegamiento, similar al descrito por MATTE (1968) en el NO peninsular. Posteriormente se han elaborado modelos con tres fases principales, más otras tres tardías en menor importancia, como los de FERNANDEZ CASALS y CAPOTE (1970), CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1971), BABIN (1971), CAPOTE (1972 y 1973), SOERS (1972), CASQUET (1973), FERNANDEZ CASALS (1976 y 1979), GONZALEZ LODEIRO (1980, 1981a y 1981b); que dan lugar al establecimiento de una zonación estructural del Sistema Central en tres complejos (CAPOTE *et al.*, 1982), limitados por cabalgamientos de primer orden que se localizan entre sectores de características estratigráficas, metamórficas y plutónicas contrastadas. La Hoja de Turégano forma parte del sector Central o del de Guadarrama.

Nuevos datos estructurales son aportados con los trabajos de DOBLAS *et al.* (1984), GONZALEZ CASADO (1986, 1987a y 1987b) y CAPOTE *et al.* (1987) entre otros. Recientemente (GONZALEZ LODEIRO, 1988; DIEZ BALDA *et al.*, en prensa; MACAYA *et al.*, en prensa) han efectuado una revisión de las estructuras hercínicas tanto del área tratada como de sectores adyacentes, estableciéndose un nuevo esquema que trasciende a todo un modelo geotectónico de tipo colisional, al integrar datos tanto estructurales como estratigráficos y metamórficos, válido para todo el Guadarrama (ver MACAYA *et al.*, en prensa).

En cuanto a aspectos metamórficos generales de la región de Buitrago y su prolongación hacia Riaza, son clásicos: (GARCIA CACHO, 1973; FUSTER *et al.*, LOPEZ RUIZ *et al.*, 1975; ARENAS *et al.*, 1980 y ARENAS *et al.*, 1981; observándose una espectacular zonación mineral regional que ha sido recientemente reagrupada por CASQUET (1986) y CASQUET y NAVIDAD (1986). El sector que comprende la Hoja de Turégano se encuentra en su totalidad en la zona de alto grado. En él aparece también una asociación mineral de tipo distena-almándino muy residual, y transformada a paragénesis de más baja presión como andalucita-cordierita (PEINADO, 1973; BISHOFF, 1973; NAVIDAD y PEINADO, 1977; KILMURRAY, 1978 y VILLASECA, 1983).

Finalmente el estudio de los granitoides sintectónicos con cordierita, que pueden presentar en este sector estructuras migmatíticas de tipo nebulítico y estictolítico, ha sido realizado por FUSTER y VILLASECA (1979).

El conocimiento de la existencia de materiales cretácicos en la provincia de Segovia nos viene ya desde el siglo pasado, con los trabajos de CORTAZAR (1891) y FERNANDEZ NAVARRO (1897). Más tarde, 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. A su vez BIROT y SOLE SABARIS (1954) llevan a cabo cortes esquemáticos en las vecinas Hojas de El Espinar (507) y Segovia (483).

Posteriormente, otros autores han estudiado el Cretácico segoviano, siendo sus trabajos de carácter fundamentalmente petrográfico. Así, para los materiales silicoclásticos de la base del Cretácico, encontramos los trabajos de ASENSIO y SANCHEZ CELA (1968 a y b), LOPEZ DE AZCONA y MINGARRO (1968), SANCHEZ CELA (1979), 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 sobre el Cretácico de la provincia de Segovia lo

realizan ALONSO y MAS (1977) en la sierra de Pradales, al norte de la provincia, sin embargo, el estudio básico sobre el Cretácico de Segovia es llevado a cabo por ALONSO (1981), que analiza sedimentológicamente y describe numerosas unidades litoestratigráficas, formalizadas posteriormente por ALONSO *et al.* (1982).

Recientemente ALONSO y FLOQUET (1982) estudian la sedimentación del Turo-niense y MAS (1982) comparan y correlacionan las unidades cretácicas al norte y sur del Sistema Central.

Los estudios en relación a los materiales terciarios son escasos y de carácter muy general, cabe citar los de LEGUEY y CASAS (1976), LEGUEY *et al.* (1984) y POR-TERO y AZNAR (1984). También y por zonas próximas, POL *et al.* (1977), CORRA-LES *et al.* (1978), y más recientemente, los realizados por el ITGE (Plan MAGNA) en las Hojas adyacentes.

1.3. ENCUADRE GEOLOGICO

El conjunto de materiales que componen la Hoja se puede separar en dos grandes conjuntos diferentes, el primero está constituido por rocas metamórficas e ígneas pertenecientes al macizo herciniano, de épocas precámbricas y paleozoicas, y el segundo por sedimentos mesozoicos, terciarios y cuaternarios de variable repartición cartográfica.

La orogenia hercínica es la responsable de los principales eventos tectónicos e ígneos que afectan a los materiales precámbrico-paleozoicos, que se sitúan dentro de la zona centro-ibérica (Fig. 2) (JULIVERT *et al.* 1972), y cuyas características estratigráficas más significativas son:

- Precámbrico constituido por neises «Ollo de Sapo» y similares y una serie muy potente de esquistos y grauvacas (complejo esquistos-grauváquico), cuya edad podría llegar, en los términos más altos de la serie, al Cámbrico inferior.
- Ordovícico de carácter transgresivo y discordante. Conglomerado a la base.
- Silúrico constituido por pizarras negras principalmente con intercalaciones de cuarcitas y en ocasiones calizas y liditas.
- Devónico inferior poco potente, al igual que el Westfaliense superior y el Estefa-niense.

Según la división del Sistema Central de BELLIDO *et al.* (1981), la totalidad de la Hoja se incluiría en el llamado dominio Central, cuyas características son el afloramiento exclusivo de materiales preordovícicos afectados por un metamorfismo regio-nal intenso (en grados alto, predominantemente, y medio), gran extensión de áreas que alcanzan el grado de anatexia y presencia de gran número de cuerpos intrusivos granitoides tardihercínicos.

CAPOTE *et al.* (1982) subdividen a su vez el Sistema Central en tres grandes uni-dades o complejos estructurales cuyos límites vienen definidos por importantes cabalgamientos dúctiles al N y NE, relacionados con la segunda fase hercínica de deformación. La presente Hoja correspondería en su totalidad al complejo de Guada-rrama.

El complejo de Guadarrama se caracteriza por la presencia exclusiva de series

preordovícicas, compuestas de paraneises, rocas de silicatos cálcicos, anfibolitas y mármoles, así como ortoneises de diferente tipo. También presenta un metamorfismo regional intenso, una menor frecuencia de cuerpos granitoides que el complejo de Gredos, situado más al oeste, y una estructura interna con pliegues tumbados y cabalgamientos menores.

La tectónica hercínica es polifásica, generando la consiguiente superposición de estructuras. Las primeras etapas son de carácter dúctil, dando lugar a pliegues vergentes al este y cabalgamientos, a los cuales se asocia una, dos o incluso hasta tres esquistosidades penetrativas. Las últimas etapas tienen un carácter más frágil, provocando la fracturación del conjunto.

Recientemente (GONZALEZ LODEIRO, 1988; MACAYA *et al.*, en prensa), se ha efectuado una revisión de las estructuras hercínicas del Sistema Central, que en los aspectos que conciernen a un entorno próximo de la Hoja se dan novedades de interés. Así la falla de Berzosa, que da lugar a una división en dos dominios del Guadarrama: el oriental y el occidental, resulta ser un accidente normal con componente dextral, posterior a las estructuras de F_3 , ya que se encuentran afectadas por ella a lo largo de su trazado (antiforme de El Cardoso y sinforme de Majaerayo), cuyo bloque hundido es el oriental, y no un cabalgamiento de F_2 , como se venía considerando. La reconstrucción del movimiento de la falla permite correlacionar la banda de deformación del F_2 , situada en el núcleo de antiforme de El Cardoso, con la que se observa al oeste de la falla de Berzosa y con la que aflora en el flanco inverso del anticlinal de primera fase de Hiendelaencina. Por otra parte, la megaestructura cartográfica que presentan los afloramientos de ortoneises y metasedimentos en el ámbito de la Hoja es debida a la F_3 hercínica de los anteriores autores. Dicha fase deformacional pliega tanto a estructuras anteriores (de F_1 y F_2) como a bandas de cizalla de F_2 . Es igualmente patente la presencia de fases posteriores a la F_3 , aunque de menor entidad, que dan lugar a inflexiones en el trazado de la megaestructura y a fenómenos de interferencia estructural, con desarrollo de diseños de domos y cubetas, en ocasiones.

Los sedimentos alpinos pueden subdividirse, atendiendo a criterios sedimentarios, en dos grupos: uno estaría constituido por depósitos cretácicos y otro, por los terciarios y cuaternarios.

La disposición de los depósitos cretácicos registrados en la Hoja viene marcada principalmente por las direcciones estructurales alpinas y por los procesos erosivos y sedimentarios asociados. Así la erosión de zonas elevadas de la cobertera mesozoica y el recubrimiento por los sedimentos terciarios de las zonas relativamente deprimidas, obliga a los afloramientos cretácicos a reducir su presencia a tres bandas próximas a los materiales ígneos y metamórficos del Paleozoico, de dirección NE-SO que se extienden por la parte central y oriental.

El grupo de sedimentos cretácicos lo integran materiales de origen marino depositados en un ambiente de plataforma, si bien hay depósitos continentales o de influencia continental. El resultado es una serie de intercalaciones de depósitos carbonatados y siliciclásticos, atribuyéndose, pese a la escasez de fauna encontrada, al Cretácico superior, en un intervalo que varía desde el Cenomaniense hasta el Maastrichtiense (ALONSO, 1981), aunque no resulta descartable que se prolongue a parte del Paleoceno.

El segundo grupo constituido por materiales terciarios y cuaternarios, se compone de sedimentos de claro origen continental, de naturaleza siliciclástica, formados por la erosión tanto en materiales ígneos y metamórficos como cretácicos.

Este grupo es a su vez divisible en otros cuatro:

1. Formado por conglomerados de cantos polimícticos y arenas cementadas por carbonatos del Eoceno-Oligoceno.
2. Constituido por bloques y cantos de neises y granitos del Mioceno (Ramblense-Vallesiense).
3. Bloques y cantos de cuarcitas y pizarras del Plioceno.
4. Depósitos cuaternarios relacionados con la morfogénesis de encajamiento que afecta a la Hoja.

Los materiales pertenecientes al Cretácico y Terciario han sido afectados por los movimientos alpinos, que los han interesado en sus diversas fases de una manera selectiva.

1.4. METODOLOGIA SEGUIDA EN LA CONFECCION DE LA HOJA

En la realización de la Hoja han intervenido dos equipos de trabajo; uno, compuesto por geólogos del departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad de Madrid, y otro, compuesto por geólogos de la agrupación de empresas EGEO, S. A., y GEOPRIN, S. A. Cada uno de estos equipos se ha encargado de la cartografía de los materiales ígneos y metamórficos de las áreas que previamente la definición del proyecto les asignaba (Fig. 3). A su vez, el departamento de Petrología y Geoquímica, se ha encargado de sintetizar toda la información petrológica y confeccionar el correspondiente capítulo de la presente memoria, mientras que la agrupación de empresas ha sido la responsable de la interpretación tectónica del conjunto y de la realización de los cortes geológicos que se incluyen en la Hoja, así como de la cartografía y estudio de los sedimentos mesozoicos, terciarios y cuaternarios.

Por lo demás, la metodología utilizada se ajusta a la propia del proyecto MAGNA, que 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 de 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. INTRODUCCION

En la Hoja de Turégano afloran materiales del zócalo hercínico aproximadamente en la mitad suroriental de la Hoja. Restos de una cobertera cretácica, mucho más extensa y hoy día preservada en cubetas tectónicas o constituyendo una orla de borde del zócalo, se localizan sobre todo en un área que atraviesa la Hoja diagonalmente de NE a SO. Por último, materiales terciarios que constituyen el borde sur de la cuenca del Duero se localizan sobre todo en la mitad noroccidental, discordantes sobre cualquiera de las unidades anteriores. Los depósitos cuaternarios son más importantes sobre áreas de afloramientos mesozoicos y terciarios que sobre materiales hercínicos, dado que actualmente predominan sobre ellos los procesos erosivos debido al fuerte relieve que originan.

Los materiales fuertemente afectados por deformación y metamorfismo hercínicos consisten en metasedimentos (con intercalaciones de rocas calcosilicatadas o metabásicas) y ortoneises de varios tipos. A los metasedimentos se les supone edad precámbrica. Se piensa que los materiales ortoneísicos representan antiguos macizos ígneos intrusivos en la serie metasedimentaria, aunque no hay acuerdo respecto a la edad de la intrusión: precámbrica (lo que parece más probable) para varios autores, o paleozoica inferior según otros. Estos macizos ortoneísicos parecen corresponder a dos grandes grupos (diferenciados en cartografía):

- Ortoneises glandulares de carácter heterogéneo (y con enclaves frecuentes), biotíticos. Deben corresponder a intrusiones de tipo granodiorítico. Dentro de ellos se ha diferenciado una subfacies muy rica en biotita (neises de tipo mesocrato-melanocrato).
- Ortoneises glandulares leucocráticos, más feldespáticos y homogéneos. Deben corresponder a intrusiones de tipo granítico o adamellítico, probablemente posteriores en el tiempo a las de tipo granodiorítico (según se deduce de los datos cartográficos obtenidos en la vecina Hoja de Prádena). Se les asocian rocas leuconeísicas de grano fino.

En el ambiente de la Hoja, y dada la generalizada migmatización, se torna a veces difícil la distinción entre los neises glandulares heterogéneos (no mesocratos) y los también glandulares pero de carácter más leucocrático y feldespático.

Por último, hay también materiales graníticos hercínicos y rocas filonianas (aplitas, pórfido y cuarzo), hercínicas o poshercínicas.

2.2. ROCAS HERCINICAS

2.2.1. Metasedimentos

2.2.1.1. Esquistos, paraneises y metareniscas

Se trata de una unidad litológica que origina pequeñas depresiones en el relieve, y suelos de tonos marrones, cuando la migmatización no es muy acusada.

Los esquistos y pareneises suelen ser de aspecto «mosqueado», carácter que ha hecho pensar a determinados autores en la posibilidad de que representen antiguas corneanas en relación con la intrusión de macizos graníticos (los, hoy día, neises glandulares), y a otros que representen una serie metasedimentaria diferente, de distinta edad de la de otros lugares, con mayor grado metamórfico aparente (con abundante sillimanita, biotita, etc.). En el apartado de Petrología se insistirá sobre estos temas.

A veces, intercalaciones de potencia decimétrica a centimétrica de rocas más granoblásticas cuarzo-feldespático-biotíticas (metareniscas) testimonian el origen paraderivado de la unidad.

Los metasedimentos próximos al límite suroccidental de la Hoja se encuentran migmatizados y, sobre todo, inyectados de neosomas leucocráticos, normalmente intrafoliares, y de grano fino, que podrían ser confundidos con cuarcitas o metareniscas en un vistazo rápido.

Aproximadamente 1 km al SO del vértice Sarica (parte suroriental, e inmediatamente al norte de la pista que desciende a Collado-Hemezo) se ha localizado un delgado (decimétrico) nivel mármoleo, blanquecino, no representado en cartografía debido a su exigüedad.

En cuanto a la distribución de los materiales metasedimentarios respecto del conjunto de afloramientos hercínicos, hay que señalar que se disponen en bandas de anchura hectométrica, cuya mayor abundancia se encuentra aproximadamente según una diagonal casi NE-SO que cruza la Hoja por los pueblos de Carrascal e Higuera. Esta profusión de bandas metasedimentarias está en estrecha asociación con neises glandulares de tipo mesocrato-melanocrato (que deben representar facies tectonizadas y miloníticas, ver más adelante). Por tanto, la mencionada diagonal debe representar el trazado de una banda de cizalla de fase 2, que incorpora bandas metasedimentarias entre macizos néisicos más rígidos (estas facies dominantes de neises glandulares).

2.2.1.2. *Rocas calcosilicatadas y para-anfibolitas*

Son intercalaciones de potencia métrica, concordantes con la foliación de los metasedimentos encajantes.

Son rocas de bandeado centi a decimétrico, negro (rico en anfíbol), verdoso (rico en calcosilicatos). No suelen contener granates.

2.2.1.3. *Rocas ortoderivadas*

2.2.1.3.1. Ortoanfibolitas granatíferas

Son intercalaciones de espesor métrico aparentemente concordantes con la foliación principal de los metasedimentos encajantes. En cartografía se han representado las situadas en la esquina suroriental de la Hoja.

En afloramiento muestran pátina rojiza por meteorización superficial. No obstante, en interior son rocas muy frescas, homogéneas y tenaces: normalmente son de grano medio y tonos gris-neísicos, con granates rosados muy abundantes (hasta el 50 %, aproximadamente); hay también variedades de grano fino, más escasas.

Por las características mineralógicas y geoquímicas (ver apartado de Petrología para más detalles) deben corresponder a materiales ígneos básicos.

2.2.1.3.2. Gabrodioritas

Se conoce una sola intercalación, próxima a las anteriores (y de similar potencia y relaciones con los metasedimentos encajantes), que aflora en la trinchera de la pista que asciende desde Collado-Hermoso por la margen derecha del arroyo del Charco (esquina suroriental de la Hoja).

En condiciones de afloramiento (pátina meteórica) y en fractura fresca es una roca muy semejante a las ortoanfilitas granatíferas; tan sólo, en lugar de los granates se aprecian gránulas grises plagioclásicas que podrían ser tomadas por pseudomórficas retrógradas de aquéllas. Al microscopio, sin embargo, es una roca radicalmente distinta (ver apartado de Petrología).

2.2.1.3.3. Ortoneises glandulares heterogéneos

Como se indicó antes, deben corresponder a intrusiones de tipo granodiorítico y son, según se deduce de datos cartográficos obtenidos en la vecina Hoja de Prádena, los más antiguos de todos los conjuntos glandulares representados.

Es el tipo rocoso dominante en el tercio suroriental de la Hoja, habiendo algunos otros afloramientos más en el centro (en las áreas de Adrada de Pirón y la Higuera) que se sumergen hacia el oeste bajo el Cretácico. No obstante, en varias de las áreas citadas, debido a la intensa migmatización es difícil a veces asignar las facies a este tipo rocoso, pudiendo haber representados neises glandulares del tipo más feldespático, leucocrático y homogéneo (ver más adelante).

El carácter petrológico de campo más sobresaliente es el carácter heterométrico de las glándulas o megacristales de feldespato potásico (tanto a nivel de muestra de mano como de afloramiento, donde facies micro y macroglandulares pueden coexistir y/o alternar). El carácter heterogéneo de la formación viene también subrayado por la frecuente presencia de intercalaciones más leucocráticas (de espesor decimétrico a métrico y, lógicamente, no diferenciadas en cartografía), paleoaplíticas.

Es también la formación ortoneísica que mayor frecuencia y variedad de enclaves muestra.

Como se ha dicho antes, en la zona considerada, la migmatización de esta formación es un hecho común. Hay una zona de gran desarrollo, en una banda (de aproximadamente 1 km de anchura) que va de NE a SO por los vértices de «Majadilla del Queso» y «Peña del Moro», y que limita inmediatamente por el sur con la banda metasedimentaria (parte suroriental de la Hoja). En estas zonas, la foliación se ha perdido y sólo aparecen rocas granudas, de grano medio, ricas en cordierita verde y/o biotita, con glándulas feldespáticas muy redondeadas, dispersas. La cordierita puede constituir también agregados noduliformes centimétricos, intercreciendo con cuarzo.

Bordeando por el norte la banda metasedimentaria más suroriental, esta formación neísica muestra facies muy deformadas, de aspecto bandeado (alternancias claras cuarzo-feldespáticas y oscuras biotíticas, de espesor centi a milimétrico, con glándulas dispersas), en una anchura de 200-800 m.

2.2.1.3.4. Ortoneises glandulares muy biotíticos (Mesocratos-melanocratos)

Se trata de una subfacies de la formación anterior, caracterizada por una mayor abundancia en biotita, generalmente (aunque no siempre) asociada a una mayor

deformación. Las glándulas feldespáticas de algunos afloramientos no deformados pueden presentar estructuras rapakiwi o similares.

La mayor profusión de afloramientos, con alto grado de deformación (facies incluso miloníticas, etc.), se localiza según una banda diagonal casi NE-SO, que debe corresponder al trazado de una banda milonítica de fase 2 entre macizos néisicos más rígidos (ver apartado de Tectónica). Hay otros afloramientos en el NE de la Hoja (áreas de Avelillo de Cega y Caballar), casi ocultos bajo Cretácico y Terciario, y en otros puntos.

2.2.1.3.5. Ortoneises glandulares homogéneos, granitoideos y feldespáticos

Como se indicó en la introducción, deben corresponder a intrusiones de tipo granítico, y suelen asociarse a leuconeises de grano fino. Según se deduce de datos cartográficos obtenidos en la vecina Hoja de Prádena, podrían representar intrusiones posteriores a la unidad glandular heterogénea.

Con seguridad afloran sólo en la parte suroriental de la Hoja. Respecto a la unidad glandular heterogénea, muestran un carácter más leucocrático, un tamaño más uniforme de glándulas (y más pequeño, del orden de los 3-4 cm) y una matriz menos foliada, más granítica. No se han localizado enclaves en estos neises.

Cabe, no obstante, la posibilidad de que en amplias áreas de la Hoja, de afloramientos migmatizados, atribuidos a la formación glandular heterogénea, estén representados tipos como los acabados de describir.

2.2.1.3.6. Leuconeises

Forman bandas de anchura hasta hectométrica (300 m máximo) localizadas preferentemente en la parte noreste de la Hoja, en las cercanías de Arahuetes. Hay también otro afloramiento, más equidimensional y de tamaño kilométrico, en la zona de Carrascal (partes centrales de la Hoja). Suelen originar morfologías de afloramientos más irregulares y relativamente angulosas que las de los neises descritos hasta ahora.

Son materiales muy leucocráticos y de grano fino a medio. Característicamente, presentan granates (de tamaño hasta centimétrico y frecuentemente localizados en bandas puramente cuarzo-feldespáticas), turmalina (en venillas o en pequeños spots granulares) y nódulos centimétricos sillimaníticos (con núcleo de cuarzo policristalino) y preferentemente presentes en las facies más migmatizadas. No se han localizado enclaves en estos leuconeises. En alguno de los afloramientos mencionados puede haber facies —muy minoritarias— glandulares, no cartografiadas, asimilables en todas sus características al neis glandular homogéneo, feldespático, descrito.

Deben representar antiguas cúpulas o apófisis leucograníticas o aplíticas.

2.2.2. Materiales graníticos hercínicos

2.2.3. Granitos de dos micas, turmaliníferos

Afloran en la parte E de la Hoja, desde La Mata y hacia el suroeste; y también en la zona de Losana de Pirón-Terrezuela (centro-sur de la Hoja). Forman bandas de

anchura decimétrica generalmente concordantes con la estructuración principal (NE-SO) y encajantes en neises glandulares heterogéneos alternadamente migmatizados.

Para más detalles, véase el capítulo de Petrología.

2.2.3.1. *Granitos de dos micas*

Hay dos zonas de afloramiento, de tamaño hecto/kilométrico, una en la parte SO de la Hoja, parcialmente recubierta por materiales terciarios, y otra dos kilómetros al oeste de La Salceda (cuadrante SE de la Hoja). Para más detalles, consúltese el capítulo de Petrología.

2.2.3.2. *Adamellititas*

Se encuentran en afloramientos de anchura deca-hectométrica, subconcordantes con la estructuración principal (NE-SO), que aparecen según la banda que va desde Adrada de Pirón, por Losana, y hasta el área de Torreiglesias (centro de la Hoja), donde se oculta bajo el Terciario. Hay otros afloramientos menores, al NE de La Cuesta (cuadrante NE de la Hoja), y también en la esquina SO, parcialmente recubierto aquí por las coberteras cretácica y terciaria. Para más detalles, consúltese el capítulo de Petrología.

2.2.4. **Rocas filonianas hercínicas o poshercínicas**

2.2.4.1. *Aplitas*

Son diques de potencia métrica y generalmente direcciones N 40-60° E, aunque también las hay N 20° E y (menos frecuentes) N 130°-150° E. Se presentan sobre todo en las partes centro-septentrional y en la esquina SO de la Hoja.

2.2.4.2. *Pófidos granítico*

Hay un dique de potencia métrico-decimétrica en la parte suroccidental de la Hoja, con dirección N-50°-60° E. Debe representar un magmatismo tardi o poshercínico, en posible relación con una etapa de rifting estefanopérmica.

2.2.4.3. *Cuarzo*

Hay un enjambre de filones, de dirección N 30° E (habiendo también E-O y N 150° E, secundarias), situadas en fracturas que afectan al Cretácico. Son normalmente de potencia métrica, y deben ser producto de un relleno centrípeto (depósitos hidrotermales) de fracturas. No hay que excluir, por tanto, un período poscretácico (alpino), pues en otras zonas de Segovia, el Cretácico arenoso basal muestra una intensa silificación.

En cambio, en la parte SO de la Hoja aflora un filón N 60° E, más continuo, fosilizado por el Cretácico.

2.3. DEPOSITOS MESOZOICOS Y CENOZOICOS

Los materiales que en esta Hoja se encuentran sedimentados sobre el zócalo hercínico son fundamentalmente depósitos mesozoicos y terciarios. Los primeros son del Cretácico superior, mientras que los segundos les atribuimos edades que van desde el Paleógeno al Neógeno.

Los depósitos mesozoicos se han clasificado y datado de acuerdo con el trabajo de ALONSO (1981) y ALONSO *et al.* (1982), manteniéndose en gran medida las unidades sedimentarias establecidas por el mismo autor. El problema de la datación para los depósitos terciarios es más acusado, ya que no se han encontrado en ellos datos paleontológicos que permitan precisar la edad, la cual puede crear cierto tipo de controversia.

2.3.1. Depósitos cretácicos

2.3.1.1. Arenas, arcillas y gravas (*Facies Utrillas*) (16). Dolomías tableadas de color rojo y arenas amarillo-pardas (15). Arenas y gravas con cemento silíceo y arcillas (14).

En este apartado se van a estudiar conjuntamente materiales de diferentes litologías, que han sido consideradas pertenecientes a formaciones independientes. Posiblemente no existe esta independencia, sino que se integran todas las litologías dentro de una misma secuencia deposicional que estaría limitada por dos superficies de erosión.

El conjunto comprendería los materiales equivalentes a las unidades: Fm. Arenas de Utrillas (AGUILAR *et al.*, 1971), Fm. Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña (ALONSO *et al.* 1982) y Fm. Arenas y arcillas de Segovia (ALONSO *et al.*, 1982).

Estos depósitos son esencialmente detríticos siliciclásticos, con algunas intercalaciones carbonatadas. Los sedimentos siliciclásticos son gravas, arenas y arcillas con características litológicas propias de las «facies Utrillas», teniendo en algunos casos cementaciones de sílice.

Los materiales en facies Utrillas se apoyan sobre un relieve ligeramente irregular del basamento granítico o metamórfico que suele estar alterado, a veces profundamente. Esta alteración aparece como un enriquecimiento en óxidos férricos, caolín y granos de cuarzo, y un empobrecimiento en feldespatos y minerales ferromagnesianos, ofreciendo el conjunto un aspecto desorganizado.

Son depósitos esencialmente detríticos siliciclásticos cuyo espesor es variable, aumentando hacia el NE de la Hoja donde puede alcanzar los 70 m, mientras que al SO tiene unos 30 m. En general parecen bastante homogéneos, pero se pueden observar, de base a techo, tres tramos con granulometría distinta. El basal sería areno-gravoso, el intermedio areno-arcilloso y el superior areno-gravoso.

Los cuerpos arenosos de esta facies tienen un espesor que varía de 0,1 a 1 m. Su geometría es tabular, ligeramente cóncava en la base, e interiormente están organizados en cuerpos más pequeños o *sets* que muestran una estratificación cruzada, y están limitados por superficies de reactivación. Otras estructuras sedimentarias observadas en estos cuerpos son *ripples* de oscilación y de corriente. Los cuerpos se desplazan con dos sentidos opuestos de movimiento, prevaleciendo en general, uno

de ellos; en este caso el minoritario se puede manifestar, bien por la presencia de *ripples* trepando por las superficies de reactivación, bien por los tapizados de arena fina que recubren a las antes referidas superficies.

Litológicamente las arenas se componen de cuarzo y en menor proporción de feldespatos y micas, parcialmente transformadas estas últimas a caolín y esmectitas.

Otras granulometrías que se encuentran en los cuerpos son gravas, cantos y arcillas. Las gravas y cantos aparecen unas veces en la base de los cuerpos arenosos, formando una especie de tapiz y otras constituyendo la totalidad del cuerpo. En el primer caso son depósitos residuales o de *lag* y en el segundo corresponden a barras de cantos. Las arcillas son caolines y esmectitas y se presentan bien en forma de lentejones, discontinuos, bien en forma de cantos blandos, situándose éstos dentro de los cuerpos de granulometría mayor. Otras formas de aparecer las arcillas son en forma de película rodeando a los granos de cuarzo y tapizando las superficies de reactivación (*mud drapes*).

