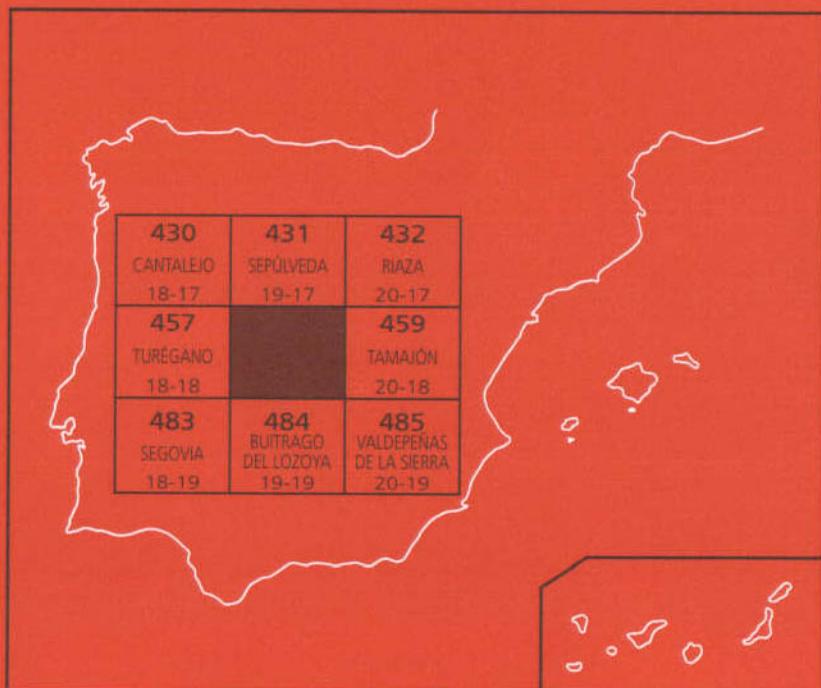




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie. Primera edición



PRÁDENA



Instituto Geológico
y Minero de España

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA
Escala 1:50.000

PRÁDENA

Segunda serie. Primera edición 1991
Reimpresión 2004

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por dos equipos pertenecientes a la Agrupación de Empresas EGEO, S.A. - GEOPRIN, S.A. y al Dpto. de Petrología de la Universidad Complutense, en el marco del convenio establecido entre el ITGE y la U.C.M. Han intervenido en la realización los siguientes autores:

Mapa Geológico:

- Mesozoico, Terciario y Cuaternario: A. del Olmo Sanz (EGEO, S.A.).
- Rocas metamórficas ígneas: A. Azor (Univ. Granada), C. Casquet (U.C.M.), L.M. Martín Parra (EGEO, S.A.), M. Navidad (U.C.M.), M. Peinado Moreno (U.C.M.), A. Pineda (GEOPRIN, S.A.), P. Villar Alonso (EGEO, S.A.) y C. Villaseca (U.C.M.).

Mapa Geomorfológico: M.A. Sanz, J.D. Centeno, P. Fernández y T. Bardají.

Memoria:

- *Introducción, Estratigrafía e Historia Geológica:* L.M. Martín Parra, P. Villar Alonso y A. del Olmo Sanz.
- *Petrología:* C. Casquet y M. Navidad.
- *Tectónica:* - Hercínica: P. Villar Alonso; - Tardihercínica y Alpina: R. Capote (U.C.M.), J.M. González Casado (U.C.M.) y G. de Vicente (U.C.M.).
- *Geomorfología:* M.A. Sanz (U.C.M.), J.D. Centeno (U.C.M.), P. Fernández (U.C.M.) y T. Bardají (U.C.M.).
- *Geología económica:* A. Merlo (GEOPRIN, S.A.).
- *Petrografía:* C. Casquet, M. Navidad y J. Escuder.

Asesoría en Geología Estructural:

- *Tectónica Hercínica:* F. González Lodeiro (Univ. Granada).

Asesoría en Sedimentología: A. Alonso (U.C.M.), I. Armenteros (Univ. Salamanca) y C. Dabrio (U.C.M.).

Asesoría en Geomorfología: J. Pedraza (U.C.M.).

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

Análisis por difracción de R.X.: M. Signes Orora y J. Bastida Cuarián.

Dirección y supervisión del I.T.G.E.: F. Bellido Mulas y L.R. Rodríguez Fernández.

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- Columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos.
- Fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Ninguna parte de este libro y mapa puede ser reproducida o transmitida en cualquier forma o por cualquier medio, electrónico o mecánico, incluido fotocopias, grabación o por cualquier sistema de almacenar información sin el previo permiso escrito del autor y editor

© Instituto Geológico y Minero de España
Ríos Rosas, 23 - 28003 Madrid

Web: <http://www.igme.es>

ISBN: 84-7840-542-9

Depósito Legal: M-25879-2004

NIPO: 405-04-013-3

Primera Edición 1991

Reimpresión 2004

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	7
1.1. Situación geográfica	7
1.2. Antecedentes	8
1.3. Encuadre geológico	11
1.4. Metodología seguida en la confección de la Hoja	15
2. ESTRATIGRAFÍA	15
2.1. Introducción	15
2.2. Rocas metamórficas	15
2.2.1. Ortoneises	16
2.2.1.1. Neises glandulares mesocratos-melanocratos	16
2.2.1.1.1. Facies microglandulares	16
2.2.1.1.2. Facies megaglandulares	17
2.2.1.1.3. Facies bandeadas	17
2.2.1.2. Neises bandeados	17
2.2.1.3. Neises glandulares	17
2.2.1.3.1. Facies glandulares	18
2.2.1.3.2. Facies bandeadas	18
2.2.1.4. Leuconeises	18
2.2.1.4.1. Facies aplíticas	18
2.2.1.4.2. Facies con copos de biotita	18
2.2.1.5. Metadioritas	19
2.2.1.6. Neises granodioríticos con anfíbol	19
2.2.1.7. Ortoanfibolitas	19
2.2.2. Metasedimentos	19
2.2.2.1. Paraneises	20
2.2.2.2. Esquistos biotíticos	20
2.2.2.3. Metareniscas	21
2.2.2.4. Cuarcitas	21
2.2.2.5. Rocas de silicatos cárnicos	21
2.2.2.6. Mármoles	22
2.2.2.7. Porfiroides	22
2.2.3. Distribución cartográfica	22
2.2.3.1. Dominio del Guadarrama oriental	22
2.2.3.2. Dominio del Guadarrama occidental	22
2.2.3.2.1. Sector oriental	22
2.2.3.2.2. Sector occidental	23
2.3. Depósitos mesozoicos y cenozoicos	24
2.3.1. Depósitos cretácicos	24
2.3.1.1. Arenas, arcillas y gravas (facies Utrillas). Dolomías tableadas de color rojo y arenas amarillo-pardas. Arenas con cemento dolomítico y bancos de ostreidos. Arenas y gravas con cemento siliceo y arcillas	25

2.3.1.2. Dolomías tableadas. «Dolomías tableadas de Caballar»	28
2.3.1.3. Areniscas con cemento dolomítico y arrecifes de rudistas. «Areniscas dolomíticas de Hontoria»	30
2.3.1.4. Dolomías, margas, areniscas dolomíticas y arrecifes de rudistas. Miembro «Dolomías de Montejo»	31
2.3.1.5. Dolomías brechoidales y margas. Formación «Dolomías y margas del valle de Tabladillo»	32
2.3.2. Sedimentos neógenos	33
2.3.2.1. Bloques, cantos y arenas de granitos y neises	34
2.3.2.2. Cantos de cuarcitas y pizarras	35
2.3.3. Cuaternario	35
2.3.3.1. Pleistoceno	36
2.3.3.1.1. Bloques y cantos (conos de deyección antiguos)	36
2.3.3.1.2. Arenas, limos y cantos (glacis)	36
2.3.3.1.3. Cantos y arenas (terrazas)	36
2.3.3.2. Holoceno	36
2.3.3.2.1. Bloques, cantos y arenas (coluviones)	36
2.3.3.2.2. Limos, arenas y turberas (fondos de Navas)	37
2.3.3.2.3. Cantos, bloques y arenas (conos de deyección)	37
2.3.3.2.4. Arenas, limos y cantos (Aluviales. Fondos de valle)	37
3. PETROLOGÍA	37
3.1. Descripción de los materiales	37
3.1.1. Rocas metamórficas	37
3.1.1.1. Metasedimentos del dominio de Guadarrama	37
3.1.1.1.1. Metapelitas, metasamatitas feldespáticas y cuarcitas del sector oriental	38
3.1.1.1.1.1. Paraneises de grano fino «mosqueados»	40
3.1.1.1.1.2. Cuarcitas	41
3.1.1.1.2. Paranfibolitas, mármoles y rocas de silicatos cárnicos	42
3.1.1.1.2.1. Mármoles	42
3.1.1.1.2.2. Rocas de silicatos cárnicos	42
3.1.1.2. Rocas ígneas prehercínicas	43
3.1.1.2.1. Ortoneises bandeados	43
3.1.1.2.2. Ortoneises glandulares mesocratos-melancratos	44
3.1.1.2.3. Ortoneises glandulares	46
3.1.1.2.3.1. Facies macroglandulares	47
3.1.1.2.3.2. Facies con copos de biotita. «La Acebeda»	48

3.1.1.2.4. Leuconeises	49
3.1.1.2.5. Ortoneises granodioríticos con anfíbol	51
3.1.1.2.6. Porfiroides	52
3.1.1.2.7. Ortoanfibolitas	52
3.1.1.2.8. Metadioritas	53
3.1.1.3. Rocas ígneas hercínicas	53
3.1.1.3.1. Rocas filonianas	54
3.1.1.3.1.1. Diques de aplita	54
3.1.1.3.1.2. Diques de cuarzo	54
3.2. Características del metamorfismo regional	55
3.3. Geoquímica	58
3.3.1. Rocas metamórficas ortoderivadas	58
3.3.1.1. Rocas anfibolíticas	58
3.3.1.2. Neises ortoderivados	58
3.3.2. Granitoïdes	62
 4. TECTÓNICA	62
4.1. Introducción	62
4.2. Orogenia hercínica	64
4.2.1. Introducción	64
4.2.2. Primera fase de deformación (D1)	64
4.2.3. Segunda fase de deformación (D2)	64
4.2.4. Tercera fase de deformación (D3)	65
4.2.5. Cuarta fase de deformación (D4)	66
4.2.6. Quinta fase de deformación (D5)	66
4.2.7. Las fallas post D3	67
4.2.7.1. Falla de La Berzosa	67
4.2.7.2. Falla de Robregordo	67
4.2.8. Deformaciones finihercínicas	69
4.2.8.1. Estictolitas	69
4.2.8.2. Estructuras mayores	69
4.2.8.3. Etapa Malagón	70
4.2.8.4. Etapa Hiendelaencina	70
4.3. Deformaciones alpinas	70
4.3.1. Etapa ibérica	71
4.3.2. Etapa Guadarrama	71
 5. GEOMORFOLOGÍA	72
5.1. Características geomorfológicas generales	72
5.1.1. Las superficies de erosión	73
5.1.2. El modelado de detalle. La evolución cuaternaria	74
5.1.2.1. Fenómenos fluviales y asociados	74
5.1.2.2. Fenómenos glaciares y periglaciares	75
5.1.2.3. Fenómenos gravitacionales y/o mixtos	76

5.2. El sistema cartográfico	76
5.3. Descripción de las unidades y elementos	77
5.3.1. Superficie tipo penillanura en cumbres	77
5.3.2. Superficie tipo penillanura en parameras-hombreras y cerros ..	77
5.3.3. Laderas	78
5.3.4. Superficie tipo pediment	78
5.3.5. Relieves estructurales	79
5.4. Elementos morfológicos	79
5.4.1. Superficie de erosión y elementos asociados	79
5.4.2. Elementos glaciares	80
5.4.3. Elementos periglaciares y nivales	81
5.4.4. Elementos estructurales de plegamiento	82
5.4.5. Elementos gravitacionales-coluviones	82
5.4.6. Aluvial y elemenos asociados	83
 6. HISTORIA GEOLÓGICA	84
 7. GEOLOGÍA ECONÓMICA	90
7.1. Minería metálica	90
7.2. Rocas industriales	92
7.2.1. Granito	92
7.2.2. Neises	92
7.2.3. Cuarzo, distena y esquistos	92
7.2.4. Micas	93
7.2.5. Pegmatita	93
7.2.6. Arenas	93
7.2.7. Calizas	93
7.3. Hidrogeología	94
 8. BIBLIOGRAFÍA	96
 INDICE DE TABLAS	
Tabla 1	63

1. INTRODUCCIÓN

1.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja de Prádena se sitúa en el extremo oriental de la sierra de Guadarrama que constituye, junto a la sierra de Ayllón, el sector oriental del Sistema Central español. Ocupa también una parte del borde sur de la meseta castellano-leonesa.

La sierra de Guadarrama y su continuación, a través de Somosierra, a la sierra de Ayllón constituye el relieve principal de la Hoja. La cota más alta, con 2.129 m. se alcanza en el pico Tres Provincias, situado en el ángulo nororiental de la Hoja (Fig. 1). La cuerda de Guadarrama, que la cruza diagonalmente, varía entre 1.600 y 2.000 m. alcanzando los 2.102 m. en el pico Rejo Alto en el extremo suroccidental.

Las zonas bajas se sitúan a uno y otro lado de la sierra. Al NO se encuentra la meseta castellano-leonesa con altitudes de 1.000 a 1.300 m. y una pendiente suave hacia el NO. Al SE se localiza un conjunto de valles separados por lomas suaves que constituyen parte del valle del Lozoya. Es en esta última zona donde se localiza el punto más bajo de la Hoja con 955 m. en el embalse de Puentes Viejas.

La zona se encuentra densamente poblada por pinares hasta cotas próximas a 1.900 m. A mayores alturas la vegetación es propia de alta montaña, con escasos matorrales y pastos. En las faldas de la sierra y por debajo de los 1.000-1.200 m. aparecen bosques de robles y encinas de escasa entidad.

Los ríos más importantes son: el Cega, con sus afluentes Pontón y Vadillo, perteneciente a la cuenca hidrográfica del Duero; el río Madarquillos, afluente del

Lozoya y el río Jarama, que nace en la falda oriental del Coto de Montejo (2.045 m.). Estos últimos pertenecen todos a la cuenca hidrográfica del Tajo.

La Hoja se reparte administrativamente, casi a partes iguales, entre las provincias de Madrid y Segovia, con una pequeña parte correspondiente a Guadalajara en la esquina nororiental.

Las poblaciones más importantes son Prádena, Casla, Arcones, Matabuena, Gallegos y Pedraza en la provincia de Segovia y Somosierra, Robregordo, Braojos y Horcajuelo de la Sierra en la de Madrid.

1.2. ANTECEDENTES

La revisión más actualizada, aunque esquemática, del conocimiento del Sistema Central español se encuentra en el trabajo de BELLIDO *et al.* (1981), realizado con motivo de la «VII Reunión de Geología del Oeste Peninsular». Anteriormente BARD *et al.* (1970) trazan los rasgos más generales de esta región.

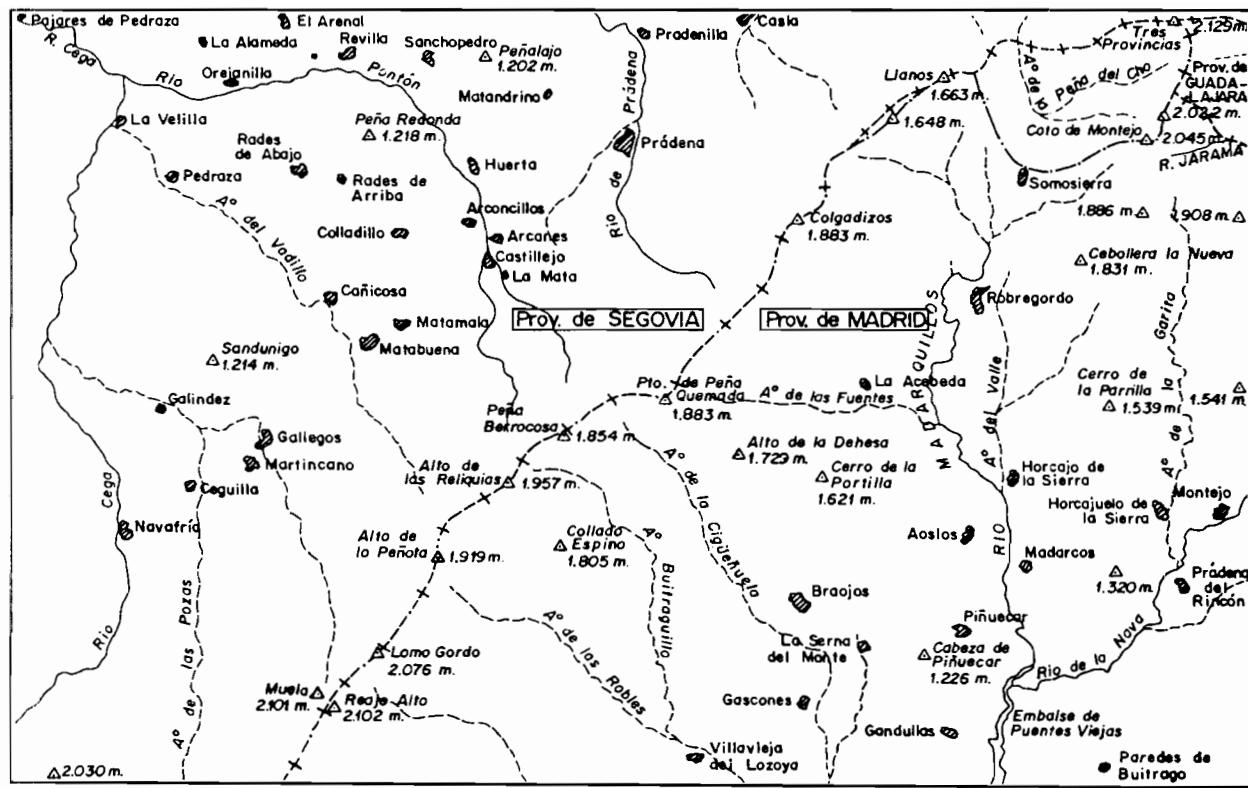
La primera zonación del Macizo Ibérico la establece LOTZE (1945) que incluye una gran parte del Sistema Central dentro de la zona galaco-castellana y, únicamente el sector más oriental de bajo grado metamórfico, en su zona asturooccidental-leonesa.

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

La estratigrafía de los materiales metasedimentarios es tratada conjuntamente para todo el Sistema Central o para amplios sectores de éste, en los trabajos de LOTZE (1929), SCHROEDER (1930), SOMMER (1966), SCHAFER (1969), HAMMAN y SCHMIDT (1972), SOERS (1972) y BISCHOFF *et al.* (1973). Posteriormente, la estratigrafía de los materiales tanto metasedimentarios como ortoderivados es tratada por CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1975), CAPOTE *et al.* (1977), FERNÁNDEZ CASALS (1976), GONZÁLEZ LODEIRO (1978, 1980, 1981a y 1981b) y TORNOS (1981); y ya recientemente, con los trabajos de GONZÁLEZ LODEIRO (1988), MACAYA *et al.* (en prensa) y DÍEZ BALDA *et al.* (en prensa).

Los trabajos más importantes que, también de un modo más o menos general, estudian la tectónica son los de BARD *et al.* (1970) que proponen 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 de FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE (1970), CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1971), BABIN (1971), CAPOTE (1972 y 1973), SOERS (1972), CASQUET (1973), FERNÁNDEZ CASALS (1976 y 1979), GONZÁLEZ 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 y que se localizan entre sectores de características estratigráficas, metamórficas y plutónicas distintas.

Nuevos datos estructurales son aportados con los trabajos de DOBLAS *et al.* (1984), GONZÁLEZ CASADO (1986, 1987a y 1987b) y CAPOTE *et al.* (1987) entre



Δ Cumbre. Vértice

● Población

- - - Divisoria hidrográfica

+ + + Límite provincial

otros. Recientemente (GONZÁLEZ LODEIRO, 1988; DÍEZ BALDA *et al.* [en prensa]; MACAYA *et al.* [en prensa]) se ha efectuado una revisión de las estructuras hercínicas tanto del área tratada como de zonas adyacentes, estableciéndose un nuevo esquema que trasciende a un modelo geotectónico de tipo colisional, al integrar datos tanto estructurales como estratigráficos y metamórficos válido para todo el Sistema Central (MACAYA *et al.* en prensa).

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

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

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

El metamorfismo fue estudiado de modo general por primera vez por HEIM (1952). También se puede citar el trabajo de WAARD (1950) sobre las migmatitas de la sierra de Guadarrama. En los trabajos de FUSTER *et al.* (1973), LÓPEZ RUIZ *et al.* (1975), ARENAS *et al.* (1980) y ARENAS *et al.* (1981) se estudian los aspectos metamórficos generales de la región de Buitrago y su prolongación hasta Riaza, observándose una espectacular zonalidad mineral regional que ha sido recientemente reagrupada por CASQUET y NAVIDAD (1985) y CASQUET (1986). Conviene citar también el trabajo de KILMURRAY (1978) que, aunque sobre un problema muy concreto como es la presencia de distena, abarca un amplio sector del Sistema Central.

En relación con el área concreta de esta Hoja, están los estudios de BISCHOFF *et al.* (1973) desde un punto de vista petrológico, y los de FERNÁNDEZ CASALS (1976 y 1979), GONZÁLEZ CASADO (1986) y GIL TOJA (1984, 1986) con un enfoque estructural y metamórfico, especialmente en lo referente a las estructuras de cizalla de la fase 2 hercínica.

El conocimiento de la existencia de materiales cretácicos en la provincia de Segovia viene ya desde el siglo pasado, con los trabajos de CORTAZAR (1981) y FERNÁNDEZ NAVARRO (1987). Más tarde SAN MIGUEL DE LA CÁMARA (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 SÁNCHEZ CELA (1968 a y b), LÓPEZ DE AZCONA y MINGARRO (1968), SÁNCHEZ CELA (1969), CASAS *et al.* (1975) y RINCÓN *et al.* (1978), mientras que para sedimentos carbonáticos tenemos los de MINGARRO y LÓPEZ DE AZCONA (1974 y 1975) y RINCÓN *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 Turonense y ALONSO y MAS (1982) comparan y correlacionan las unidades cretácicas al norte y sur del Sistema Central.

1.3. ENCUADRE GEOLÓGICO

Los materiales que afloran en la hoja, se agrupan en dos conjuntos netamente diferentes. Uno, constituido por las rocas ígneas y metamórficas pertenecientes al macizo hercínico, y otro, por los sedimentos mesozoicos, terciarios y cuaternarios que constituyen la cobertura.

La orogenia hercínica es la responsable de los principales eventos tectónicos, metamórficos e ígneos que afectan a los materiales precámbricos y paleozoicos. Estos se enclavan dentro de la zona galaico-castellana de LOTZE (1945) o también dentro de la zona centro-ibérica de JULIVERT *et al.* (1972) (Fig. 2), cuyas características principales son:

- Precámbrico constituido por neises de «Ollo de Sapo» y similares y una serie muy potente de esquistos y grauvacas (complejo esquisto-grauváquico), cuya edad podría llegar en los términos más altos de la serie al Cámbrico inferior.
- Ordovícico de carácter transgresivo y discordante.
- Silúrico constituido fundamentalmente por pizarras negras con algunas intercalaciones de cuarcitas y, en ocasiones, calizas y lítidas.
- Devónico inferior poco potente.

BELLIDO *et al.* (1981) realizan una subdivisión más detallada del Sistema Central, en la que la presente Hoja se encontraría en el dominio central, salvo una pequeña área, situada en la esquina suroriental, que pertenece al dominio oriental.

El dominio central estaría caracterizado, según estos autores, por el afloramiento exclusivo de series preordovícicas, un metamorfismo regional de grado medio y alto, una gran extensión en la que se alcanza el grado de anatexia y por la presencia de granitoides tardihercínicos, que se hacen más abundantes hacia el oeste.

El dominio oriental, situado al E de la falla de La Berzosa, se caracterizaría por el afloramiento de series ordovícicas y postordovícicas, por la existencia de un metamorfismo regional de bajo grado (aunque en algunas áreas, como en la presente Hoja, se alcanza el grado medio) y por la ausencia de cuerpos plutónicos granitoides tardihercínicos.

CAPOTE *et al.* (1982) subdividen, a su vez, el Sistema Central en tres grandes complejos estructurales denominados de O a E: complejo de Gredos, complejo de Guadarrama y complejo de Somosierra-Ayllón siendo sus límites cabalgamientos cuya posición coincide sensiblemente con los del trabajo anterior.

La presente Hoja pertenecería en su mayoría al complejo de Guadarrama, y la pequeña área suroriental ya citada al de Somosierra-Ayllón

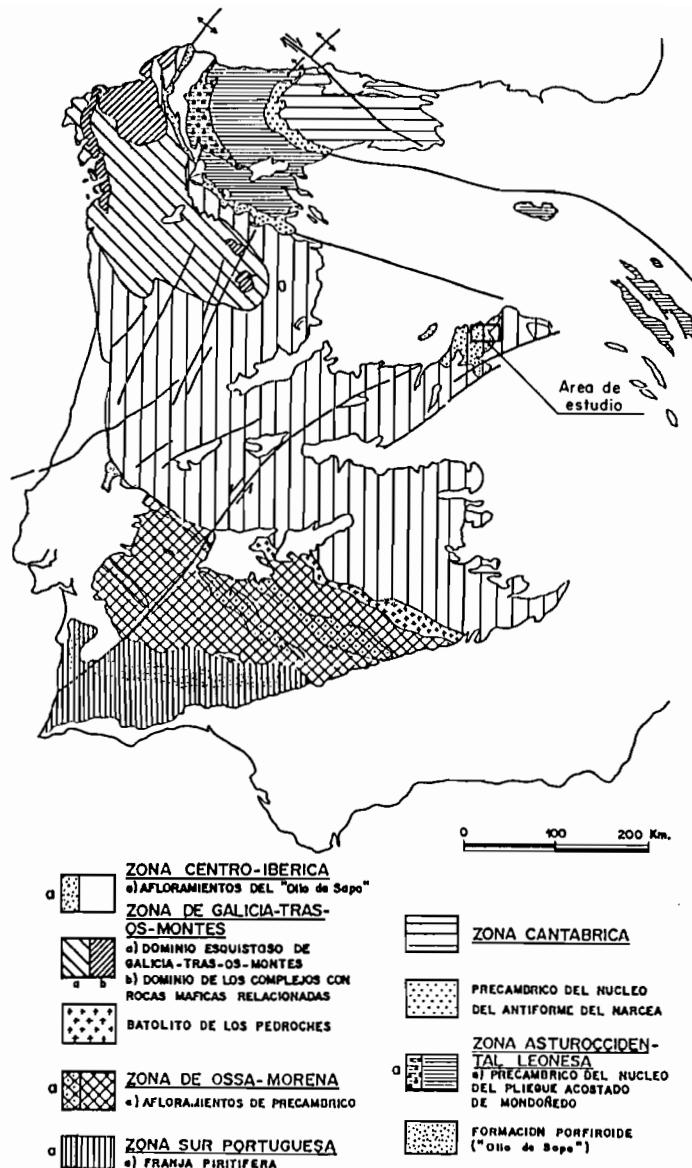


Fig. 2. Situación del área de estudio en el macizo hespérico, modificado de JULIVERT *et al.* (1972) seg\xfbind ARENAS *et al.* (1988).

El complejo de Guadarrama se caracteriza por:

- Presencia exclusiva de series preordovícicas compuestas de paraneises, rocas de silicatos cárnicos, anfibolitas y mármoles sobre neises ocelares diversos.
- Metamorfismo regional intenso.
- Menor frecuencia de cuerpos granitoides que en el complejo de Gredos.
- Estructura interna con pliegues tumbados y cabalgamientos menores.

El complejo de Somosierra-Ayllón se sitúa al E de la falla de La Berzosa y se caracteriza por:

- Predominio de series ordovícicas y posteriores que se apoyan sobre las series preordovícicas y sobre neises ocelares.
- Metamorfismo de grado bajo.
- Ausencia de cuerpos plutónicos tardíos.

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

Recientemente GONZÁLEZ LODEIRO (1988) y MACAYA *et al.* (en prensa), han efectuado una revisión de las estructuras hercínicas del Sistema Central (Fig. 11) que, en el entorno próximo a la Hoja, aportan novedades de interés. Así la falla de La Berzosa, que da lugar a una visión en dos dominios del Guadarrama: el oriental y el occidental, resulta ser un accidente normal con una pequeña componente dextral, posterior a las estructuras de F3, cuyo bloque hundido es el oriental y no un cabalgamiento de F2 replegado por F3 como se venía considerando.

La reconstrucción del movimiento de la falla de La Berzosa permite correlacionar la banda de deformación de F2 situada en el núcleo del antiforme del Cardoso, con la que se observa al O de la falla de La Berzosa.

Por otra parte, la megaestructura cartográfica que presentan los afloramientos de ortoneises y metasedimentos en el ámbito de la Hoja es debida a la F3 hercínica de los anteriores autores. Dicha fase de deformación pliega a estructuras anteriores (F1 y F2) de gran importancia. Es importante igualmente la acción de las fases tardías que dan lugar a inflexiones en el trazado de la megaestructura y a fenómenos de interferencia en domos y cubetas.

El gran grupo formado por los materiales de la cobertura puede subdividirse, atendiendo a criterios sedimentarios, en dos. Uno estaría constituido por los depósitos cretácicos y otro por los terciarios y cuaternarios.

Los sedimentos cretácicos están integrados por materiales de origen marino depositados en un ambiente de plataforma, si bien hay episodios de influencia continental. El resultado es una alternancia de depósitos carbonatados y silicílicos. La edad que se atribuye a estos materiales, pese a la escasez de fauna determinativa encontrada en ellos, es de Cretácico superior, en un intervalo que varía desde el Coniacense al Maastrichtiense (ALONSO, 1981), aunque no resulta descriptable que se prolongase a parte del Paleoceno. Estos materiales aparecen recogidos en grabens inversos cabalgados por el zócalo hercínico en la parte noroccidental de la Hoja.

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

Un grupo de materiales terciarios está constituido por depósitos siliciclásticos, procedentes de un área metamórfica, con un color rojo típico. Su edad, aunque es difícil de establecer dada la falta de fauna determinante, posiblemente sea Mioceno inferior. Estos materiales corresponden a diversas partes de abanicos aluviales ligados a una morfología parecida a la actual.

Otro grupo lo forman los depósitos de posible edad Pliocena que se apoyan sobre las «series rojas». Estos materiales se encuentran cerca del borde suroriental de la Hoja y corresponden a abanicos aluviales de dimensiones reducidas.

Por último, aparecen los depósitos cuaternarios, que están relacionados con la morfogénesis de encajamiento que afecta a la Hoja.