Las direcciones de desplazamiento de los cuerpos de gravas y arenas son dos: N 50° E y N 5° E, predominando la primera. Estas dos direcciones se manifiestan con dos sentidos de movimiento opuestos.

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

Dadas las estructuras sedimentarias anteriormente descritas, se piensa que los sedimentos en facies Utrillas han pasado por la siguiente evolución.

Su sedimentación se produjo en un medio tractivo, donde imperaban direcciones de corriente con dos sentidos opuestos de movimiento, las mismas que tienen depósitos marinos suprayacentes. En el medio migraban barras de arenas y gravas, con interrupciones registradas por superficies de reactivación. Los lentejones de arcillas nos indican períodos de menor energía en el medio y provienen de la alteración de los materiales paleozoicos. Los cantos blandos se originan por la erosión de estos lentejones.

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, los *ripples* de oscilación y la presencia de superficies de reactivación tapizadas por arcillas. Esta presencia marina se confirma porque las direcciones de desplazamiento de los cuerpos coincide con direcciones de desplazamiento observadas en sedimentos cretácicos claramente marinos suprayacentes.

Posteriormente a la sedimentación se produjeron procesos diagenéticos, que ocasionaron la formación de los encostramientos férricos y la alteración de caolín y esmectita de los feldespatos y micas. Estos procesos se producirían en ambientes freáticos y vadados. En ellos encontraríamos aguas con diversos grados de pH y de oxidación; estas variaciones en el quimismo del agua producirían el ataque a los silicatos, la liberación de sílice coloidal, de hierro ferroso y de otros iones; finalmente se originarían las costras férricas, las cementaciones de ópalo y las películas de caolín que rodean las arenas y gravas.

Estos procesos diagenéticos se produjeron antes que la formación suprayacente cretácica se sedimentase, ya que ella los fosiliza.

En algunos puntos de la Hoja dentro de estos sedimentos se encuentran cementaciones de carbonato en forma de nódulos. Estos han sido estudiados por AZCONA y MINGARRO (1968) en las proximidades de Segovia, señalando la naturaleza calcítica del cemento. La génesis de estos nódulos es posterior a los procesos diagenéticos expuestos anteriormente, ya que se han formado por la percolación de aguas cargadas de carbonatos, procedentes de formaciones cretácicas suprayacentes.

Intercalados entre los sedimentos detríticos siliciclásticos en «facies Utrillas» que se acaban de describir aparecen «Dolomías tableadas de color rojo» (15) y amarillo-pardo, cuyo espesor y número varía a lo largo de la Hoja. Así el espesor de las intercalaciones varía de 0,5 a 3 m, siendo tres el número máximo de intercalaciones encontrado, pero no es infrecuente su ausencia. Estas intercalaciones se encuentran en los tramos medio y superior de las facies Utrillas.

Los materiales carbonatados son principalmente dolomías que tienen un característico color rojo, y en menor proporción se encuentran areniscas con cemento dolomítico.

Las dolomías son *mudstone* y *wakestone* según la clasificación de DUNHAM (1962), siendo el cuarzo el elemento más abundante; en menor proporción se encuentran feldespatos, micas, glauconita y conchas de bivalvos. 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 ésta se muestra distorsionada. Las dolomías están en parte dedolomitizadas.

Las areniscas con cemento dolomítico están compuestas de cuarzo y se presentan en forma de pequeños cuerpos de 0,5 m de grosor, intercalándose dentro de las dolomías. Estas areniscas tienen a veces un aspecto desorganizado, debido en parte a la bioturbación, apareciendo entonces los granos de forma dispersa dentro de una matriz arcillosa. Las escasas direcciones de desplazamientos medidas en los cuerpos nos indican que ésta era N 5° E. Las areniscas han sufrido en ciertas zonas procesos de descarbonatación, apareciendo éstas como arenas de color pardo-amarillento, debido a las películas de óxido de hierro que rodean los granos de cuarzo. En la vecina Hoja de Prádena (458) asociadas a estas litofacies se encuentran acumulaciones *in situ* de ostreidos.

La tercera litología que aparece entre los sedimentos carbonatados son las arcillas que tienen colores verdes y grises oscuros.

Dadas las características estructurales y litológicas anteriormente descritas, pensamos que el medio donde se produjo la sedimentación de estas facies carbonatadas era marino, poco energético y somero, como así lo indica la presencia dentro de los carbonatos de ostreidos, bivalvos y glauconita. En él habría zonas con ambiente reductor donde se sedimentaron las arcillas de color gris oscuro. Las edafizaciones señaladas por la presencia de pedotúbulos y por la dispersión de los granos de arena dentro de una matriz arcillosa nos hablan de períodos de emersión. Estas edafizaciones pudieron ser simultáneas a la dolomitización o bien posteriores a ellas, pero previas a la sedimentación de la formación suprayacente. De todo lo expuesto se deduce que el medio de sedimentación de los carbonatos era un medio de transición marino-continental.

Otro proceso sufrido por estos materiales carbonatados ha sido la descarbonatación, que ha ocasionado la formación de arenas de color pardo, este color lo han obtenido al rodearse los granos de una película de óxidos de hierro, procedente éste de los carbonatos.

Además de las intercalaciones de sedimentos carbonatados también se encuentran, dentro de los depósitos en facies Utrillas, niveles silificados (14). Estas intercalaciones que no suelen ser frecuentes tienen un espesor variable de 1 a 10 m y una extensión que no supera los 100 m, aparecen situadas en cualquiera de los tramos descritos para las facies Utrillas, pero su emplazamiento suele estar próximo a la de fallas de cierta importancia. La cementación tiene un color rojizo debido a la presencia de óxidos férricos. El origen del cemento silíceo podría estar ligado a la acción de procesos diagenéticos durante los cuales los silicatos se habrían alterado produciéndose sílice coloidal, que posteriormente habría precipitado en forma de cemento, estando acompañada esta precipitación por la de los óxidos de hierro. Otra posible causa de la cementación podría estar relacionada con la proximidad a las fallas; no estando excluida la posibilidad de que a través de ellas hayan salido los fluidos cementantes.

Todos los sedimentos descritos en este apartado, tanto los correspondientes a las facies Utrillas, como los sedimentos carbonatados y las arenas cementadas por sílice, pueden integrarse en una misma secuencia deposicional cuyos límites son dos superficies de erosión; una de ellas estaría situada en la base y la otra en el techo, separando los sedimentos detríticos de la formación suprayacente.

Esta idea de integración de las tres facies litológicas dentro de una misma secuencia deposicional discreparía con los trabajos de ALONSO (1981), que subdivide los sedimentos en facies Utrillas en dos formaciones sedimentarias distintas, dando igual rango a los depósitos carbonatados y a las cementaciones silíceas. Así a las facies Utrillas las denomina «Arenas de Carabias» y «Arenas y arcillas de Segovia», mientras que a las carbonaciones las llama «Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña».

El medio sedimentario en el cual coexistieron la sedimentación de materiales siliciclásticos que tienen estructuras mareales, con las intercalaciones de depósitos carbonatados marinos, correspondería posiblemente a *fan deltas*. Situación similar a ésta ha sido descrita por ROBERTS y MURRAY (1988) en el mar Rojo y por FRIEDMAN (1988) en el golfo de Elat (mar Rojo). En ambas situaciones coexisten la sedimentación de depósitos detríticos siliciclásticos con la de carbonatos. Los aportes detríticos proceden de abanicos aluviales, que desembocan en el mar. El funcionamiento de los abanicos no es permanente debido a la aridez del clima, dando tiempo al mar a re TRABAJARLOS y a que se den las condiciones necesarias para la sedimentación de carbonatos. También en este ambiente se originan zonas reductoras donde se depositan arcillas grises y negras. En la Hoja de Torrelaguna (509) dentro de estas facies, además de arcillas negras hay restos carbonosos.

La edad de los sedimentos es difícil de calcular, pero dado que ALONSO (1981) sugiere Cenomaniense para las arenas en facies Utrillas de la base; Turoniense para «Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueñas» y Coniaciense inferior y medio para «Arenas y arcillas de Segovia», es posible que esté comprendida entre dichos períodos.

2.3.1.2. *Dolomías tableadas. Dolomías tableadas de Caballar (17)*

Los sedimentos que se sitúan sobre los depósitos descritos en el apartado anterior son dolomías de aspecto tableado, y corresponden según la terminología de ALONSO *et al.* (1982) a la formación «Dolomías tableadas de Caballar».

Su espesor es variable, llegando a desaparecer en los alrededores del río Pirón y junto al pueblo de Torreiglesias, la causa de este cambio de espesor se debe a la erosión que hacen en ella los sedimentos suprayacentes. Con todo el espesor no supera los 30 m.

Estos sedimentos pasan lateralmente en la vecina Hoja de Segovia a materiales siliciclásticos denominados por ALONSO (1981) como «Areniscas y arcillas de Hontoria».

Las dolomías tableadas consisten en una superposición de cuerpos tabulares detrítico-dolomíticos entre los cuales hay intercalados niveles arcillo-margosos de color verde y gris-negro. Según sea la proximidad a las «Areniscas y arcillas de Hontoria» (a las que pasan lateralmente) varía el espesor y la granulometría de los sedimentos; así, en las áreas próximas, los espesores y granulometrías de los cuerpos tabulares son mayores que en áreas alejadas de él, donde las intercalaciones arcillosas alcanzan un mayor grosor.

Los cuerpos tabulares tienen base plana y erosiva, apoyándose, bien sobre las intercalaciones arcillosas, bien sobre otros cuerpos planares. Internamente presentan estratificación cruzada de bajo ángulo y planar, que suele estar situada en la base, mientras que hacia el techo se encuentran *ripples* de corriente y de oscilación; también se observa en los cuerpos una granoclasificación positiva, que oscila de arena gruesa en la base a limos en el techo. Existe además bioturbación que se manifiesta de un modo peculiar; ésta consiste en perforaciones realizadas desde el techo del cuerpo hacia la base, teniendo un primer recorrido vertical para luego incurvarse y formar galerías con diferentes orientaciones.

Los organismos que produjeron estas estructuras eran bivalvos, de alguno de los cuales se ha conservado su molde dentro de la perforación. Los tubos de las perforaciones, que tienen un grosor de pocos centímetros y forma cilíndrica, contienen a veces nódulos de pirita.

El espesor de los cuerpos varía de 0,1 a 1 m, siendo su color, crema. Según la clasificación de DUNHAM (1962) son *mudstone* y *wackestone*, siendo el cuarzo el principal componente de los granos; en mucha menor proporción se encuentran glauconita y cantos blandos.

La interpretación sedimentológica que se hace de la unidad puede ser algo polémica. Así, una posible interpretación puede ser considerar a los cuerpos tabulares como secuencias de somerización (*shallowing upwards*). Otra interpretación distinta es considerarlas como turbiditas, correspondiendo los cuerpos tabulares a secuencias de Bouma. Las turbiditas estarían relacionadas con episodios de tormenta, los cuales han sido registrados en las «Areniscas y arcillas de Hontoria». Esta segunda interpretación estaría además apoyada, a nuestro juicio, por la ausencia de estromatolitos algales, ya que la laminación paralela que podría representarlos, corresponde, donde mejor se las ha podido observar, a corrientes tractivas y no a laminación algal. También se justifica por la ausencia de estructuras de emersión, a techo de los cuerpos, los cuales son frecuentes en secuencias de somerización, así como por la clara relación que se da entre este miembro y «Areniscas y arcillas de Hontoria», el cual se ha originado en parte mediante tormentas.

Además la bioturbación, que afecta a los cuerpos, no se inicia hasta que se ha sedimentado todo el cuerpo, a diferencia de las secuencias de somerización donde la bioturbación va al paso de la formación de la secuencia; esto quiere decir que la sedimentación del cuerpo sería rápida.

Por otra parte la sedimentación de arcilla verde y gris oscuro nos habla de condiciones de tranquilidad dentro de un ambiente a veces reductor.

Con todo lo anteriormente dicho, se ha pensado en un área de sedimentación correspondiente a un sector de plataforma continental. En este área se sedimentaron los materiales puestos en suspensión de forma turbulenta por la acción del oleaje; esta zona menos agitada podría deber su tranquilidad bien a una mayor profundidad, al estar por debajo del nivel de olas, o bien por estar defendida por algún accidente topográfico, que sólo sería superado en condiciones excepcionales.

Posteriormente a la sedimentación de la unidad y antes de que se depositasen los sedimentos suprayacentes sobre una fuerte superficie erosiva, se produjo la dolomitización de la misma. Más tarde ocurrieron procesos de disolución parcial de los granos de cuarzo y de dolomitización de la unidad. Todos estos procesos se originaron en ambientes vadoso y freáticos, lo que implica que antes de que se depositara la formación marina suprayacente, este miembro, al igual que «Areniscas y arcillas de Hontoria» (*sensu* ALONSO, 1981) sufrió periodos de emersión.

La edad de la formación «Dolomías tableadas de Caballar», por correlación con zonas situadas al norte, que contienen ammonites, pertenece según ALONSO (1981), al período Coniaciense.

2.3.1.3. *Areniscas con cemento dolomítico y arrecifes de rudistas* *Areniscas dolomíticas de Hontoria (18)*

Los sedimentos que se engloban en esta unidad han recibido también el nombre de «Areniscas dolomíticas de Hontoria» (ALONSO, *et al.* 1982), adjudicándoles la categoría litoestratigráfica de miembro, el cual a su vez pertenece a la formación «Calizas y dolomías de Castrojimeno».

Estos depósitos son esencialmente detríticos siliciclásticos encontrándose en la unidad, en menor proporción, construcciones arrecifales de rudistas y de estromatolitos algales. El espesor de la unidad no supera los 40 m.

El contacto de los depósitos con la unidad infrayacente es erosivo, llegando incluso a hacerla desaparecer, como sucede en las proximidades del río Pirón y en el pueblo de Torreiglesias, apoyándose por lo tanto esta unidad unas veces sobre las «Dolomías tableadas de Caballar» y otras, sobre facies «Utrillas».

Los materiales detríticos son arenas medias y finas, siendo el cuarzo el principal componentes, encontrándose en menor proporción feldespatos y restos de moluscos. El conjunto está cementado por dolomitas; según la clasificación de DUNHAM (1962) son *wackestones* y *packstones*. 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 bioturbación; esta bioturbación tiene estructuras del tipo *Thalassinoides* entre otras, siendo ésta 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 *wackestone* 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, recibiendo el nombre de *patches*; mientras que una segunda forma adquiere una extensión lateral que supera los 100 m y una morfología estratiforme, denominados biostromos.

El contacto entre los depósitos arenosos y entre las construcciones biológicas es de carácter erosivo, marcándose a veces éste mediante encostramientos de óxidos de hierro (*hard ground*), que también han sido observados 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 compone de una alternancia de niveles margarcillosos de 20 a 30 cm de potencia y paquetes areniscosos (arenas finas de cuarzo cementadas por dolomita) de igual grosor. Los niveles margarcillosos (en algunos puntos son arcillas de color negro), ricos en materia orgánica; en ellos se encuentran restos vegetales, como ocurre en la Hoja de Torrelaguna (509) y Buitrago de Lozoya (484), donde se ha identificado la especie *Frenelopsis oligostomata* (ALVAREZ RAMIS, 1981; ALVAREZ RAMIS *et al.*, 1984), además de diferentes géneros de Angiospermas GÓMEZ PORTER (1984).

Posteriormente a la sedimentación y a la dolomitización, que posiblemente fue temprana, aparecen otros procesos diagenéticos como dedolomitización, disolución parcial de los granos de cuarzo y karstificación. Las cavernosidades, producidas en este último proceso, están tapizadas por espeleotemas, óxidos de hierro y parcialmente rellenas por *terra rossa*; es curioso señalar la presencia en láminas delgadas de minerales pesados como el zircón que obturan las microgalerías kársticas.

El medio donde se produjo la sedimentación de estos materiales detríticos correspondería a una plataforma marina somera, sometida a condiciones de gran energía dinámica, en la que se producirían intervalos de exposición subaérea. En zonas protegidas o en períodos de menor energía, se formaban los cuerpos arrecifales de rudistas, que eran recubiertos por arenas cuando estas condiciones de protección eran superadas. La somerización del medio se deduce por la presencia de estromatolitos algales y de edificios arrecifales, mientras que la exposición subaérea queda registrada por los encostramientos de hierro (*hard ground*). Esta situación de somerización podría favorecer la dolomitización temprana de la unidad.

Por otra parte, el medio donde se produjo la sedimentación del tramo de transición a la unidad suprayacente era poco energético, también somero y además próximo a la costa. En él habría zonas de ambiente reductor, como lo indica la preservación de materia orgánica que, en parte, son aportes de plantas continentales o litorales (ALVAREZ RAMIS, 1981, ALVAREZ RAMIS *et al.*, 1984). Este medio podría corresponder con una zona de marismas.

La edad de esta unidad puede establecerse en Coniaciense terminal-Santoñense (ALONSO, 1981).

2.3.1.4. *Dolomías, margas, areniscas dolomíticas y arrecifes de rudistas. Miembro «Dolomías de Montejo» (19)*

Sobre los sedimentos descritos en el apartado anterior se encuentran materiales muy semejantes. Estos son dolomías, margas, areniscas dolomíticas y arrecifes de rudistas. El tránsito entre ambos depósitos se hace de una forma gradual y a través de un tramo detrítico-carbonatado. Los presentes sedimentos han recibido también

el nombre de «Dolomías de Montejo» (ALONSO, *et al.*, 1982), que les adjudica la categoría litoestratigráfica de miembro, el cual pertenece a la formación «Calizas y dolomías de Castrojimeno», cuyas características se han descrito previamente en el apartado anterior.

Las características litológicas y estructurales de este miembro son similares a las descritas en «Areniscas dolomíticas de Hontoria». Así las «Dolomías de Montejo» están compuestas por arenas de cuarzo y, en menor proporción, conchas de bivalvos, que están cementadas por dolomitas; también este miembro contiene intercalados entre los cuerpos arenosos, arrecifes de rudistas y estromatolitos algales. Otros rasgos en común son la presencia de *hard grounds* y el desplazamiento de los cuerpos arenosos con las mismas direcciones.

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

El tránsito de la unidad a la formación suprayacente es erosivo a escala regional, pues al norte de la sierra de Guadarrama éste se hace aparentemente de una forma gradual, mediante sedimentos arcillo-margosos de color crema que tienen un espesor de unos 20 m; mientras que al sur de la sierra de Guadarrama, el tramo intermedio no se observa, realizándose el tránsito de una forma más neta a través de un encostamiento ferruginoso (*hard ground*). Este carácter discordante se acentúa en el valle del Lozoya, donde la formación suprayacente no aparece al estar erosionada por depósitos cretácicos más recientes.

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

La edad del miembro se ha estimado en Santoniense (ALONSO, 1981).

2.3.1.5. *Dolomías brechoidales y margas* («Dolomías y margas de Valle de Tabladillo») (20)

Los materiales son de naturaleza eminentemente carbonatada, encontrándose sedimentados sobre la formación «Dolomías de Montejo»; el tránsito es erosivo a escala regional, así al norte de la sierra de Guadarrama se realiza mediante un tramo arcillo-margoso de color crema, cuyo espesor puede alcanzar los 40 m, mientras que al sur [en el valle de Lozoya situado en las hojas de Segovia (483) y Buitrago de Lozoya (484)] faltan los presentes sedimentos, que han sido erosionados, apoyándose sobre las Dolomías de Montejo, depósitos cretácicos más modernos. Al sur de la sierra falta el tramo arcilloso intermedio, depositándose la formación a través de una costra ferruginosa (*hard ground*). Estos materiales han sido denominados formación «Dolomías y margas del valle de Tabladillo» (ALONSO, *et al.*, 1982) y en la presente Hoja aparecen en forma de no muy grandes afloramientos en las proximidades de los pueblos de Cubillo y de Losana de Pirón. Son dolomías de color crema, margas y arcillas grises y rojas. Las primeras corresponden a *grainstones*, *wackestones* y *mudstones* de 0,5 a 1 m de grosor; los *grainstones* están compuestos de oolitos, conchas de moluscos y en menor proporción de 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 los *wackestones* 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. Aparecen intercalados algunos arrecifes de rudistas.

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.

En algunos puntos esta formación ha perdido casi todas las estructuras sedimentarias anteriormente descritas, al sufrir una disolución muy intensa que le da un aspecto brechoidal, probablemente debido a la presencia de abundantes cristales de yeso. Sin embargo, se conservan zonas que no han sufrido tan intensamente la disolución, donde se observan los oolitos, moldes de moluscos y los cristales de yeso tan característicos de esta formación.

Dadas las características sedimentarias que tiene la formación, se piensa 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 singenética, 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 las silicificaciones dentro de la formación que adoptan la forma de calcedonita, cuarcita y cuarzo.

Todos los procesos diagenéticos descritos son propios de ambientes freáticos y vadosos; lo cual nos habla de emersiones posteriores o casi simultáneas a la sedimentación, pero que se harían antes de que los depósitos cretácicos suprayacentes, que no se manifiestan en este trabajo, se depositasen, ya que estos últimos fosilizan a esta formación.

La edad de estos sedimentos es Campaniense según ALONSO (1981), pero tentativamente ha sido extendida hasta parte del Maastrichtiense.

2.3.2. Sedimentos paleógenos

Apoyándose sobre los depósitos cretácicos y los materiales paleozoicos, mediante una discordancia erosiva, se encuentran sedimentos de naturaleza litológica variada, pero con características comunes que permiten englobarlos dentro de una misma secuencia deposicional y que estaría a su vez subdividida en otras de orden menor.

Los límites de la secuencia están marcados por dos superficies de discontinuidad muy neta, situadas ambas en la base y el techo de la secuencia. La primera separa a los sedimentos, que a continuación se describen, de los materiales cretácicos y

paleozoicos; así la segunda es una discordancia erosiva y angular situada a techo de la secuencia, sobre ella se sedimentaron materiales de edad neógena.

Los sedimentos paleógenos se depositaron en un medio continental mediante abanicos aluviales, y su edad posiblemente sea Paleocena-Oligocena, sin poderse precisar más. Esta imprecisión se debe a que no se han encontrado en ellos restos paleontológicos que permitan datarlos, sin embargo, al ser litológicamente similares a otros situados en hojas próximas que pertenecen probablemente a la misma secuencia deposicional, cuya edad es Eoceno-Oligoceno, se les adjudica esa edad extendiéndola tentativamente desde el Paleoceno al Oligoceno. La datación de estos materiales equivalentes se basa en yacimientos de fósiles de vertebrados que están situados en el valle de Amblés (yacimiento de Los Barros, GARZON y LOPEZ MARTINEZ, 1978, y SACRISTAN, en prensa) de edad Oligoceno inferior y al sur de la sierra de Guadarrama (yacimientos de Huérmeceles del Cerro, Torremocha de Jadraque y Espinosa de Henares, CRUSAFONT *et al.*, 1960, 1962; y ARRIBAS *et al.*, 1983) cuyas edades son Eoceno superior a Oligoceno inferior.

Los sedimentos que han sido agrupados con el nombre de Paleógenos se extienden con características litológicas y sedimentarias similares al norte y sur de la sierra de Guadarrama. Pudiéndose distinguir en ellos una serie conglomerática basal que lateralmente y hacia techo pasa a granulometrías más finas, y otra serie conglomerática que erosiona a su vez a los sedimentos anteriores.

Dado que los materiales que integran la secuencia deposicional paleógena contienen los primeros elementos detríticos cretácicos, se deduce de ello que inician el primer ciclo sedimentario distinto al cretácico.

La morfología de las cuencas paleógenas no estaría relacionada con las direcciones morfotectónicas de la sierra de Guadarrama, ya que las direcciones de desplazamiento de los sedimentos y la distribución de las facies están en oposición a los de la sierra, estando los depósitos afectados por las fallas inversas que la limitan. Por lo tanto, ésta se levantó posteriormente a la sedimentación de los depósitos paleógenos.

Las direcciones de las corrientes de los abanicos paleógenos son N-S y E-O.

Las cuencas paleógenas no tendrían la gran extensión de las actuales cuencas del Duero y del Tajo, sino que serían de dimensiones más reducidas y con caracteres sedimentarios localistas. Estas conclusiones se deducen del menor tamaño que tienen los abanicos paleógenos respecto de los neógenos, así como de la dispersión de direcciones de los abanicos paleógenos, a diferencia de los abanicos neógenos, que mantienen una sola dirección, los de la cuenca del Duero hacia el norte, los del Tajo hacia el sur.

2.3.2.1. *Conglomerados inferiores de cantos y bloques polimícticos (21)*

Los materiales que a continuación se estudian son bloques, cantos y en menor proporción arena, cementados la mayor parte de ellos por carbonatos. Reciben el apelativo de inferiores para diferenciarlos de los sedimentos paleógenos, similares pero situados en posiciones más elevadas.

La naturaleza litológica de los bloques y cantos es diversa, así unos son de origen ígneo o metamórfico y otros carbonático. Se apoyan, mediante contacto erosivo, unas veces sobre materiales cretácicos y otras sobre materiales paleozoicos. Este contacto erosivo define un paleorrelieve en el que se sitúan, a veces, moldes de raíces.

Los sedimentos aparecen con iguales características, tanto en el borde norte de la sierra de Guadarrama, como en el borde sur de la misma. De muro a techo se observa una gradual diferenciación litológica pues en la base se encuentran más clastos con componentes cretácicos, que hacia el techo (donde llegan a desaparecer). El espesor de esta facies, puede alcanzar los 50 m.

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 la posterior cementación carbonatada (caliches). La cementación va acompañada por la presencia de arcillas fibrosas, como atapulgita y sepiolita, y por óxidos de hierro; esta última presencia otorga a la unidad paleógena un color salmón típico. Los cuerpos se superponen unos a otros, teniendo intercalados algunos niveles de limos arenosos de 0,5 a 1 m de espesor, que presentan pedotúbulos y marmorizaciones.

Dadas las características sedimentarias descritas, se deduce que el medio donde se realizó la sedimentación de la subunidad corresponde a un ambiente continental, recorrido por canales fluviales entrelazados. 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, debido a desbordamientos, los cuales muestran signos de que han sido forestados y han sufrido etapas de mal drenaje. A su vez, los canales, cuando dejan de funcionar, también experimentan cementaciones carbonatadas y la formación de arcillas fibrosas. Todos estos procesos indican que el clima que reina durante este período es árido con intervalos de mayor humedad.

2.3.2.2. Arenas y cantos polimícticos (22)

Lateralmente y hacia techo, la subunidad conglomerática adquiere una granulometría más fina, manifestándose como una superposición de cuerpos arenosos y de cantos polimícticos. Estas litologías tienen un espesor variable pero pueden superar los 50 m. Los sedimentos, que interiormente muestran estratificación cruzada, tienen signos de haber sufrido edafizaciones, como son presencia de pedotúbulos, cementaciones carbonatadas (caliches) y formación de arcillas fibrosas (atapulgita y sepiolita). El color y la cementación está en relación con la presencia de clastos carbonatados, cuando éstos están presentes, el color es más claro y los materiales no se cementan, adquiriendo un evidente carácter arcósico.

El medio sedimentario donde se produciría la deposición de la subunidad sería una llanura aluvial, recorrida por canales fluviales que arrastrarían barras arenosas y de cantos.

2.3.2.3. Limos, arenas y arcillas (23)

Lateralmente, los sedimentos arenosos evolucionan a materiales de granulometría más fina, como limos, arenas finas y arcillas.

Estos aparecen como cuerpos tabulares algo cóncavos en la base con un espesor que varía de 0,3 a 0,5 m y una extensión de varias decenas de metros. Estos cuerpos tienen un color salmón característico y en ellos no se observan otras estructuras que

las que imprime la bioturbación y los procesos edáficos. La acción de estos últimos se manifiesta por la presencia de caliches, arcillas fibrosas (sepiolita, atapulgita) y marmorizaciones.

La sedimentación de estos materiales se produjo en la parte distal de los abanicos aluviales. Esta se realizó mediante canales fluviales muy poco enérgicos y poco profundos que sufrirían desbordamientos, dando lugar a zonas encharcadas mal drenadas, donde se depositaban los materiales más finos de esta litofacies. El clima era árido como indican los caliches y arcillas fibrosas, por lo tanto, se sucedían épocas en las que la red fluvial no funcionaba y se producía la edafización incluso de los mismos canales fluviales.

2.3.2.4. *Conglomerados superiores de cantos y bloques polimícticos (24)*

Sobre los sedimentos arenosos descritos en el apartado anterior, se encuentran conglomerados de cantos y bloques polimícticos con características litológicas y sedimentarias similares a las descritas para los conglomerados inferiores paleógenos. El contacto de estos conglomerados con los materiales arenosos sobre los que se apoyan es erosivo.

La sedimentación se debe a la acción de canales fluviales que tenían una gran energía tractiva, y que se integraban en un sistema de abanicos aluviales. Las direcciones de desplazamiento de los canales no coinciden con las de los materiales detríticos infrayacentes.