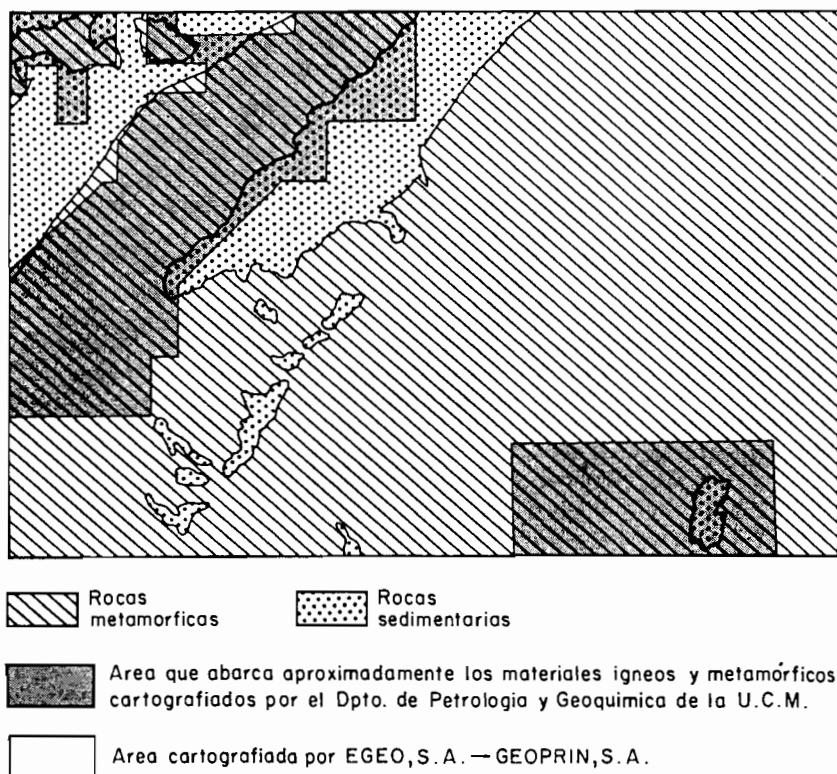


Fig. 3.

1.4. METODOLOGÍA SEGUIDA EN LA CONFECCIÓN 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 Complutense de Madrid y otro, compuesto por geólogos de la Agrupación de Empresas GEOPRÍN, S.A. y EGEO, S.A. Cada uno de estos equipos ha sido el encargado de la cartografía 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, la cual podemos sintetizar del siguiente modo:

- Una primera etapa de recopilación bibliográfica de la región.
- Una segunda etapa de trabajo de campo, en la que se realiza la cartografía de la Hoja y la recogida sistemática de muestras.
- Una tercera etapa dedicada al análisis de laboratorio de las muestras recogidas y elaboración de las fichas de análisis correspondientes.
- Y una cuarta etapa de elaboración de los datos en gabinete para la confección del Mapa y 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 las muestras, etc., se agrupa bajo un tercer epígrafe denominado Documentación Complementaria.

2. ESTRATIGRAFÍA

2.1. INTRODUCCIÓN

Los materiales que constituyen la Hoja se agrupan en un zócalo, formado por rocas ígneas y sedimentarias intensamente deformadas y metamorfizadas durante la orogenia hercínica, y una cobertura formada por sedimentos marinos y continentales de edades Mesozoicas y Terciarias. La cobertura mesozoica actual es un resto de otra, mucho más extensa, que cubría todo el zócalo de la Hoja y que, hoy sólo se conserva en cubetas tectónicas y en una orla de borde del zócalo. Los materiales terciarios constituyen restos de abanicos aluviales formados al pie de los escarpes durante el levantamiento de la actual sierra de Guadarrama. Por último, los depósitos cuaternarios se producen en los cauces de los ríos y en el fondo de los valles que constituyen cubetas tectónicas formadas durante la orogenia alpina.

2.2. ROCAS METAMÓRFICAS

Los materiales metamórficos que se encuentran en la Hoja proceden de una

serie sedimentaria de edad preordovícica y probablemente precámbrica, intruida por tipos variados de granitoides que, conjuntamente, han sido deformados y metamorfizados durante la orogenia hercínica.

Estas rocas metamórficas han sufrido una fuerte deformación y un metamorfismo que, en bastantes ocasiones, alcanza la anatexia. En estas condiciones, la naturaleza de los contactos entre materiales orto y paraderivados y entre las mismas rocas metasedimentarias ha sido fuertemente oscurecida como consecuencia de su transposición durante la deformación. De la misma manera, en los metasedimentos no se reconocen estructuras sedimentarias primarias.

A continuación se describen los diferentes litotipos y, posteriormente, su disposición cartográfica.

2.2.1. Ortoneises

En este conjunto de materiales ortoderivados se han diferenciado en la cartografía varios tipos que se describen a continuación.

2.2.1.1. Neises glandulares mesocratos-melanocratos (11)

Afloran en macizos de diverso tamaño con formas alargadas en la dirección de las estructuras. Deben corresponder a intrusiones de tipo granodiorítico y son, según se deduce de los datos cartográficos, los más antiguos de todos los conjuntos glandulares representados.

Sus características distintivas radican en su textura porfídica con fenocristales de feldespato potásico de hasta 10 cm. de diámetro, flotando en una matriz biotítico-sillimanítica de grano fino a medio. El tamaño y distribución de los fenocristales es heterogéneo a escala de afloramiento; las facies más comunes presentan una distribución bimodal, con una población mayoritaria de fenocristales de en torno a 2 cm. de diámetro, entre los que se distribuyen irregularmente otros de más de 5 cm.

La forma de los fenocristales suele ser idioblástica, con secciones exagonales, o bien redondeada o lenticular por efecto de las rotaciones y aplastamientos sufridos durante la deformación.

Es relativamente frecuente la presencia de intercalaciones de espesor decímetrico a métrico, más leucráticas. Es también la formación ortonéisica que mayor frecuencia y variedad de enclaves muestra. Los más abundantes son los de los metasedimentos encajantes, a veces de varios metros, pero también se encuentran de rocas ígneas microgranulares y de tipo micáceo.

Localmente puede distinguirse facies características con distribución irregular y sin entidad cartográfica.

2.2.1.1.1. Facies microglandulares

El tamaño de los fenocristales de feldespato potásico no supera los 2 cm. La matriz tiene un aspecto bandeadido con separación de niveles milimétricos cuarzo-

feldespáticos y biotíticos alternantes. Presenta fenocristales de cuarzo relativamente abundantes. Suelen encontrarse cerca del contacto con los metasedimentos.

2.2.1.1.2. Facies megaglandulares

Aunque tienen una distribución heterométrica de glándulas son muy abundantes las que superan los 6 cm. El número de fenocristales es muy grande, superando el 50% del total de la roca. Es en esta facies donde se pueden encontrar tamaños de glándulas de hasta 16 cm.

2.2.1.1.3. Facies bandeadas

Tienen muy desarrollado el bandeadado néisico, con niveles centimétricos cuarzofeldespáticos alternando con otros algo más finos en los que predominan la biotita y la sillimanita. El tamaño de grano es más grueso que en el resto de las facies y los fenocristales son escasos o no existen.

2.2.1.2. Neises bandeados (10)

Son rocas con un bandeadado característico formado por la alternancia de niveles cuarzofeldespáticos con niveles biotítico-sillimaníticos de espesor semicentimétrico, marcando la foliación principal.

Esporádicamente se encuentran dispersos fenocristales de feldespato potásico y plagioclasa rodeados por la foliación y con sombras de presión, a veces asimétricas. En otras ocasiones los fenocristales están aplastados y estirados e incluidos en los niveles cuarzofeldespáticos.

En el contacto con los metasedimentos es frecuente encontrar enclaves de éstos y lentejones pegmatíticos deformados y boudinados, así como intercalaciones métricas de neises bandeados dentro de los metasedimentos.

Este tipo de neises parecen estar relacionados con los neises glandulares mesócrato-melanocratos a los que les une su composición mineralógica y la similitud de las facies, que pasan gradualmente de unas a otras.

Estos neises intruyen a los metasedimentos y parecen ser intruidos por los leuconeises.

2.2.1.3. Neises glandulares (9)

Son rocas granudas, de tamaño de grano de medio a grueso, de tonos grises y de composición cuarzofeldespática con un contenido en biotita menor que los neises mesócratos.

Afloran en grandes macizos. Deben corresponder a intrusiones de tipo granítico o adamellítico.

2.2.1.3.1. Facies glandulares

Tiene fenocristales de feldespato potásico de tamaño bastante homogéneo, en torno a 2-3 cm., y se dispone regularmente en una matriz cuarzofeldespática de grano medio. Es la facies más abundante.

2.2.1.3.2. Facies bandeadas

Se encuentra en las zonas más deformadas. Desarrolla un bandeadado poco neto debido a la escasez de micas. Presenta algunos fenocristales dispersos de 1 a 2 cm.

2.2.1.4. *Leuconeises* (8)

Son rocas granudas, de tamaño de grano muy variable, de color claro y con un bajo contenido en biotita. Afloran en macizos circunscritos en el sector oriental de la Hoja y en tiras alargadas según la estructura en la parte occidental evidenciando un mayor grado de deformación.

En los macizos de Piñuécar y Madarcos es posible encontrar criterios de intrusión de estos neises en su encajante y en el macizo de La Acebeda puede observarse cartográficamente una intrusión de estos neises sobre los metasedimentos y los neises glandulares mesócratos.

Una de las características de estos neises es la gran variabilidad de sus facies, encontrándose desde facies glandulares hasta aplítoides en un corto trecho. En el macizo de Piñuécar, inmediatamente al sur de Buitrago del Lozoya, ya fuera la Hoja, pueden observarse buenos ejemplos de variación de facies. A continuación se describen las facies más características.

2.2.1.4.1. Facies aplíticas

Son de grano fino, de aspecto filoniano en muchos casos, normalmente contienen turmalina como único fémico. A veces, también tienen granate abundante. Se encuentran orlando los macizos circunscritos del este de la Hoja como facies de borde, aunque también se encuentran en su interior con aspecto filoniano. Esta facies aplítica es idéntica a la de los metafilones de leuconeises que se encuentran encajados en los metasedimentos.

2.2.1.4.2. Facies con copos de biotita

Se caracteriza porque la biotita se agrupa en copos distribuidos homogéneamente en una matriz cuarzofeldespática de grano medio a grueso sin textura porfídica. Es muy característica en los alrededores de La Acebeda.

2.2.1.5. Metadioritas (6)

El único afloramiento localizado y cartografiado se sitúa 3,5 km. al SE de la localidad de Gallegos. Se trata de una intercalación métrica en los neises glandulares y concordante con la foliación principal.

Es una roca de tono gris con un moteado de minerales fémicos y aspecto bandeados. En los bordes de la intercalación es de grano fino, mientras que en la parte interna es de grano medio con aspecto pegmatoide.

Se ignoran las posibles relaciones cronológicas y genéticas con los otros materiales ortoderivados presentes en la Hoja.

2.2.1.6. Neises granodioríticos con anfíbol (7)

Forman cuatro pequeños afloramientos localizados en el área de la Peñota (7 km. al NO de Villavieja del Lozoya) encajando siempre en metasedimentos.

Son rocas homogéneas, no glandulares, de grano medio y tonos grises, con una fábrica plano-lineal bien marcada. Se destacan claramente en la roca anfibóles y micas verdosas.

Deben representar sills o diques encajados en los metasedimentos, ignorándose las relaciones con los otros ortoneises.

2.2.1.7. Ortoanfibolitas (5)

Son rocas de tonos oscuros o verdosos cuando están alteradas, compuestas fundamentalmente por plagioclasa y anfíbol y, en ocasiones, granate. En general presentan un bandeados submilimétrico formado por lechos alternantes más o menos ricos en plagioclasa. Sobre los planos de foliación puede observarse una lineación mineral marcada por los anfibóles.

Afloran en niveles de espesor métrico en forma de sills, muchas veces boudinados, encajados tanto en ortoneises como en metasedimentos y concordantes con la foliación. Deben representar antiguas rocas básicas metamorfizadas.

El afloramiento más importante se sitúa 1 km. al N de la localidad de Brajos donde encaja entre metasedimentos y leuconeises.

2.2.2. Metasedimentos

Ocupan grandes extensiones en el sector suroriental de la Hoja mientras que en el resto se limitan a estrechas tiras incluidas en los ortoneises.

Los metasedimentos presentan varios tipos litológicos que alternan entre sí. Se trata fundamentalmente de una serie formada por alternancias de paraneises, esquistos bióticos y metarenísca feldespáticas con pequeñas intercalaciones locales de cuarcitas feldespáticas, cuarcitas grafitosas, rocas calcosilicatadas,

mármoles y porfiroides. De estos tipos sólo se han representado en la cartografía las rocas calcosilicatadas más potentes, un nivel de cuarcitas grafitosas y otros dos de mármoles, uno situado al NE del puerto de Somosierra y el otro, 2 km. al S de Prádena.

No se han observado diferencias litológicas importantes dentro de la serie como para separar unidades dentro de ella por lo que pensamos que constituyen una única formación. En cuanto a la correlación de esta serie, MACAYA *et al.* (en prensa) piensan que es equivalente a la formación Montejo, la serie preordovícica del dominio del Guadarrama oriental; por otra parte, los datos geocronológicos existentes sobre los ortoneises dan una edad de 580+/-20 m.a. (BISCHOFF, 1986) para las facies glandulares mesocratas, que son claramente intrusivas en los metasedimentos, por lo que la edad de la serie sedimentaria sería anterior.

A continuación se hace una descripción de los tipos litológicos más representativos.

2.2.2.1. Paraneises (15)

Son rocas de color gris más o menos oscuro según el grado de alteración meteórica sufrido. Se presentan en niveles de espesor decimétrico que alternan con esquistos y metareniscas.

Presentan un bandeadío néisico definido por la alternancia de bandas micáceas y bandas cuarzofeldespáticas. Las bandas micáceas, de tono oscuro, están compuestas de biotita, sillimanita y, en las zonas de menor metamorfismo, moscovita. Las bandas cuarzofeldespáticas contienen cuarzo, plagioclasa y, en las zonas migmatizadas, feldespato potásico con micas subordinadas.

Es característica de algunos de estos paraneises la presencia de nódulos de cuarzo-sillimanita alargados según la lineación que, localmente, pueden llegar a ser muy abundantes dando a la roca un aspecto conglomerático.

En las inmediaciones de los macizos de ortoneises, los paraneises tienen aspecto de migmatitas deformadas, siendo entonces difícil trazar el contacto entre materiales orto y paraderivados.

2.2.2.2. Esquistos bióticos (15)

Son rocas de tonos marrones, de grano medio o fino que se presentan en niveles decimétricos alternando con otros materiales metasedimentarios.

La mineralogía reconocible a simple vista está formada por biotita, sillimanita y cuarzo.

La fábrica es predominantemente planolinear marcando las micas la estructura planar y la sillimanita la linear.

Dentro de este grupo litológico pueden destacarse las micacitas, rocas compuestas por biotita, sillimanita, moscovita y, en ocasiones, granate rodeado por la foliación.

2.2.2.3. Metareniscas (15)

Son rocas granudas de tonos grises más o menos claros en función del contenido en biotita. Se presentan en bancos de decimétricos a métricos, aunque en ocasiones, como ocurre en la falda sur del coto de Montejo, puedan encontrarse en paquetes hectométricos que, no obstante, no tienen gran continuidad lateral.

La mineralogía que se puede reconocer a simple vista se compone de cuarzo, feldespato, biotita y sillimanita, esta última más rara que en los esquistos y para neises.

La fábrica que presenta es siempre compleja debido a la falta de anisotropía mecánica. En flancos de fase tres puede reconocerse una foliación S2 marcada por las micas, mientras que en zonas de charnela la fábrica de segunda fase queda desorganizada y no llega a desarrollarse una foliación S3.

2.2.2.4. Cuarcitas (14)

Son sólo significativas en la esquina suroriental de la Hoja, pero pueden encontrarse en niveles centimétricos en toda la zona donde afloran los metasedimentos.

Las más abundantes son las cuarcitas feldespáticas de color claro que tienen casi invariablemente una fábrica planolinear. A simple vista sólo se reconoce el cuarzo aunque al microscopio pueden observarse cantidades menores de plagioclasa y micas.

Otro tipo son las cuarcitas grafitosas de las que se ha cartografiado un nivel métrico junto a Horcajuelo de la Sierra debido a su valor como marcador.

Son unas rocas de color gris oscuro y tamaño de grano muy fino. Se componen de cuarzo y opacos, sobre todo grafito dividido finamente.