De la presencia de los conglomerados superiores se puede deducir una reactivación de las cuencas paleógenas que funcionaban durante la sedimentación de los conglomerados inferiores, pero no es descartable que se produjera una disposición morfológica distinta, creándose cuencas diferentes desde las distintas direcciones que tienen los canales fluviales de estos conglomerados.

2.3.3. **Sedimentos neógenos**

Apoyándose en los sedimentos de las formaciones anteriores mediante una discordancia angular y erosiva, se encuentran materiales de litología arcósica y granulometría variada, que pueden integrarse en una secuencia deposicional, cuyos límites estarían indicados por dos discordancias, situadas una en la base y otra en el techo de la secuencia. Esto implicaría la existencia para el Terciario de un segundo ciclo sedimentario, de edad Neógena, que está integrado por las subunidades sedimentarias de las que trataremos a continuación.

La secuencia deposicional 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 el techo aumenta la energía haciendo que las subunidades de granulometría más gruesa prograden sobre las de granulometría más fina. La sedimentación de esta secuencia se realizó mediante abanicos aluviales cuya distribución de facies y direcciones de paleocorrientes son concordantes a grandes rasgos con las direcciones N 45° y N 100° de la sierra de Guadarrama, si bien se ven afectados por posteriores movimientos tectónicos. Por lo tanto, la sedimentación de esta secuencia deposicional corresponde al levantamiento principal de la sierra de Guadarrama.

Pese a no haber encontrado fauna en los sedimentos, su edad es estimable, ya que en las hojas próximas estos mismos sedimentos o sus cambios laterales de facies tienen una edad que varía desde Rambliese a Vallesiense inferior, ya que estos sedimentos son correlacionables con los depósitos que contienen los yacimientos de vertebrados de Madrid (Aragoniense-Vallesiense inferior) y con un yacimiento de vertebrados, situado en la Hoja de Colmenar Viejo, estudiado por J. MORALES (com. pers.), dentro de la subunidad de «Arenas», al que adjudica una edad Rambliese.

Las condiciones paleoambientales que se deducen de los sedimentos y de las estructuras encontradas en ellos, indican un ambiente árido, ya que apenas hay indicios de forestación en los paleosuelos y éstos son de reducidas dimensiones. Además los aluminosilicatos que forman los sedimentos no están exclusivamente alterados, lo que confirma la aridez del clima. Sin embargo, dentro de esta tendencia árida, se producían 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.

2.3.3.1. *Bloques y cantos de neises y granitos (25)*

Esta subunidad se caracteriza por la gruesa granulometría de los materiales que la componen. Así está formada por bloques de granitos y neises, algunos de los cuales alcanzaron 0,5 m de diámetro, y por cantos.

Los sedimentos se organizan en cuerpos canalizados de 1 a 0,5 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 muestra estratificación cruzada.

Se ha pensado que el medio sedimentario donde se depositan estos materiales serían canales fluviales entrelazados, con una energía tractiva enorme. En este ambiente los cuerpos con estratificación cruzada corresponden a barras de cantos y los bloques imbricados son los depósitos residuales o de *lag*. Estos canales se situarían en los tramos proximales de un sistema de abanicos aluviales.

Esta subunidad ha sido reconocida a lo largo de toda la sierra de Guadarrama, 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 20 m.

2.3.3.2. *Cantos y arenas arcósicas (26)*

Lateralmente, los materiales descritos en el párrafo anterior, pasan a sedimentos de granulometría más fina, como son cantos medios o pequeños y arena gruesa de naturaleza arcósica, siendo muy abundantes los cantos de cuarzo. Esta abundancia se explica en la mayor resistencia que ofrece el cuarzo a la alteración y al transporte que los cantos de granito y neises.

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, además de tener estratificación cruzada, muestran signos de haber sido en parte edafizados.

Responden a una sedimentación realizada mediante canales fluviales de curso entrelazado, que arrastraban barras de cantos y de arena gruesa. El espesor de la subunidad puede alcanzar los 60 m. Corresponderían a la parte media de los abanicos aluviales.

2.3.4. Cuaternario

En este capítulo se incluyen los sedimentos relacionados con la morfogénesis de encajamiento que afecta a la Hoja. No obstante y conforme a lo señalado en el capítulo anterior, ésta habría comenzado ya durante el Neógeno.

Se han separado terrazas fluviales, glacis, conos de deyección, travertinos, depósitos aluviales y fondos de valle, navas y charcas. Todos se sistematizan convencionalmente en dos grupos diferentes, ya sean funcionales o no: Holoceno y Pleistoceno.

2.3.4.1. Pleistoceno

2.3.4.1.1. Arenas y cantos (Conos de deyección) (28)

Constituyen depósitos de conos de deyección. Algunos son antiguos, sin operatividad actual, pero relacionados con barrancos actuales, sin embargo, otros sí tienen esta operatividad. Son materiales gruesos compactos pero sin ningún tipo de cemento, conservando bien su expresión morfológica.

2.3.4.1.2. Cantos, arenas y limos (Glacis) (27)

Son formaciones superficiales de escasísimo espesor, puesto que están relacionadas con procesos erosivos ligados a la etapa de encajamiento reciente, y cuya representación cartográfica no es siempre conveniente. Constituyen pequeñas coberturas arenosas con cantos dispersos que casi nunca alcanzan el metro de potencia. Los que tienen mejor representación se ubican sobre los sedimentos terciarios, suavizando así, en algunos casos, los escarpes de fallas descubiertos por la erosión en aquella zona.

2.3.4.1.3 Arenas y cantos (Terrazas) (29)

Aunque con desigual desarrollo, todos los cursos fluviales tienen un sistema de terrazas asociado.

A su paso por la Hoja, el río Pirón y diversos arroyos presentan tramos de terrazas.

Estos depósitos no tienen mucho espesor, unos 0,5 m. Son niveles arenosos arcósicos con gravas y cantos rodados en los que abunda el cuarzo, el granito y ocasionalmente la caliza cretácica.

2.3.4.1.4. Travertinos (30)

Al oeste del pueblo de Arahuetes, junto al río de Santa Agueda, aparece un afloramiento de travertinos de pequeña extensión, pero que tiene un espesor que supera

los 8 m. Está formado por depósitos carbonatados, originados por la acción de algas y otros vegetales que han aprovechado las aguas carbonatadas del río para poder desarrollarse.

2.3.4.1.5. Arenas y limos (Fondos de charcas y navas) (31)

Estos materiales son una mezcla de depósitos de carácter aluvial y eluvial que rellenan los fondos de depresión. Estas depresiones, muy mal drenadas, recogen depósitos detríticos generalmente finos, producto, en su mayor parte, de la erosión de los depósitos terciarios. El porcentaje orgánico de estos sedimentos en algún caso puede ser alto.

2.3.4.1.6. Arenas, gravas y cantos (Aluviales y fondos de valle) (32)

Son depósitos de aluvionamiento ligados a cursos de carácter estacional, constituidos por arenas y limos arcillosos con gravas y cantos, que presentan un calibrado moderado y un aspecto litológico bastante heterogéneo. Por lo general, predominan los aluviones arcósicos con matriz limoarcillosa y abundante materia orgánica. Casi nunca presentan un espesor superior a 1 m.

Tan sólo en el río Pirón, el más continuo, se podría llegar a establecer diferencias entre los depósitos de cauce con barras de grava y arenas y la zona de inundación, señalada por pastizales establecidos sobre una delgada película de limos con materia orgánica, cuyo espesor nunca alcanza un metro.

3. PETROLOGIA

3.1. DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES

3.1.1. Rocas metamórficas paraderivadas (13, 14)

Las rocas metamórficas paraderivadas son escasas en estos sectores centrales de la sierra de Guadarrama. Aparecen generalmente como bandas estrechas, casi siempre con menos de 200 m de potencia aparente y de poca continuidad longitudinal, salvo el caso excepcional de la banda de Brieva-La Cuesta, que se sigue durante más de 13 km intercalada entre ortoneises cuarzofeldespáticos. El sector comprendido entre el Molino de Brieva y las Navas de la Cuesta es el que muestra mayor abundancia de tramos metasedimentarios alternantes con los de ortoneises.

Si a la escasez de afloramientos se une el mayor grado de alterabilidad de algunos de estos niveles, que suelen dar relieve negativo, se comprenderá que es difícil realizar cortes geológicos precisos del conjunto de materiales paraderivados. Sin embargo, puede aceptarse la hipótesis de que representan un mismo conjunto estratigráfi-

co, desmembrado y desconectado por la intrusión de los protolitos de los ortoneises metagraníticos.

Aparecen como niveles estructuralmente alternantes entre diversos tipos de ortoneises. Los contactos en esta Hoja son siempre netos entre ambos grupos litológicos aunque recurrencias locales y fenómenos de enclavamiento puedan aparentar un interbandeado que complica las relaciones mutuas. En las bandas centrales de la Hoja también existen localmente contactos laminados por fenómenos de cizalla simetamórfica, aunque son más escasos que en hojas limítrofes (véase caso de la Hoja 483-Segovia).

Los materiales paraderivados carecen de restos faunísticos o vegetales que precisen su posición estratigráfica. Lo más probable es que su cronología sea preordovícica, ya que afloran por debajo de series pertenecientes al Paleozoico inferior (BELLIDO *et al.*, 1981). No obstante, son equivalentes a otros niveles metasedimentarios de hojas limítrofes y próximas: Segovia (Hoja 483), El Caloco (Hoja 507), El Escorial (Hojas 532, 533), así como a los materiales del complejo esquisto-grauváquico, de edad Precámbrico superior o Cámbrico inferior.

Se distinguen dos grandes grupos de rocas paraderivadas. De un lado los niveles metadetríticos de granulometría y composición variable (metapelitas-metasamitas), y por separado las rocas metacarbonatadas con cantidades variables de carbonatos modales. Sin embargo, ambos grupos aparecen finamente interestratificados en el terreno, dominando los materiales pelíticos y semipelíticos. Rara vez hay grandes bancos de roca metacarbonatada, que por otra parte no suelen tener contactos directos con los neises.

3.1.1.1. *Metapelitas y metasamitas (14)*

Dentro de una misma banda es frecuente encontrar los distintos tipos de metasedimentos detríticos interestratificados. Dominan los niveles pelíticos de aspecto corneánico, sobre todo en las bandas centrales de Brieva y La Cuesta, aunque también hay paraneises bandeados, ocasionalmente migmatizados, y niveles cuarcíticos decimétricos. En el sector de Las Veceas y La Mata las cuarcitas llegan a ser muy abundantes, con bancos de potencia métrica. Como consecuencia de la compleja imbricación de estos metasedimentos entre sí, no se han podido cartografiar distintas bandas paraderivadas como en otros sectores colindantes (Hoja 483).

Este conjunto metasedimentario fue definido como perteneciente a la serie fémica heterogénea preordovícica (BELLIDO *et al.*, 1981), posteriormente detallada en este sector de Turégano por VILLASECA (1983), quien la considera constituida por metasedimentos, niveles metacarbonatados y metabasitas asociadas. Los paraneises corneánicos son los tipos más característicos y los de más difícil interpretación. En este y otros sectores el carácter corneánico se puede suponer originado como consecuencia de la intrusión de los protolitos de los ortoneises en tiempos cámbrico-ordovícicos. El problema reside (como ya hicimos hincapié en la memoria de la Hoja 483-Segovia) en la buena conservación de las estructuras corneánicas, habida cuenta que los minerales actualmente visibles son consecuencia de las recrystalizaciones metamórficas hercínicas.

Los tipos pelíticos corneanizados aparecen como rocas oscuras, masivas, con ligero bandeo composicional; son muy tenaces y resistentes a la rotura, y dan sonido metálico al golpearlas. Además resisten la alteración supergénica mejor que

el resto de los metasedimentos. Texturalmente son rocas granoblásticas inequigranulares de grano fino en donde destaca el hábito prismático corto de las micas (ausencia de foliación lepidoblástica bien definida) y la tendencia maculosa o nodular de la cordierita algo tardía.

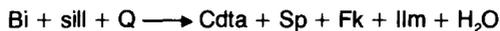
Estas rocas tienen cuarzo, feldespato potásico, cordierita, plagioclasa, biotita y sillimanita como minerales fundamentales, aunque sus proporciones relativas varíen. Como minerales accesorios pueden encontrarse granate, espinela, apatito, circón, turmalita, rutilo y opacos. Suele ser muy escasa la presencia de minerales secundarios de tipo moscovita, pinnita o clorita.

Los paraneises pelíticos y semipelíticos, más bandeados y de textura granolepidoblástica con foliación penetrativa, difieren poco de estos tipos corneánicos, salvo por la mayor abundancia de minerales retrometamórficos y de alteración. También pueden diferir en la aparición local de algún bandeado migmatítico estromatítico, debido a la composición algo más cuarzofeldespática de la roca. Sin embargo, los caracteres petrográficos cualitativos son equivalentes para ambos tipos litológicos.

Dentro de la asociación mineral descrita, el granate es uno de los minerales más metaestables. Es de composición fundamentalmente almandínica ($Alm_{81} Gros_3 Pir_{12} Esp_4$; VILLASECA, 1983). Suele ser de morfología alotrioblástica y con fenómenos apreciables de corrosión, salvo cuando aparece relicto en agregados feldespáticos o asociado a cuarzo. En las bandas félicas del paraneis suele estar transformado y parcialmente aureolado por cordierita. De cualquier forma, es un mineral que cuando adquiere tamaño milimétrico es claramente precinemático respecto a la foliación de la roca (S_2) y, aunque algo criboso, con cuarzo y rutilo en su interior, no parece un mineral helictico que fosilice foliaciones o fábricas más antiguas.

La distena o estaurilita relictas son fases minerales esporádicas en otros metasedimentos de áreas próximas (ver memoria de la Hoja 483, Segovia), siempre en cantidades muy accesorias, por lo que parece probable que formen parte de una paragénesis previa de mayor presión que la del climax metamórfico (M_1).

Los minerales fundamentales de los paraneises pelíticos y semipelíticos, corneanizados o no, definen una paragénesis metamórfica (M_2) de alto grado, con texturas granoblásticas o foliadas aparentemente sincinemáticas con F_2 y con la local foliación y microplegado de F_3 . Por tanto, los minerales que la componen no son todos ellos estrictamente contemporáneos. Así, la blastesis de cordierita es algo más tardía y aprovecha la biotita y sillimanita (que también se nucleaba favorablemente en la biotita) previas, claramente orientadas según la S_2 de la roca. Esta cordierita puede incluir tanto gotas de cuarzo, que le confiere un aspecto mirmequítico, como pequeños cristallitos de espinela verde de composición hercínitica intercrecidos simplectíticamente. Estas relaciones mutuas podrán ser explicadas por reacciones del tipo:



que como son reacciones de deshidratación en alto grado metamórfico, podrán explicar la migmatización local de algunos de estos tipos.

Los niveles cuarcíticos intercalados destacan por los tonos más claros y por su aspecto masivo. Son rocas granoblásticas de grano fino a medio, bastante homogéneas y puras ($Q > 75\%$), con escasa biotita lepidoblástica, normalmente cloritizada.

En ocasiones pasan gradualmente a tipos semipelíticos en interbandeados con fenómenos locales de exudación de cuarzo, o a cuarcitas calcosilicatadas con anfíbol.

En las cuarcitas, aparte del cuarzo mayoritario, suele existir algún feldespato (plagioclasa o feldespato potásico) y biotita como minerales fundamentales. En ocasiones el tamaño de grano de los feldespatos y de algunos cuarzos se aproxima a tipos sefíticos, siendo en ocasiones ligeramente superior (2 mm).

Las fases accesorias son mucho más abundantes que en otros tipos litológicos, existiendo cuarcitas ricas en rutilo y turmalina, y otras en apatito y granate; normalmente tienen proporciones importantes de circón y opacos. En los tipos transicionales a semipelitas aparecen sillimanita y cordierita ocasionales, en matrices más biotíticas. También existe anfíbol y granate en cuarcitas próximas a rocas calcosilicatadas.

3.1.1.2. *Rocas metacarbonatadas: mármoles y rocas de silicatos cálcicos (R.S.C.) (13)*

Aunque la existencia de niveles carbonatados en las series metamórficas de la sierra de Guadarrama es bien conocida desde el trabajo de CARANDELL (1914), es relativamente reciente el conocimiento de su existencia en la Hoja de Turégano (FUSTER y VILLASECA, 1979; VILLASECA, 1983).

Estos niveles aparecen inmersos en los paraneises de las distintas bandas meta-sedimentarias, aunque suelen ser escasos en las zonas orientales de la Hoja. Son abundantes y relativamente continuos, en bancos algo mayores al metro de potencia, en la banda de Brieva-La Cuesta donde aparecen interestratificados mármoles y rocas de silicatos cálcicos; éstas normalmente sin carbonatos modales.

Mármoles

Son rocas masivas de tonalidades claras, normalmente blanquecinas. Es frecuente que presenten un ligero bandeo composicional de espesor centimétrico definido por la concentración de silicatos magnésicos, probablemente ligado a fenómenos de segregación tectonometamórfica. Excepto estas banditas oscuras, concordantes con la foliación S_2 de las metapelitas encajantes y las vénulas frecuentes de minerales de alteración a favor de microfracturas tardías, los mármoles son relativamente homogéneos y masivos.

Su textura es típicamente granoblástica de tendencia equigranular de grano fino a medio, con los silicatos siempre de grano menor (salvo excepciones) que los carbonatos.

La composición de los mármoles de este sector es fundamentalmente calcodolomítica, con silicatos magnésicos dominantes. Así, los carbonatos principales son calcita y en menor proporción dolomita, mientras que los silicatos magnésicos que pueden aparecer en proporciones fundamentales son olivino forsterítico, clinohumita, espinela y flogopita. Los minerales accesorios encontrados son: esfena, allanita, apatito y opacos, y ocasionalmente algo de cuarzo y feldespatos. Otro grupo de minerales que pueden encontrarse en los mármoles son fases retrometamórficas claramente ligadas a episodios posteriores a la paragénesis catazonal, lo forman cloritas, serpentininas, micas clintoníticas, tremolita, calcita y brucita, aureolando los minerales previos o a favor de microfracturas.

La asociación mineral principal, compuesta de 2 carbonatos y 4 silicatos magnésicos, parece formar una paragénesis metamórfica de alto grado. La textura masiva de la roca, sin elementos estructurales de referencia, y la ausencia de carácter residual o metaestable de esas fases minerales, así parece definirlo. No obstante, en algunos mármoles oficalcíticos se observa un crecimiento algo posterior de la espinela, alrededor de forsterita y clinohumita algo previas, lo que implica un cierto diacronismo en la blastesis de esta paragénesis.

Rocas de silicatos cálcicos

Son rocas masivas, normalmente con bandeado versicolor evidente, desde tonalidades grisáceas claras (bandas cuarzofeldespáticas), verdosas (bandas piroxénicas), rosadas (bandas granatíferas), a negras (bandas anfibólicas). Suelen formar capas centimétricas asociadas a los mármoles, aunque otras veces aparecen como niveles aislados en las bandas metasedimentarias. Pueden aflorar dando un ligero resalte positivo entre los paraneises pelíticos y semipelíticos, y debido a su mayor competencia mecánica, pueden presentar fenómenos locales de abudamiento. Su textura es granoblástica, aunque algunos tipos para-anfibolíticos llegan a definir rocas con foliación nematoblástica. La composición es variable debido a la heterogeneidad de tipos y bandeados, aunque la mineralogía de los distintos microdominios de la roca es sencilla: dos o tres fases minerales principales.

Las rocas de silicatos cálcicos más masivas, de tendencia equigranular de grano fino y medio, suelen comprender proporciones variables de plagioclasas intermedias (An_{35}) a veces algo zonadas, clinopiroxeno salítico-ferrosalítico y granate cálcico ($Alm_{58} Gros_{31} Pir_4 Esp_7$; VILLASECA, 1983), con presencias ocasionales en proporciones fundamentales de cuarzo, microclina y flogopita. La plagioclasa, clinopiroxeno y granate forman agregados granoblásticos, en ocasiones simplectíticos (plagioclasa-piroxeno), o con crecimientos no sincrónicos entre sí (hay granate localmente intersticial, en nidos de abeja).

Las para-anfibolitas son cuarzo-anfibolitas hornbléndicas con proporciones variables de plagioclasa, clinopiroxeno salítico y granate cálcico ($Alm_{53} Gros_{37} Pir_8 Esp_2$) y a veces feldespato potásico microclínico. En estos términos anfibólicos hemos encontrado en ocasiones aureolas simplectíticas de plagioclasa-anfibol alrededor del granate, lo que indica un cierto carácter metaestable del mismo así como del clinopiroxeno, que puede quedar incluido en la hornblenda, algo más tardía.

Los accesorios comunes a ambas litologías calcosilicatadas son apatito, circón, esfena, ilmenita y opacos indiferenciados. También pueden aparecer proporciones variables de minerales secundarios como actinolita, sericita, albita, clorita, clinzoisita, epidota y prehnita.

3.1.2. Rocas ígneas prehercínicas

3.1.2.1. *Metabasitas (7, 8)*

Inmersas en las bandas metasedimentarias de la Hoja aparecen lentejones de rocas anfibolíticas que han sido interpretadas como rocas ígneas toleíticas de edad precámbrica indefinida (VILLASECA, 1983), que se introdujeron en forma de sills.

Aunque el afloramiento mayor y más complejo de estos materiales, con bandeados centimétricos de facies básicas a ácidas, aparezca en el sector de las Navas de la Cuesta, existen otros apuntamientos de estas metabasitas en la banda metasedimentaria de Brieva-La Cuesta, así como en las bandas paraderivadas al sur de Collado Hermoso.

Estos cuerpos metabasíticos afloran como bandas discontinuas e incluso como lentejones entre paraneises pelíticos y semipelíticos, con los que presentan un contacto neto. No hemos encontrado contactos directos con los niveles metacarbonatados de estas formaciones. En el afloramiento principal de las Navas, VILLASECA (1983) distingue varias subfacies de neises anfibólicos, anfibolitas, mela-anfibolitas granatíferas y pegmatitoides anfibólicos, normalmente en bandeados texturales y composicionales complejos, que deben ser reflejo no sólo de fenómenos de segregación metamórfica, sino de variaciones litológicas originales del sill toleítico. La textura general de estas rocas varía de granoblástica más o menos equigranular, de grano fino-medio, a granonematoblástica en algunos tipos anfibolíticos en sentido estricto. La foliación y bandeoado apreciable es siempre concordante con las estructuras de $F_{1,2}$ visibles en los metasedimentos encajantes.

La composición de estas rocas varía desde tipos leucotonalíticos (neises anfibólicos) a tipos gabroideos (mela-anfibolitas granatíferas). Los ortoneises anfibólicos están formados por plagioclasa, cuarzo y anfíbol hornbléndico como fases principales. Presentan proporciones accesorias de feldespato potásico, granate, clinopiroxeno y biotita. Como término composicional extremo estarán, en tipos básicos, las mela-anfibolitas granatíferas (o granatitas anfibólicas) que se componen, fundamentalmente, de anfíbol, granate y clinopiroxeno, con proporciones prácticamente accesorias de cuarzo y plagioclasa.

Las fases accesorias comunes a todas estas ortoanfibolitas son apatito, circón, ilmenita, esfena, rutilo y opacos indiferenciados. Pueden aparecer en proporciones muy variables minerales tardíos, claramente retrometamórficos, como calcita, adularia, clorita, sericita y epidota.

La composición de las fases minerales principales varía con la facies litológica (VILLASECA, 1983). Así, desde los neises anfibólicos a las mela-anfibolitas, la plagioclasa pasa a oligoclasa (An_{28}), a andesina (An_{43}), la hornblenda de ferrohastingsita a magnesiohastingsita, el piroxeno de salita a ferroaugita algo sódica, y el granate de grosulárico (Alm_{51} $Gros_{37}$ Pir_9 Esp_3) a almandínico (Alm_{66} $Gros_{27}$ Pir_6 Esp_2).

Por otra parte, dentro de estas asociaciones minerales fundamentales es posible definir una cierta evolución mineral, mucho más precisa en los tipos más básicos de estas ortoanfibolitas. Así en las granatitas anfibólicas, de textura granoblástica inequigranular, es claramente perceptible el desarrollo de coronas quelíficas que, en grado variable, corroen y sustituyen al granate previo. Normalmente puede suponerse un carácter reaccional del granate y clinopiroxeno, que son las fases más antiguas visibles, para formar hornblenda y plagioclasa en crecimientos simplectíticos en forma de coronas. En ocasiones esta plagioclasa quelífica es la única fase feldespática visible en la metabasita. Se podrá definir una paragénesis residual de mayor presión, constituida por la asociación granate, clinopiroxeno algo sódico, ilmenita y rutilo, sustituida parcialmente por la paragénesis catazonal más somera de hornblenda, plagioclasa, clinopiroxeno, esfena y biotita ocasional, algo más tardía. Cuando la sustitución es total se pueden encontrar típicas anfibolitas granonematoblásticas de grano medio, en las que el granate y el clinopiroxeno algo sódico han sido sustituidos por

grandes cristales poiquiloblásticos de anfíbol. Este mineral, en intercrecimientos sim-
plectínicos con plagioclasa, puede conservar pseudomórficamente las secciones del
antiguo granate.

3.1.2.2. *Ortoneises glandulares mesocratos-melanocratos (9)*

Constituyen un tipo néisico bastante bien representado en la Hoja, donde alcan-
zan una entidad cartográfica considerable. Son dos los paquetes principales de estos
ortoneises, que discurren entre Brieva y Carrascal con una dirección SO-NE, y entre
Cubillo y Arahuetes, donde llegan a adoptar direcciones más subparalelas. En ellos
los neises no aparecen en afloramiento continuo, sino que alternan con niveles de
leuconesises, neises glandulares y metasedimentos, según una estructura monoclin
debida a las repeticiones que producen los pliegues de F_3 . Otras bandas menores de
ortoneises mesocratos-melanocratos se encuentran distribuidas por toda el área
metamórfica principal de la Hoja, así como en los pequeños macizos cristalinos que
afloran por debajo de los sedimentos mesozoicos y cenozoicos.

Los neises pertenecientes a este grupo se han descrito previamente, en este u
otros sectores, con diferentes denominaciones, entre las que cabe destacar las de
neises máficos (NAVIDAD y PEINADO, 1977), neises glandulares heterogéneos
(NAVIDAD, 1979), neises de la serie fémica heterogénea (BELLIDO *et al.*, 1981) y
neises subplagioclásticos (VILLASECA, 1983).

Los neises mesocratos-melanocratos son rocas con textura blastoporfídica de
carácter generalmente megaglandular. Su composición es más básica que la de los
tipos cuarzofeldespáticos más comunes, lo que se manifiesta en un menor contenido
en feldespato potásico y una mayor riqueza en plagioclasa, además de un carácter
biotítico de la matriz y de la presencia frecuente de cordierita y granate. Sus protolitos
debieron ser, por tanto, granitoides porfídicos de quimismo granodiorítico. La compo-
sición de todos los neises mesocratos-melanocratos distinguidos cartográficamente
no es homogénea, ya que existen variaciones considerables en su quimismo; no obs-
tante, siempre son más básicos que los otros tipos néisicos con que se relacionan, lo
que posibilita su separación.

Uno de los rasgos texturales más característicos de estos neises es su carácter
bimodal en cuanto al tamaño de las glándulas. Las glándulas más gruesas tienen una
longitud comprendida entre 3 y 7 cm, estando constituidas por cristales idiomorfos y
subidiomorfos de feldespato potásico, ya sea en individuos monocristalinos o macla-
dos. Las glándulas menores son, como las anteriores, de origen primario, aunque
algunas pueden tener una naturaleza blástica; estas glándulas están formadas por
cristales de feldespato potásico, plagioclasa o cuarzo.

En algunos sectores los ortoneises están afectados por una intensa deformación
heterogénea, atribuible al desarrollo de bandas de cizalla durante la segunda fase
hercínica de deformación. Las bandas de cizalla se localizan en dos sectores princi-
pales: entre Brieva y Carrascal, donde se identifican varias zonas de deformación
máxima en las que alternan ortoneises y metasedimentos, y en el ángulo SE del
mapa, en torno al cerro de Romalo Pelado. Cizallas menores afectando a los ortonei-
ses mesocratos-melanocratos también se encuentran entre los kilómetros 165 y 166
de la carretera N-110, y unos 2 km al oeste de Chavida, donde aflora una banda estre-
cha y poco continua de ortoneises milonitizados.

En las zonas de cizalla de F_2 los ortoneises aparecen como tipos miloníticos o,

más raramente, ultramiloníticos muy recrystalizados (blastomilonitas). Las glándulas feldespáticas se encuentran muy aplastadas y estiradas, disponiéndose en una matriz rica en biotita (y ocasionalmente en cordierita) que supone más del 50 % de la roca. Las glándulas alargadas definen una lineación de estiramiento, también reconocible por la orientación de los agregados de biotita y sillimanita de la matriz. Junto con las glándulas estiradas suelen aparecer otras que muestran evidencias de haber rotado. Los bordes de las glándulas están variablemente recrystalizados y suelen continuarse en sombras de presión de diversa longitud.

En algunos sectores de las zonas de cizalla se encuentran paquetes de ortoneises ultramiloníticos, cuya potencia no supera los 2-3 m (MACAYA, 1983; VILLASECA, 1983; MACAYA *et al.*, in press; ver también la memoria de la Hoja de Segovia). En estas zonas la matriz es muy rica en minerales ferromagnesianos (sobre todo en biotita) y supone más del 90 % de la roca. La presencia ocasional de glándulas feldespáticas fuertemente rotadas permite diferenciar a estos materiales de los metasedimentos esquistosos con los que suelen relacionarse. Varias de estas bandas han sido localizadas en el cauce del río Pirón (proximidades del Molino de Brieva), donde afloran en el seno de dos zonas de cizalla subparalelas de F_2 . En la mayoría de los casos, tanto las ultramilonitas como los neises miloníticos asociados muestran una mayor basicidad que los protolitos mesocratos-melanocratos de que proceden. Parece, por tanto, que algunos procesos geoquímicos ligados a las zonas de cizalla de F_2 podrán incrementar en ocasiones la basicidad de estas rocas.

En los neises mesocratos-melanocratos son frecuentes los enclaves xenolíticos, similares a los que se encuentran en los ortoneises glandulares más ácidos. Consisten en rocas microgranudas, metacarbonatadas, cuarcitas y paraneises pelíticos, que deben proceder de las series intruidas por los protolitos de los neises o tener una relación autolítica con los mismos (enclaves microgranudos). Junto a la localidad de Basardilla, los ortoneises contienen enclaves de metacuarcita afectados por una fábrica esquistosa discordante con la de los tipos glandulares, lo que parece sugerir que los protolitos graníticos atravesaron una serie metasedimentaria durante su intrusión.

La matriz de los ortoneises tiene una textura lepidoblástica o granolepidoblástica, desarrollando un bandeo tectónico con alternancia de lechos cuarzofeldespáticos y otros ricos en biotita y sillimanita. En los primeros dominan los cristales de oligoclasa y, en menor medida, de cuarzo, siendo más limitada la presencia de feldespato potásico. Las matrices de los neises más deformados tienen texturas blastomiloníticas, resultantes de la recrystalización de las fábricas miloníticas-ultramiloníticas desarrolladas al principio de F_2 . La recrystalización se produce al final de la misma etapa deformativa y, sobre todo, en momentos posteriores relacionados con el pico térmico metamórfico.

La mineralogía de los ortoneises está constituida por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, sillimanita, biotita, cordierita, granate y distena, siendo fases accesorias espinela, rutilo, circón, apatito, esfena, turmalina, piritita y opacos indiferenciados. El metamorfismo retrógrado da lugar a cantidades variables de clorita, moscovita y agregados pinníticos.

La biotita se encuentra en lepidoblastos orientados en la S_2 y también como cristales definiendo la foliación ligada al desarrollo de los pliegues de F_3 . La sillimanita también aparece orientada en la foliación néisica (tanto en S_2 como en S_3), ya sea en variedad fibrolítica o prismática. Durante el metamorfismo retrógrado la biotita es

reemplazada por clorita y rutilo sagenítico, mientras que el silicato aluminico lo es por mica blanca.

El feldespato potásico es un mineral que rara vez abunda en las matrices de los ortoneises. Se encuentra en cristales alotriomorfos o subidiomorfos que definen agregados subgranoblásticos con plagioclasa y cuarzo. Su proporción se reduce con el incremento de la deformación milonítica (como ya reconociera MACAYA, 1983), llegando a faltar en muchas de las bandas ultramiloníticas. Esta reducción va acompañada de un incremento en el contenido de biotita lepidoblástica. Lo contrario sucede con la cordierita, que es tanto más abundante cuanto más deformada y rica en biotita es la roca. El mineral se encuentra en cristales subidiomorfos que han crecido al final o después de F_2 , casi siempre bastante transformados a pinnita.

El granate aparece en cristales subidioblásticos o xenoblásticos, formados con anterioridad a la máxima deformación milonítica ligada a F_2 . Contiene inclusiones de cuarzo, opacos, circón y rutilo, que pueden definir una esquistosidad interna correspondiente a S_1 , o a una S_2 contemporánea con el crecimiento del mineral. Los cristales de granate han sido desestabilizados después de su crecimiento, durante la elevación térmica y descompresión que acompañan al pico metamórfico. Las transformaciones más importantes lo son a biotita, sillimanita, cordierita, plagioclasa, cuarzo y opacos; con menor frecuencia también es reemplazado por cordierita y espinela (VILLASECA, 1983). La proporción modal de granate aumenta considerablemente en los tipos néisicos deformados en las zonas de cizalla de F_2 .

La distena es un mineral poco abundante en los ortoneises mesocratos-melanocratos. Se encuentra en cristales muy pequeños (casi siempre menores de 0,2 mm) incluidos en plagioclasa o feldespato potásico. Su crecimiento debió producirse a la vez que el del granate, formando parte junto con aquél de la paragénesis metamórfica más antigua conservada en estas litologías.

3.1.2.3. *Ortoneises glandulares (10, 11)*

Junto con los ortoneises mesocratos-melanocratos son las litologías más abundantes en la Hoja. Presentan una gran variedad de facies, en función de la cantidad y tamaño de las glándulas, del contenido en biotita, del desarrollo de la foliación y del grado de migmatización. No obstante, los ortoneises incluidos dentro de este grupo proceden de protolitos más ácidos que los que fueron descritos para los mesocratos-melanocratos, correspondiendo a tipos adamelíticos y, en menor medida, graníticos. Los ortoneises glandulares han sido descritos en la bibliografía con diferentes denominaciones, entre las que cabe destacar las de ortoneises homogéneos, sálicos, monzoníticos, ácidos o metagraníticos en sentido amplio (ver BELLIDO *et al.*, 1981 y VILLASECA, 1983).

La edad precisa de los ortoneises glandulares es discutible, aunque en general se acepta su carácter intrusivo en las series prearenigienses con las que se relacionan especialmente. Así, VIALETTE *et al.* (1986, 1987) obtienen, mediante métodos de isócrona Rb-Sr, edades de intrusión comprendidas entre el Cámbrico superior y el Ordovícico inferior (500-470 m.a.) para facies néisicas similares a las que se encuentran en la Hoja, mientras que las edades obtenidas por U-Pb en circones varían entre 560 y 540 m.a. (BISCHOFF *et al.*, 1986).

Son rocas blastoporfídicas, generalmente mesoglandulares, en las que destacan

grandes cristales idiomorfos o subidiomorfos de ortosa bastante microclinizada. Los cristales de feldespato potásico muestran con frecuencia inclusiones internas orientadas reticularmente de biotita (texturas frasl), lo que evidencia su origen ígneo. Además de las grandes glándulas feldespáticas, los ortoneises contienen en ocasiones otras menores de plagioclasa y de cuarzo, para las que una naturaleza ígnea primaria puede ser también deducida; las primeras pueden conservar todavía restos de un zonado oscilatorio primario.

La matriz de los ortoneises es granolepidoblástica y muestra un bandeo grosero, debido a la alternancia de lechos ricos en biotita (y ocasionalmente en sillimanita) con otros más cuarzofeldespáticos. La fábrica bandeada define la foliación de los neises, que en el sector comprendido en la Hoja es resultado de la actuación de F_2 o de un efecto combinado de F_1 y F_2 . La tercera fase de deformación hercínica es responsable de numerosos pliegues que afectan a las estructuras planares previas, así como de una esquistosidad más dispersa definida por la reorientación y recristalización de biotita y sillimanita.

Los contactos entre ortoneises y metasedimentos parecen bastante netos. Los ortoneises glandulares deben proceder de protolitos graníticos intrusivos sobre los tramos paraderivados y también, posiblemente, sobre los ortoneises mesocratos-melanocratos, como parecen sugerir los enclaves todavía reconocibles en estas litologías. Estos enclaves son de tres tipos fundamentales (VILLASECA, 1983): microgranudos con texturas ígneas residuales (autolíticos), esquistosos de carácter pelítico semipelítico y metacarbonatados; a éstos hay que añadir los enclaves menos frecuentes de cuarcitas y de ortoneises glandulares, probablemente correspondientes a tipos mesocratos-melanocratos.

La migmatización que afecta a estas litologías es casi siempre muy importante. Las zonas más migmatizadas se distribuyen con bastante irregularidad por todo el sector ocupado por los ortoneises glandulares, pero quizá la mayor intensidad se alcance en los alrededores de Sotosalbos y en el ángulo suroriental de la Hoja. La migmatización llega a originar nebulitas variablemente glandulares, que por zonas resultan equivalentes a verdaderos granitoides heterogéneos muy contaminados. La desestructuración puede llegar a ser completa, resultando imposible reconocer la fábrica planar previa a la fusión parcial; este hecho sugiere que la migmatización más importante, en principio coincidente con el pico térmico que se registra en la zona, debe ser posterior a la tercera fase de deformación hercínica (F_3). Los tipos migmatíticos más comunes incluyen frecuentes nódulos estictolíticos (con cordierita y cuarzo como fases dominantes), que pueden aparecer tanto dispersos como arracimados o incluidos en venas leucocráticas delgadas y discordantes. También son comunes las migmatitas estromatíticas, flebiticas y agmatíticas (ver VILLASECA, 1983). En la cartografía, todos los tipos cuarzofeldespáticos muy migmatizados se han agrupado dentro del conjunto de ortoneises glandulares. Los neises mesocratos-melanocratos, de composición, más básica, se encuentran casi siempre menos afectados por la anatexia.

Los ortoneises glandulares contienen como minerales principales cuarzo, ortosa, plagioclasa y biotita, así como cantidades muy variables de sillimanita, cordierita y granate; ocasionalmente puede aparecer distena en las facies neísicas más deformadas, en las proximidades de las zonas de cizalla de F_2 . Los minerales accesorios están constituidos por túrmalina, circón, monacita, apatito, topacio y fases opacas; mientras que durante las etapas retrógradas, a presiones de fluidos en aumento, se

forman cantidades variables de moscovita-sericita, clorita, agregados pinníticos, epidota-clinozoisita, albita, microclina, esfena y rutilo sagenítico.

Cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa dan lugar en la matriz a agregados subgranoblásticos característicos, con bordes de granos variablemente suturados. El feldespato potásico estable durante el máximo termal fue una ortosa, que ha pasado después a microclina; sus cristales son subidiomorfos, con perfitas en venas y parches, maclado ocasional y frecuentes microinclusiones de cuarzo en gotas. La plagioclasa de la matriz es una oligoclasa (An_{20-30}), que puede presentar un débil zonado oscilatorio y unos rebordes albiticos frecuentes. Los cristales son generalmente subidiomorfos, con maclas polisintéticas bien definidas, antiperfitas ocasionales y bordes mirmequíticos. Los agregados en sinneusis de plagioclasas de mayor tamaño se interpretan como texturas ígneas originales; estos cristales pueden presentar inclusiones reticulares de sillimanita y micas.

Biotita lepidoblástica de composición eastonítica (VILLASECA, 1983) y sillimanita fibrolítica o, más raramente, prismática, son minerales que aparecen relacionados con la fábrica planar. El filosilicato incluye pequeños cristales de apatito y de circones con característicos halos pleocroicos; durante los episodios retrógrados es reemplazado por clorita y agregados sageníticos de rutilo. El silicato aluminico reacciona, a presiones de fluidos en aumento, para dar lugar a agregados sericíticos. Tanto biotita como sillimanita, presentes en la S_2 y en la S_3 , pueden acabar englobados en grandes blastos subidiomorfos de cordierita, cuyo crecimiento debe tener lugar por tanto al final o después de F_3 , durante los momentos de máxima migmatización. La cordierita puede aparecer en cristales dispersos en la matriz, o concentrada en nódulos estictolíticos subredondeados de hasta varios centímetros de diámetro; los nódulos contienen también cantidades importantes de cuarzo, así como proporciones más bajas (menores en conjunto del 20 %) de otras fases ferromangnesianas o leucocráticas (VILLASECA, 1983). Durante el metamorfismo retrógrado, la cordierita es reemplazada por agregados pinníticos, pudiendo producirse la pseudomorfosis completa de los cristales.

El granate es un mineral escaso en los ortoneises glandulares. Se encuentra en cristales xenoblásticos o subidioblásticos que pueden aparecer incluidos en plagioclasas o dispersos en la matriz del ortoneis. En general muestra síntomas claros de metaestabilidad, con transformaciones totales o parciales a biotita \pm sillimanita \pm cordierita \pm plagioclasa \pm cuarzo. Se trata de un mineral relicto de una etapa más antigua de presiones medias (pre a sin F_2), donde debió formar una paragénesis estable con distena.

3.1.2.4. *Leuconeises (12)*

Su extensión cartográfica es bastante reducida, ya que sólo se encuentran algunas bandas delgadas en el sector nororiental, en las proximidades de Arahetes, y un pequeño macizo de dimensiones algo mayores en torno a Carrascal. Cuerpos menores de leuconeises también aparecen ocasionalmente entre los ortoneises glandulares; la cartografía de estos afloramientos no se ha realizado por su pequeño tamaño y por la fuerte migmatización que impide precisar el trazado de los contactos.

Los leuconeises son rocas muy leucocráticas de grano medio a grueso y texturas granoblásticas o granolepidoblásticas, aunque las últimas alcanzan un peor desarro-

llo por el bajo contenido en biotita. Generalmente están desprovistos de glándulas fel-despáticas o éstas son muy poco abundantes, aunque algunos sectores del macizo de Carrascal contienen tipos leucocráticos mesoglandulares. La separación de los otros tipos de ortoneises resulta posible, por tanto, por dos razones fundamentales: 1, ausencia de glándulas o una menor densidad de las mismas; y 2, composición más ácida, compatible con un origen a partir de protolitos graníticos o leucograníticos.

Los leuconeises aparecen afectados por la misma historia tectonometamórfica que los tipos glandulares con los que se relacionan espacialmente y han sido datados con métodos Rb-Sr, dando una cronología absoluta análoga a la de los tipos glandulares (VIALETTE *et al.*, 1987).

Las leuconeises tienen una mineralogía fundamental constituida por cuarzo, ortosa y plagioclasa, pudiendo aparecer también cantidades variables de sillimanita, biotita y cordierita. Como minerales accesorios se encuentran granate, turmalina, apatito, circón, monacita, piritita y minerales opacos indiferenciados. El metamorfismo retrógrado da lugar a cantidades muy variables de moscovita-sericita, clorita, agregados pinníticos, albita, microlina y rutilo sagenítico.

El feldespató potásico es una ortosa que sufre una microclinización considerable durante los episodios retrógrados. Se encuentra en cristales alotriomorfos o subidiomorfos perfiticos, que dan lugar a mosaicos subgranoblásticos por intercrecimiento con cuarzo y plagioclasa. Esta es una oligoclasa (Ar₁₀₋₁₅) algo antiperítica y mirmekítica, con rebordes albíticos ocasionales y desarrollo variable del maclado polisintético.

La biotita es bastante escasa y define una foliación lepidoblástica imprecisa. Crece junto con sillimanita fibrosa que puede aparecer fuertemente reemplazada por una mica sericítica. Reemplazamientos intensos se observan también en los cristales ocasionales de cordierita, que presentan formas subidioblásticas y crecimiento relativamente tardío.

El granate es un mineral escaso, aunque no raro. Aparece en cristales xenoblásticos o subidioblásticos con claros síntomas de metaestabilidad, siendo reemplazado por una paragénesis progradada similar a la que fue descrita para el caso de los granates de los ortoneises glandulares. Su composición es rica en almandino y con contenidos menores de espesartina (Alm₈₉₋₉₀ Esp₅₋₁₇; VILLASECA, 1983)

En las bandas de leuconeises de la Hoja de Turégano no se ha encontrado distena, aunque la aparición ocasional de este silicato aluminico no puede descartarse. En la Hoja de Segovia (ver memoria de esta Hoja) ha sido encontrada en las matrices granoblásticas finas de los leuconeises miloníticos, donde se conserva como un mineral restítico de la etapa metamórfica de presión media anterior al pico térmico.

3.1.3. Rocas ígneas hercínicas

3.1.3.1. *Leucogranitos de dos micas deformados (Molino de San Medel) (5)*

Aparecen estos granitoides al oeste del pueblo de Bernuy de Porreros, en el borde S de la Hoja, en una extensión inferior a 1 km². Por el NO están limitados por el Cretácico flexionado; hacia el N y E penetran intrusivamente en los neises mesocratos del afloramiento de Bernuy-La Mata de Quintanar; por el S se prolongan algo en la Hoja

inmediata de Segovia; por el flanco O se relacionan con las facies más micáceas de las adamellititas del oeste de San Medel, que serán descritas a continuación.

Los leucogranitos predominantes son de grano medio a grueso, muy desagregables en las zonas de alteración superficial. En sectores están entremezclados de forma irregular con tipos de grano más fino, muy pobres en biotita. Las variedades aplíticas predominan hacia el oeste del afloramiento cerca de los contactos con las rocas metamórficas; en la zona cercana al contacto existen enclaves o «screens» de dimensiones decamétricas de los neises encajantes, poco transformados por la intrusión granítica. Esporádicamente, en las facies de grano fino, son visibles a simple vista granates de color rosado.

En los leucogranitos de grano medio a grueso no se han observado enclaves o xenolitos. En ellos son perceptibles, en el terreno, deformaciones y orientaciones minerales, a veces acentuadas. Aunque variables, las foliaciones, de carácter tectónico, están orientadas en general entre 100° y 120°, subhorizontales hacia el N.

Petrográficamente estos leucogranitos tienen en general mayor proporción de moscovita que de biotita, a veces cloritizada. La moscovita en muchas ocasiones se ha formado a expensas de la biotita y del feldespato potásico, a los cuales sustituye. Es por ello un mineral tardimagmático, aunque por su tendencia a la orientación puede suponerse que su formación es más o menos sincrónica con las deformaciones que han afectado a estos granitoides. De los feldespatos, la plagioclasa poco zonada (oligoclasa ácida, casi albita) es idiomorfa o subidiomorfa; el feldespato potásico es, en cambio, intersticial respecto a la plagioclasa y cuarzo y tiene escasas venas perfiticas.

Además de los accesorios usuales (citrón, ilmenita, algo de apatito) aparece granate en las facies aplitoides con cristales de pequeño tamaño (< 1 mm) idiomorfos y sin inclusiones. No tiene relaciones muy definidas con el resto de los minerales principales y parece de cristalización primaria. Por último, en algunos casos aparece también andalucita, en general incluida en cristales de moscovita.

Los efectos de la deformación, aparte de la tendencia a la orientación de los minerales micáceos, se manifiestan al microscopio por la elongación de los cristales de cuarzo y la granulación marginal de los cristales de cuarzo y de algunos de los feldespatos.

3.1.3.2. *Adamellititas deformadas (tipo San Medel) (4)*

En esta Hoja aparecen al oeste de los granitoides descritos en el apartado anterior, prolongándose hacia el S dentro de la Hoja de Segovia. Su extensión en la Hoja de Turégano es muy reducida, pues hacia el N quedan limitadas por el Cretácico flexionado y por el oeste están recubiertas transgresivamente por el Mioceno detrítico.

Son adamellititas de grano medio moderadamente biotíticas, en las que destacan esporádicamente feldespatos potásicos casi cuadrados de 1 a 2 cm. En ellas existen enclaves microgranulados (gabarros) escasos y, con más frecuencia, pequeños xenolitos de 1 a 2 cm de rocas metamórficas transformadas. También esporádicamente se han observado bandeados (schlieren) biotíticos y feldespáticos de orientaciones cambiantes.

En la zona más oriental de este afloramiento (especialmente en las inmediaciones de las ruinas de la iglesia de San Medel) de la roca de grano medio se pasa gradual-

mente a tipos de grano más fino ricos en biotita, en los que además son frecuentes enclaves microgranudos aún más melanocratos. Estas rocas más básicas (granodioríticas a tonalíticas) ocupan una posición marginal con respecto a los leucogranitos, situados más al E, no observándose con claridad las relaciones de contacto entre ambas unidades litológicas.

También se observan en estas adamellitas efectos deformativos, más acentuados en zonas de pequeñas cizallas de carácter sinistral orientadas en dirección cercana a los 90°. Las biotitas en todo el macizo están transformadas en agregados micáceos de grano fino.

Petrográficamente son rocas escasamente porfídicas con plagioclasa en proporción algo más alta que la del feldespato potásico, que es ortosa microclinizada con escasas venas perfiticas. La biotita en su mayor parte está formando agregados lepidoblásticos rodeando a los feldespatos o recristalizada en zonas de mayor deformación, donde también se observan granulaciones de cuarzo y feldespato.

La plagioclasa parece el primer componente en cristalizar; suele ser idiomorfa y con zonado oscilatorio normal. En cambio el feldespato potásico tiene carácter intersticial.

En estas adamellitas son frecuentes los minerales aluminicos (cordierita pinnitizada y andalucita). En parte pueden ser restos xenolíticos de las inclusiones metamórficas o sobremicáceas frecuentes en las adamellitas, aunque también es posible interpretar estos minerales como originados por efectos térmicos provocados por las adamellitas de tipo Segovia que afloran en la Hoja de Segovia, situada al sur.

3.1.3.3. *Granitos de dos micas turmaliníferos (tipo Torreiglesias) (6)*

Intercalados en las series metamórficas de la Hoja de Turégano aparecen numerosos cuerpos de granitoides leucocráticos de grano fino a medio, en general con moscovita en proporción mayor que la biotita (a veces inexistente) y con abundante turmalina y otros minerales ricos en volátiles. En muchas ocasiones pueden definirse como diques potentes subconcordantes con la esquistosidad regional, pero en otros casos, en las inmediaciones y al norte del pueblo de Torreiglesias, forman masas de geometría irregular con contactos discordantes con las rocas metamórficas entre las que se infiltran. En estas zonas dentro de la masa de aplitas quedan frecuentemente macroenclaves de roca metamórfica; de estos últimos en el plano geológico sólo se han dibujado los de mayor extensión. En ambos casos la penetración del material granítico en las rocas metamórficas se ha realizado pasivamente, en régimen distensivo. No son apreciables en el terreno, ni tampoco en observación microscópica, efectos térmicos en las rocas encajantes que puedan achacarse a un metamorfismo de contacto. Es muy probable que algunas de estas intrusiones graníticas sean múltiples, pues en varias zonas se han observado penetraciones intrusivas de carácter más filoniano en estas masas graníticas más extensas que tienen granulometría de mayor tamaño.

Las rocas que en la cartografía se han diferenciado como diques de aplitas es muy posible que correspondan a episodios más tardíos de estos granitoides leucocráticos, pues, aunque tienen un carácter filoniano bien evidente, son muy análogas composicionalmente, aunque en general más pobres en turmalina.

En los afloramientos estos leucogranitos son muy homogéneos, sin estructuras de orientación perceptibles o a lo más con algún bandeo muy tenue de carácter composicional en las zonas más inmediatas a las zonas de contacto con las rocas metamórficas. En general tienen diaclasados y fracturaciones póstumas, con alteración hidrotermal en las zonas inmediatas a las fracturas. En los afloramientos de carácter más filoniano es frecuente observar una zona más cataclástica en el sector de contacto con las rocas metamórficas.

Petrográficamente los granitos de este grupo, especialmente en las zonas de mayor extensión superficial, son rocas de grano fino a medio con textura aplítica, formadas por cuarzo, plagioclasa y feldespato potásico (más del 98 % en total). El mineral con mayor tendencia al idiomorfismo es la plagioclasa (oligoclasa ácida) débilmente maclada. El feldespato potásico es más alotriomorfo, con disposición intersticial; es una microclina escasamente peritizada a veces con reborde más albitico. En algunos casos se observa biotita (parcial o totalmente cloritizada). En estos casos esta mica aparece como mineral primario residual, siendo sustituida por moscovita más tardía que se forma a expensas de las biotitas y del feldespato potásico. Los cristales de moscovita son a veces relativamente grandes, incluyendo poiquilíticamente al resto de los componentes. En ocasiones también puede considerarse tardía la turmalina, mineral accesorio muy frecuente que aparece tanto en forma de pequeños prismas idiomorfos como en cristales alotriomorfos con bordes reaccionales o simplectíticos con el feldespato potásico. En estas rocas es frecuente, aunque no constante, la aparición de andalucita de color rosado pálido en pequeños cristales de hasta 1 mm de dimensión mayor.

Entre los accesorios, además del apatito, circón y opacos se encuentran esporádicamente topacio, fluorita y calcita en zonas intersticiales. Estos minerales, además de la frecuente turmalina, indican que estas rocas han pasado al final de la consolidación por un estado de carácter hidrotermal importante, que será responsable de la moscovitización tardimagmática perceptible en todas estas rocas.

3.1.4. Rocas filonianas

3.1.4.1. *Aplitas (2)*

Son abundantes en esta Hoja los diques de aplitas de dos micas orientados entre 30° y 60° muchas veces subparalelos con la dirección de esquistosidad principal aunque de trazo vertical. En el detalle se observa claramente su carácter filoniano y su discordancia con las estructuras metamórficas.

Composicionalmente son muy parecidos a los granitos de dos micas turmaliníferos del tipo de Torreiglesias, aunque parecen más tardíos ya que en algunas ocasiones se observan diques aplíticos cortando a los granitos de este grupo.

Las dimensiones de estos diques son muy variables. En el plano se han representado solamente los que tienen espesores decamétricos. Con frecuencia se observan en los contactos, e incluso en el interior del dique, fenómenos de cataclisis y fracturación de edad tardi o poshercínica.

En general son de textura aplítica, aunque en algún caso, como el situado al sur del vértice de las Hazas, tienen sectores de pegmatitas de grandes cristales y bandeos composicionales complejos.

Petrográficamente todos ellos son leucogranitos con más del 90 % de minerales claros. En general el feldespato potásico (microclina) predomina sobre la plagioclasa (oligoclasa ácida), pero en algunos casos aparecen los dos feldespatos en proporciones análogas. La biotita con mucha frecuencia está reemplazada por micas verdosas de menor temperatura o transformada en clorita. La moscovita es en general más abundante que la biotita, forma láminas que crecen a partir del feldespato potásico o de la biotita, por lo que puede considerarse de crecimiento tardío u originada por procesos autometasomáticos. Es muy frecuente, aunque hay diques en donde no aparece, la turmalina con pleocroísmo pardo verdoso; este mineral aparece en general como prismas idomórficos o en cristales irregulares que en parte sustituyen al feldespato potásico previo. En varios diques se han observado cristales de andalucita, en parte sustituidos por moscovita, y con frecuencia agregados pinníticos de clorita y moscovita que pudieran proceder de antiguas cordieritas.

Los accesorios más frecuentes son apatito, circón y opacos. Entre los minerales secundarios, además de la clorita y sericita, aparecen esporádicamente prehnita, leucoxeno, rutilo y calcita.

Alguno de los diques representados en el plano pudieran corresponder a episodios filonianos relativamente tempranos, pues se observan en ellos deformaciones tectónicas con granulación de cuarzo y plagioclasa y reorientación parcial de minerales micáceos.

3.1.4.2. *Pórfidos graníticos (1)*

Son muy raras las rocas filonianas porfídicas en la Hoja de Turégano. El único dique de dimensiones significativas encontrado está situado al norte del pueblo de Bernuy de Porreros. Se trata de un dique de hasta 20 m de espesor orientado N 45° E e inclinado hacia el E, en el que destacan pequeños fenocristales de cuarzo y feldespato dentro de una matriz de grano muy fino. El dique está afectado por una esquistosidad interna orientada N 20° E con buzamiento de 45° al E, diferente de la de los neises encajantes. Al microscopio se observa una recristalización de los antiguos fenocristales de cuarzo y feldespatos en agregados policristalinos algo estirados, así como una orientación metamórfica de la matriz. La biotita es muy escasa y está sustituida por moscovita. Como accesorios aparece granate y algo de turmalina.

3.1.4.3. *Cuarzo (3)*

Los diques o lentejones de cuarzo no son muy abundantes en esta Hoja. Los de mayor potencia, aunque tienen considerables variaciones de espesor, están situados al norte de La Cuesta y en las proximidades del contacto tectónico entre las rocas cristalinas y el Cretácico situado al sur de Caballar. Las direcciones más frecuentes son las del primer cuadrante. También aparecen lentejones de cuarzo jalonando una fractura que pasa por el vértice Guijo, al NE de Torrecaballeros, y en la zona al norte de Bernuy de Porreros.

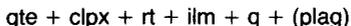
En general, el cuarzo de los diques es microcristalino y lechoso, aunque los lentejones de mayor potencia aparecen repetidamente fracturados y brechificados con crecimiento de cuarzos idiomorfos de mayor tamaño.