2.2.2.5. Rocas de silicatos cárnicos (12)

Se encuentran prácticamente en todos los afloramientos de metasedimentos de la Hoja como niveles centimétricos. También son comunes como enclaves dentro de las rocas ortoneisicas.

Tienen colores verdosos, a veces alternando con niveles de tono rosáceo debido a la presencia de granates cárnicos.

Normalmente los niveles de estas rocas forman lentejones boudinados debido al fuerte contraste de competencia con las rocas encajantes.

La composición mineralógica visible es de anfíboles y/o piroxenos acompañados de granate, plagioclasa y cuarzo. En ocasiones tienen carácter «skarnoide» y presentan cristales de anfíbol y plagioclasa de 1 cm. de tamaño. Esto ocurre sobre todo cerca de los ortoneises y en los enclaves. Se han observado también dos lentejones de una roca de silicatos cárnicos constituida únicamente por piroxenos verdosos y granates cárnicos de tonos rosados situados 1 km. al O y 2,5 km. al SSE de la localidad de Madarcos respectivamente; estas rocas se encuentran en el contacto entre dos tipos de ortoneises por lo que pueden haber sufrido un fuerte metamorfismo de contacto prehercínico.

2.2.2.6. Mármoles (13)

Son muy escasos en toda la serie y sólo han sido cartografiados al NE del puerto de Somosierra donde han sido explotados en dos pequeñas canteras artesanales, y un pequeño nivel al sur de Prádena.

Se componen fundamentalmente de calcita y dolomita con anfíbol tremolítico y wollastonita como menores.

2.2.2.7. Porfiroides

Son rocas con textura porfídica formada por microporfioclastos de feldespato y cuarzo de 2 a 4 mm. en una matriz bastante micácea formada por cuarzo, feldespato y biotita.

Solamente se han localizado dos niveles de espesor métrico al O de la Acebeda justo en el contacto con los ortoneises glandulares mesocratos.

2.2.3. Distribución cartográfica

2.2.3.1. Dominio del Guadarrama oriental

Este dominio aflora, dentro de la Hoja, en una pequeña área de menos de 0,5 km² inmediatamente al E de la falla de la Berzosa en la esquina suroriental de la Hoja.

En esta zona se encuentran únicamente metasedimentos de grado medio en la zona de la estaurolita. Están compuestos por esquistos, metapsamitas y cuarcitas alternantes con claro predominio de los primeros.

Estos metasedimentos se consideran de edad Ordovícica inferior, por debajo de la cuarcita armoricana que bordea el antiforme de El Cardoso (GONZÁLEZ LODEIRO *et al.*, 1988).

2.2.3.2. Dominio del Guadarrama occidental

El resto de los materiales hercínicos de la Hoja se sitúa en el dominio del Guadarrama occidental (MACAYA *et al.* en prensa).

Dentro de la Hoja, en este dominio, podemos considerar dos sectores, con características distintas, separados por la falla de Robregordo. Al E de dicha falla, los metasedimentos y los ortoneises aparecen en proporciones equilibradas, mientras que al O, los metasedimentos son minoritarios y afloran en tiras estrechas.

2.2.3.2.1. Sector oriental

En el sector oriental el metamorfismo está siempre por encima de la isograda

de la sillimanita pero la anatexia sólo se alcanza en sectores muy localizados. En cuanto a la deformación, todas las rocas tienen una fábrica fuertemente planolínea producida durante la segunda fase de deformación hercínica.

Es en este sector donde se encuentra la mayor abundancia y variedad de metasedimentos; éstos se encuentran intruidos por tres macizos néisicos más o menos complejos.

El macizo de Madarcos, el más oriental, está recogido en un núcleo sinclinal de tercera fase y está compuesto por un núcleo de leuconeises sobre unos ortoneises bandeados a los que parecen intruir. En el contacto entre los dos tipos de ortoneises pueden encontrarse tiras de metasedimentos y skarns.

El macizo de Piñuécar es similar al anterior, encontrándose en su interior un núcleo de leuconeises -neises de Gandullas- rodeado de ortoneises bandeados. En el interior de este macizo y en sus inmediaciones, son comunes los metafilones de leuconeises aplíticos que, a veces, constituyen la facies de borde de los leuconeises.

El macizo más occidental de este sector es el de Robregordo. Está formado únicamente por neises glandulares mesocratos que presentan facies desde micro a megaglandulares. Ha sido cartografiada una tira en el borde oriental de neises bandeados que, probablemente, representa una facies menos porfídica y más deformada del mismo macizo.

En cuanto a los metasedimentos, forman una serie monótona compuesta por paraneises, micaesquistos, metapsamitas, cuarcitas e intercalaciones delgadas de rocas calcosilicatadas y mármoles.

Las cuarcitas son especialmente abundantes en la zona oriental. En el arroyo de La Cabaña, al SE de Prádena del Rincón, aparecen cuarcitas en bancos métricos a lo largo de un trecho de unos 250 m. Estos niveles no han podido seguirse lateralmente por lo que se supone que representan un episodio local.

El resto de la serie es una sucesión monótona de alternancias de paraneises, micaesquistos y metapsamitas a partes iguales. Las rocas calcosilicatadas aparecen en niveles de centimétricos a decimétricos distribuidos más o menos homogéneamente por toda la serie.

Los mármoles aparecen en afloramientos significativos únicamente al NE del puerto de Somosierra y al SE de Prádena donde han sido cartografiados. En el afloramiento de Somosierra se presentan en bancos métricos muy plegados, alternando con niveles de micaesquistos. Aquí son de destacar niveles centimétricos monominerales de granate cálcico dentro de los mármoles. En el resto de la zona pueden encontrarse niveles centimétricos de mármol en relación con las rocas calcosilicatadas.

Debido al grado metamórfico y de deformación que afecta a todos estos materiales, no tiene sentido intentar levantar columnas estratigráficas ni hacer una interpretación sedimentológica de los mismos.

2.2.3.2.2. Sector occidental

En este sector el grado de metamorfismo aumenta hasta producirse una anatexia casi generalizada. También en esta zona el plegamiento de tercera fase es

mucho más apretado que en el sector oriental y desarrolla una fábrica planolinear (S3) prácticamente generalizada.

Los metasedimentos se limitan en este sector a estrechas tiras incluidas entre grandes masas de ortoneises. La interpretación más comúnmente aceptada de esta disposición (ver MACAYA *et al.* en prensa) es que las tiras de metasedimentos representan antiguos flancos inversos de primera fase hercínica muy cizallados y milonitzados durante la segunda fase.

Los ortoneises de este sector se diferencian del sector oriental en que los ortoneises bandeados no están prácticamente representados, y en la gran cantidad de neises glandulares que se encuentran en esta zona.

En la cartografía, sobre todo en la parte NE del sector, pueden verse criterios claros de intrusión de, al menos, algunos leuconeises sobre los neises glandulares mesocráticos y los metasedimentos.

Los metasedimentos de este sector, a pesar de su mayor grado metamórfico, parece que pueden correlacionarse perfectamente con los del sector oriental. Las litologías que se encuentran aquí son prácticamente las mismas: paraneises, micaesquistos, metapsamitas y cantidades menores de cuarcitas, rocas calcosilicatadas y mármoles.

En cuanto a la posible correlación de esa serie metasedimentaria pensamos que por sus características litológicas, sería equivalente a la formación Montejo (MACAYA *et al.*, *op. cit.*) definida al E de la falla de La Berzosa.

2.3. DEPÓSITOS MESOZOICOS Y CENOZOICOS

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

Los depósitos mesozoicos se han clasificado y datado de acuerdo con los trabajos de ALONSO (1981) y ALONSO *et al.* (1982), manteniéndose en gran medida las unidades sedimentarias establecidas por la misma autora. El problema de la datación para los depósitos terciarios es más acusada, 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

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 cubierta mesozoica y el recubrimiento por los sedimentos terciarios de las zonas relativamente deprimidas, obliga a los afloramientos cretácicos a reducir su presencia a bandas próximas a los materiales ígneos y metamórficos del paleozoico.

En la presente Hoja los afloramientos cretácicos aparecen en forma de tres bandas de dirección NE-SO que se extienden por la parte central y oriental.

2.3.1.1. Arenas, arcillas y gravas (facies Utrillas) (20). Dolomías tableadas de color rojo y arenas amarillo-pardas (19). Arenas con cemento dolomítico y bancos de ostreidos (18). Arenas y gravas con cemento silíceo y arcillas (17).

En este apartado se van a estudiar conjuntamente materiales de diferentes litologías, que han sido consideradas pertenecientes a formaciones independientes. Posiblemente 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, teniendo 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 está a veces alterado, incluso profundamente alterado. 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 de unos 70 m. En general parece bastante homogénea, pero se pueden observar de base a techo, tres tramos con granulometría distinta. El más basal sería arenigravoso, el intermedio aren-arcilloso y el superior arenogravoso.

Los cuerpos arenosos de esta facies tienen un espesor que varía de 0,1 a 1 m. Su forma es tabular, ligeramente cóncava en la base e interiormente están organizados en cuerpos más pequeños o sets que muestran estratificación cruzada y están limitados por superficies de reactivación. Otras estructuras sedimentarias observadas en estos cuerpos son *ripples* de oscilación y corriente. Los cuerpos se desplazan con dos sentidos opuestos de movimiento, prevaleciendo en general un sentido; 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 anteriores 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 arcilla. Las gravas y cantos aparecen unas veces en la base de los cuerpos arenosos, formando a modo de tapiz y otras constituyendo la totalidad del cuerpo. En el primer caso son depósitos residuales 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 estos 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 50° E, siendo predominante la primera. Estas dos direcciones se manifiestan con dos sentidos de movimiento opuestos.

Dentro de los materiales detriticos anteriormente descritos, se encuentran encostramientos de óxido férrico. Estos aparecen de dos formas distintas, unos son 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 pensamos 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 a caolín y esmectita de los feldespatos y micas. Estos procesos se producirían en ambientes freáticos y vadosos. En ellos encontraríamos aguas con diversos grados de pH y de oxidación; estas variaciones en el químismo del agua producirían el ataque a los silicatos, la liberación de sílice coloidal, de hierro feroso 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 cretácea se sedimentase, ya que 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 claramente 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 detriticos siliciclásticos en «facies Utrillas» que se acaban de describir aparecen «Dolomías tableadas de color rojo» 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 areniscas con cemento dolomítico, dolomías y acumulaciones de ostreidos.

Las dolomías son *mudstone* y *wakestone* según la clasificación de DUNHAM (1962) siendo el cuarzo el elemento más abundante y en menor proporción se encuentran feldespatos, micas, 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 se componen de cuarzo y se presentan en forma de pequeños cuerpos de 0,5 m. de grosor, intercaladas dentro de las dolomías. Estas areniscas tienen a veces un aspecto desorganizado, debido en parte a 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 localmente procesos de descarbonatación, apareciendo entonces como arenas de color pardo amarillento. Este color de las arenas se debe a las películas de óxido de hierro que rodea los granos del cuarzo. Asociadas a estas facies detriticas 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 emersion. Estas edafizaciones pudieron ser simultáneas a la dolomitización o bien posteriores a ella, pero sí 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.

Además de las intercalaciones de sedimentos carbonatados se encuentran otras de arenas y gravas con cemento silíceo. 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, acompañada por la de los óxidos de hierro. Otra posible causa de la

cementación podría estar relacionada con la proximidad a las fallas de estas cementaciones; 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, como las arenas cementadas por sílice, pueden integrarse en una misma secuencia deposicional que estaría limitada por dos superficies de erosión; una de ellas estaría situada en la base y la otra en el techo, separando los sedimentos detriticos 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 a 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 carbonataciones las llama «Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña».

El medio sedimentario en el cual coexistieron la sedimentación de materiales siliciclásticos que tienen estructuras mareas, con las intercalaciones de depósitos carbonatados marinas, correspondería posiblemente a *fan deltas*. Situación similar a esta 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 detritico siliciclásticos con la de carbonatos. Los aportes detriticos 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 retrabajarlos 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) da edad Cenomaniense para las arenas en facies Utrillas de la base, Turoniense para «Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña» 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» (21)

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 pero no supera los 30 m.

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

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.

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 techo se encuentran *ripples* de corriente y de oscilación; también se observa en los cuerpos una granoclasiación 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 interpretación puede considerar a los cuerpos tabulares como secuencias de somerización (*shallowing upwards*). Otra teoría distinta es interpretarlas 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 algar. 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.

Todo lo anteriormente dicho nos hace pensar en un área de sedimentación correspondiente a un sector de plataforma continental. En este área se sedimentan 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 las olas o bien a estar defendida por algún accidente topográfico, que sólo sería superado en condiciones excepcionales.

Posteriormente a la sedimentación de la unidad y antes 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 vadosos y freáticos, lo que implica que antes de que se depositara la formación marina suprayacente, este miembro igual que «Areniscas y arcillas de Hontoria» (*sensu* ALONSO 1981) sufrió períodos de emersión.

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

2.3.1.3. Areniscas con cemento dolomítico y arrecifes de rudistas. «Areniscas dolomíticas de Hontoria» (22)

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 Gastrojimeno».

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

El contacto de los depósitos con la unidad infrayacente es erosivo.

Los materiales detríticos son arenas medianas y finas, siendo el cuarzo, el principal componente, encontrándose en menor proporción feldespatos y restos de moluscos. El conjunto está cementado por dolomita; según la clasificación de DUNHAM (1962) son *wakestones* 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 *wakestone* 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. una morfología estratiforme, denominada *biostroma*.

El contacto entre los depósito arenosos y entre las construcciones biológicas es de carácter erosivo, marcándose, a veces, éste mediante encostramientos de óxidos de hierro (*hard ground*), los cuales 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 mm. Este se compone de una

alternancia de niveles margoarcillosos de 20 a 30 cm. de potencia y paquetes areniscosos (arenas finas de cuarzo cementadas por dolomita) de igual grosor. Los niveles margoarcillosos en algunos puntos son arcillas de color negro, ricos en materia orgánica; en ellas se encuentran restos vegetales, como ocurre en la Hoja de Torrelaguna (509) y Buitrago del Lozoya (484), donde se ha identificado la especie *Frenelopsis oligostomata* (ÁLVAREZ RAMIS 1981; ÁLVAREZ 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 llenas 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 detriticos correspondería a una plataforma marina somera, sometida a condiciones de gran energía dinámica, en la cual 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 a litorales (ÁLVAREZ RAMIS, 1981, ÁLVAREZ RAMIS et al., 1984). Este medio podría corresponder con una zona de marismas.

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

2.3.1.4. Dolomías, margas, areniscas dolomíticas y arrecifes de rudistas. Miembro «Dolomías de Montejo» (23)

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 detritico-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 describimos previamente en el párrafo anterior.

Las características litológicas y estructurales de este miembro son similares a las descritas en «Areniscas dolomíticas de Hontoria». Así «Dolomías de Montejo» está compuesta por arenas de cuarzo, y en menor proporción conchas de bival-

vos, que están cementados por dolomita; 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 encostramiento 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. Formación «Dolomías y margas del valle de Tabladillo» (24)

Los materiales son de naturaleza eminentemente carbonatada, encontrándose sedimentos sobre la unidad «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 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). Son dolomías de color crema, margas y arcillas grises y rojas. Las primeras corresponden a *grainstones*, *wakestones* y *mudestones* 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 esta se encuentra muy difuminada debido a la dolomitización que le ha afectado; a su vez los *wakestones* y *mudestones* 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 dolo-

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

Posteriormente a la dolomitización de los sedimentos, la cual posiblemente fue casi 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 quizás 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 esta Hoja, se depositasen, ya que estos últimos fosilizan a esta formación.

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

2.3.2. Sedimentos neógenos

Apoyándose en los depósitos y materiales de períodos anteriores mediante una discordancia angular y erosiva, se encuentran materiales de litología arcólica y granulometría variada, que puede integrarse en una secuencia deposicional, cuyos límites estarían indicados por dos discordancias, una está situada en la base y las separa de los materiales formados anteriormente y materiales paleógenos; la otra se localiza en el techo sobre la que sedimentan depósitos de posible edad Pliocena. Esto implicaría la existencia para el Terciario de una segunda secuencia deposicional de edad Miocena que está integrada por las subunidades sedimentarias de las cuales trataremos a continuación.