3.2. CARACTERISTICAS DEL METAMORFISMO REGIONAL

Las series metamórficas de la Hoja de Turégano, que comprenden los abundantes ortoneises prehercínicos y las desmembradas bandas metasedimentarias de probable edad precámbrica, han sufrido con rigor la orogenia colisional hercínica que en este sector alcanza condiciones de alto grado metamórfico, llegándose a una migmatización local importante. No cabe duda de que la intrusión masiva de metagranitoides entre el Cámbrico y el Ordovícico inferior debe responder a un ciclo orogénico previo (VIALETTE *et al.*, 1986), del que sólo se conservarán discutibles rasgos estructurales, recrystalizados completamente por la orogénesis del Paleozoico superior. Estas fábricas prehercínicas podrían ser los enclaves girados de metasedimentos en ortoneises glandulares mesocratos, o la conservación de paleocorneanas pelíticas ligadas a la intrusión de los granitoides. Pero fases minerales prehercínicas no se han encontrado en la Hoja; sólo hay citas de tipos granulíticos, probablemente prehercínicos, en el área de El Espinar (Memoria Hoja 507).

La orogenia hercínica se resuelve en una serie de fases tectónicas sinmetamórficas sucesivas con tres grandes períodos de blastesis mineral (FUSTER *et al.*, 1974; LOPEZ RUIZ *et al.*, 1975; BELLIDO *et al.*, 1981; VILLASECA, 1983). Sólo en algunos tipos litológicos es posible encontrar minerales de las distintas etapas metamórficas, denominadas M_1 , M_2 y M_3 , siendo lo más frecuente encontrar rocas que muestran únicamente la paragénesis de alto grado metamórfico (M_2).

En litologías cuarzofeldespáticas o pelíticas, los minerales metamórficos más antiguos, encontrados normalmente como fases metaestables, son granate rico en almandino y distena. En litologías metablásticas y en algunos tipos calcosilicatados se encuentran granate rico en almandino y clinopiroxeno, ocasionalmente algo sódico. Las paragénesis probables del metamorfismo M_1 en ambos grupos litológicos podrían ser, respectivamente:

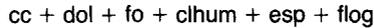
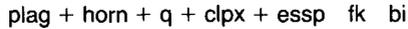
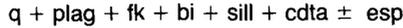


En ambos casos se encierran en paréntesis minerales probables, bien porque hayan aparecido en sectores próximos (caso de la estaurolita relicta en metasedimentos equivalentes de las Hojas de Segovia y de El Espinar), bien porque sean minerales compatibles con el equilibrio termodinámico de esta etapa inicial del metamorfismo hercínico. En el caso de litologías calcodolomíticas (mármoles) no es posible definir la naturaleza de la paragénesis inicial, ya que no han quedado vestigios de la misma.

Las condiciones termodinámicas más probables para M_1 son de grado medio y presión intermedia, en facies de anfibolitas y afinidad barroviense; los valores termobáricos a los que tuvo lugar son 650-680° C y 708 Kbs (VILLASECA, 1983). Esta etapa metamórfica coincide con el desarrollo de la deformación tangencial hercínica más intensa (F_1 y parte de F_2 ; ver Fig. 2).

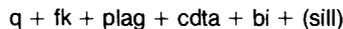
Los minerales metamórficos más significativos que forman parte de la paragénesis catazonal (M_2) son los siguientes; en litologías cuarzofeldespáticas o pelíticas: feldespato potásico, cordierita, biotita, sillimanita y espinela; en rocas metabásicas y

tipos calcosilicatados: plagioclasa, hornblenda, clinopiroxeno dióxido-hedembergita, biotita y esfena; finalmente, en rocas calcodolomíticas los minerales de M_2 representan la paragénesis principal del mármol. Abreviadamente, las principales paragénesis de M_2 pueden considerarse constituidas por los siguientes minerales:

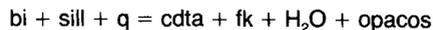


Estas paragénesis corresponden a condiciones de alto grado metamórfico y baja presión, en facies de las anfíbolitas y habiendo sido superada la isograda de destrucción de la moscovita (zona del feldespato potásico). De acuerdo con los datos actualmente existentes, no se alcanzan condiciones propias de la facies de las granulitas, como ha sido sugerido por diferentes autores para las zonas centrales del Guadarrama (BARD *et al.*, 1970; CASQUET y NAVIDAD, 1985). Los valores termobáricos más probables de M_2 se sitúan próximos a los 710° C y a 4 Kb de presión (VILLASECA, 1983).

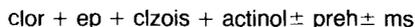
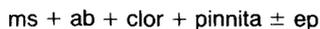
M_2 coincide con los momentos finales de F_2 y con toda la F_3 , prolongándose en el tiempo hasta después de esta etapa deformativa. La migmatización más intensa, atribuye en principio al pico térmico, oblitera todas las estructuras penetrativas existentes en las litologías cuarzofeldespáticas, por lo que su edad post- F_3 parece fuera de toda duda (Fig. 2). La migmatización generada durante F_3 (o incluso al final de F_2) subsiste hasta etapas post- F_3 , cuando aparece como leucosomas estictolíticos a favor o no de microzallas subverticales tardías. Las migmatitas son estructuralmente muy variables, existiendo desde tipos estromatíticos, flebíticos y estictolíticos, frecuentes en toda la Hoja, hasta tipos nebulíticos, importantes en los sectores de Sotosalbos y en la zona montañosa de las Majadillas. Todas las migmatitas tienen paragénesis de baja presión del tipo:

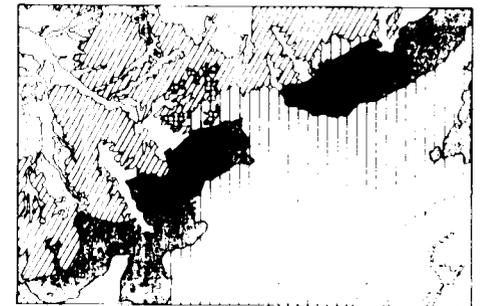
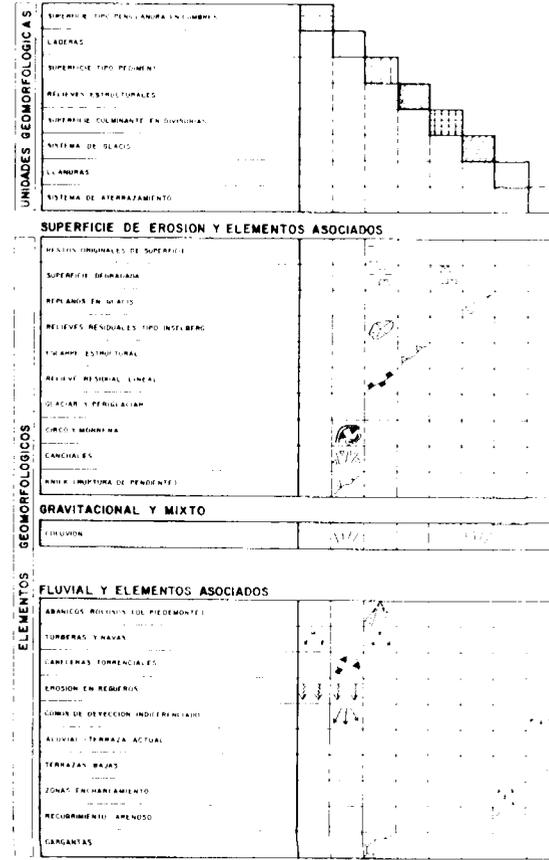


La cordierita se genera a partir de reacciones del tipo:



de forma que la sillimanita, el reactante más escaso, puede permanecer residual en forma de inclusiones en la cordierita o en algún feldespato. Finalmente, todas las rocas metamórficas migmatíticas quedan parcialmente transformadas por minerales retrógrados de M_3 , que definen paragénesis del tipo:





UNIDADES GEOMORFOLOGICAS

AL TOME: J. D. CENTENO, P. FERRAZ, J. M. A. GARCIA, J. BARRAL

M₃ representa una recristalización en condiciones de bajo grado metamórfico, en facies de los esquistos verdes de baja presión. Estas transformaciones post-F₃ van ligadas a las etapas descompresivas del orógeno sometido a erosión progresiva, alcanzándose un mayor desarrollo de las mismas en aquellas zonas donde es más intensa la penetración de fluidos hidrotermales (Fig. 2).

3.3. GEOQUIMICA

3.3.1. Rocas metamórficas paraderivadas

Se dispone de dos análisis químicos (Tabla 1, n.º 9.020 y 9.021) de rocas esquistosas paraderivadas. La primera es una roca moderadamente silíceas, ya que no superan en mucho el 15 % de cuarzo normativo. Ambas son acentuadamente peraluminicas con contenidos en corindón normativo, cercanos o superiores al 10 %. Las relaciones altas de Or/Ab indican que los protolitos iniciales de estos pareneises fueron rocas muy arcillosas, probablemente depositadas en un ambiente reductor, pues la relación FeO/Fe₂O₃ real es muy elevada en ambos casos. En cuanto a elementos traza, es característico el contenido alto en Ba (cercano a 1.000 ppm) junto con relaciones Rb/Sr cercanas a la unidad para tasas del orden de 100 ppm para ambos elementos.

3.3.2. Rocas metamórficas ortoderivadas

Ortoanfibolitas

En la Tabla 1 se han tabulado siete análisis químicos de anfíbolitas de ascendencia ígnea (VILLASECA, 1983) que intruyen las bandas metasedimentarias de la Hoja de Turégano. Los cinco primeros análisis corresponden a la banda de Brieva-La Cuesta; los números 9.068 y 9.512 corresponden a rocas del mismo tipo en el sector al sur de Collado Hermoso, completando la serie estudiada por aquel autor.

Tanto en los datos analíticos, como en las normas correspondientes, se pone de manifiesto que en estos cuerpos ígneos coexisten rocas de muy distinta basicidad, desde tipos subsaturados o saturados, con hasta el 10 % de olivino potencial, hasta tipos claramente sobresaturados que llegan a alcanzar más del 30 % de sílice libre; son en cambio, relativamente escasos los tipos intermedios. Los primeros corresponden claramente a toleítas olivínicas o ligeramente cuárcicas, mientras que los segundos tienen evidentes afinidades trondjemíticas. El carácter toleítico de toda la serie está bien expresado en el diagrama AFM (Fig. 3), como ya se puso de manifiesto por VILLASECA en 1983. Son también característicos los contenidos muy bajos en K₂O, no sólo en los términos básicos, sino también en las rocas más diferenciadas.

Aunque volumétricamente poco importantes, estas rocas son interesantes desde el punto de vista de la evolución magmática del Sistema Central español, pues por aparecer intruyendo únicamente a las rocas metasedimentarias de probable edad Precámbrica, y nunca hasta ahora en los ortoneises posteriores, se puede admitir que son más antiguas que éstos y que se generaron en un ambiente geodinámico distensivo previo al régimen colisional en el que se formaron las series calcoalcalinas.

En cuanto a su contenido en elementos traza (Fig. 4) se caracterizan por contenidos bajos o muy bajos de Rb y relativamente altos en Sr, como es usual en las rocas ígneas básicas o intermedias, procedentes de la diferenciación de magmas basálticos.

Ortoneises mesocratos

En la Tabla 2, las seis primeras columnas corresponden a neises glandulares incluidos en el grupo mesocrato y las seis últimas a ortonseises glandulares normales.

Como ya se ha puesto de manifiesto en otros sectores del Sistema Central español (ver por ejemplo Hoja de Segovia n.º 18-19) los neises mesocratos se caracterizan geoquímicamente por ser relativamente (con respecto a los ortonseises glandulares) poco silíceos, lo que se refleja en contenidos de cuarzo normativo inferiores al 30 %; tienen también relaciones Or/Ab en general cercanas a la unidad y un contenido en hiperstena (reflejo de su contenido en mica) relativamente alto, a veces superior al 10 %. También es característico en este grupo de rocas su franco carácter peraluminico, en algunos casos comparable al de rocas metamórficas paraderivadas.

Dentro de este grupo la roca número 9.166, representativa de los neises glandulares situados en el borde septentrional de la Hoja, destaca de los demás por su contenido elevado en K_2O y por su proporción de corindón normativo más bajo de lo normal; estas desviaciones pueden deberse a su riqueza elevada en megacrístales de ortosa en los neises de estos afloramientos. Esta roca también es diferente en cuanto al contenido en elementos menores; mientras que en los demás neises mesocratos la proporción de Ba es elevada (entre 400 y más 1.000 ppm) en este caso el Ba es menor de 50 ppm. También es más rica en Rb y más pobre en Sr que en las otras rocas del grupo.

Ortoneises glandulares

Estas rocas, que son el tipo más frecuente en esta Hoja y en el resto de las áreas metamórficas del Sistema Central, repiten (Tabla 2) las características geoquímicas correspondientes a rocas de ascendencia metagranítica: contenidos en SiO_2 elevados cercanos o algo superiores al 70 % (Q normativo > 30 %); relaciones Or/Ab en general superiores a 1 y contenidos en ferromagnesianos bajos (HY < 7 %). Son también, rocas peraluminicas, aunque el contenido en corindón normativo es siempre menor del 4 %.

La roca 9.015 difiere algo del conjunto antes descrito. Es una banda decimétrica de grano fino, con escasas glándulas dispersas, incluida en ortonseises glandulares en las inmediaciones de Carrascal. Tiene un contenido en K_2O exagerado y una proporción baja de C; podría ser un antiguo dique posterior a los ortonseises glandulares, incluso, a los leuconseises inmediatos.

Leuconseises

Este tipo litológico (Tabla 3) es, desde el punto de vista geoquímico, una continuación del grupo de los ortonseises glandulares descritos anteriormente. Algunos tipos (por ejemplo 9.017 y 9.018) son en todo análogos a las variedades glandulares, lo que

permite afirmar que en algunos casos las diferencias entre los dos grupos son puramente texturales (presencia o ausencia de glándulas) dentro de una misma composición global. En otros casos (n.^{os} 9.019 y 9.202) son rocas más evolucionadas o diferenciadas, con contenidos en sílice y cuarzo potencial altos y proporciones en An muy bajos. En cualquier caso son rocas de clara composición leucogranítica.

Fenómenos de migmatización

En este sector del Sistema Central los ortoneises de distintos tipos experimentaron, al final del metamorfismo, procesos de migmatización generalizados, que se reflejan estructuralmente en la difuminación o pérdida de las antiguas foliaciones metamórficas hasta llegar a originar nebulitas, o en la segregación de zonas metatéticas aplitoides con concentración de ferromagnesianos en nódulos discretos con cordierita.

Los análisis n.^{os} 9.004 y 9.005 (Tabla 3) corresponden a tipos nebulíticos cercanos a Sotosalbos; los tres restantes análisis de este grupo corresponden a otras localidades. Los datos analíticos y las normas correspondientes ponen de manifiesto que no existen diferencias significativas ni sistemáticas entre los neises migmatizados y los ortoneises glandulares de los que proceden, lo que significa que este proceso de migmatización es fundamentalmente un proceso isoquímico. Quizá el pequeño aumento del carácter peraluminico pudiera deberse más que a aportes de este elemento a pérdida de feldespato potásico que pudiera concentrarse en las zonas metatéticas aplitoides.

Caracteres geoquímicos generales de los ortoneises

Si se consideran conjuntamente todas las rocas néisicas cuarzo-feldespáticas de esta Hoja, se deduce que aunque cada grupo tiene sus propias particularidades, las tendencias de variación de cada grupo se imbrican dentro de un esquema de variación univariante. Por ejemplo, en el diagrama Ba-Rb-Sr (Fig. 4) todas se proyectan en una banda con contenidos relativos de Sr inferiores al 20 por 100 en la que se escalonan sucesivamente los neises mesocratos, los ortoneises glandulares y los leuconeises con disminución progresiva de la relación Ba/Rb. En el diagrama A-B de DE LA ROCHE (Fig. 5) aunque existen algunas dispersiones puntuales la mayor parte de las rocas metamórficas ortoderivadas dibujan una banda diagonal característica de asociaciones graníticas aluminosas. También en el diagrama R_1 - R_2 (Fig. 6) todas las rocas se proyectan agrupadas en el sector de los granitoides colisionales de BATCHELOR y BOWDEN (1985) con valores R_2 por debajo de 500 y valores R_1 entre 2.000 y 3.000; solamente los neises mesocratos y algunos migmatizados superan algo el valor 500 de R_2 .

3.3.3. Granitoides hercínicos

Están muy escasamente representados en la Hoja. Del granito de dos micas de las proximidades de Bernuy, que se prolonga hacia la Hoja inmediata de Segovia (18-19) existe un análisis (9.017; Tabla 3). Es un leucogranito peraluminico análogo al mencionado en aquella memoria con una relación Or/Ab muy baja.

Los granitos de dos micas de Torreiglesias (9.001, 9.003 y 9.002) son también rocas muy leucocráticas y peraluminicas aunque con una relación Or/Ab más cercana a la unidad.

En la Fig. 4 estos granitos se proyectan en el campo de los granitoides muy diferenciados con contenidos relativos de Rb muy elevados.

En el diagrama A-B (Fig. 5) todos quedan dentro del campo muy leucocrático, aunque con índices aluminicos bastante variables. En la Fig. 6 también quedan proyectados en el campo de los granitos colisionales.

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 igneos que hoy se observan en los materiales precámbrico-paleozoicos. La intensidad de la deformación y del metamorfismo asociados a ella impiden reconocer la posible existencia de deformaciones anteriores en los materiales metasedimentarios de la región.

4.1. OROGENIA HERCINICA

Se ha reconocido en la región la existencia de tres fases principales de deformación, dos, posteriores, de replegamiento sueve y dos de fracturación tardihercínica.

Las tres primeras fases de deformación sólo afectan a las rocas metamórficas orto y paraderivadas representadas en la región, mientras que las rocas graníticas sólo están afectadas por las últimas.

La tercera y cuarta fases generan estructuras de replegamiento, asociadas en las cuales se observan, frecuentemente en la tercera y ocasionalmente en la cuarta, crenulación y esquistosidad de crenulación. Simultáneamente con éstas, tiene lugar el comienzo de la fracturación tardihercínica.

4.1.1. Primera fase de deformación (D₁)

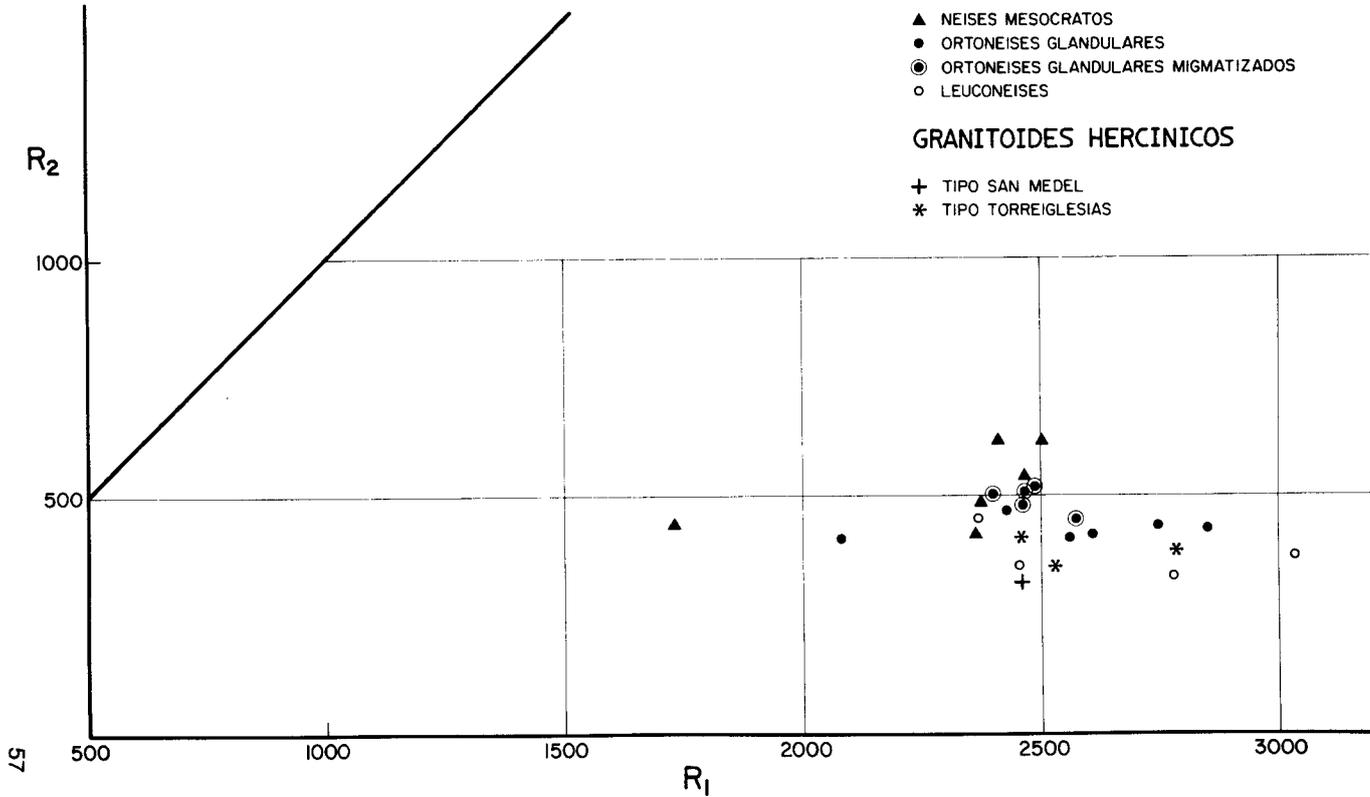
Durante el transcurso de D₁ se produce una deformación penetrativa continua que afecta a la totalidad de las rocas metamórficas existentes, en un régimen de deformación

ROCAS METAMORFICAS
ORTODERIVADAS

- ▲ NEISES MESOCRATOS
- ORTONEISES GLANDULARES
- ⊙ ORTONEISES GLANDULARES MIGMATIZADOS
- LEUCONEISES

GRANITOIDES HERCINICOS

- + TIPO SAN MEDEL
- * TIPO TORREIGLESIAS



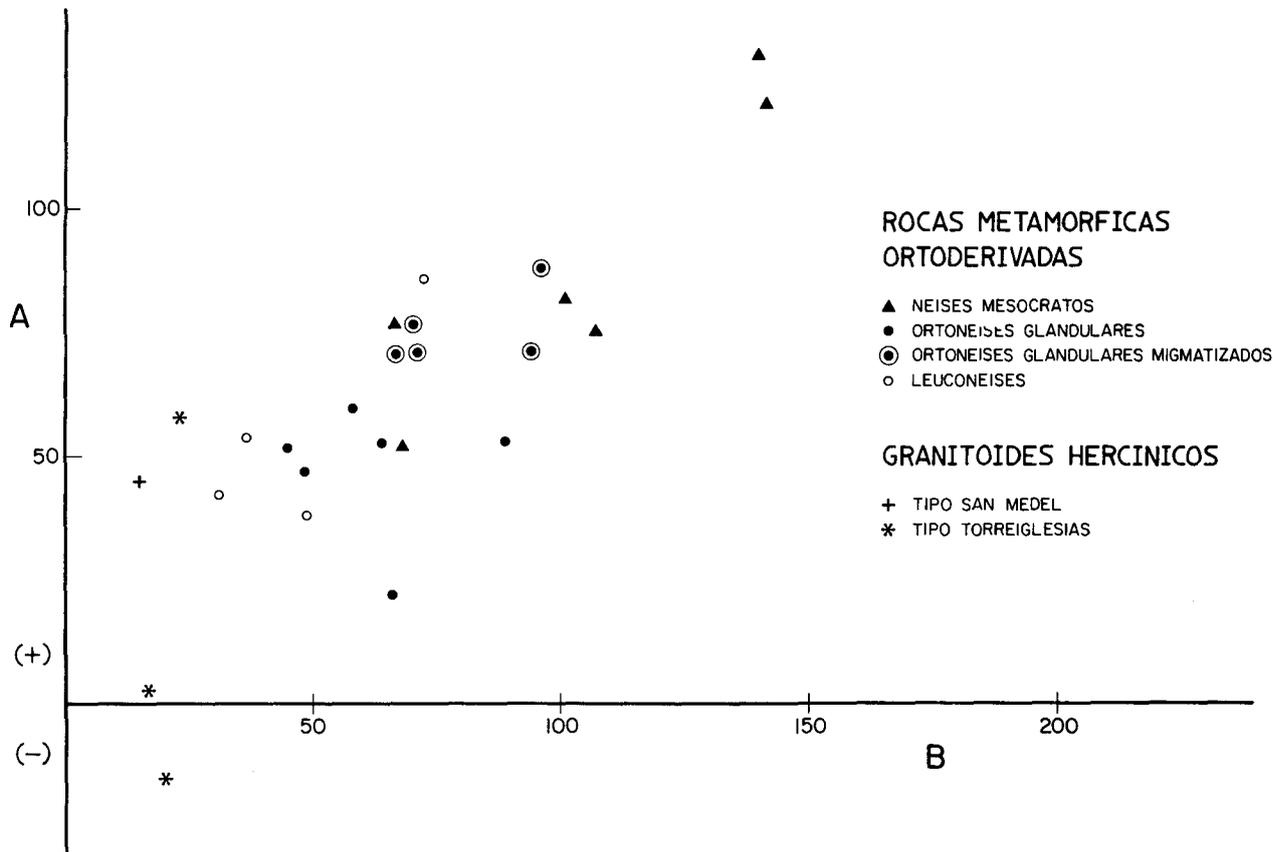


Fig. 4

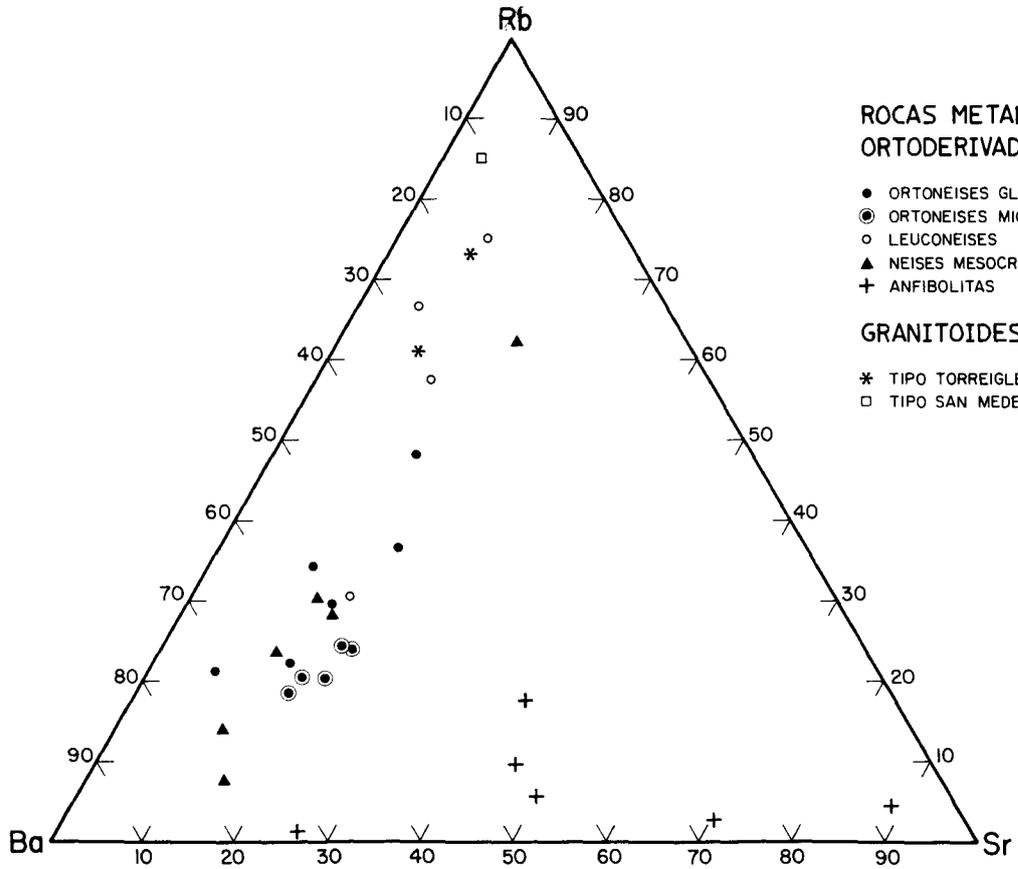
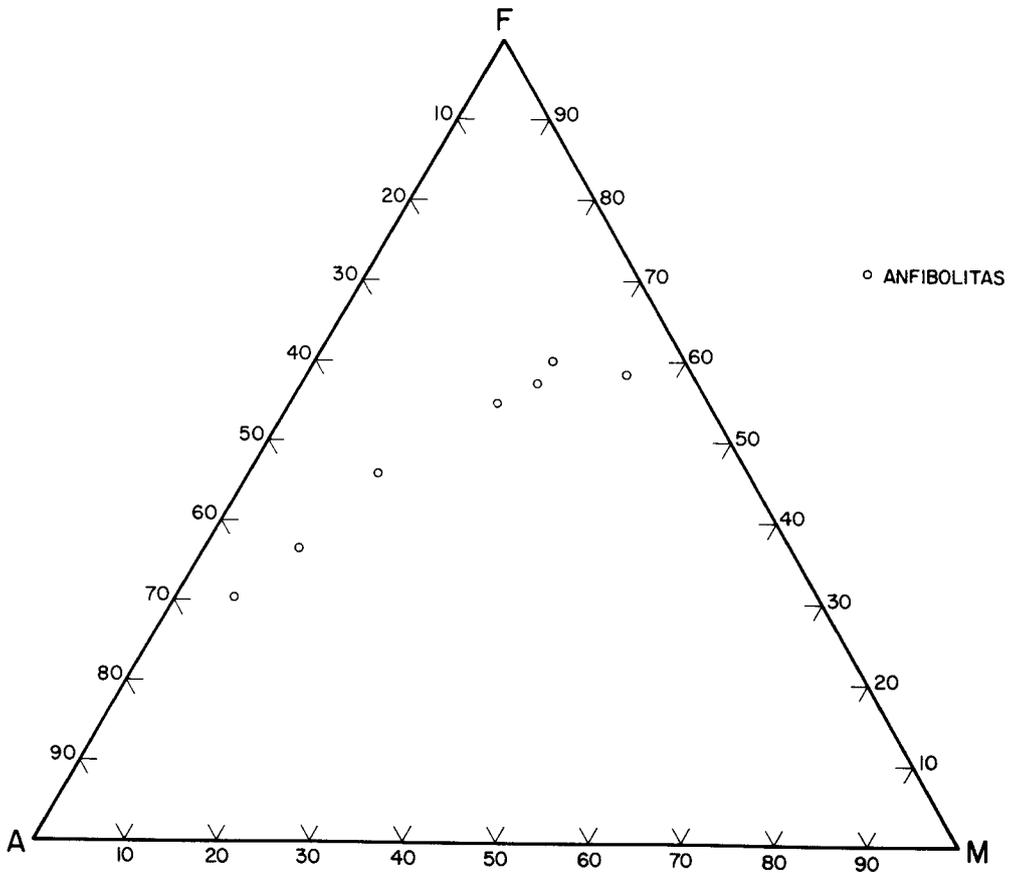


Fig. 6



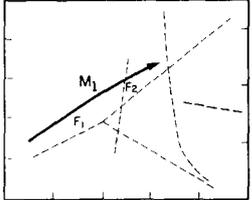
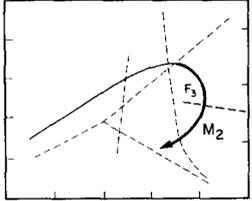
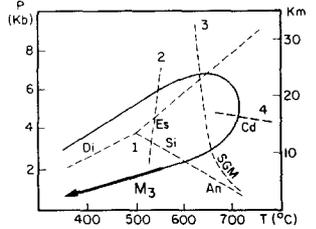
DEFORMACION		METAMORFISMO	RÉGIMEN CORTICAL	TRAYECTORIA P,T,t
F ₁	Pliegues tumbados y primera esquistosidad. Vergencia al E. Poco reconocible por la superposición posterior.	M ₁ Facies de las anfibolitas almandínicas (grado creciente hasta T media). Media P/T.	Compresión y metamorfismo progrado. Fuerte engrosamiento cortical (homogéneo). Régimen colisional.	
	F ₂			
F ₃	Pliegues retrovergentes con foliación de plano axial (fábrica planar localmente dominante).	M ₂ Facies de las anfibolitas almandínicas (alta T) Comienzo de la migmatización.	Comienzo de la descompresión y metamorfismo progrado. Régimen colisional en ambiente intracontinental Máxima termal y fuerte anatexis desde niveles mesocorticales.	
POST F ₃	Zonas de cizalla subverticales.	Migmatización generalizada. Baja P/T.	Descompresión y metamorfismo retrogrado. Erosión del edificio estructural. Deformaciones poco importantes. Tectónica extensional	
	Pliegues radiales y longitudinales postesquistosos (verticalizados). Fracturación frágil.	M ₃ Facies de los esquistos verdes (baja P/T) y grados menores. Metamorfismo de contacto local.		

TABLA 1

	9020	9021	9023	9022	9068	9512	9024	9025	9026
SiO ₂	59.70	62.14	48.60	49.50	50.93	51.79	65.37	69.29	72.77
Al ₂ O ₃	19.58	19.66	14.73	13.59	13.43	14.14	14.10	14.36	14.36
Fe ₂ O ₃	0.44	1.00	1.56	2.79	14.01	12.55	2.12	1.40	0.91
FeO	6.11	5.48	10.64	10.16	—	—	4.54	2.90	2.07
MnO	0.12	0.08	0.22	0.27	0.23	0.22	0.09	0.06	0.03
MgO	3.14	2.26	4.88	7.52	5.43	6.42	1.92	1.21	0.62
CaO	0.46	0.66	8.13	10.53	10.64	10.50	4.93	3.80	2.43
Na ₂ O	2.98	1.46	3.53	1.27	2.94	1.70	5.10	4.72	5.49
K ₂ O	5.10	3.18	1.46	0.24	0.05	0.31	0.46	1.38	0.51
TiO ₂	0.87	0.89	2.89	2.22	1.94	1.93	1.40	0.59	0.43
P ₂ O ₅	0.34	0.16	0.64	0.26	0.12	0.25	0.25	0.12	0.06
H ₂ O ⁺	1.64	2.44	1.50	1.23	0.39	0.46	0.52	0.32	0.40
Norma C.I.P.W.									
	9020	9021	9023	9022	9068	9512	9024	9025	9026
Q	15.3	33.7	—	5.9	2.6	7.9	20.0	25.6	31.4
Or	30.1	18.8	8.6	1.4	0.3	1.8	2.7	8.2	3.0
Ab	24.2	12.4	29.9	10.7	24.9	14.4	43.1	39.9	46.4
An	6.1	2.2	20.0	30.7	23.3	30.0	14.2	13.9	11.7
Dy	—	—	17.4	16.3	23.8	16.8	7.2	3.5	—
Hy	15.6	13.1	2.2	25.0	16.3	20.5	7.9	6.1	4.9
Ol	—	—	10.0	—	—	—	—	—	—
Mt	1.7	1.7	5.5	4.2	3.7	3.7	2.7	1.1	0.8
Il	1.7	1.7	5.5	4.2	3.7	3.7	2.7	1.1	0.8
Ap	0.8	0.4	1.5	0.6	0.3	0.6	0.6	0.3	0.1
C	9.3	13.0	—	—	—	—	—	—	0.5

Rocas metamórficas paraderivadas: 9020, 9021.

Ortoanfibolitas: 9023, 9022, 9068, 9512, 9024, 9025, 9026.

TABLA 2

	9011	9012	9166	9503	9013	9016	9015	9209	9100	9009	9010	9014
SiO ₂	64.85	65.60	67.25	68.13	69.30	70.20	70.32	69.74	71.98	72.61	72.90	72.95
Al ₂ O ₃	16.83	17.40	16.30	15.69	15.47	15.47	14.41	14.61	14.50	14.32	14.13	14.28
Fe ₂ O ₃	0.52	0.61	3.05	4.90	0.09	0.97	1.15	4.06	2.76	0.46	0.32	0.30
FeO	5.04	3.66	—	—	3.24	2.09	2.03	—	—	1.58	1.60	1.51
MnO	0.08	0.05	0.03	0.05	0.04	0.03	0.02	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03
MgO	2.22	0.98	1.08	1.29	2.22	0.88	0.74	1.30	0.82	0.73	1.01	0.71
CaO	1.63	1.20	0.68	1.12	1.20	0.66	0.89	1.15	0.89	0.88	0.99	1.13
Na ₂ O	2.47	2.85	3.69	2.66	3.28	3.10	3.19	3.25	2.74	2.71	2.36	2.57
K ₂ O	3.30	3.51	5.80	4.65	3.72	4.82	5.90	4.08	4.89	5.36	4.76	4.88
TiO ₂	0.85	0.61	0.25	0.60	0.51	0.33	0.45	0.50	0.26	0.20	0.20	0.27
P ₂ O ₅	0.17	0.26	0.14	0.18	0.32	0.20	0.24	0.19	0.18	0.25	0.19	0.14
H ₂ O ⁺	1.80	1.65	1.86	0.92	1.05	1.10	0.79	1.27	0.95	0.83	1.12	0.77
Norma C.I.P.W.												
	9011	9012	9166	9503	9013	9016	9015	9209	9100	9009	9010	9014
Q	28.6	27.1	19.4	28.7	29.3	29.9	25.2	29.4	33.3	32.9	36.8	35.3
Or	19.5	20.7	34.3	27.5	22.0	28.5	34.8	24.1	28.9	31.7	28.1	28.8
Ab	20.9	24.1	31.2	22.5	27.8	26.2	27.0	27.5	23.2	22.9	20.0	21.7
An	7.0	4.3	2.5	4.4	3.9	2.0	2.8	4.5	3.2	2.7	3.7	4.7
Hy	11.9	12.3	6.1	8.4	9.3	5.8	5.4	7.5	5.1	4.3	4.9	3.8
Mt	1.5	1.1	0.7	1.2	0.9	0.8	0.8	1.0	0.7	0.5	0.5	0.5
Il	1.6	1.2	0.5	1.1	1.0	0.6	0.9	0.9	0.5	0.4	0.4	0.5
Ap	0.4	0.6	0.3	0.4	0.7	0.5	0.6	0.4	0.4	0.6	0.4	0.3
C	6.6	7.4	3.1	4.7	4.6	4.4	1.7	3.2	3.5	3.1	3.8	3.1

Ortoneises mesocratos: 9011, 9012, 9066, 9503, 9013, 9016.

Ortoneises glandulares: 9015, 9209, 9100, 9009, 9010, 9014.

TABLA 3

	9017	9018	9019	9202	9004	9005	9007	9008	9006	9107	9003	9001	9002
SiO ₂	70.74	73.07	74.10	74.60	68.31	69.00	70.10	70.59	70.60	75.08	74.20	73.65	75.30
Al ₂ O ₃	14.95	14.12	13.54	13.54	15.90	15.28	15.81	14.99	15.71	14.50	13.06	14.62	12.80
Fe ₂ O ₃	0.50	0.35	0.24	2.08	1.02	0.84	0.73	0.42	0.17	1.08	0.06	1.18	0.09
FeO	1.76	1.31	2.13	—	3.00	2.84	2.15	2.50	1.73	—	1.02	—	1.11
MnO	0.04	0.04	0.04	0.02	0.05	0.04	0.04	0.04	0.01	0.21	0.03	0.04	0.23
MgO	0.63	0.31	1.49	0.31	1.41	1.52	1.15	0.04	1.64	0.06	0.09	0.29	—
CaO	1.32	0.59	0.35	0.47	1.10	1.25	1.32	1.02	0.90	0.29	1.34	0.44	1.34
Na ₂ O	3.06	3.07	2.50	2.82	3.02	3.01	3.15	2.92	3.23	4.83	3.99	3.60	3.24
K ₂ O	5.09	5.35	4.04	4.85	4.05	4.05	4.24	4.31	4.43	3.42	4.43	4.55	4.48
TiO ₂	0.27	0.14	0.23	0.18	0.54	0.53	0.36	0.36	0.30	0.04	0.10	0.11	0.10
P ₂ O ₅	0.21	0.31	0.18	0.27	0.22	0.28	0.19	0.19	0.27	0.19	0.54	0.20	0.51
H ₂ O ⁺	1.11	0.65	1.11	1.14	1.30	1.36	0.96	1.56	1.00	0.95	0.76	0.85	0.71
Norma C.I.P.W.													
	9017	9018	9019	9202	9004	9005	9007	9008	9006	9107	9003	9001	9002
Q	29.1	32.9	40.3	37.9	29.3	29.9	30.0	32.5	30.3	33.0	33.9	31.8	37.2
Or	30.1	31.6	23.9	28.7	23.9	23.9	25.1	25.5	26.2	20.2	26.9	26.2	26.5
Ab	25.9	25.9	21.2	23.9	25.5	25.5	26.7	24.7	27.3	40.9	30.5	33.8	27.5
An	5.2	0.9	0.6	0.6	4.0	4.4	5.3	3.8	2.7	0.2	0.9	3.1	3.3
Hy	4.2	2.9	6.6	3.1	8.1	7.9	6.2	5.8	6.2	1.8	2.1	1.8	1.5
Mt	0.6	0.4	0.6	0.5	1.1	1.0	0.8	0.8	0.5	0.3	0.3	0.3	0.3
Il	0.5	0.3	0.4	0.3	1.0	1.0	0.7	0.7	0.6	0.1	0.2	0.2	0.2
Ap	0.5	0.7	0.4	0.6	0.5	0.6	0.4	0.4	0.6	0.4	0.5	1.2	1.2
C	2.5	3.0	4.9	3.4	5.1	4.3	4.1	3.7	4.6	2.8	3.5	0.6	1.4

Leuconesises: 9017, 9018, 9019, 9201.

Ortoneises migmatizados: 9004, 9005, 9007, 9008, 9006.

Granitoides Hercínicos. Granito de dos micas, tipo San Medel: 9107; Granitos de dos micas turmaliníferos, tipo Torreiglesias: 9001, 9003, 9002.

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

La primera fase de deformación, desarrolla en toda la región, una foliación, S_1 , muy penetrativa, modificada y reorientada por las deformaciones posteriores que llegan a borrarla casi totalmente en amplias zonas. En los ortoneises la S_1 está definida por una alternancia de niveles ricos en biotita y bandas leucocráticas que rodean a los megacristales de feldespato, dando a menudo sombras de presión y colas de cuarzo, con los bordes recristalizados y definiendo una lineación de estiramiento. Debido a la falta de superficies de referencia, en los ortoneises no se localizan pliegues ligados a esta fase.

4.1.2. Segunda fase de deformación (D_2)

Se caracteriza por una deformación muy heterogénea de cizalla que da lugar al desarrollo de zonas de cizalla dúctil subhorizontales, con fuerte milonitización 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.

Durante este episodio se desarrollan fábricas plano-lineares, subparalelas a los contactos litológicos, principalmente en los corredores de cizalla, y rocas miloníticas. Sobre la foliación existe una lineación muy marcada. En los neises glandulares esta lineación está definida por el fuerte estiramiento de los fenocristales de feldespato y la orientación de agregados biotíticos y de sillimanita. En la mayor parte de los mismos se observa una sola esquistosidad, que puede ser la S_2 o muy probablemente el resultado de una sobreimposición de la S_2 sobre la S_1 . A medida que nos acercamos a las bandas con milonitas, el estiramiento de las glándulas se va acentuando, dando lugar a feldespatos acintados, llegando a desarrollar una foliación milonítica en las bandas más deformadas. En estas bandas miloníticas desarrolladas entre neises glandulares suelen aparecer intercaladas bandas de metasedimentos, pelíticos y carbonatados, a veces lentejonares y otras de gran continuidad con desarrollo también de foliación milonítica.

Esta foliación S_2 es de plano axial, con pliegues de pequeña y media escala, de carácter intrafoliar, con charnela muy aguda y flancos muy alargados que tienden a ser isoclinales, fuertemente asimétricos en ocasiones, con vergencia al E, cuyos ejes muestran una dispersión considerable. La geometría de estos pliegues en niveles competentes suele ser de clase 1C, muy próximos a la clase 2 de RAMSAY (1967).

En el área cartografiada se pueden observar bandas de cizalla dúctil de D_2 en dos sectores: Brieva-río Pirón (sector central) y Collado Hermoso-peña del Moro (sector SE).

La banda de cizalla dúctil de Brieva-río Pirón tiene un recorrido de varios kilómetros, por el sector central de la Hoja en dirección SO-NE, suavemente ondulada por D_4 , girando en su límite N hacia el NO, probablemente debido a una interferencia con un pliegue de D_5 . Su anchura es variable, fluctuando entre 1,5 y 2 km, aunque en detalle se trata de varias bandas de cizalla con desarrollo de milonitas coalescentes. En

elias se observan ortoneises glandulares miloníticos, de tonos muy oscuros con una matriz muy oscura de aspecto esquistoso y megacrístales de feldespato dispersos muy estirados y con grandes colas de presión. Se advierten numerosas bandas de metasedimentos, con foliación milonítica, constituidas por esquistos, paraneises de aspecto corneánico y rocas metacarbonatadas.

En estos metasedimentos se suelen observar pliegues de D_2 , a menudo de carácter intrafoliar con ángulo entre flancos de 20° o menos y ejes $N 100^\circ E$ hundiéndose 55° al oeste.

Esta banda de cizalla puede representar la continuación de la banda de cizalla dúctil de Revenga, de la Hoja vecina de Segovia.

En el sector SE de la Hoja, Collado Hermoso-peña del Moro, se observan por lo menos dos bandas de cizalla dúctil importantes, aunque existe la posibilidad de que sea la misma banda plegada por pliegues de D_3 . Estas bandas llevan también una dirección SO-NE y sus características son similares a las de la anterior. En ellas se observan también ortoneises muy deformados de carácter milonítico, con una matriz milonítica en la que se pueden observar ribbons y en algunos casos pliegues intrafoliares, y con fuerte estiramiento de los megacrístales.

Presentan una lineación de estiramiento muy marcada con una dirección $N-140^\circ E$, hundiéndose 50° al SE.

Las bandas de cizalla de este sector también llevan frecuentes niveles más o menos alentejonados de metasedimentos, constituidos por esquistos, paraneises y rocas metacarbonatadas. En algunos lugares se distinguen también intercalaciones lentejonares de ortoanfibolitas granatíferas.

4.1.3. Tercera fase de deformación (D_3)

Esta fase supone un episodio de replegamiento retrovergente generalizado que induce a una deformación intensa en áreas extensas. Los pliegues menores generados durante esta fase, suelen ser asimétricos con un engrosamiento de charnelas y una geometría variable, predominando en general los pliegues apretados. Sus ejes varían de dirección al estar afectados por fases de deformación posteriores, principalmente D_4 .

En general, estos micropliegues de D_3 se desarrollan mucho mejor en las bandas de cizalla dúctil de D_2 , llegándose a observar el desarrollo de una esquistosidad de crenulación asociada (S_3).

No se han observado estructuras mayores en relación con esta fase, aunque no se descarta que alguna de las repeticiones de bandas de ortoneises puedan deberse a la misma, ya que la extensa migmatización posterior a ella, existente en el ámbito de la Hoja, impide en ocasiones apreciar las relaciones con claridad.

4.1.4. Cuarta fase de deformación (D_4)

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.

Localmente se observa, asociada a esta fase, una crenulación o una esquistosidad de crenulación gruesa.

Da lugar a las ondulaciones cartográficas que se observan en las bandas de cizalla dúctil de D_2 antes descritas y en general en la orientación de las foliaciones presentes en los ortoneises y metasedimentos.

4.1.5. Quinta fase de deformación (D_5)

La relación entre esta fase y la anterior en el tiempo no es clara, debido principalmente al desarrollo local de esta última. Por tanto, no debe descartarse la posibilidad de una simultaneidad de ambas, e incluso un orden temporal invertido al que aquí se supone.

Origina pliegues de dirección E-O de gran longitud de onda y pequeña amplitud, no habiéndose observado en relación con ellos ninguna esquistosidad de crenulación.

La interferencia entre los pliegues generados en esta fase y los de la anterior (D_4) da lugar localmente a un modelo en «domos y cubetas».

A esta fase se puede atribuir el giro hacia el NO de la banda de cizalla dúctil de D_2 de Brievarío Pirón.

4.2. DEFORMACIONES FINIHERCINICAS

Las principales estructurales visibles en esta Hoja, que pueden considerarse asociadas a esta etapa, son una serie de zonas «nebulitizadas» (S.S. Estictolitas), que se encuentran definiendo estructuras planares fundamentalmente dentro de los gneises glandulares, el arrastre generado sobre la esquistosidad principal en los límites entre las zonas nebulitizadas y el gneis indican movimiento de falla normal, al igual que las estructuras internas de las bandas de estictolitas (por ejemplo rotaciones asimétricas). La dirección de estas estructuras varía en esta zona entre los N 30° y 80° E, es decir en general muestran una marcada dirección submeridiana, su buzamiento oscila entre 80-60 Sur. También son posibles direcciones comprendidas entre N 160° y 180° E. Estas mismas estructuras han sido interpretadas por Casquet *et al.* (1988), como indicadores de una etapa temprana de extensión homogénea en el ámbito del S.C.E. Este período de extensión sería previo a las etapas de idéntico régimen tectónico que se describen a continuación.

4.2.1. Etapa Malagón

Esta etapa se encuentra definida en todo el ámbito del S.C.E., por zonas de cizalla y haces de diques de porfidos graníticos con direcciones E-O y fuertes buzamientos (Capote *et al.* 1987). En la Hoja que nos ocupa, no está definida por estas tipologías, pues en ella son escasos los diques de porfido granítico con orientaciones E-O.

No obstante si se reconocen algunas pequeñas zonas de cizalla, visibles a escala de afloramiento (por ejemplo en los alrededores de Basardilla), con direcciones entre N 65° y 100° E, y movimiento de tipo desgarre, que podrían haberse generado al final

de esta etapa. También se han reconocido algunas fallas en materiales paleozoicos, cuya interpretación indica que se trata de fallas normales, con dirección de extensión N-S.

4.2.2. Etapa Hiendelaencina

Al igual que la etapa anterior, este período de deformación se observa en todo el ámbito regional del S.C.E. Es un importante período de fracturación, durante el cual se generan fracturas y diques (mayoritariamente de cuarzo y baritina), que actúan como desgarres o fallas normal direccionales (Capote *et al.* 1987), las orientaciones de estas estructuras muestra la existencia de dos familias, una con fallas entre N 10° y 30° E y otra entre N 70° y 90° E. La dirección media de máximos esfuerzos compresivos horizontales que originan los movimientos descritos se sitúa según los N 45° E.

Repartidos por toda la hoja de Turegano se pueden reconocer pequeños diques de cuarzo y fracturas con estas orientaciones. También se encuentra reflejada esta etapa en pequeñas fracturas que afectan a las rocas paleozoicas, por ejemplo en los alrededores de Torreiglesias, donde se observan desgarres normales, con direcciones de acortamiento desde los N 35° E, que se deben asociar a esta etapa.

4.3. DEFORMACIONES ALPINAS

Las etapas de deformación alpinas originan gran cantidad de meso y microestructuras de esta Hoja, siendo además las responsables de la macroestructuras en horst y grabben inversos visible actualmente en la misma.

A partir del análisis poblacional de pliegues y fallas en los materiales cenozoicos y mesozoicos; unido a la información existente, se han determinado las siguientes etapas de deformación.

4.3.1. Etapa Ibérica

Definida por compresiones transversales a la cordillera Ibérica, es decir, desde los N 45° E aproximadamente, compresiones que producen movimientos en dos conjuntos de fallas, uno con direcciones de fallas entre N 40-60° E y otro entre N 170-180° E (por ejemplo alineaciones de fallas que pasan por las proximidades de Otones y Torreiglesias). Los desplazamientos de estas fallas son fundamentalmente en dirección.

En la hoja de Turegano, con visibles gran cantidad de fracturas de largo recorrido con direcciones comprendidas entre las descritas anteriormente que se originan durante esta etapa. Son también frecuentes los pliegues durante esta fase, que tienen ejes de dirección NO-SE (por ejemplo al Este de Turegano).

En la estación de medida de fallas situada en los alrededores de la localidad de Cubillo, se localizan algunas fallas de esta etapa, que son normal-direccionales o normales, y que implican acortamientos desde los N 34° E.

4.3.2. Etapa Guadarrama

Caracterizada por direcciones de compresión transversales a la Sierra de Guadarrama, es decir desde los N 140° a los N 170° E, origina el movimiento de dos conjuntos de fallas, uno con direcciones entre N 0° E y N 20° E y el otro entre N 70° E y 90° E. También se forman durante esta etapa todos los grandes pliegues postpaleozoicos que con direcciones próximas a la NE-SO recorren esta Hoja. Durante esta etapa se originan los grandes Horst y grabben inversos que con direcciones próximas a la N 70° E recorren toda la Hoja (por ejemplo Horst de Turegano, Grabben del Guijar-Cubillo, etc).

Las fracturas que con direcciones NE-SO limitan estos bloques, son siempre grandes fallas inversas, en las cuales se puede incluso llegar a superponer los materiales Paleozoicos sobre los Mesozoicos (por ejemplo al oeste de la localización de Arahetes), es decir se puede hablar en cierta medida de pequeños despegues. No obstante se ha observado que estas fallas pasan de estar muy tendidas en profundidad a subverticales en superficie, teniendo este tránsito lugar en muy pocos metros en la vertical. Hecho este que explica su traza cartográfica rectilínea.

Asociados a estos cabalgamientos y fallas inversas se originan grandes pliegues en rodilla en la cobertera mesozoico-cenozoica, pliegues que tienen direcciones de ejes subparalelas a las de las fallas. Estos pliegues tienen frecuentemente uno de sus flancos invertidos (el cabalgado). Su vergencia es principalmente hacia el NO aunque también pueden presentar vergencia SE. El período de actuación de esta etapa es intra Mioceno (en esta hoja los pliegues afectan al Mioceno).

Se han realizado varias estaciones de análisis poblacional de fallas de esta etapa, fundamentalmente en las rocas cretácicas de las localidades de Cubillo, Arahetes y Torreiglesias. En todas ellas los resultados (ver figuras) muestran una importante concordancia, observándose que en general las fallas son muy tendidas, de direcciones N 60° y 90° E, que actúan como fallas inversas puras (compresión uniaxial) y que indican unas direcciones de acortamiento entre N 150° y 170° E. Es decir direcciones típicas de esta fase. No obstante se han localizado también alguna falla con movimiento inverso-direccional y dirección de compresión desde los N 130° E.

4.3.3 Etapas Neotectónicas

En los materiales conglomeráticos del Mioceno-Paleógeno, de los alrededores de la localidad de Polendos, se han localizado pequeñas fallas con dirección entre N 50° y 90° E, con movimiento de falla normal, siendo su dirección de acortamiento próxima a E-O, lo que implica una extensión N-S.

5. GEOMORFOLOGIA

5.1. CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS GENERALES

La Hoja de Turégano, en contacto con el Sistema Central y la cuenca terciaria del Duero, se caracteriza por el predominio de superficies de arrasamiento de edad varia-

ble. Estas, que pueden considerarse las unidades megageomorfológicas fundamentales, están modificadas por elementos geomorfológicos resultantes de procesos posteriores, principalmente cuaternarios.

La distribución de las unidades geomorfológicas está determinada por un sustrato con estructura relativamente sencilla. La Hoja está dividida por una diagonal casi perfecta, de dirección NE-SO, que marca el contacto entre las dos unidades citadas anteriormente. El contacto está marcado por un afloramiento de materiales mesozoicos casi continuo, que sólo se interrumpe en los alrededores de Torreiglesias.

Al SE de esta diagonal afloran los materiales hercínicos y sobre ellos predominan las superficies de la rampa septentrional: pediments y superficies grabadas disectadas por la red de drenaje cuaternaria. Sólo en el ángulo SE penetran en la Hoja las laderas asociadas a los relieves principales de la sierra, relieves que culminan en la superficie de cumbres, incluyéndose en la Hoja algunos retazos de la misma.

La mitad noroccidental de la Hoja, en cambio, corresponde a los afloramientos de depósitos terciarios y cuaternarios de la cuenca del Duero. Aquí, y exceptuando algunos pequeños retazos de superficies correlacionables con las de la rampa, la morfología está dominada por sistemas de glacis mixtos y llanuras relacionadas con la red fluvial cuaternaria. Esta red tiene también sistemas de terrazas, aunque poco importantes.

En el margen oriental, hay también algunos afloramientos de materiales mesozoicos, asociados a la depresión del valle de San Pedro-La Velilla que dividen la rampa en dos porciones.

La red fluvial tiene un control estructural muy marcado, de dirección predominante NO o NNO, para los cauces principales, y NE o ENE para los secundarios.

5.1.1. Las superficies de arrasamiento

El predominio de las planicies de arrasamiento en el Sistema Central es un hecho conocido desde antiguo. Los modelos sobre la génesis, o al menos la cronología, de tales superficies alcanzaron su apogeo con el de SCHWENZNER (1937). A partir de este momento se han generado diversas hipótesis sobre el origen de las superficies. Si para este último autor las superficies formaban una escalera de piedemonte, desarrollada por un proceso de pedimentación controlada por levantamiento tectónico, de acuerdo con los modelos de PENCK (1972), los investigadores posteriores han ido perfilando la importancia de la fracturación y los diferentes mecanismos de aplanamiento para la evolución del relieve desde el inicio del Cenozoico.

En todo el Sistema Central, SCHWENZNER distinguía cuatro niveles de superficies. El más alto es la actual superficie de cumbres que, según este autor sería el resto de la superficie fundamental de la meseta, de edad intraterciaria (post-Oligoceno a pre-Tortonense). El levantamiento progresivo y continuo de esta superficie habría generado la escalera de piedemonte, dando lugar a tres superficies de «meseta» que llamó, de arriba a abajo, M3, M2 y M1. El mismo reconocía la existencia de otras superficies antiguas, casi siempre fosilizadas, como la pretriásica o precenomanense, pero la formación de las superficies que predominan en el paisaje se produciría fundamentalmente a partir del Tortonense.