La secuencia deposicional miocena se manifiesta con iguales caracteres tanto en la cuenca del Duero como en la del Tajo y tiene una evolución sedimentaria negativa, es decir, hacia techo aumenta la energía haciendo que las subunidades

de granulometría más gruesa prograden sobre los 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° E y N 100° E 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 de la sierra de Guadarrama. Pese a no haber encontrado fauna en los sedimentos de esta Hoja, su edad nos es estimable, ya que en las hojas próximas estos mismos sedimentos o sus cambios laterales de facies tienen una edad que varía desde Ramblense a Vallesiense inferior. Así son correlacionables con los depósitos que contienen los yacimientos de vertebrados de Madrid (Aragoniente-Vallesiense inferior) y con el 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 Ramblense (Mioceno inferior).

Las condiciones paleoambientales que se deducen de los sedimentos y de las estructuras encontradas en ellos indican un clima árido, ya que apenas hay indicios de forestación en los paleosuelos y estos son de reducidas dimensiones. Además los clastos que forman los sedimentos no están excesivamente alterados, lo cual confirma la aridez del clima. Sin embargo, dentro de esa tendencia árida se produjeron épocas de mayor humedad, que hicieron que los abanicos adquirieran carácter torrencial con una intensidad muy grande, logrando que transportaran, en la zona de cabecera, bloques de hasta 3 m. de diámetro.

2.3.2.1. *Bloques, cantos y arenas de granitos y neises* (25) (26)

Estos materiales se caracterizan por una gruesa granulometría. Así están formadas por bloques de neises y granitos, algunos de los cuales superan los 3 m. de diámetro.

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

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

Esta facies litológica ha sido reconocida a lo largo de toda la sierra de Guadarrama, tanto en la cuenca del Duero como la del Tajo. El espesor de la misma es variable pero pueden superar los 80 m.

En el afloramiento de esta litofacies situada junto al pueblo de Paredes de Buitrago observamos que estos materiales no se encuentran concordantes con la topografía actual, ya que están situados a los pies de un relieve, formado por cuarcitas y pizarras del Ordovícico. En esta situación, los depósitos que sí son correlacionables con este relieve son los cantos de cuarcita y pizarra que se encuentran

a techo de la facies de bloques de granitos y neises, y cuya dirección de desplazamiento ha sido desde el este al oeste, a diferencia de la dirección de sedimentación de los bloques de granito y neises que ha sido de sur a norte (30° E).

Por lo tanto, posteriormente a la sedimentación de los bloques de granito y neises se ha producido un movimiento tectónico que ha dado lugar a fallas de dirección N-S, levantaron los materiales ordovícicos.

2.3.2.2. *Cantos de cuarcitas y pizarras* (27)

En el este de la Hoja, a los pies del relieve, situado junto al pueblo de Paredes de Buitrago, se encuentran sobre los depósitos de bloques y cantos neógenos, bloques y cantos de cuarcitas y pizarras. El tránsito de una litofacies a otra se hace mediante una discordancia erosiva. La sedimentación de los cantos y bloques de cuarcita está relacionada con el levantamiento, mediante fallas de dirección N-S, de los materiales ordovícicos situados al este de Paredes de Buitrago. Esta situación dio lugar a la formación de abanicos aluviales que se desplazaban desde el este hacia el oeste.

El espesor de esta litofacies es variable ya que su base se adapta a un paleorrelieve, mientras que su techo está erosionado, pero hay puntos en que alcanza los 5 m. Los sedimentos se organizan en cuerpos de 0,5 a 2 m. de espesor de forma canalizada que interiormente tienen estratificación cruzada. En estos cuerpos la estratificación marca los cantos, mientras que los bloques se encuentran situados en la base.

Estas estructuras sedimentarias corresponden a una sedimentación mediante canales fluviales, que tienen una alta energía tractiva, suficiente para formar barras de cantos.

La edad de estos depósitos es difícil de precisar, ya que en ellos nos hemos encontrado restos paleontológicos que nos permiten datarlos, pero sí son claramente posteriores al Mioceno medio, ya que los sedimentos sobre los que se apoyan son de esta edad. Con todo, tentativamente le adjudicamos una edad que varía del Mioceno superior al Plioceno basándonos en el hecho de que son depósitos que están más erosionados que otros de edad claramente Pleistocena situados en la vecina Hoja de Torrelaguna (509) (sedimentos pleistocenos de Redueña).

2.3.3. 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, por lo que alguno de los depósitos más antiguos pudieran ser de esa edad.

Se han separado terrazas fluviales, glacis, conos de deyección, depósitos de ladera, aluviales y fondos de valle, sedimentos de decantación en pequeñas cubetas endorreicas, navas y depósitos de carácter antrópico. Todos se sistematizan convencionalmente en dos grupos diferentes, ya sean funcionales a no: Holoceno y Pleistoceno.

Un hecho a destacar que no se ve reflejado en la cartografía es la karstificación que afecta a los depósitos carbonatados. Esta karstificación, que es especialmente intensa en las areniscas dolomíticas y dolomías cretácicas, ha dado lugar a numerosas cavernosidades, las cuales han sido llenadas total o parcialmente por sedimentos. En estos rellenos kársticos se han encontrado yacimientos paleontológicos como el situado en el valle de Lozoya junto al pueblo de Pinilla del Valle (ALFEREZ *et al.*, 1982).

2.3.3.1. *Pleistoceno*

2.3.3.1.1. Bloques y cantes (conos de deyección antiguos) (31)

Constituyen depósitos de conos de deyección antiguos, sin operatividad actual pero relacionados con barrancos actuales. Son materiales gruesos compactos, pero sin ningún tipo de cemento, que aún conservan bien su expresión morfológica.

2.3.3.1.2. Arenas, limos y cantes (glacis) (29)

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 cantes dispersos que casi nunca alcanzan el metro de potencia. Los que tienen mejor representación se ubican sobre el contacto zócalo-terciario enlazando los relieves graníticos con las cabeceras de algunos valles labrados sobre el terciario arcóstico, suavizando así los escarpes de fallas descubiertos por la erosión en aquella zona.

2.3.3.1.3. Cantes y arenas (terrazas) (30)

Aunque con desigual desarrollo, todos los cursos fluviales tienen terrazas, aunque es el alto Lozoya el que mejor desarrolladas las tiene. Estas están formadas por cantes, gravas y arenas.

2.3.3.2. *Holoceno*

2.3.3.2.1. Bloques, cantes y arenas (coluviones) (33)

Estos depósitos adquieren un desarrollo importante en las zonas más montañosas donde constituyen canchales y pedrizas de elementos sueltos, sin matriz y con gran movilidad. El aspecto litológico de estos materiales que pueden alcanzar 3 a 4 m. de espesor depende obviamente de su próximo entorno geológico; por lo general la cuarcita, el granito y el cuarzo son sus constituyentes principales.

Los depósitos de ladera desarrollados sobre los afloramientos terciarios tienen menos importancia. Son sedimentos de débil espesor que regularizan las vertientes. Están constituidos por arenas arcósicas y cantos, cuya composición petrográfica varía según sea la de su sustrato inmediato.

2.3.3.2.2. Limos, arenas y turberas (fondos de Navas) (32)

Algunas de estas navas, que se encuentran actualmente colgadas con la red fluvial actual, son testigos de fondos de valle antiguos. Otras se relacionan con alveolos de erosión diferencial en las rocas graníticas.

2.3.3.2.3. Cantos, bloques y arenas (conos de deyección) (28)

Están relacionados con barrancos excavados en los márgenes de los principales cursos fluviales.

Están constituidos por cantos de cuarzo, cuarcita, granitos y neis con matriz arenosa de carácter arcónico, en porcentajes variables según su entorno geológico.

2.3.3.2.4. Arenas, limos y cantos (Aluviales. Fondos de valle) (34)

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.

3. PETROLOGÍA

3.1. DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES

3.1.1. Rocas metamórficas

3.1.1.1. Metasedimentos del dominio de Guadarrama

Los afloramientos de mayor importancia se encuentran en el sector oriental de esta Hoja, ya que en el resto constituyen estrechas bandas incluidas en los ortoneises.

Los metasedimentos en el sector oriental constituyen una potente serie metasedimentaria que fue definida en esta zona del Guadarrama como «formación Buitrago» (FERNÁNDEZ CASALS, 1974) y estudiada por diferentes autores (BISCHOFF *et al.*, 1973; CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS, 1975; GONZÁLEZ LODEI-

RO, 1978). Esta serie, en la que no se conocen restos faunísticos, ha sido atribuida por los autores anteriormente citados, al Precámbrico-Cámbrico, siempre en base a correlaciones litoestratigráficas con otros sectores del hercínico peninsular. La mayor parte de la serie está formada por una sucesión de esquistos y paraneises, con intercalaciones de cuarcitas y niveles discontinuos de mármoles, anfibolitas y rocas de silicatos cárnicos. De estos tipos solamente se han representado en la cartografía las rocas calcosilicatadas más potentes, un nivel de cuarcitas grafitosas y otros dos de mármoles, uno situado al NE del puerto de Somosierra y el otro 2 km. al sur de Prádena.

En esta Hoja, afloran en el extremo suroriental, unas micacitas con intercalaciones metasamíticas cuya representación es más voluminosa en sectores vecinos a éste (hojas de Buitrago y Tamajón), estos niveles se sitúan hacia el techo de esta serie infraordovícica.

Las bandas de metasedimentos de la parte central y occidental de la Hoja están formadas principalmente por paraneises de grano fino y textura que a veces presenta una apariencia «mosqueada» con intercalaciones menores de cuarcitas, rocas de silicatos cárnicos y puntualmente mármoles. Su edad es probablemente pre-ordovícica. Sus relaciones con los metasedimentos del sector oriental se desconocen por el momento.

A continuación se hace una descripción de los tipos litológicos más representativos.

3.1.1.1. Metapelitas, metasamitas feldespáticas y cuarcitas del sector oriental

Forman una sucesión constituida por paraneises, esquistos y micacitas con intercalaciones de pequeño espesor de metasamitas y niveles decimétricos de cuarcitas grafitosas. Se intercalan asimismo rocas cuarzofeldespáticas de carácter felsico en bancos de un metro aproximado de espesor. Esta sucesión constituye morfológicamente las zonas más deprimidas con pequeños resalte definidos por pegmatitas y cuerpos leucograníticos emplazados en el hercínico en estos materiales.

Las metapelitas son un conjunto de rocas de grano medio y fino y fábrica planar, caracterizada por poseer un elevado contenido en moscovita, biotita, sillimanita y en ocasiones granate.

Se encuentran afectados por una esquistosidad S2 muy bien definida que a su vez está crenulada por una F3 de desarrollo y penetratividad variable.

En las metapelitas afectadas por las bandas de cizalla de F2, la deformación puede ser muy intensa, desarrollando una esquistosidad (S2) muy penetrativa con carácter anastomosado y fuerte estiramiento (milonitas). A pesar del apretamiento de sus pianos y si el aplastamiento asociado no es excesivamente elevado, son distinguibles en ocasiones dos tipos de planos, S y C, producidos por cizallamiento y definidos por la orientación planar de biotitas. Las que marcan los planos S parecen en muchos casos diseños sigmoidales y fuertes combamientos estando orientados unos ángulos pequeños respecto a los de los planos C.

No obstante, las texturas miloníticas desarrolladas en estas rocas pueden

resultar enmascaradas, en los niveles de mayor grado metamórfico ya que aparte de estar crenuladas por la F3 se superpone una intensa recristalización estática ligada al pico térmico metamórfico que borra y traspone en gran medida tanto texturas como mineralogías previas.

La asociación mineral que presentan estas rocas es muy variada, aportando una información valiosa en el establecimiento de la evolución metamórfica al estudiar las relaciones blástesis-deformación. Dicha asociación varía dentro de la Hoja de unos sectores a otros. En el sector oriental (Montejo de la Sierra-Gandullas) se desarrollan paragénesis minerales con moscovita-sillimanita estables que corresponden a la zona más profunda del grado medio:

Cuarzo ± plagioclasa - moscovita - biotita ± granate ± sillimanita
y hacia las partes centrales de la Hoja (oeste de Piñuécar) se sitúa el tránsito al alto grado con el desarrollo de paragénesis con feldespato potásico de blástesis metamórfica.

Cuarzo + plagioclasa ± feldespato potásico - biotita - sillimanita ± granate
± cordierita ± distena

Como minerales accesorios se encuentran círcón, apatito, rutilo, turmalina y opacos, como secundarios producto de la evolución retrometamórfica, moscovita, sericitia y clorita.

La biotita es un mineral muy abundante en estas litologías, aparece normalmente en agregados lepidoblásticos definiendo la esquistosidad de la roca. En los materiales más afectados por la blástesis que va ligada al pico térmico del metamorfismo, su mineralogía se encuentra totalmente recristalizada en condiciones estáticas. Las biotitas en estos materiales forman cristales idiomórficos que mimetizan las esquistosidades reexistentes y forman arcos poligonales referibles a microplegues previos. Aparte de las biotitas que marcan la S1 ya comentada, la mayor blástesis en tamaño y proporción tiene lugar durante la F2. En F3 también aparecen biotitas, generalmente en menor cantidad.

La sillimanita se observa de forma bastante generalizada en planos de S2 como haces fibrolíticos microplegados (en «madejas»), a veces estirados y microboudinados, definiendo una orientación nematoblástica. También se han observado recrecimientos posteriores de sillimanita a partir de estos mismos haces fibrolíticos microplegados relacionados con la F3, y como fibras y microblastos prismáticos orientados en los planos S3. Con relación a esta última etapa de blástesis y cuando la F3 tiene poca influencia en la fábrica de la roca, pueden aparecer cristales de sillimanita miméticos con las esquistosidades previas (e incluso nucleándose sobre la fibrolita microplegada), en estos casos es texturalmente sin y post-F3, ya que también se observa cristalización en relación con el pico metamórfico que, como se ha dicho, es posterior a esta fase en las zonas de alto grado.

El granate alcanza en algunos de los materiales aquí considerados tamaños incluso milimétricos. Texturalmente se presenta como relictos pre-foliación S2 de la roca. A escala de muestra de mano presenta sombras de presión paralelas a la lineación de sillimanita. Su composición es fundamentalmente almandínica, y su etapa de blástesis es esencialmente anterior a la F2.

La cordierita comienza a aparecer en las partes centrales de la Hoja (N Piñuécar), formando coronas alrededor de distena relicta.

La distena aparece como mineral relictico en forma de microblastos subidio y alotrioblásticos blindados en feldespatos (casi siempre plagioclasis) y orientados en relación con la S2 de la roca. Muestra ocasionalmente coronas de cordierita. Probablemente es paragenético con el granate y forma asociación con las inclusiones que éste presenta (cuarzo, biotita, rutilo e ilmenita), es decir, se puede suponer una paragénesis en principio pre-S2 formada por distena, granate, asociada a cuarzo, plagioclasa, biotita + moscovita, rutilo y opacos.

Con posterioridad a la F3 se produce una retrogradación con blástesis de moscovita, mimética a la foliación y también con la nucleación de micas a expensas fundamentalmente de biotita y sillimanita, pero también sobre cordierita y feldespatos. El metamorfismo retrógrado continúa hasta el bajo grado cloritización de biotitas, y formación adicional de feldespato potásico, esfena, rutilo sagenítico y opacos; pinnitización de la cordierita, sericitización de las plagioclasis y formación de opacos.

3.1.1.1.1. Paraneises de grano fino «mosqueados»

Afloran en la parte centro-occidental de la Hoja, formando parte de las bandas de metasedimentos que se incluyen en los neises glandulares. Son paraneises de grano fino, oscuros, con una textura nodulosa que les confiere un aspecto corneánico.