Un nuevo enfoque para la evolución del relieve surge al considerarse la importancia de la fracturación. El primer modelo importante dentro de esta nueva tendencia es

el propuesto por BIROT (1937) y las matizaciones de SOLE (1952) y BIROT y SOLE (1954). En los trabajos de estos autores, se interpretan los distintos niveles de aplanamiento como el resultado de la desnivelación de una «penillanura fundamental» finimiocena. Los niveles así formados, serían luego remodelados por procesos de pedimentación semiárida durante el Plioceno. A partir de aquí, tanto el papel de la fracturación como el de los procesos de pedimentación serán reconocidos en las publicaciones posteriores; pero se irán introduciendo matices que se referirán principalmente al clima y la relación entre tectónica y procesos erosivos. Los principales trabajos son los de VAUDOUR (1977), PEDRAZA (1978), GARZON (1980) y FERNANDEZ GARCIA (1988).

VAUDOUR hace las primeras referencias modernas a climas de sabana y procesos de alteración-bisualización durante el Mioceno, alteración que determinaría las directrices erosivas posteriores.

PEDRAZA (*op. cit.*, 1976) destacaba el papel de la tectónica reciente y, en consecuencia, desarrollaba un modelo bicíclico. Según su modelo, la «penillanura fundamental» o «superficie de cumbres» sería una penillanura poligénica, en el sentido de CHOLEY (1957), y heterocrona. Esta penillanura sería desnivelada al inicio de la sedimentación arcósica, lo que el autor llama «ciclo arcósico», y se iniciaría un proceso de pedimentación «de sabana», según el modelo de BÜDELL (1957), sobre los bloques hundidos. El ciclo arcósico terminaría con condiciones de mayor aridez, con una remodelación de las superficies y con una desnivelación finipliocena que desnivelaría tanto la superficie de cumbres, dando lugar a «parameras» equivalentes a la M3 de SCHWENZNER (*op. cit.*) como al de pediment, dando lugar a los niveles M2 y M1. A esta evolución, el autor añade la importancia de la tectónica durante el Cuaternario, en particular en las depresiones longitudinales, marginales o dentro del macizo, donde controlan la sedimentación de los sistemas de terrazas de los ríos principales.

GARZON, por su parte, introduce un modelo en el que la desnivelación de una superficie finicretácica condiciona la sedimentación paleógena y, en general, la evolución cuaternaria. Las partes más deprimidas por la desnivelación recibirían los sedimentos basales del Paleógeno, mientras la sedimentación miocena llegaría a fosilizar el equivalente al nivel M2. El ciclo post-arcósico produciría el arrasamiento de estos depósitos de modo que las superficies de la rampa serían los restos exhumados de la penillanura finicretácica.

Posteriormente, FERNANDEZ GARCIA (1988), trabajando en el borde septentrional del Sistema Central, estudia el macizo de Santa María la Real de Nieva, adyacente a la Hoja de Turégano, y resume su morfología en dos superficies: la «Alta Superficie» y la «Superficie Inferior exhumada». Asociados a esta última se localizan depósitos paleógenos de la «Unidad Inferior» que recubren y fosilizan la base de los relieves residuales de tipo «inselberg».

En la Hoja se distinguen varios niveles de arrasamiento. El superior corresponde a la superficie de cumbres, la penillanura poligénica. Al pie de los relieves, y formando la rampa, se distingue un nivel de arrasamiento que, enrasado con conos mixtos y erosivos tienen carácter de «pediment». Esta superficie equivale a la «Alta Superficie de Sta. María la Real de Nieva» de FERNANDEZ GARCIA (*op. cit.*) y como allí, está nivelada con la «superficie culminante» que corta tanto a las series mesozoicas como terciarias y equivale a la superficie de «campiña» de PEDRAZA (*op. cit.*) y, por tanto, al nivel M2. Esta superficie generalizada es la base para la evolución posterior que se

produce, principalmente, por su degradación, la exposición de relieves grabados y el encajamiento de la red fluvial durante el Cuaternario.

5.1.2. La evolución cuaternaria

En estas zonas de borde, los procesos de modelado cuaternarios son difíciles de datar y ensamblar en un modelo general porque escasean las series o son incompletas. Por ello es preferible ver los grandes tipos de procesos y su influencia en la evolución del relieve. En la zona que nos ocupa los procesos dominantes son los fluviales y torrenciales; los procesos gravitacionales y de ladera son poco importantes para entender el relieve actual, y los procesos periglaciares y glaciares, aunque intensos, quedan restringidos a un pequeño sector de las cumbres del extremo SE.

5.1.2.1. Fenómenos fluviales y asociados

El inicio de encajamiento de la red fluvial se produce posteriormente a la formación de la «superficie culminante» o de campiña. Allí donde se pueden observar los depósitos de «raña», la edad del encajamiento está mejor determinada, pero es difícil en zonas como ésta. En todo caso las primeras fases de encajamiento dan lugar a la formación del nivel de degradación del «pediment», en la rampa, y a una serie de replanos escalonados, vertientes glaciares de PEDRAZA (*op. cit.*), en la cuenca. En los tramos de la red que atraviesan a los afloramientos mesozoicos, no se ven estos replanos, y la red circula a través de gargantas.

A la red principal hay que añadir la acción de los procesos de arroyada que producen regueros en las cumbres y laderas de la sierra y cárcavas en la cuenca.

5.2. EL 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 sistema de ellos, con un contenido evolutivo y una geometría específica presenta aún en el terreno y/o fácilmente deducible a pesar de los procesos posteriores más o menos degradantes. Dichas porciones constituyen las UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS.

Dichas unidades pueden ser compartimentadas en formas de menor rango y asociadas en otras mayores. Las primeras, LOS ELEMENTOS MORFOLÓGICOS, establecen

las referencias geométricas (pendientes, escarpes, articulaciones, etc., dando formas primarias) y genéticas (acciones y agentes del modelado que asociados 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 a 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 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.

5.3. DESCRIPCION DE UNIDADES GEOMORFOLOGICAS

5.3.1. **Penillanura poligénica en cumbres**

Las cumbres de Romalo Pelado y Peña del Moro, y probablemente la Loma de Sauca, son retazos muy degradados de la penillanura poligénica. Son replanos alomados con relieves de tipo «monadnock» y depresiones semiendorreicas de tipo nava. Su pequeña extensión en la zona hace que predominen los elementos morfológicos sobreimpuestos, sobre todo los derivados de procesos periglaciares y torrenciales. Son muy abundantes los lóbulos de soliflucción, aunque sus dimensiones no permiten cartografiarlos. Igual ocurre con otras formas menores periglaciares, como terracillas, o círculos de piedra y alineaciones de piedras que se han encontrado en la región.

Se reconoce un circo glaciar, bajo el cerro de Romalo Pelado, que fue descrito por uno de nosotros (CENTENO, 1983). Aunque instalado en la ladera, su circo corta a la superficie que nos ocupa y, por tanto, puede considerarse un elemento morfológico que la degrada. Su principal interés radica en ser el único localizado al norte de la divi-

soria de las dos submesetas pero, sin embargo, está orientado al SE como la mayoría de los de la zona. Esta orientación sesgada de los circos es uno de los problemas sobre la morfogénesis (ACASO, 1988).

5.3.2. Laderas

Las laderas de la zona son sólo las de la vertiente norte de los Montes Carpetanos. Estas laderas están asociadas a desniveles de fractura más o menos retocados. En ellas los principales elementos morfológicos son los coluviones de diversos tipos y las formas erosivas, regueros y cabeceras. Una característica es que su base está siempre marcada por un «knick» que, en líneas generales, tiene un trazado muy rectilíneo y determinado por la red de fracturas.

5.3.3. Superficie tipo «pediment»

Corresponde al nivel M2 de SCHWENZNER (*op. cit.*), se trata de «pediments» más o menos degradados por la acción fluvial posterior. Son centrifugos a partir del «knick» de la base de las laderas. En la zona de Collado Hermoso y la Salceda, se observa el enlace entre esta superficie, y su prolongación hacia la cuenca, con abanicos principalmente rocosos —esto es, pediments s.s.— pero, en la depresión de Valle de San Pedro-La Veilla, los escasos restos de pediment cortan alternativamente materiales hercínicos y alpinos.

Los elementos geomorfológicos propios más característicos son los relieves residuales de tipo «inselberg». En esta zona son relativamente escasos los que corresponderían a la tercera generación de PEDRAZA (*op. cit.*), esto es, los relacionados con la pedimentación de esta superficie; los mejores ejemplos de la Hoja son el cerro de las Canteras y Peñas Lisas, al SO y SE respectivamente de Santo Domingo de Pirón.

La superficie está muy degradada dando lugar incluso a un nivel inferior, probablemente correlacionable con el nivel M1 de SCHWENZNER (*op. cit.*). En todo caso, la superficie es mucho más irregular y puede ser interpretada como una superficie grabada y parcialmente expuesta. Pero su relación con la superficie inferior descrita por FERNANDEZ GARCIA (*op. cit.*) obliga a considerar que podría tratarse de los restos de una superficie antigua exhumada, como ocurre en sectores próximos de la rampa de Segovia.

5.3.4. Relieves estructurales

Esta unidad comprende las zonas en las que, por aflorar materiales alternativamente más o menos resistentes a la erosión, tienen morfología controlada por la resistencia de las capas. Esta unidad incluye tanto formas planares, inclinadas u horizontales, como escarpes y crestas. Los únicos depósitos con entidad cartográfica son los aluviales de algunas de las gargantas que atraviesan la zona. Por último puede citarse un cierto endokarst inactivo y la escasez de formas exokarsticas.

5.3.5. Superficie culminante en divisorias (campiña)

Esta unidad aparece en la Hoja con carácter residual, restringida a replanos aislados al O y NO de Torreiglesias. A escala regional es independiente de la red fluvial actual, constituye el nivel culminante sobre los depósitos de la cuenca y se presenta enrasado con el «pediment».

Es una superficie mixta erosiva-sedimentaria, con un canturreal que la recubre, y de pendientes próximas al 0,5 por 100. Hacia el SO, está fosilizada por los depósitos de raña, lo que indicaría un arrasamiento finiplioceno (FERNANDEZ GARCIA, *op. cit.*; CARRERAS *et al.*, 1982).

5.3.6. Sistema de glacis-Vertientes glacis

La superficie culminante, descrita arriba, está poco representada en la Hoja. El producto de su degradación son las unidades generadas durante el encajamiento de la red fluvial cuaternaria. Este encajamiento se inició con la formación de superficies de tipo glacis de ladera en todos los bordes del Sistema Central (ver por ejemplo: PEDRAZA, 1976; CENTENO, 1987; FERNANDEZ GARCIA, *op. cit.*). En consecuencia, estas superficies muestran una clara direccionalidad hacia los cauces. Ocupan una parte importante del sector NO de la Hoja, donde forman extensas superficies suavemente inclinadas (pendientes del orden de 1,3 por 100) y de perfil transversal ligeramente convexo, enlazando las superficies culminantes con los sistemas de llanuras y los sistemas de terrazas de la red. FERNANDEZ GARCIA (*op. cit.*) sugiere que es posible reconstruir un nivel de glaciplanación general al que atribuye una edad cuaternaria. Este proceso sería más activo al este del río Moros.

En general, la unidad va acompañada de un recubrimiento superficial generalizado, pero localmente pueden ser considerados glacis con depósito, sobre todo en las inmediaciones de la superficie culminante.

5.3.7. Llanuras

Por debajo, e imbricadas en los sistemas glacis, se reconocen unas amplias planicies de fondo cuya vinculación con la unidad anterior (sistema de glacis) es tan estrecha que siempre se sitúan a continuación y en los mismos sectores.

Asociadas a estas planicies de fondo, y como consecuencia de su escasa pendiente, se produce una retención de las aguas superficiales en zonas de drenaje insuficiente, formando encharcamientos de tipo nava. Hacia el norte, concretamente en la zona de Mozoncillo, las llanuras están recubiertas con depósitos arenosos de origen eólico que hacia el oeste alcanzan grandes extensiones.

5.3.8. Sistemas de aterrazamiento fluvial

La red fluvial, que como se dice más arriba sufre un control estructural importante, circula muy encajada en toda la Hoja. Esta puede ser la razón de la escasa superficie ocupada por las terrazas de origen fluvial. Sólo el río Pirón, en el extremo NO donde

circula entre llanuras, llega a formar algún nivel de terrazas medias (de +6 a +10 m), separables cartográficamente en las que forman la vega (llanura de inundación y terraza inferior de +3 a +5 m).

Salvo en este caso, los canales actuales son rectilíneos sencillos, con régimen fluvial o, en las inmediaciones de los relieves, pluvionival con estiaje muy marcado. Los depósitos aluviales ocupan el fondo del cauce con granulometrías variables de bloques en los torrentes a arenas y limos en los cursos más bajos. En el macizo, y donde las laderas tienen mayor pendiente, estos depósitos aluviales se correlacionan con conos de deyección de pequeñas; hacia el centro de la cuenca, en cambio, pasan lateralmente a depresiones semiendorreicas, relacionadas con la unidad de llanuras, que, hacia el oeste, se relacionan con procesos de captura fluvial (FERNANDEZ GARCIA, *op. cit.*).

6. HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales más antiguos de esta Hoja corresponden a los metasedimentos que constituyen una serie reducida de afloramientos alargados, dispersos por toda la Hoja, que presentan su máxima extensión entre Brieva y Carrascal. Estos materiales están representados por una serie de paraneises con intercalaciones de cuarcitas, mármoles y rocas calcosilicatadas. La edad de estas rocas es imprecisa, aunque se encuentran estratigráficamente situados bajo la discordancia Sárdica, al igual que los materiales que afloran en el núcleo del Sistema Central (CAPOTE & FERNANDEZ CASALS, 1975; CAPOTE *et al.*, 1977). Estos autores, entre otros, tienden a incluir estos materiales en el Precámbrico superior, y los primeros, en su esquema de correlación, sitúan a los metasedimentos por debajo de la serie de Aldeatejada del dominio de Salamanca (MARTINEZ y NICOLAU, 1973) y de la parte alta de las capas del río Almiar (CAPOTE, 1971) y por encima de los neises glandulares de la Morcuera, que según ellos representarían un zócalo granítico precámbrico. No obstante, otros autores consideran a los neises glandulares como antiguos plutones graníticos que intruyen a los metasedimentos y metavulcanitas (WAARD, 1950, BISCHOFF *et al.*, 1973, BELLIDO *et al.*, 1981) o bien los consideran en parte como metavulcanitas y en parte como rocas plutónicas (NAVIDAD, 1978, 1979).

Una parte de este conjunto metasedimentario es posiblemente identificable con los metasedimentos asociados a la Serie Heterogénea (NAVIDAD & PEINADO, 1977) y equivalente a las rocas del núcleo de Santa María de la Alameda (PEINADO 1973) y a la Serie Fémica Heterogénea considerada en BELLIDO *et al.*, 1981. Estos materiales, con base en la semejanza con los del norte del afloramiento metamórfico de El Escorial, serían según CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1975), correlacionables con la Serie de Porto de MARTINEZ (1973) y con la formación Buitrago inferior de FERNANDEZ CASALS (1973) y los términos inferiores de la Serie de Morille de MARTINEZ y NICOLAU (1973), y con toda probabilidad tendrían una edad precámbrica.

Estos metasedimentos corresponderían a un episodio de sedimentación de materiales detríticos finos en un medio tranquilo, posiblemente de plataforma somera, teniendo en cuenta las características sedimentológicas y la presencia de calizas

estromatolíticas intercaladas entre ellos en el afloramiento metamórfico de El Escorial (CAPOTE *et al.* 1981).

Formando parte del conjunto perhercínico se encuentra un importante volumen de rocas ígneas, compuesto fundamentalmente por ortoneises granitoides y algunas metabasitas. Con respecto a los ortoneises, éstos 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.* (1981) consideran a los neises glandulares como antiguos granitos que intruyen a la serie metasedimentaria con posible participación volcánica; otros como FERNANDEZ CASALS (1976) y CAPOTE & FERNANDEZ CASALS (1977) consideran a los neises glandulares tipo Morcuera como un zócalo granítico precámbrico, existiendo otros como los de Hien-delaencina, Berzosa y Morcuera de origen volcánico y volcanosedimentario. Otros autores (NAVIDAD 1978, 1979) distinguen entre otros neises un grupo heterogéneo, de carácter volcanosedimentario, y otro homogéneo de posible carácter plutónico y subvolcánico.

Con respecto a la edad de los ortoneises existen algunos datos geocronológicos, en materiales similares en el cinturón Variscico europeo, tanto en la península como fuera de ella; así VIALETE *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 Hien-delaencina (Sistema Central), ALLEGRET & IGLESIAS (1986) en las Islas Sisargas (Galicia), ALLEGRET (1983) y LANCELOT *et al.* (1985) en Mirando do Douro, y LEVEQUE (1984) y LEVEQUE & LANCELOT (1985) en el Mazico 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 metasedimentos ordovícicos y preordovícicos observados.

Con respecto a la evolución tectónica del ciclo hercínico, se han reconocido 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 S_1 representada en toda la región.

La segunda fase hercínica se encuentra a lo largo de bandas de cizalla y en relación con ella se genera una estructuración planolinear subparalela a los contactos litológicos, determinando una lineación marcada por el estiramiento de los fenocristales de feldespato, y agregados de biotita y sillimanita.

Entre S_1 y S_2 se observa 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. Estas bandas de cizalla son importantes en esta región y suelen incluir tanto ortoneises miloníticos, como pequeños cuerpos poco continuos de metasedimentos. El sentido de movimiento que se deduce indica un desplazamiento hacia el E y el NE y localmente al SE. 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 de dirección variable. La S_3 se asocia en general a una crenulación que localmente puede ser muy penetrativa y que puede borrar totalmente a la S_1 y a la S_2 . Es durante esta fase y después de ella cuando la segunda etapa metamórfica de más baja presión y mayor temperatura adquiere un desarrollo más importante, produciéndose importantes procesos de migmatización que según las zonas pueden prolongarse con posterioridad a esta fase. Este cambio de régimen metamórfico se encuentra asociado a un incremento de temperatura y a una importante relajación de las presiones, que posiblemente tiene su comienzo en relación con el cambio en las directrices de la compresión entre la segunda y la tercera fase y con la descarga erosiva de la cadena.

Las fases cuarta y quinta originan pliegues que afectan suavemente a las estructuras anteriores y que en general no generan ninguna estructura penetrativa. La fase 4 tiene una directriz norteada. Durante esta fase posiblemente ha comenzado en esta zona el emplazamiento de las rocas graníticas, observándose en algunas unidades plutónicas orientaciones deformativas asociables a las estructuras de la misma. También durante esta fase, en los niveles más profundos, debían existir condiciones de migmatización, ya que se observan movilizados migmatíticos poco o nada afectados por la deformación y que en ocasiones se asocian a pequeños desgarres asociables a esta fase.

La fase 5 tiene una dirección aproximada E-O, y podría ser la responsable del giro de la foliación milonítica hacia el ONO en el sector N de la banda de cizalla dúctil de Brieva-río Pirón.

En relación con estas fases más tardías, se sitúan los principales procesos retro-metamórficos que afectan a los materiales considerados.

Con respecto a la evolución metamórfica de estos materiales, los datos apuntan a un carácter monocíclico ligado al desarrollo de la colisión hercínica. La existencia de granate rico en almandino, así como de estaurólita y de distena, evidencia que existe una primera etapa metamórfica en régimen de presiones intermedias que sobrepasó las condiciones del punto triple del sistema andalucita-distena-sillimanita, con un gradiente de $25^\circ\text{C}/\text{km}$, al final de la cual se debieron alcanzar de $650^\circ\text{--}680^\circ\text{C}$ y 708 Kb. Este evento de presiones intermedias es seguido, entre el final de D_2 y momentos posteriores a D_3 , por una etapa posterior con formación de cordierita y sillimanita que indica unas condiciones de más baja presión. En esta etapa los materiales de esta zona estuvieron sometidos a presiones inferiores a las de la primera etapa y a temperaturas progresivamente superiores, alcanzándose la desestabilización de la moscovita y condiciones de migmatización, traspasándose el límite del grado alto, con unas condiciones probables para el pico térmico de 710°C y unos 4 Kb y un gradiente de unos $50^\circ\text{C}/\text{km}$ al final de esta etapa. Estos eventos y tipos de evolución metamórfica coinciden con los modelos propuestos para el Sistema Central por FUSTER *et al.* (1974). La edad de estos procesos es considerada como hercínica por la mayoría de los autores que han tratado la problemática del Sistema Central, no obstante, CASQUET & NAVIDAD (1985), consideran que los materiales de la Serie Fémica Heterogénea podrían ser polimetamórficos, y que el primer evento metamórfico de alta presión y temperatura llegaría a alcanzar condiciones de eclogitas-granulitas. Según estos autores este evento no parece afectar a los ortoneises graníticos

que con base en las dataciones de VIALETTE *et al.* (1986) comprenderían los períodos Ordovícico inferior-Cámbrico superior.

La evolución metamórfica retrógrada se caracteriza por moscovitizaciones y transformaciones minerales en grado medio, seguidas por transformaciones de bajo grado (cloritizaciones, pinnitizaciones y sericitizaciones).

Las relaciones del metamorfismo con la deformación ponen de manifiesto que los minerales asociados a la etapa de más alta presión (granate y distena) se encuentran rodeadas por la esquistosidad principal de segunda fase, lo que indica que serían anteriores o precoces con respecto al desarrollo de esta estructura.

Con respecto a la cordierita, la interpretación de sus relaciones es más complicada, ya que si bien se localiza preferencialmente asociada a los planos de esquistosidad, se observa que está creciendo sobre los minerales que la definen (biotita y sillimanita), y si bien los nodulitos cordieríticos se encuentran alineados, este mineral no presenta un fuerte estiramiento, y las orientaciones pueden estar relacionadas con la lineación de tercera fase.

La presencia de nódulos cordieríticos en movilizados que interrumpen a la esquistosidad e incluso a estructuras de la tercera fase, evidencian que la blastesis de este mineral se prolongó hasta etapas muy tardías.

En el caso de la sillimanita, se observa que este mineral se encuentra en gran parte en los planos de esquistosidad y con una marcada lineación coincidente con el estiramiento de la segunda fase. También se encuentra a favor de planos de esquistosidad de crenulación de la tercera fase y en micropliegues de esta misma fase en heces poligonizados, lo que indica que las condiciones de blastesis de este mineral se han prolongado durante la segunda y la tercera fase.

Las condiciones migmatíticas parecen alcanzarse claramente durante el desarrollo de la segunda fase con la formación de migmatitas bandeadas. Estas condiciones persistirían hasta momentos muy tardíos, ya que se observa que las nebulizaciones y los movilizados cortan y aíslan a micropliegues de fase 3 y que se producen fusiones parciales a favor de desgarres de fase 4 en las zonas profundas.

Los procesos de retrogradación se inician en un período tardío, pero dependiente de la profundidad de las zonas, pudiendo extenderse desde etapas intermedias a tardías de la cuarta fase, siendo de destacar la intensidad de las retrogradaciones en algunas zonas de cizalla.

Con posterioridad a la cuarta y quinta fases deformativas se desarrolla una importante red de fracturación que en ocasiones está relacionada con procesos de inyección filoniana tardihercínica. La edad de estas etapas es difícil de precisar a nivel local, pero para el conjunto del macizo Hespérico es razonable suponer un período límite Estefaniense-Pérmico.

El análisis de esta fracturación permite diferenciar dos etapas. La primera es la denominada etapa Malagón, en la que se producen fallas de dirección próxima a E-O. En un primer momento distensivo de esta etapa se emplazarían los diques de pórfido con dirección E-O, evolucionando posteriormente a un episodio compresivo en el que se generan desgarres. Esta etapa es seguida por la definida como Hieldelaencina por DE VICENTE *et al.* (1986) y en ella se distinguen unos primeros episodios en los que se producen desgarres frágiles normales dextrales con dirección N 10-30° E y sinestrales con dirección 70-90° E. En relación con esta etapa se produjo el emplazamiento de la mayor parte de los diques de cuarzo.

En cuanto a la orogenia alpina se diferencian tres etapas, en relación con las cuales se produce la compartimentación y formación de las cuencas y la elevación de los bloques del Sistema Central.

La primera es la etapa Ibérica, a la que corresponde una compresión según N 45-55° E con movimientos de desgarre casi puros. Esta etapa es anterior al relleno arcóxico de las fosas terciarias y su edad posiblemente Oligoceno-Mioceno inferior.

La segunda etapa denominada etapa Guadarrama es la mejor desarrollada y corresponde a la misma compresión regional que generó las últimas estructuras transversas de la Cordillera Ibérica según CAPOTE *et al.* (1982) y que podría correlacionarse con las últimas deformaciones en la Cordillera Bética, durante la cual los esfuerzos compresivos se transmitieron en la dirección NO-SE. A esta etapa se asocian fallas inversas con direcciones entre N 20° y 70° E con buzamientos bajos, así como fallas de similar orientación de desgarre inverso con buzamientos mayores, y sistemas de desgarres normales con direcciones N 110° E y N 180° E con buzamientos altos. Durante esta etapa se producen en los materiales mesozoicos-cenozoicos pliegues en rodilla por adaptación de los mismos al movimiento de fracturas del zócalo.

En relación con esta compresión tuvo lugar el levantamiento general de los bloques hercínicos y su edad se puede fijar como intramiocena en función de las edades observables en el registro sedimentario de las depresiones del Duero y el Tajo.

A continuación se produce la etapa Torrelaguna que da lugar a desgarres normales con dirección de compresión algo más norteada.

Finalmente durante el Mioceno superior-Cuaternario se producen desgarres normales norteados, que afectan a estos materiales.

Con respecto a las rocas plutónicas hercínicas se observa que son poco frecuentes en la Hoja, correspondiendo las más antiguas a los leucogranitos de dos micas deformados del Molino de San Medel y a las adamellitas deformadas de tipo San Medel, ambos probablemente afectados por las fases tardías de deformación hercínica. Finalmente, con posterioridad a las últimas etapas de deformación hercínica se intruyen los granitos de dos micas turmaliníferos de tipo Torreiglesias.

Otro grupo litológico está constituido por las rocas episieníticas que corresponden a bandas de transformación postmagmática que afectan a rocas graníticas en relación con algunas zonas de fractura. Estas transformaciones pueden ser de edad bastante tardía pero también puede asociarse a procesos tardi-posmagmáticos relacionados con la evolución de algunas unidades plutónicas.

La actividad filoniana está representada por un conjunto variado de aplitas, pórfidos graníticos y diques de cuarzo. De todo el conjunto filoniano, las manifestaciones más tardías corresponden a los diques de cuarzo.

Los materiales de naturaleza distinta a la ígnea y metamórfica están representados por sedimentos carbonatados de edad Cretácica superior y por depósitos terrígenos terciarios y cuaternarios.

Los sedimentos cretácicos se sitúan principalmente en el ángulo NO de la Hoja y con escasa extensión en la Fosa de Lozoya.

Durante el Turoniense superior-Coniaciense inferior se inicia, en esta Hoja, una etapa transgresiva marina, cuyo resultado es la instalación de una plataforma continental sobre la que se depositó un sistema de *fan deltas* que dan lugar a una sedimentación siliciclástica (en facies Utrillas) y carbonatada. Posteriormente a la sedimentación se produce una emersión de los depósitos, durante la que se realizaron toda una serie de procesos freáticos, vadosos y edáficos, que dan lugar a caolinización, cementaciones silíceas y formación de costras ferruginosas. El tiempo que dura esta emersión es difícil de calcular, pero debió de ocurrir al final del Coniaciense inferior.

Posiblemente fue durante el Coniaciense cuando se produce una nueva transgresión marina que tiene caracteres propios de una 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. Esta emersión duraría hasta el Santoniense medio.

En el Santoniense medio una nueva invasión marina se hace más transgresiva, 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. En esta plataforma, que está dominada por corrientes marinas, se produce la instalación de numerosas colonias de rudistas que llegan a formar cuerpos arrecifales.

La permanencia del ambiente marino continúa a lo largo del Santoniense, si bien hay un espacio de tiempo durante el cual se produce el tránsito del miembro «Areniscas dolomíticas de Hontoria» al miembro «Dolomías de Montejo», en que se nota la influencia continental, manifestada por depósitos de marismas.

En el tránsito del Santoniense al Campaniense ocurre una nueva emersión que se identifica por una superficie erosiva de escala regional difícil de distinguir al norte de la sierra de Guadarrama, pero claramente identificable al sur de la misma. Durante el Campaniense se instala de nuevo el mar, ahora bien, las condiciones sedimentarias son algo diferentes a las anteriores, pues la sedimentación se produce en un ambiente carbonatado, poco energético, somero y árido, ya que se depositan evaporitas, pudiendo haberse formado en un ambiente de *sebkhas* (salobrales).

Al final del Campaniense o principio del Maastrichtiense se vuelve a producir una emersión, durante la cual la última formación depositada «Dolomías y margas de Valle de Tabladillo» sufre un karstificación, que en algunas áreas es muy intensa.

Tradicionalmente se ha considerado 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 continúa a lo largo del Maastrichtiense, pudiendo prolongarse el ciclo hasta la base del Paleógeno.

Los materiales que se hallan en esta etapa final del Cretácico no se encuentran en esta Hoja, pero sí en hojas próximas, son detríticos siliciclásticos al norte de la sierra de Guadarrama y siliciclásticos y evaporíticos al sur de la misma. El área fuente de los sedimentos continúa siendo el zócalo hercínico, como ocurría en anteriores episodios detríticos regionales.

Por tanto, la deposición de materiales siliciclásticos durante el tránsito Cretácico-Paleoceno, no supone unos cambios paleogeográficos en el sentido morfotectónico, ni climáticos importantes en relación a etapas cretácicas anteriores.

El cambio morfotectónico sustancial se produce con el emplazamiento del ciclo Eoceno-Oligoceno. El muro de estos depósitos es claramente erosivo sobre la cubierta sedimentaria cretácica, y las direcciones morfotectónicas que regulan la sedimentación son distintas a las cretácicas. Los depósitos son materiales polimícticos en donde se incluyen precisamente los elementos de la cobertera cretácica. Estos sedimentos representan el comienzo de levantamientos importantes en la zona que ocasionan la erosión del Cretácico.

Hacia techo los materiales polimícticos pierden los elementos cretácicos, apareciendo en una facies de naturaleza exclusivamente arcósica o litoarenítica. Este hecho señala 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.

Los sedimentos del período Eoceno-Oligoceno se depositan mediante abanicos aluviales, durante una época de clima árido. Estos abanicos tienen unas direcciones de desplazamiento y una dispersión de facies que no están de acuerdo con las direcciones morfolotectónicas de la sierra de Guadarrama, ya que éstos tienen direcciones que chocan contra la sierra, y son afectados por las fallas inversas que limitan la sierra.

Durante el Mioceno inferior-medio, se produce el levantamiento de la sierra de Guadarrama y se inicia una nueva secuencia deposicional, cuyos sedimentos se originan mediante abanicos aluviales, que tienen una gran continuidad, y materiales con litología y granulometría variada. En ellos, las direcciones de paleocorrientes, así como la distribución de facies concuerdan con las direcciones morfolotectónicas de la sierra, 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 progadan 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, así los que tienen su origen en áreas formadas por cuarcitas y pizarras del Ordovícico van a tener unos sedimentos más resistentes a la erosión que los que proceden de áreas graníticas, manifestando además un color rojo a causa de la oxidación del hierro, que contienen en abundancia las pizarras negras, recibiendo en este caso el nombre de «Series Rojas».

Estos sedimentos son correlacionables lateralmente con los yacimientos de vertebrados de Madrid, de edad Aragoniense, ya que los depósitos arcóscicos madrileños corresponden a facies distales de los grandes abanicos procedentes del Sistema Central.

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 fibrosas (sepiolita y atapulgita), las cuales se producen en suelos de clima árido.

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

Durante el resto del Neógeno se produce otro ciclo sedimentario relacionado con diferentes movimientos tectónicos de direcciones N a S que van a plegar, fracturar y compartimentar a los depósitos sedimentados anteriormente, creándose cuencas que van a alimentarse de los materiales que las rodea; ya sean éstos de edad Neógena, Paleógena, Cretácica o Paleozoica. Esto es lo que sucede en la presente Hoja y en las vecinas hojas de Prádena (458) y Buitrago de Lozoya (484) donde sobre depósitos Aragonienses representados por la litofacies de bloques y cantos. Se sedimentan materiales procedentes del área metamórfica de bajo grado de Somosierra.

7. GEOLOGIA ECONOMICA

7.1. MINERIA Y CANTERAS

No existen en la Hoja indicios metálicos representativos, por lo que la actividad minera se centra en la explotación de los diferentes materiales aflorantes, con vistas a su aprovechamiento como rocas industriales. Se relacionan a continuación las diferentes rocas que son o han sido objeto de explotación.

Arcilla

Existe una cantera abandonada próxima a V. G. Asenjo, en el término municipal de Espirido. Son arcillas de colores grisáceos amarillentos del Cretácico, junto con margas abigarradas por encima de los niveles de arenas silíceas. Se explotaban indistintamente los niveles de arcillas y arenas, destinándose la producción para productos cerámicos e industria del vidrio respectivamente. También en las proximidades de Turégano ha habido canteras de arcillas, cuya composición esencial es cuarzo, caolinita y mica. Es un limo con cierto carácter refractario, puesto que contiene un alto porcentaje de caolinita; sin embargo, el alto porcentaje de micas eleva el contenido en álcalis, por lo que desciende la refractariedad de la arcilla.

Arenas

Existen canteras activas localizadas en el SE de la Hoja, en las localidades de Mata del Quintanar, La Higuera, Bernúy de Porreros, y un afloramiento no explotado al NO de Caballar. Se explotan las arenas silíceas de la facies Utrillas; estas arenas están formadas por granos de SiO_2 y suelen tener una matriz caolinífera, que proviene de una alteración secundaria del feldespató potásico. El color suele ser blanco amarillento, aunque en algunas ocasiones varía, debido a la presencia de óxidos de hierro. A la arena extraída se le efectúa un cribado y un lavado, para separar los diferentes tamaños de grano y eliminar la fracción arcillosa respectivamente.

Por su alto contenido en sílice, la utilización de estas arenas es muy amplia, utilizándose en la industria del vidrio como vitrificantes, en la industria de la cerámica, en la elaboración de loza y porcelanas, en la fabricación de material refractario, en la elaboración de detergentes y abrasivos, etc. Debido a su amplia gama de utilización y a la escasez de materiales que presentan estas características, estas arenas tienen una elevada cotización. Las reservas son de medianas a grandes.

Calizas

Los niveles calcáreos ocupan el techo de las formaciones cretácicas. La proporción de carbonato cálcico de estas rocas aumenta de muro a techo de la formación, siendo en su base más margosa o dolomítica. Actualmente están inactivas las explotaciones de este material, localizándose tres de ellas en los alrededores de Caballar y una al SE de Torreiglesias. En la base, las calizas tienen un color gris oscuro o rosáceo, haciéndose progresivamente más claro según nos acercamos al techo, en el que aparece una caliza muy pura de color claro, dura y con fractura concoidal, dependiendo el color de la proporción de carbonato cálcico. En general, la caliza suele estar

muy fracturada, presentando, ocasionalmente, concreciones rellenas de recristalizaciones de calcita o travertino. La utilización de estas calizas ha sido como rocas de construcción, aunque la composición nada constante de las mismas, limita su explotabilidad para uso concreto.

Feldespatos

Existen dos canteras inactivas ubicadas al NO de La Cuesta. Los feldespatos se encuentran en diques pegmatíticos en los que la composición mineralógica es feldespato, moscovita, turmalina y algo de cuarzo. Estos se encuentran indistintamente en cualquiera de las formaciones paleozoicas, lo mismo que los filones de cuarzo. El color suele ser blanco o rosáceo, y están algo alterados en superficie. Los afloramientos son de dimensiones reducidas, amoldándose al tamaño de los diques. Con un método de extracción rudimentario, el feldespato era llevado a Manises para su empleo en la fabricación de cerámica fina.

Gravas

Actualmente no hay explotaciones activas de este material. Existe una cantera inactiva en el paraje Las Peñas (N de Caballar), sobre materiales cuaternarios y cuyos recursos se utilizaron como áridos, con unas reservas medianas estimadas.

También existen dos canteras inactivas, localizadas al SO y NO de la Hoja, sobre materiales metamórficos, correspondiendo en su mayor parte a los neises o celares de grano grueso con megacrístales de feldespato. A escala de afloramiento, la roca se caracteriza por mostrar una gran fracturación e intensa alteración meteórica. Dentro de esta formación existen dos masas de neises de grano fino muy homogéneas composicionalmente. En el extremo SE de la Hoja, los neises (ortoneises) son de grano grueso, de color gris claro, procedentes de rocas graníticas ácidas deformadas. Los afloramientos son muy heterogéneos y de pequeño tamaño, muy oxidados y densamente diaclasados.

8. HIDROGEOLOGIA

La superficie de la Hoja pertenece a la cuenca hidrogeológica del Duero y más concretamente al Sistema Acuífero n.º 11 y al 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 arcillosos del Mioceno, que dan lugar a una serie de lentejones arenosos de mayor o menor extensión, que están incluidos dentro de una matriz areno-limo-arcillosa de naturaleza semipermeable, funcionando el conjunto como un acuífero único, muy heterogéneo y anisótropo.

El Paleozoico está formado por granitos, neises y pizarras, localizado sobre todo el SE de la Hoja. Tiene poco interés hidrogeológico debido a su escasa permeabilidad.

Sobre el zócalo paleozoico y discordante con él, se encuentran los materiales mesozoicos que afloran a lo largo de toda la cubeta y a veces en el centro de la misma.

Los sedimentos mesozoicos se extienden desde el Triásico al Cretácico, si bien sólo son estos últimos los que presentan más interés, en lo que al Sistema n.º 11 se refiere.

En el Cretácico, discordante sobre las formaciones inferiores, se diferencian en función de la litología, los siguientes tramos de muro a techo, todos ellos concordantes entre sí:

- Facies Utrillas. Constituida por una alternancia de arcillas y arenas, que hidrogeológicamente no presentan gran interés por su baja permeabilidad debida a la heterometría de grano.
- Tramo arenoso-calizo-dolomítico. Constituido en la base por margas, con niveles de calizas margosas intercaladas, que terminan en un trecho calizo-dolomítico sobre el que aparece una formación detrítica arenosa. Los espesores varían según la zona, y su comportamiento hidrogeológico es bastante irregular, dependiendo de los espesores de areniscas y de los tramos calizo-dolomíticos.
- Tramo dolomítico. Sobre el anterior y concordante con él, aparece una serie de dolomías en bancos potentes, muy homogéneas y karstificadas. Su potencia disminuye de norte a sur e hidrogeológicamente es muy interesante cuando está saturado.

Geológicamente, el Terciario detrítico del Sistema n.º 11 comprende una fosa tectónica que se dispone paralela a las sierras de Guadarrama y Somosierra, extendiéndose en dirección SO-NE. Está parcialmente recubierto, fundamentalmente en la zona norte del sistema, por arenas cuaternarias que se conocen por los arenales, actuando éstos como reguladores de la recarga del Terciario detrítico. Se encuentra discordante sobre las formaciones inferiores, cubriendo indistintamente a cualquiera de ellas y está constituido por materiales depositados en régimen continental con sedimentación fluvial. La transmisividad de este acuífero es más bien baja, y las aguas se pueden considerar como bicarbonatadas cálcico-magnésicas de gran uniformidad en todo el sistema y están muy poco mineralizadas.

Los materiales cuaternarios los constituyen los aluviales, los arenales y las rañas. Hidrogeológicamente todas estas formaciones constituyen acuíferos libres, susceptibles de ser explotados con pozos de poca profundidad.

La utilización actual del agua es fundamentalmente para abastecimientos urbanos y regadío, ya que el sector industrial no tiene prácticamente desarrollo.

9. BIBLIOGRAFIA

- ACASO, E.; CENTENO, J.D.; PEDRAZA, J. & RUBIO CAMPOS, J.C. (1988). «Sobre la localización de los glaciares pleistocenos en el Sistema Central Español.» *Comun. 2.º Congr. Geol. España 1*: 347-350.
- ALLEGRET, A. & IGLESIAS, M. (1986). «Nouveau témoin d'un socle "Cadomien" dans le NW de la Péninsule Iberique.» *II Reunion des Sciences de la Terre Clermond-Ferrand*.
- ALONSO, A. (1981). *El Cretácico de la provincia de Segovia (Borde norte del Sistema Central)*. U.C.M. Seminarios de Estratigrafía 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.» *Mém. Mus. nat. Hist. Nat. Paris C*. 49:113-128.
- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MELENDEZ, A. & SALOMON, J. (1982). «Camerostilla.» In: *El Cretácico de España*. Universidad Complutense Madrid: 245-456.
- ALONSO, A. & MAS, J. R. (1977). «Evolución sedimentológica de la unidad media detrítico-terrágena del Cretácico de la Sierra de Pradales (N de la Prov. de Segovia).» *Est. Geol.* 33 (6): 517-523.
- ALONSO, A. & MAS, J.R. (1982). «Correlación y evolución paleo-geográfica 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.; BRÄNDLE, 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.
- ARENAS, R.; CASQUET, C. & PEINADO, M. (1980). «El metamorfismo del sector de Riaza (Somosierra, Sistema Central español). Implicaciones geoquímicas y petrológicas.» *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*. 1:117-146.

- ARENAS, R.; GONZALEZ LODEIRO, F. & PEINADO, M. (1982). «La zona de cizalla de Berzosa-Riaza en el sector septentrional. Influencia sobre la configuración de las zonas metamórficas.» *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.* 3:123-161.
- 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.
- BABIN, R. B. (1971). «Estudio meso y microtectónico del macizo metamórfico del Vellón.» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 69:5-27.
- BARD, J. P.; CAPDEVILA, R. & MATTE Ph. (1970). «Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et Guadarrama (Espagne Centrale).» *C. R. Acad. Sci. Paris, D.* 270: 2.630-2.633.
- BARRERA, J. L.; BELLIDO, F.; BRÄNDLE, J. L. & PEINADO, M. (1981). «Espectro geoquímico de los granitoides tardihercínicos del macizo Hespérico (sector español).» *Cuader. 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.» 87:1-79.
- BISCHOFF, L.; SCHÄFER, G.; SCHIMIDT, K. & WALTER, R. (1973). «Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentral Spanien).» *Münst. Forsch. Geol. Paläont.* 28-275.
- BISCHOFF, L.; WILDBERG, H. & BAUMANN, A. (1986). «Uranium/lead ages of zircons from gneisses of the Sistema Central, Spain.» *Intern. Conf. Iber. Terranes Proj.* 233:39.
- BRANDEBOURGER, E. (1984). *Les granitoides hercyniens tardifs de la Sierra de Guadarrama (Système Central, Espagne) Pétrographie et géochimie.* Tesis Doctoral: 1-209.
- BÜDELL, J. «Die doppelten Einebrungsflächen in den feuchten Tropen.» *Zeit, Geomorph* 1(2): 223-225.
- CAPOTE, R. (1971). *Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Avila.* Tesis Doctoral. Universidad Complutense. Madrid. 1-289.
- CAPOTE, R. (1973). «Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Avila. *Bol. Geol. Min.* 84:425-437.
- 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.
- CAPOTE, R. & FERNANDEZ CASALS, M. J. (1971). «Esquistosidad y tectónica superpuesta en el Paleozoico inferior del afloramiento metamórfico de Muñico (provincia de Avila).» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 69 (2): 175-185.
- CAPOTE, R. & FERNANDEZ CASALS, M. J. (1975). «Las series anteordovícicas del Sistema Central.» *Bol. Geol. Min.* 86 (6): 551-596.

- CAPOTE, R. & VEGAS, R. (1986). «El Paleozoico de los alrededores de Avila.» *Est. Geol.* 24:181-189.
- CAPOTE, R.; GONZALEZ CASADO, J. M. & VICENTE, G. de (1987). «Análisis poblacional de la fracturación tardihercínica en el sector central del Sistema Central Ibérico.» *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.* 11:305-314.
- CARRERAS SUAREZ, F.; OLIVE, A. & FERNANDEZ CARRASCO, I. (1982). «Nava de Arévalo.» (481). *Mapa Geol. Esp. 1:50.000.* (2.ª Serie), IGME.
- CARRERAS SUAREZ, F.; PORTERO, J. y GUTIERREZ ELORZA, M. (1982). «Mapa Geológico de España» 1:50.000 (2.ª Serie) MAGNA. Hoja y Memoria n.º 481 (16-19) Nava de Arévalo, IGME.
- 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. (1973). *Estudio geológico del afloramiento metamórfico de la sierra de San Vicente (Toledo).* Tesis Licenciatura. Universidad Complutense Madrid.
- CASQUET, C. (1986). «C-O-H-N fluids in quartz segregations from a major ductile shear zone: The Berzosa Fault, Spanish Central System.» *Jour. Met. Geol.* 4:117-130.
- 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.
- CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; GONZALEZ CASADO, J.M.; PEINADO, M. & VILLASECA, C. (en prensa). «Extensional tectonics and granite emplacement in the Spanish Central System.» A discussion. Enviado a *European Geotraverse*, 1988.
- 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.
- CORRALES, I.; CARBALLEIRA, J.; CORROCHANO, A.; POL, C. & ARMENTEROS, I. (1978). «Las facies miocenas del sector sur de la cuenca del Duero.» *VIII Cong. Nac. Sedim. Oviedo-León.*
- DIEZ BALDA, M. A.; VEGAS, R. & GONZALEZ LODEIRO, F. (En prensa). «Structure of the Autochthon of the Central Iberian Zone.» *Hercynica.*
- DOBLAS, M.; CAPOTE, R. & CASQUET, C. (1983). «Fenómenos de cizalla en los granitoides de la sierra de San Vicente (Sierra de Gredos).» *Stvd. Geol. Salm.* 18 Núm. extr.: 27-38.
- FERNANDEZ CASALS, M. J. (1976). *Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito Paleozoico-metamórfico de Somosierra (Sistema Central español).* Tesis Doctoral. Universidad Complutense Madrid. 1-305.
- FERNANDEZ CASALS, M. J. (1979). «Las deformaciones hercínicas del límite Somosierra-Guadarrama (Sistema Central).» *Est. Geol.* 35:169-192.
- FERNANDEZ CASALS, M. J. & CAPOTE, R. (1970). «La tectónica paleozoica del Guadarrama en la región de Buitrago de Lozoya.» *Bol. Geol. Min.* 81: 562-568.
- FERNANDEZ GARCIA, P. (1987). *Geomorfología del sector comprendido entre el S.*

- Central y el Macizo de Sta. María la Real de Nieva (Segovia)* Tesis Doctoral, Univ. Complut. de Madrid. 335.
- FERNANDEZ GARCIA, P. (1988). «Geomorfología del sector comprendido entre el Ssistema Central y el Macizo de Santa María la Real de Nieva (Segovia).» *Tesis Doctoral. Fac. C. C. Geológicas. Univ. Complutense. Madrid.* 336p.
- 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.
- FUSTER, J. M. & VILLASECA, C. (1979). «Migmatización en las series metamórficas de la vertiente norte de la sierra de Guadarrama.» *Est. Geol.* 35:285-290.
- GARCIA CACHO, C. (1973). *Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central español.* Tesis Doctoral. Universidad Complutense Madrid. 1-319.
- 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. Comp. Madrid.
- GONZALEZ CASADO, J. M. (1986). «La estructura y las series preordovícicas de Riaza (Sistema Central español).» *Rev. Nat. Proc. Geol.* 4.
- GONZALEZ CASADO, J. M. (1987). «Revisión de la zonación metamórfica y los procesos de blastesis-deformación de la región de Somosierra (Sistema Central español).» *Est. Geol.* 43 (3-4): 209-216.
- GONZALEZ CASADO, J. M. (1987). *Estudio geológico de la zona de cizalla de Berzosa-Honrubia (Sistema Central español).* Ed. Universidad Complutense Madrid. 1-294.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1980). *Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la sierra del Guadarrama (Sistema Central español).* Tesis Doctoral. Universidad Salamanca. 1-334.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981a). «Estudio geológico de la terminación oriental de la sierra del Guadarrama (Sistema Central español).» *Serie Resúmenes de Tesis Doctorales.* Universidad Salamanca. 276:1-31.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981b). «La estructura del anticlinorio del Olló de Sapo, en la región de Hiendelaencina (extremo oriental del Sistema Central español).» *Cuad. Geol. Iber.* 7:535-546.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981c). «Posición de las series infraordovícicas en el extremo oriental del Sistema Central y su correlación.» *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.* 2:125-134.
- GONZALEZ LODEIRO, F.; MARTINEZ CATALAN, J. R.; MACAYA, J. & ALVAREZ, F. (1988). «Sobre la estructura del antiformal de El Cardoso y el sinforme de Majaerayo y su relación con la falla de Berzosa.» *Geogaceta* 4:11-14.
- HAMMAN, W. & SCHMIDT, K. (1972). «Eine Llandeilo-Fauna aus der östlichen Sierra de Guadarrama (Spanien).» *N. Jb. Geol. Paläont.* 5:294-299.
- IBARROLA, E.; VILLASECA, C.; VIALETTE, Y., FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, C. & CASQUET, C. (1988). «Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System).» *Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Hespérico.* Libro Homenaje a L. C. García Figuerola, 377-384.

- I.G.M.E. (1974). *Mapa de Rocas Industriales*. E. 1:200.000 - Hoja n.º 38 - Segovia.
- I.G.M.E. (1977). *Investigación hidrogeológica de la zona norte del Sistema 11. Area Turégano-Sepúlveda*.
- I.G.M.E. (1979). *Investigación hidrogeológica del Mesozoico de Segovia. Sector sur. Abastecimiento a Segovia*.
- I.G.M.E. (1981). *Investigación infraestructural hidrogeológica del Sistema n.º 11. Cuenca del Duero*.
- I.G.M.E. (1985). *Potencial básico de granitos y neises ornamentales en Castilla y León*.
- JULIVERT, M.; FONTBOTE, J. M.^a; RIBEIRO, A. & NABAIS CONDE, L. E. (1972). *Mapa Tectónico de la península Ibérica y Baleares*. E. 1:100.000, Memoria Explicativa; 1-113 (1974). IGME.
- KILMURRAY, J. O. (1978). «Distena relicta en la vertiente septentrional de la sierra de Guadarrama. Sistema Central español.» *Est. Geol.* 34:359-362.
- LANCELOT, J. R.; ALLEGRET, A. & IGLESIAS, M. (1985). «Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons.» *Earth Planet. Sci. Lett.* 74:325-337.
- LEGUEY, S.; CASAS, I.; MEDINA, J. A. & HOYOS, M. A. (1976). «Estudio mineralógico de las calizas cristalinas del puerto de Somosierra. (Provincia de Segovia).» *Bol. Geol. Min.* 87:528-537.
- 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 concrecionales del Albense de Segovia.» *Est. Geol.* 24 (3-4): 243-247.
- LOPEZ RUIZ, S.; APARICIO, A. y GARCIA CACHO, L. (1975). «El metamorfismo de la sierra de Guadarrama. Sistema Central español.» *Mem. IGME.* 86:1-127.
- LOTZE (1929). «Stratigraphie und Tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien).» *Abh. Ges. Wiss. Gött. Math-Phys. Kl. (N. Ser.)* 14 (2):1-320.
- MACAYA MIGUEL, J. (1983). «Bandas miloníticas plegadas en los materiales metamórficos del sur de Segovia.» *Stvd. Geol. Salm.* 18. V. 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).» *Tectonophysics*.
- MATTE (1968). «Précisions sur le Précambrien supérieur schisto-gresex de l'Ouest des Asturies. Comparaison m avec les autres affleurements précambriens du Nord-Ouest de l'Espagne.» *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dynam.* (2.ª Ser.) 10 (3): 205-211.
- 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.
- MINGARRRO, F. & LOPEZ DE AZCONA, M. C. (1974). «Petrogénesis de las rocas carbonáticas de la provincia de Segovia.» *Est. 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.» *Est. 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. Universidad Complutense Madrid. 1-235.
- NAVIDAD, M. (1979). «Las series glandulares del sector central del macizo Ibérico (Guadarrama centro-occidental).» *Est. Geol.* 35:31-48.
- NAVIDAD, M. & PEINADO, M. (1981). «Facies vulcano-sedimentarias en el Guadarrama central (Sistema Central español).» *Stvd. Geol. Salm.* 12:137-159.
- PEDRAZA, J. de (1976). «Algunos procesos morfogenéticos recientes en el valle del río Alberche (Sistema Central Español). La drepresión 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. (1973). *Evolución metamórfica en el macizo El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central español)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense Madrid. 1-199.
- PEINADO, M. (1985). «Los ortogneises del Sistema Central. Evidencia de un ciclo pre-hercínico.»
- PENK, W. (1972). *Morphological Analysis of Landforms. A Contribution to Physical Geology*, Hafuer P.C., 430 pp. N. York (primera edición en lengua inglesa publicada en 1953 por Macmillan and Co. Londres). (Trabajo original en alemán, publicado en 1924).
- POL, C.; CORRALES, I.; CORROCHANO, A. & CARBALLEIRA, J. (1977). «Las facies detríticas del Mioceno del sector sur de la Cuenca del Duero.» *VIII Congr. Nac. Sedim. Oviedo-León*.
- PORTERO, J. M. & AZNAR, J. M. (1984). «Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo).» *I Congr. Esp. Geol.* 3:253-263.
- RINCON, A., LOPEZ DE AZCONA, C. y ALVAREZ, C. (1977). «Estudio geomatemático de las rocas carbonatadas de la provincia de Segovia.» *Est. Geol.* 33 (6): 581-587.
- RINCON, A.; ORDÓÑEZ, 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.» *Est. Geol.* 34 (3-4-5-6): 543-547.
- ROBERTS, H. H. & MURRAY, S. P. (1988). *Gulf of Northern Red Sea: Depositional Settings of distinct siliciclastic-carbonate Interfaces*. En: L.J. DOYLE & H.H. ROBERTS (Eds.) «Clastic Transition». Ed. Elsevier: 99-142.
- 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).» *Est. Geol.* 14:387-410.
- SAN MIGUEL, M. (1952). «Fuentelcésped (357).» *Mapa Geol. Esp. 1:50.000 (1.ª Serie)*. IGME.
- SAN MIGUEL, M. (1955). «Maderuelo (403).» *Mapa Geol. Esp. 1:50.000 (1.ª Serie)*. IGME).

- SANCHEZ CELA, V. (1969). «Contribución al estudio de la fracción aleurítico-arcillosa de los sedimentos albenses de la provincia de Segovia.» *Est. Geol.* 25 (1):113-121.
- SCHÄFER, G. (1969). «Geologie und Petrographie im östlichen Kastilischen Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien).» *Münst Forsch. Geol. Paläont.* 10:1-207.
- SCHROEDER, E. (1930). «Das Grenzgebirge von Guadarrama und Hesperischen Ketten.» *Sond. Abh. Ges Wiss Göttingen, Math. -Phys. Kl., N.F.* 16 (3):689-748. (Trad. M. San Miguel.- Zona limítrofe del Guadarrama y las cadenas hespéricas. *Publ. Ext. Geol. Esp.* 4:234-295, 1948).
- 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. «Revisión de datos geocronológicos e isotópicos de granitoides hercínicos y ante-hercínicos de la región galaico-castellana.» *Mem. Mus. Lab. Min. Geol. Oporto* 1: 171-186.
- SOERS, E. (1972). «Stratigraphie et géologie structurale de la parte orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale).» *Stvd. Geol. Salm.* 4:7-94.
- SOLE SABARIS, L. (1952). «Geografía Física de España. Tomo I, Geografía de España y Portugal de R. de Teran». *Ed. Montanes y Simon.* 500 págs. Barcelona.
- SOMMER, W. (1965). «Stratigraphie und Tektonik im Östlichen Guadarrama-Gebirge (Spanien).» *Müns. Forsch. Geol. Paläont.* 1:1-159.
- TORNOS, F. (1981). *Petrología de las rocas metamórficas del alto valle del Lozoya (Sistema Central español)*. Tesis Licenciatura. Universidad Complutense Madrid. 1-152.
- UBANELL, A. G. (1981). «Significado tectónico de los principales sistemas de diques en un sector del Sistema Central español.» *Cuad. Geol. Iber.* 7:607-624.
- VAUDOOUR, J. (1975). «Age et signification de quelques sols rouges sur gneiss et sur micaschistes dans la Cordillère centrale espagnole.» *Actas I Reunión del Cuaternario.* CSIC: 181-197.
- VAUDOOUR, J. (1979). *La región de Madrid. Alterations, sols et paléosols. Contribution a l'étude géomorphologique d'une région méditerranéenne sémi-aride.* Ed. Ophrys: 390 pp.
- VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M; PEINADO, M. & VILLASECA, C. (1986). «Orogenic granitic magmatism of prehercinian age.» *Terra Cognita* ICOG 6 meeting 6 (2): 1.606.
- 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 Jahrb.*
- VICENTE, G. de (1988). *Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica.* Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. Inédita.
- VICENTE, G. de; MARTINEZ, J.; CAPOTE, R. & LUNAR, R. (1986). «Determinación de los elipsoides de esfuerzo y deformación asociados a la mineralización argéntifera de Hiedelaencina (Sistema Central).» *Est. Geol.* 42: 23-31.
- VILLASECA, C. (1985). «Los granitos de la Sierra de Guadarrama.» *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.* 79 (4): 573-587.
- WAARD, D. de, (1950). «Polygenetic structures in augen gneisses of the Sierra de

Guadarrama, Spain.» *Bull. Com. Géol. Finlande*. 23:51-56. (Trad. M. San Miguel «Estructuras poligenéticas en los gneises de la Sierra de Guadarrama». *Publ. Extr. Geol. Esp.* 7:267-285, 1953).