Su presencia en este área fue puesta de manifiesto por BISCHOFF *et al.* (1973). Sin embargo, estas litologías se conocen también en otras áreas del Sistema Central (FUSTER *et al.*, 1981; TORNOS, 1981; VILLASECA, 1983) habiendo sido interpretadas por algunos de ellos como un antiguo metamorfismo de contacto producido por la intrusión de antiguos granitos (protolitos de los ortoneises glandulares) en una serie metasedimentaria de edad probable Precámbrico superior (CAPOTE *et al.*, 1975; BELLIDO *et al.*, 1981; MACAYA *et al.*, en prensa).

Se trata de rocas oscuras, de grano fino y fábrica planar, que aparecen afectadas por las fases de deformación y metamorfismo hercínico, como refleja la existencia de texturas granoblásticas que dan cuenta de una recristalización intensa ligada al máximo termal y el desarrollo de esquistosidades atribuidas a la F2, aunque de penetratividad variable en función del grado de deformación sufrido. Frecuentemente desarrollan un microbandeado (S2), de origen tectonometamórfico, constituido por una alternancia de niveles finos ricos en minerales fémicos con otros cuarzo-feldespáticos lenticulares muy alargados (texturas miloníticas y blas-tomilóníticas). Su desarrollo está ligado a zonas de cizalla de segunda fase.

La asociación mineral que presentan estas rocas está compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, cordierita, sillimanita y granate, como primarios. Accesorios: circón, apatito, turmalina y opacos. Como secundarios y ligados a la retrogradación: clorita, sericita, moscovita, epidota/clinozoisita y rutilo sagenítico.

La biotita se presenta en lepidoblastos de pequeño tamaño definiendo la S2. Probablemente la recristalización ligada al pico térmico de biotitas es mimética, sin registrarse entre F2 y dicho evento ninguna generación de biotitas importante ligada a la tercera fase.

El granate se encuentra en pequeños granos incluidos en cordierita (a veces con espinela) a veces con una disposición en corona muy característica. Su momento de formación no está claro aunque en cualquier caso parece pre-S2.

La cordierita se encuentra en blastos formados a expensas de granates anteriores que se conservan como inclusiones, en su interior junto con restos de sillimanita y biotita. En algunas de las rocas aquí consideradas, aparece como blastos elipsoidales milimétricos a veces abundantes dando un aspecto «mosqueado» a la roca y cuya formación tiene lugar a partir del final de la F2, alcanzando un máximo durante el picotérmico del metamorfismo en este sector (post-F3).

La sillimanita se observa asociada a la biotita en los planos de S2 en su variedad prismática. No obstante, gran parte de la sillimanita presente está recristalizada miméticamente con dicha esquistosidad y relacionada o incluida en la cordierita de tercera fase. También se observan recrecimientos prismáticos (en estas rocas no aparece en su variedad fibrolítica) en forma de microblastos desorientados y sin relación con ningún plano de esquistosidad, cristalizados contemporáneamente al pico térmico del metamorfismo junto con el agregado cuarzo feldespático de grano muy fino, en el que aparecen incluidos.

La retrogradación en algunas de estas rocas es intensa y da lugar a la formación de moscovita mimética a la esquistosidad de la roca o en cristales cruzados formándose a expensas de biotita, sillimanita, cordierita y feldespatos. En bajo grado tiene lugar la cloritización de biotitas con formación adicional de rutilo sagenítico y opacos, sustitución de la cordierita por agregados pinníticos y saussuritización de las plagioclásas.

3.1.1.1.2. Cuarcitas

Respecto a los metasedimentos detríticos, no pelíticos, los más abundantes son las cuarcitas feldespáticas de color claro que tienen casi invariablemente una fábrica planolinear. A simple vista sólo se reconoce el cuarzo aunque al microscopio pueden observarse cantidades menores de plagioclasa y micas. Son rocas de tonos claros más o menos blanquecinos, de grano fino y fábrica planar. Forman intercalaciones de espesores centímetros y decímetros entre la serie metasedimentaria. La foliación está definida por la concentración variable de minerales micáceos según niveles y por hiladas submilimétricas concordantemente orientadas, que se acompañan a veces por cambios de coloración en la roca.

Presentan texturas granoblásticas y granolepidoblásticas en las que las biotitas definen la foliación junto a la sillimanita, el bandeadío cuarzo-feldespático y, en ocasiones, los opacos.

Su asociación mineral está compuesta por: cuarzo (volumétricamente el más abundante), plagioclasa (oligoclasa), feldespato potásico (en parte de las rocas es accesorio), biotita y sillimanita. Como accesorios: circonio, apatito, granate y opacos. Minerales secundarios de carácter retrometamórfico son: moscovita, sericitita, clorita y rutilo sagenítico. El cuarzo presenta texturas de deformación abundantes, como: extinción ondulante, bandas de deformación, poligonización y recristalización dinámica, en ocasiones marcadamente elongada según la esquistosidad.

Otro tipo son las cuarcitas grafitosas de las que se ha cartografiado un nivel métrico junto a Horcajuelo de la Sierra debido a su valor como «capa guía» (citado por BISCHOFF *et al.*, 1973).

Son rocas de color gris oscuro y tamaño de grano fino. Se componen de cuarzo y opacos, sobre todo grafito dividido finamente.

3.1.1.1.2. Paranfibolitas, mármoles y rocas de silicatos cárnicos

Se tratan aquí de una manera conjunta independientemente de su localización.

3.1.1.1.2.1. Mármoles

Son muy escasos y sólo han sido cartografiados al NE del puerto de Somosierra donde han sido explotados en dos pequeñas canteras artesanales, y un pequeño nivel al sur de Prádena. No obstante, paquetes próximos al metro de potencia, muy boudinados y discontinuos, afloran en las bandas metasedimentarias de Cañicosa-Rades al O de Prádena y también se han citado en Piñuécar (CASQUET y FERNÁNDEZ CASALS, 1981).

Son rocas con textura granoblástica inequigranular, en mármoles impuros se observa un bandeado que posiblemente corresponde a una So relictia.

Su asociación mineralógica está formada por carbonatos, plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol, y localmente wollastonita (Somosierra).

Como accesorios aparecen esfena y opacos.

Son rocas relativamente impuras en las que se observa una evolución aparentemente retromórfica de clinopiroxeno a anfíbol. El primero de ellos es incoloro y su composición debe corresponder a diopsido-salita. Está sustituido por un anfíbol incoloro de tipo tremolita. La plagioclasa y el cuarzo son minerales de la paragenésis metamórfica principal.

Minerales retrometamórficos son sericitia y clorita.

3.1.1.1.2.2. Rocas de silicatos cárnicos

Se encuentran prácticamente en todos los afloramientos de metasedimentos de la Hoja como niveles centrimétricos. También son comunes como enclaves dentro de las rocas ortoneíticas.

Tienen colores verdosos, a veces alternando con niveles de tono rosáceo debido a la presencia de granates cárnicos.

Normalmente los niveles de estas rocas forman lentejones boudinados debido al fuerte contraste de competencia con las rocas encajantes.

La composición mineralógica visible es de anfíboles y/o piroxenos acompañados de granate, plagioclasa y cuarzo. En ocasiones tienen carácter «skarnoide» y presentan cristales de anfíbol y plagioclasa de 1 cm. de tamaño. Se ha observado también dos lentejones de una roca de silicatos cárnicos constituida únicamente

por piroxenos verdosos y granates cárnicos de tonos rosados situados 1 km. al O y 2,5 km. al SSE de la localidad de Madarcos respectivamente.

Estas rocas han sido descritas por CASQUET y FERNÁNDEZ CASALS (1981) y aparecen principalmente en la parte oriental de la Hoja dentro de los neises bandeados.

A la variabilidad mesoscópica de estas rocas va acompañada de una variación a escala microscópica, presentando texturas desde granoblásticas bandeadas a equi e inequigranulares, a nematoblásticas (el anfíbol define en algunos casos una orientación nematoblástica) y granonematoblásticas, y también granolepidoblásticas (si el contenido en biotita orientada es elevado).

Estas rocas están compuestas por: cuarzo, plagioclasa, diópsido, biotita y carbonatos como minerales primarios. Como secundarios originados durante el metamorfismo se observan escapolita procedente de plagioclasa, y anfíbol verde por transformación del clinopiroxeno. Minerales relacionados con la retrogradación-alteración de estas rocas son: mica blanca, clinozoisita-epidota, actinolita, clorita, sericita, esfena y feldespato potásico intersticial. Minerales accesorios son: esfena, apatito, circonio y opacos.

La banda de silicatos cárnicos de Gascones está asociada a un paquete de metapelitas a muro y a techo entre un contacto con neises bandeados. Tiene un espesor de 10 a 20 m. Muestra un fino bandeados entre microniveles con cuarzo y plagioclasa intersticial, y en otras de plagioclasa y diópsido. Aparecen grandita y vesubiana poiquiloblásticas, abundante esfena y apatito. De modo tardío aparecen clinozoisita y prehnita.

3.1.1.2. Rocas ígneas prehercínicas

Se engloban en este capítulo niveles de espesor métrico de ortoanfibolitas y rocas porfiroides que aparecen incluidos en diferentes niveles de la serie metasedimentaria; así como el conjunto de ortoneísicos de ascendencia granitoide cuya variedad litológica y composicional permiten establecer un espectro de variación similar al que se puede encontrar en cualquier secuencia granítica peralumínica.

Las determinaciones geocronológicas realizadas en diferentes tipos de ortoneises mediante el método Rb/Sr para la determinación de la isocrona en roca total indican edades que oscilan entre 494 ± 10 M.a. para los tipos metagraníticos y 471 ± 12 M.a. en los leuconeises de El Villar de Prádena, en esta misma Hoja (VIALETTA et al., 1987). Algunas dataciones realizadas mediante U-Pb en circones procedentes de ortoneises metagraníticos apuntan una edad más antigua 540-560 M.a. (BISCHOFF et al., 1986) se situaría pues a finales del Cámbrico, principios del Ordovícico, estando ligado a un ciclo orogénico anterior al hercínico.

3.1.1.2.1. Ortoneises bandeados

Afloran en dos macizos lenticulares de anchura hectométrica alargados en dirección NNE-SSO, paralelamente a las estructuras.

Son rocas con un bandeados migmatítico característico formado por la alternancia de niveles cuarzofeldespáticos metatécticos con niveles biotíticos-sillimaníticos de espesor milimétrico, marcando la foliación principal.

Esporádicamente se encuentran dispersas glándulas de feldespato potásico rodeadas por la foliación y con sombras de presión, a veces asimétricas. En otras ocasiones las glándulas están aplastadas y estiradas.

En el contacto con los metasedimentos representados principalmente por paraneise plagioclásicos es frecuente encontrar enclaves de estos y lentejones pegmatíticos deformados y boudinados, así como intercalaciones métricas de neises bandeados dentro de aquéllos.

Estos neises intruyen a los metasedimentos y parecen ser intruidos por los neises metagraníticos y leuconeises.

Estos ortoneises poseen texturas granoblásticas y granolepidoblásticas bandeadas, presentando una asociación mineral sencilla compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y sillimanita como principales. Accesorios apatito, círcón, y opacos. Como minerales secundarios y ligados a la evolución retrógrada moscovita, clorita, sericitina y rutilo sagenítico.

La biotita define una orientación lepidoblástica a menudo ondulada y microplegada formando arcos poligoniales.

La sillimanita aparece como fibrolita microplegada en nódulos elipsoidales a veces de gran tamaño. Va asociada a la biotita y junto a ella define la foliación de la roca. En relación a la etapa de recristalización ligada al máximo termal hay neoblástesis de sillimanita en fibras y microblastos prismáticos, de forma desorientada y a partir de los haces fibrolíticos o también sillimanita acicular blindada en cuarzo ameboide.

3.1.1.2.2. Ortoneises glandulares mesocratos-melanocratos

Sus características distintivas radican en su textura porfídica, con grandes cristales de hasta 16 cm. de feldespato potásico y plagioclasa, incluidos en una matriz biotítica de grano fino. El tamaño y distribución de los fenocristales es heterogéneo a escala de afloramiento; las facies más normales presentan una distribución bimodal, con una gran cantidad de cristales de entorno a 2 cm. de tamaño, entre los que se distribuyen irregularmente cristales de más de 6 cm.

La forma de los cristales suele ser idiomárfica, con secciones hexagonales, o bien redondeada y lenticular por efecto de las rotaciones y aplastamientos sufridos durante la deformación.

Son cristales idiomorfos o subidiomorfos de feldespato potásico, que se encuentran rodeados por la foliación y desarrollando texturas dinámicas (porfioclásicas «augen», sombras de presión, etc.) en función del grado de deformación sufrido, cuya intensidad parece ir acompañada por una disminución del tamaño de los cristales. También existen glándulas de menor tamaño de plagioclasa y cuarzo, cuyo origen puede ser tanto primario como metamórfico.

Estos neises son ricos en enclaves de diverso tipo. Los más abundantes son de los metasedimentos encajantes, a veces a varios metros, pero también se encuentran de rocas ígneas microgranulares y de tipo «surmicáceo».

Localmente y dependiendo del grado de deformación a que han sido sometidos pueden distinguirse facies características con distribución irregular y sin entidad cartográfica: facies microgranulares y de tipo «surmicáceo».

Localmente y dependiendo del grado de deformación a que han sido sometidos pueden distinguirse facies características con distribución irregular y sin entidad cartográfica: facies microgranulares, cuando los fenocristales no superan los 2 cm. o facies bandeadas cuando estos son escasos o inexistentes.

Este tipo de neises constituye uno de los tipos volumétricamente más importante del Sistema Central. Fueron denominadas inicialmente como «neises glandulares heterogéneos» (NAVIDAD y PEINADO, 1977) y posteriormente correlacionados con los neises de tipo «Olio de Sapo» (NAVIDAD, 1979). Los ortoneises glandulares cuando están milonitzados suelen ser de tendencias mesocratas por lo que se ha supuesto la posibilidad de transformaciones de basicidad en estos sectores de cizalla (VILLASECA, 1983). No obstante, una gran parte de los afloramientos cartografiados no corresponden a rocas miloníticas s.s., por lo que el protolito más probable de estos ortoneises debió ser el de plutones granodioríticos porfídicos.

Estructuralmente son rocas de fábrica planolinear. La foliación predominante S2 está definida por un bandeadido metamórfico marcado por la alternancia de niveles oscuros biotítico-sillimaníticos y otros más claros cuarzo-feldespáticos. En las bandas de cizalla de F2 estos neises se hacen miloníticos siendo entonces la S2 una esquistosidad de cizalla marcada por los planos S-C, a su vez las glándulas adquieren estructuras sigmoidales con el desarrollo de colas de presión feldespáticas asimétricas y la aparición de cuarzo estiradas como marcadores del sentido del movimiento, los planos C en los que la formación es más penetrativa llegan a adquirir texturas ultramiloníticas con el desarrollo de bandas fémicas de correspondencia composicional a unos protolitos intrusivos granodioríticos.

La matriz de los ortoneises posee texturas granolepidoblásticas bandeadas, estando constituida por los niveles cuarzofeldespáticos lenticulares más o menos alargados rodeados por lepidoblastos biotíticos. La F3 forma pliegues a todas las escalas, plegando también las bandas de cizalla; desarrolla en las charnelas una S3 que suele ser crenulación aunque a veces es muy penetrativa transformando casi por completo a la S2.

La asociación mineral que presentan estas rocas está constituida por cuarzo, biotita, plagioclasa, sillimanita, feldespato potásico, cordierita, granate y distena, como principales. Minerales accesorios: apatito, circón, turmalina, rutilo, pirita, esfena y opacos. Como secundarios y ligados a la evolución retrógrada, moscovita, sericitita, clorita y pinnita.

La biotita se encuentra corrientemente como agregados lepidoblásticos marcando la S2 con la que están orientadas. Dicha S2 también puede aparecer microplegada en zonas de charnela de pliegues de F3. En relación con esta última fase tiene lugar igualmente blástesis de biotita paralela a planos de S3, aunque en cristales de menor tamaño y cantidad. Asociada a la recristalización del pico metamórfico post-F3 tiene lugar una nueva blástesis de biotita, que destaca por su carácter estático y la formación de arcos poligonales miméticos a esquistosidades previas. Su período de blástesis en estas rocas abarca, por lo menos desde etapas pre-S2 hasta post-F3.

La sillimanita se encuentra asociada a la biotita definiendo la foliación. Forma haces fibrolíticos a menudo microplegados, boudinados y estirados, concordantes con la S2 de la roca. Frecuentemente se observan recrecimientos a partir de dichos haces en forma de fibras y prismas de sillimanita, que se orientan con respecto a los planos de S3 o se disponen al azar en agregados fibrosos-radiales. También se han observado dispersos y desorientados dentro de la matriz y asociados a la cordierita sin y post-F3 (en dichas cordieritas se han encontrado inclusiones de fibras de sillimanita microplegadas). Todas estas observaciones indican que su blástesis se produce desde momentos sin-F2 hasta post-F3.

La cordierita no está presente en todas las rocas aquí tratadas, cuando aparece crece la foliación biótico-sillimanítica o a partir de granate previo y también en grandes blastos formando parte del agregado granoblástico de la matriz. Su blástesis parece ir ligada ampliamente al desarrollo de la tercera fase de deformación (engloba a restos de la S2), y momentos posteriores en relación al pico-térmico del metamorfismo. Su mayor abundancia se observa en las rocas más deformadas y básicas, al contrario que el contenido en feldespato potásico, que puede pasar a ser accesorio e incluso no existir (neises plagioclásicos).

El granate almandínico se ha encontrado tanto en fragmentos orientados con la S2 de la roca como en cristales enteros redondeados y metaestables. Posee un carácter relicto prefoliación visible en la roca, las inclusiones de cuarzo y opacos que presentan, en ocasiones definen una esquistosidad interna mal conservada, y en las muestras estudiadas los criterios que suministran no son definitarios. No obstante, su período de blástesis es probablemente sin y post-F1. Se transforma por retrogradación en cuarzo, biotita, sillimanita, plagioclasa, cordierita y opacos, de forma pseudomórfica y también son frecuentes las aureolas o coronas de cordierita y espinela verde simplectíticas envolviendo al granate relicto.

La distena aparece blindada en plagioclasas y dispersa en la matriz. Su poca abundancia se explica por su transformación al polimorfo sillimanita durante el metamorfismo progresivo. Aparece en mayor cantidad en las rocas de las bandas miloníticas y en sus proximidades (VILLASECA 1983). Su etapa de blástesis es probablemente similar a la del granate con el que debe ser paragenético.

La blástesis retrógrada es para algunas de estas rocas intensa, en particular cuando se superponen filonitzaciones por cizallas tardías de movimiento esencialmente subvertical con generación de rocas de la familia de las cataclasitas foliadas. Da lugar a una importante moscovitización a expensas de biotita, sillimanita, y feldespatos, mimética a la esquistosidad de la roca y también de forma cruzada en «croosmicas». En bajo grado tiene lugar la cloritización de biotitas con formación adicional de rutilos sagentíticos esfena, y opacos, la pinitización de la cordierita, la sericitización de las plagioclasas y formación de opacos.

3.1.1.2.3. Ortoneises glandulares

Son rocas granudas, de grano medio a grueso de carácter cuarzofeldespático con un contenido en micas y particularmente en biotita sensiblemente menor que los neises glandulares bióticos. Constituyen por lo tanto los tipos metagraníticos más diferenciados del conjunto ortonéisico prehercínico.

La etapa M2 se produce por tanto dentro del campo de la fusión anatéctica y bajo unas temperaturas aproximadas de 675° C y un descenso de la presión desde 6,5 Kbar a unos 3,5 Kbar aproximadamente.

Al final de esta etapa las condiciones estimadas serán pues 2,5 Kb y 625° C (Fig.5).

El metamorfismo M3 es subsecuente a la etapa de deformación D3. Se caracteriza en el sector estudiado por un descenso continuado de la presión y temperatura acompañado del desarrollo de paragénesis de carácter retrógrado con moscovita, clorita y albita típicas del grado bajo. Esta etapa de metamorfismo caracterizada por presiones y temperaturas en descenso perdura hasta la finalización del ciclo hercínico.

3.3. GEOQUÍMICA

3.3.1. Rocas metamórficas ortoderivadas

3.3.1.1. Rocas anfibolíticas

Son escasas las rocas ígneas básicas metamorfizadas intercaladas entre los neises ortoderivados o entre las rocas metamórficas paraderivadas. Las anfibolitas de Braojos (Tabla 1, n.º 9577) entran en esta categoría, pues tienen una composición química correspondiente a un basalto subalcalino subsaturado con 5,3% de olivino normativo y una elevada proporción de hiperstena potencial (22,2%). La escasez de potasio sugiere afinidades toléticas y en este sentido serían comparables a las rocas anfibolíticas descritas por VILLASECA (1983) en la Hoja de Turégano (18-18) y a las encontradas también en la Hoja de Buitrago (19-19).

Una roca anfibólica esquistosada de composición tonalítica, también muy pobre en potasio (n.º 9771, Tabla 1), podría corresponder a esta serie. Su norma corresponde a una roca intermedia muy plagioclásica con hiperstena y diópsido potenciales.

Diferente a estas anfibolitas es la estudiada por CASQUET y FERNÁNDEZ CASALS (1981) en el cerro de Piñuécar. Se trata de una roca muy básica subsaturada, con olivino y una débil proporción de nefelina normativa (1,8%); estos autores atribuyen a esta anfibolita un quimismo basáltico.

3.3.1.2. Neises ortoderivados

Tres análisis de neises mesocratos (Tabla 1, n.º 9714, 9032 y 9065) son bastante representativos de este grupo de ortoneises; tienen proporciones de sílice y de cuarzo normativo relativamente reducidos respecto a los otros tipos néisicos y unas proporciones relativamente altas (HY 10%) de minerales normativos ferromagnesianos. Son, como es usual en otros sectores del Sistema Central español, rocas peralumínicas con tasas de corindón normativo relativamente elevadas.

Los dos análisis representativos de ortoneises glandulares (n.º 9038 y 9057)

Afloran en macizos de todos los tamaños, de forma alargada en la dirección de la estructura de F3. Estos macizos intruyen claramente a los metasedimentos y a los neises bióticos glandulares.

Es característica en ellos la diversidad de facies con tránsitos insensibles entre ellas, lo que hace muy difícil su diferenciación cartográfica.

Estructuralmente son rocas de fábrica planolíner. En las facies glandulares la foliación que rodea a las glándulas, S2 normalmente, está constituida por una alternancia centimétrica-milimétrica de niveles leucocráticos cuarzo-feldespáticos con otros más finos biótico-sillimaníticos, la lineación queda definida por las sombras de presión desarrolladas en las glándulas y el estiramiento de la sillimanita. A menudo se observa la formación de una nueva esquistosidad, S3, acompañada por el desarrollo de pliegues a todas las escalas, ésta suele ser de crenulación, pero también puede presentarse como una foliación nueva de plano axial de pliegues de F3 con transposición casi total de esquistosidades anteriores.

Son frecuentes asimismo dentro de estos macizos los procesos de migmatización que originan el desarrollo de venas crocidíticas y facies arteríticas y nebulíticas en las que es frecuente observar los megacristales feldespáticos flotando en una mesostasis granular que incluye enclaves restíticos de la foliación anterior. Estos procesos se encuentran en relación con el clímax metamórfico que tiene lugar durante F3 y con posterioridad a ella.

En general, todas las facies que se han distinguido dentro de este conjunto presentan una composición mineralógica similar con sólo pequeñas diferencias texturales. Por ello, sólo nos referimos a las facies más representativas.

3.1.1.2.3.1. Facies macroglandulares

La asociación mineral primaria que presentan estas rocas está compuesta por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y sillimanita, con contenidos variables de cordierita y granate. Accesorios: apatito, circón, turmalina, monacita y opacos. Como minerales secundarios, moscovita, clorita, pinnita, albita, sericita, epidota/clinozoisita, rutilo sagenítico y opacos.

El feldespato potásico es el componente principal de las glándulas, en general monocristalinas. Se trata de una ortosa maclada en Carlsbad variablemente microlinizada y suele poseer inclusiones relictas de biotita de la etapa ígnea (texturas «frals»). La plagioclasa y el cuarzo forman glándulas igualmente, pero con un desarrollo menor.

La matriz de estas rocas posee texturas granolepidoblásticas bandeadas definidas por la orientación de biotitas y un agregado cuarzo-feldespático más o menos elongado.

La plagioclasa que forma parte de la matriz es oligoclasa ácida-básica con frecuentes exudados albíticos en los bordes intergranulares. En algunos cristales, sobre todo en los de mayor tamaño, se encuentran microblastos de sillimanita con texturas reticulares. El feldespato potásico de la matriz es una microclina variablemente micropertítica, que puede presentar frente a la plagioclasa coronas albíticas con micromirmecinas.

La biotita constituye un agregado lepidoblástico con la sillimanita y define la esquistosidad principal S2 de la roca. La sillimanita constituye además blastos microplegados de fibrolita masiva a partir de los cuales se nuclea una segunda generación de sillimanita de cristalización mimética sobre la anterior. Existe asimismo sillimanita prismática orientada respecto a la S3; «coronas» de sillimanita prismática sobre agregados simplectíticos de cuarzo, plagioclasa y biotita y microblastos de sillimanita orientados al azar que definen una blástesis póstuma. Así pues, la blástesis de sillimanita abarca un amplio período que comprende desde la F2 hasta después de haber finalizado la F3.

El granate xenoblástico es relictico y pre-foliación visible en la roca. Aparece como granos inmersos en la matriz procedentes de la fragmentación de cristales de mayor tamaño, o como porfiroclastos de pequeño tamaño, redondeados y metaestables, con inclusiones de cuarzo que marcan una Si poco clara. Se transforma a biotita, sillimanita, cordierita, feldespato potásico, cuarzo y opacos.

La cordierita se nuclea sobre la exquitosidad S2, incluyendo lepidoblastos de biotita y sillimanita; también como blastos a veces de gran tamaño y muy abundantes que forman parte del agregado cuarzo-feldespático de la matriz. Normalmente aparece transformada a un agregado pinnítico retrógrado. Su blástesis va ligada al desarrollo de la F3.

La retrogradación puede ser intensa en algunas rocas, da lugar a la formación de moscovita a expensas de biotita, sillimanita y feldespatos, en ocasiones mimética a la S de la roca como «cross-micas». También tiene lugar la cloritización de biotitas, con formación de rutilo sagenítico, esfena, epidota/clinozoisita y opacos, saussuritización de plagioclases, pinnitización de cordierita y liberación de opacos.

Es interesante destacar aquí los procesos de cizallamiento dúctil subverticales que tienen lugar en estas rocas, así como en sus equivalentes migmatizados, en condiciones retrógradadas. La filonitización da lugar a la formación de planos S-C (C de microcizallas y S con el carácter de una esquistosidad), deformación plástica, restauración y recristalización del cuarzo, un comportamiento predominante frágil para los feldespatos, con cataclasis e intensa formación de minerales de la facies de los esquistos verdes, que implica una importante entrada en la fase H₂O al sistema. En relación a dicha blástesis, la clorotita se desarrolla de forma abundante a expensas de biotitas y en planos C, la moscovita retrogradacional aparece afectada por el cizallamiento tardío con generación de doblamientos, «kinks» y frecuentes diseños sigmoidales, con indicación cinemática del sentido de la cizalla, y la formación de una matriz pinnítica a expensas del material cataclastizado y micas. Las rocas así formadas se pueden clasificar como «cataclasitas foliadas» en el sentido de CHESTER *et al.* (1985).

3.1.1.2.3.2. Facies con copos de biotita. «La Acebeda»

Se trata de una facie ortoneísica leucocrática no glandular, caracterizada por presentar una granulometría media-gruesa en sus componentes cuarzo-feldespáticos, agregados nodulares biotíticos de contornos elipsoidales que definen una imprecisa foliación en la roca, y cristales de turmalina que pueden formar nidos.

Agrupa rocas de tonos gris-blanquecino, a veces de aspecto sacaroideo, en los que resaltan las concentraciones de minerales más oscuros, sin fábricas bien definidas. En las muestras estudiadas presentan una asociación mineral compuesta por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y sillimanita, con apatito, turmalina, círcón y opacos de accesorios. Como minerales secundarios: moscovita, sericitia, clorita, rutilo sagenítico y opacos.

Presentan texturas granoblásticas inequigranulares y lepidoblásticas sin orientaciones definidas, que forman un agregado polimínimal con abundantes signos de haber recristalizado en presencia de un cierto componente fundido en la roca. Dicha recristalización con trasposición de una eventual fábrica inicial, debe estar en relación con la etapa álgida del metamorfismo que se desarrolla en condiciones migmáticas en amplios sectores de la sierra.

Las biotitas se presentan en grandes cristales idiooblásticos que forman agregados lepidoblásticos de menor tamaño desorientados entre sí. La sillimanita aparece asociada a la biotita formando parte de los agregados que presenta, aunque también se observa en pequeños prismas dispersos en la matriz y en su variedad fibrolítica con blastos deformados.

Los feldespatos, en particular las plagioclásas, aparecen tanto en cristales de tamaño milimétrico como formando parte de la mesostasia. Forman junto al cuarzo un agregado granoblástico inequigranular en el que son muy frecuentes los intercrecimientos gráficos y mirmecíticos, rebordes albíticos y cuarzo en gotas. La plagioclasa, a veces, se dispone en sinneusis, en cuyos bordes pueden aparecer «coronas» albíticas. Posee una composición de oligoclasa y presenta ocasionalmente un zonado muy poco marcado. El feldespato potásico es una ortosa pertítica más o menos microclinizada, en cuyo borde suele desarrollar frente a la plagioclasa mirmecitas y, en ocasiones, una generación de pequeños neoblastos producto de la cristalización.

El cuarzo forma agregados globulosos con contornos subredondeados y también forman parte de la matriz de menor tamaño. No obstante, en algunas de las muestras estudiadas, se superponen deformaciones dúctiles tardías que dan lugar a texturas de deformación dinámica en cuarzo, y a un comportamiento más frágil en los feldespatos.

3.1.1.2.4. Leuconeises

Son rocas cuarzofeldespáticas muy leucocráticas de grano medio (variable) y textura granoblástica a granolepidoblásticas. El tamaño de grano varía desde fino en aquellas bandas de aspecto meta-aplítico (metafilones intrusivos tanto en metasedimentos como en ortoneises glandulares) a grueso, en los macizos mayores del sector noroccidental de la Hoja.

Los leuconeises de grano fino en pequeñas bandas no siempre ha sido posible representarlos cartográficamente por su variada escala de afloramiento. Cabe destacar la banda de Horcajo de la Sierra, por su continuidad en la Hoja, enlazando los macizos de Piñuécar y Cebollera. Estas facies de grano fino siempre tienen contactos netos con los tramos en que se intercalan, y normalmente suelen ser variedades ricas en turmalina que se intercalan, y normalmente suelen ser varie-

dades ricas en turmalina que define, localmente, agregados fusiformes. Los leuconeises de estos sectores orientales ya habían sido parcialmente descritos por BISCHOFF *et al.* (1973).

El macizo de mayor extensión de leuconeises es el de El Villar de Prádena en el sector NO. Aquí son neises algo heterogéneos, con glándulas esporádicas de pocos centímetros (1 a 6 glándulas/m²), que a veces se concentran en niveles decimétricos a métricos, alternando con facies no porfídicas. También hay variedades meta-aplíticas ricas en lentillas turmaliniferas o más raramente granatíferas, habiendo sido parcialmente estudiadas en este sector por FUSTER y RUBIO (1980). El contacto con los ortoneises glandulares ácidos puede hacerse relativamente transicional ya que, además las bandas de ortoneises glandulares próximas presentan un fuerte interbandeado con tipos leuconésicos a todas las escalas, tal vez reflejo de la actividad filoniana ligada a estos cuerpos ácidos. Conviene resaltar que en el contacto entre ambas litologías, en el sector de las Vardas de Huerta, aparece una facies meta-episienítica alcalina, con anfibol y biotita intergranulares, probablemente fenómenos de hidrotermalización de los paleocontactos plutónicos.

El carácter ortoderivado de estas rocas había sido puesto de relieve en trabajos previos (BISCHOFF *et al.*, 1973; BELLIDO *et al.*, 1981; VILLASECA, 1983). Merece especial atención la confirmación de este carácter metagranítico con la obtención de una isocrona Rb-Sr en este mismo macizo de El Villar de Prádena (VIALETTE *et al.*, 1986, 1987), que precisó la edad prehercínica del protolito leuci-granítico (470 ± 12 m.a.), intrusivo en series más antiguas.

En los leuconeises no hemos encontrado enclaves, pero sí pueden aparecer aparte de los agregados lenticulares cuarzo-turmaliniferos y graníticos, algunos nudillos y microvénulas de aspecto permatítico, con turmalina y moscovita, dispersos, a veces ricos en cuarzo. Ocasionalmente hay removilizaciones pegmatíticas, tardías, con venulado disarmónico. Son, sin embargo, escasos los fenómenos de migmatización en estas rocas.

Petrográficamente son rocas con típicas texturas granoblásticas de bordes muy suturados y tendencia equigranular, a granolepidoblásticas con sectores donde la biotita accesoria está agregada. Por ello puede existir un ligero bandeadío composicional normalmente milimétrico. Los minerales principales del leuconeis son: cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. En proporciones accesorias aparecen biotita, sillimanita, granate, apatito, circón, monacita y opacos, siendo frecuentes la moscovita y la turmalina de blástesis tardía. Como minerales secundarios hay sericita, clorita, albrite, esfena y opacos.

El agregado cuarzofeldespático mayoritario lo componen el feldespato potásico tipo microclina con escasas micropertitas en venas (salvo en glándulas donde se puede observar que es una ortosa microclinizada), que envuelve parcialmente a la plagioclasa de composición oligoclasa ácida que puede presentar inclusiones de cuarzo en gotas o texturas mirmecíticas. Los fenómenos tardíos de albitización intergranular pueden conferirla un cierto reborde zonado.

La biotita es accesoria y se orienta lepidoblásticamente definiendo la esquisitosidad de la roca. Cuando aparece sillimanita, normalmente fibrolítica, se asocia a estas bandas micáceas. El granate aparece como granos alotrioblásticos, frecuentemente fragmentados y envueltos por la foliación de la roca. Deben ser cris-

tales originales en el protolito granítico, recristalizados durante el metamorfismo y conservados hasta condiciones de alto grado y bajo presión por su carácter almandínico.

La turmalina es un mineral también original en el protolito, pero que ha recristalizado metamórficamente hasta condiciones tardías, segregándose incluso con posterioridad al pico metamórfico. Así aparece intersticial, a favor de microfracturas de feldespatos o englobando a sillimanita y biotita lepidoblástica. De blástesis algo más tardía aun, es la moscovita, ya claramente retrometamórfica, a veces con intercrecimientos vermiculares con cuarzo tardío.

3.1.1.2.5. Ortoneises granodioríticos con anfíbol

Forman cuatro pequeños afloramientos localizados en el área de La Peñota (7 km. al NO de Villavieja del Lozoya) encajando siempre en metasedimentos.

Son rocas homogéneas, no granulares, de grano medio y tonos grises con una fábrica plano-linear bien marcada. Destacan claramente en la roca anfíboles y micas verdosas.

Deben representar sills o diques encajados en los metasedimentos, ignorándose sus posibles relaciones genéticas y cronológicas con los materiales ortoderrivados descritos.

Presentan texturas granonematoblásticas y granoblásticas, y una asociación mineral compuesta por plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico, biotita y anfíbol, como minerales principales. Accesorios: apatito, circón y opacos. Minerales secundarios: clorita, actinolita, esfena, epidota/clinozoisita, prenhita, sericita, rutilo y opacos.

La biotita define una orientación lepidoblástica, a menudo ondulada formando arcos poligonales, asociada a la foliación de la roca. El anfíbol es una hornblenda verde marcadamente pleocroica en cristales idiomárticos, va asociada a la biotita, a la que incluye en ocasiones.

La plagioclasa es de composición oligoclásica, sin zonado aparente, forma junto al cuarzo y el feldespato potásico un agregado más o menos equigranoblástico que puede presentar una cierta elongación. Incluye biotita, anfíbol y cuarzo, en cristales en los que se observan en ocasiones rebordes albíticos que si contactan con el feldespato potásico pueden incluir cuarzo en gotas de aspecto mirmequítico. El feldespato potásico aparece en cristales de composición microclina, aunque en algunas muestras también debe existir una ortosa poco o nada pertítica microclinizada.

Son frecuentes las texturas micrográficas, mirmequíticas y las inclusiones de cuarzo en gotas, así como las texturas de deformación dinámica en el cuarzo (extinciones ondulantes, subgranos, contactos irregulares y poligonización) con recristalización elongada.

La retrogradación da lugar a la cloritización intensa de biotitas, en las que se forman adicionalmente esfena, epidota/clinozoisita, rutilo sagenítico y opacos. También tiene lugar la formación de actinolita, prenhita, epidota/clinozoisita, mica blanca, sericita y opacos, a través de transformaciones a expensas de los minerales principales.

3.1.1.2.6. Porfiroides

Son rocas cuarzofeldespáticas con una proporción muy variable de biotita que presentan como característica principal porfiroclastos de curazo, feldespato de tamaño 1-2 mm precinemáticos a la foliación visible (2) y pequeños agregados bióticos (1 mm) que destacan del resto de los componentes.

Constituyen niveles de espesor métrico intercalados entre los metasedimentos; al O de La Acebeda se sitúan en el contacto con los ortoneises glandulares bióticos. Presentan tránsitos graduales a tipos más leucocráticos.

Texturalmente son rocas porfioclásticas con una matriz granoblástica y foliación lepidoblástica. Su asociación mineral está formada por cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, leucoxeno y sillimanita. Como minerales accesorios apatito, circón, turmalina y opacos. Como minerales secundarios de carácter retro-mórficos: moscovita, sericita.

Cabe resaltar en estas rocas la presencia de porfiroclastos policristalinos formados por un mosaico equigranular de plagioclasa. La plagioclasa tiene a su vez abundantes inclusiones de apatito tabular. Son asimismo característicos los cristales de apatito pseudohexagonal con corrosiones e inclusiones de circón.

Los caracteres estructurales y texturales de estas rocas son muy similares a Ollo de Sapo de grano fino (El Cardoso, Hiendelaencina), por lo que también podrían interpretarse como facies metavolcánicas (SCHAFFER, 1969; NAVIDAD. m. 1978).

3.1.1.2.7. Ortoanfibolitas

Son rocas de tonos oscuros o verdosos cuando están alteradas, compuestas fundamentalmente por plagioclasa y anfíbol y, en ocasiones, granate. En general presentan un bandeadío milimétrico formado por bandas alternantes más o menos ricas en plagioclasa y, los planos de esquistosidad, una lineación mineral marcada por los anfíboles.

Afloran en niveles de espesor métrico (*sills?*), muchas veces boudinados, intercalados tanto en neises como en metasedimentos.

El afloramiento más importante se sitúa a 1 km. al N de la localidad de Brajos donde encaja entre metasedimentos y leuconeises. Existe otro afloramiento situado en el cerro Piñuécar, que se ha interpretado como un sill metablástico encajado entre mármoles y neises bandeados con fenómenos de skarnificación asociados al contacto (CASQUET y FERNÁNDEZ CASALS, 1981).

Son rocas con textura granonematoblástica que presentan una asociación mineral formada esencialmente por anfíbol y plagioclasa subordinada con abundante esfena e ilmenita. Como minerales secundarios aparecen escapolita reemplazando a la plagioclasa y clorita que se forma a partir de una mica anterior pobre en cuarzo y titanio dado que no se observa sagenita ni esfena secundarias.

Son característicos de la matriz de estas rocas los intercrecimientos simplectíticos entre anfíbol verde y plagioclasa.

3.1.1.2.8. Metadioritas

El único afloramiento localizado y cartografiado se sitúa 3,5 km. al SE de la localidad de Gallegos. Se trata de una intercalación métrica en los neises glandulares concordante con la foliación principal.

Es una roca de tono gris con un moteado de minerales férmicos y aspecto bandedo. En los bordes de las intercalaciones de grano fino mientras que en la parte interna es de grano medio con aspecto pegmatoide.

Se ignoran las posibles relaciones temporales y genéticas con otros materiales ortonésiscos presentes en la Hoja.

Macroscópicamente son rocas de fábrica planar, tonos oscuros y grano medio, que presentan un aspecto variable en función del grado de deformación que las ha afectado, con texturas desde granudas a porfídicas e incluso desarrollando un bandedo tectonometamórfico (S2) y una lineación mineral definida por la orientación de anfíboles. Dicha foliación S2 puede aparecer microplegada por F3.

Petrográficamente presentan texturas granoblásticas y granonematoblásticas habiendo borrado el metamorfismo hercínico las texturas ígneas del protolito original. Su mineralogía (diorita-cuarzodiorita) es aún en parte reconocible, pese a la intensa sustitución por paragenesis catazonales primero y retrometamórficas después de minerales propios de la facies de los esquistos verdes.

La asociación mineral que presentan estas rocas está constituida por plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol, granate, feldespato potásico y cuarzo, como minerales catazonales. Albita, actinolita, epidota/clinozoisita, clorita, esfena y mica blanca, como retrometamórficos. Accesorios apatito, allanita, circón, ilmenita y opacos.

Es característica en estas rocas la recristalización simplectítica alrededor de los minerales máficos originales, de plagioclasa-clinopiroxeno-hornblenda-granate durante el metamorfismo. Los intercrecimientos pueden terminar por englobar al piroxeno y en parte a la plagioclasa, observándose entonces un agregado pseudomórfico granoblástico-simplectítico.

El clinopiroxeno es de tipo diópsido y parece casi completamente reemplazado por un anfíbol hornbléndico, la plagioclasa posee una composición andesínica. El granate es alotrioblástico, forma parte de los intercrecimientos pseudomórficos y debe tener una composición fundamentalmente almandínica. Su blástesis, teniendo en cuenta datos de otras litologías y que la roca presenta una deformación de S2, fue probablemente en momentos pre y sin segunda fase deformacional.

Rocas similares han sido descritas en zonas centrales del Guadarrama (VILLA-SECA, 1985) como dioritas intrusivas que se emplazan aprovechando bandas miloníticas, sufriendo una fuerte anfibolitización y adquiriendo una fábrica planolínea muy penetrativa.

3.1.1.3. Rocas ígneas hercínicas

A diferencia de otras áreas del dominio del Guadarrama el volumen de rocas graníticas tardihercínicas que aflora dentro de esta Hoja es muy restringido, ya que sólo se encuentran macizos leucograníticos de dimensiones reducidas junto a

abundantes diques de aplita y pegmatita intrusivos en los materiales metamórficos. A estos hay que añadir filones de cuarzo tardíos.

3.1.1.3.1. Rocas filonianas

3.1.1.3.1.1. Diques de aplita

Son relativamente abundantes en la Hoja, aunque sólo se han representado los de mayor potencia, decamétrica, siendo numerosos los diquecillos menores. Su orientación varía de N 40° 100° E, en las áreas occidentales, a disposiciones más norteadas hacia el E debiendo representar distintas generaciones o etapas de intrusividad.

Aunque su disposición puede ser a veces subparalela a la foliación, su carácter intrusivo es siempre discernible *de visu*. Los diques aplíticos siempre son posteriores a las estructuras visibles de F3.

En el sector NO de la Hoja (sector de Pedraza), gran parte de estos diques presentan una estructuración tectónica más manifiesta en las zonas marginales. Como consecuencia se generan rocas foliadas de aspecto meta-aplítico, que llegan a ser difíciles de distinguir de los leuconeises del sector. Gran parte de estos diques son turmaliniferos, a veces con dicho mineral agregado en nidos o nódulos. Ocasionalmente hay variedades pegmatíticas ricas en micas (moscovita y probable lepidolita).

Composicionalmente todos estos diques son leucogranitos moscovíticos con biotita ocasional. Los minerales accesorios encontrados son: turmalina, apatito, topacio, sillimanita, círcón, fluorita, lepidolita y opacos. Hay neoformación secundaria variable de albita, sericitita, clorita y rutilo sagenítico.

En estos leucogranitos hipoabisales se suceden varias generaciones de feldespatos. Así es de destacar las aureolas pseudorapakivis, frecuentes de oligoclásica ácida alrededor de núcleos de feldespato potásico microclinizado. Posteriormente hay nuevas generaciones de microclina poco perftítica, que terminan por rodear los cristales de plagioclasa subidiomorfa.

En general, la mayor parte de los minerales ricos en volátiles (OH, B, F,...) son de cristalización tardimigmática: moscovita, turmalina, topacio, fluorita, lepidolita,... Suelen ser minerales intersticiales que pueden incluir a minerales preexistentes (biotita, sillimanita) que utilizan como núcleos de cristalización.

3.1.1.3.1.2. Diques de cuarzo

Los diques de cuarzo no son relativamente abundantes en el sector, aunque aparecen de manera dispersa en la práctica totalidad de la Hoja.

Los principales diques cartografiados corresponden a dos grandes sistemas de fallas reactivadas en ocasiones y que originan brechificación del relleno silíceo. Son estos sistemas los norteados (N-S a N 15° E) y el sistema N 40° a 60° E, paralelo al sistema de bloques a veces cabalgantes, de edad alpina. En ambos casos

son diques normalmente inferiores a los 5 m. de potencia y con recorridos medios de escasos kilómetros.

3.2. CARACTERÍSTICAS DEL METAMORFISMO REGIONAL

Los materiales metamórficos que afloran en esta Hoja (metasedimentos prehercinos, ortoanfibolitas y macizos de ortoneises), han experimentado los efectos de la deformación y metamorfismo hercínico y, al igual que sucede en otros sectores metamórficos del Sistema Central (hojas de Torrelaguna, Buitrago del Lozoya, Tamajón) presentan una zonación metamórfica que comprende en este caso la parte profunda del grado medio (sector oriental de la Hoja) y el grado alto (sector centrooccidental).

El metamorfismo es, en líneas generales, polifásico y de carácter progrado (Figs. 4 y 5) con una etapa inicial (M1) que se desarrolla en condiciones de presión intermedia y que evoluciona posteriormente en M2 a condiciones de baja presión (FUSTER *et al.*, 1974).

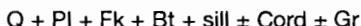
La etapa de metamorfismo M1 se produce durante las fases D1 y D2 hercínicas. Se caracteriza por el desarrollo de la paragénesis de grado medio con granate, distena y sillimanita, que indican gradientes geobáricos intermedios y temperaturas crecientes.

Durante la primera fase de deformación (D1) se produce en este sector la blástesis del granate, que se prolonga hasta el comienzo de la segunda fase (D2) para formar paragénesis con la distena durante el período de interfase (D1-D2). Hay que señalar, sin embargo, que en todo este sector la distena sólo se ha encontrado como mineral relictio siempre blindado en otras fases minerales.

Durante la segunda fase de deformación D2 tiene lugar la blástesis de sillimanita en la cual aparece con carácter generalizado en todas las litologías de la zona a excepción de las rocas carbonatadas. Constituye pues la paragénesis más común de toda esta Hoja dentro de los tipos metapelíticos de grado medio



y de alto grado,



durante la etapa de M2.

Así pues, las condiciones metamórficas que pueden estimarse para la etapa M1 indican que esta se habría desarrollado bajo unas presiones intermedias 6-7 Kbars y con temperaturas en aumento hasta 650°C siempre dentro del grado medio.

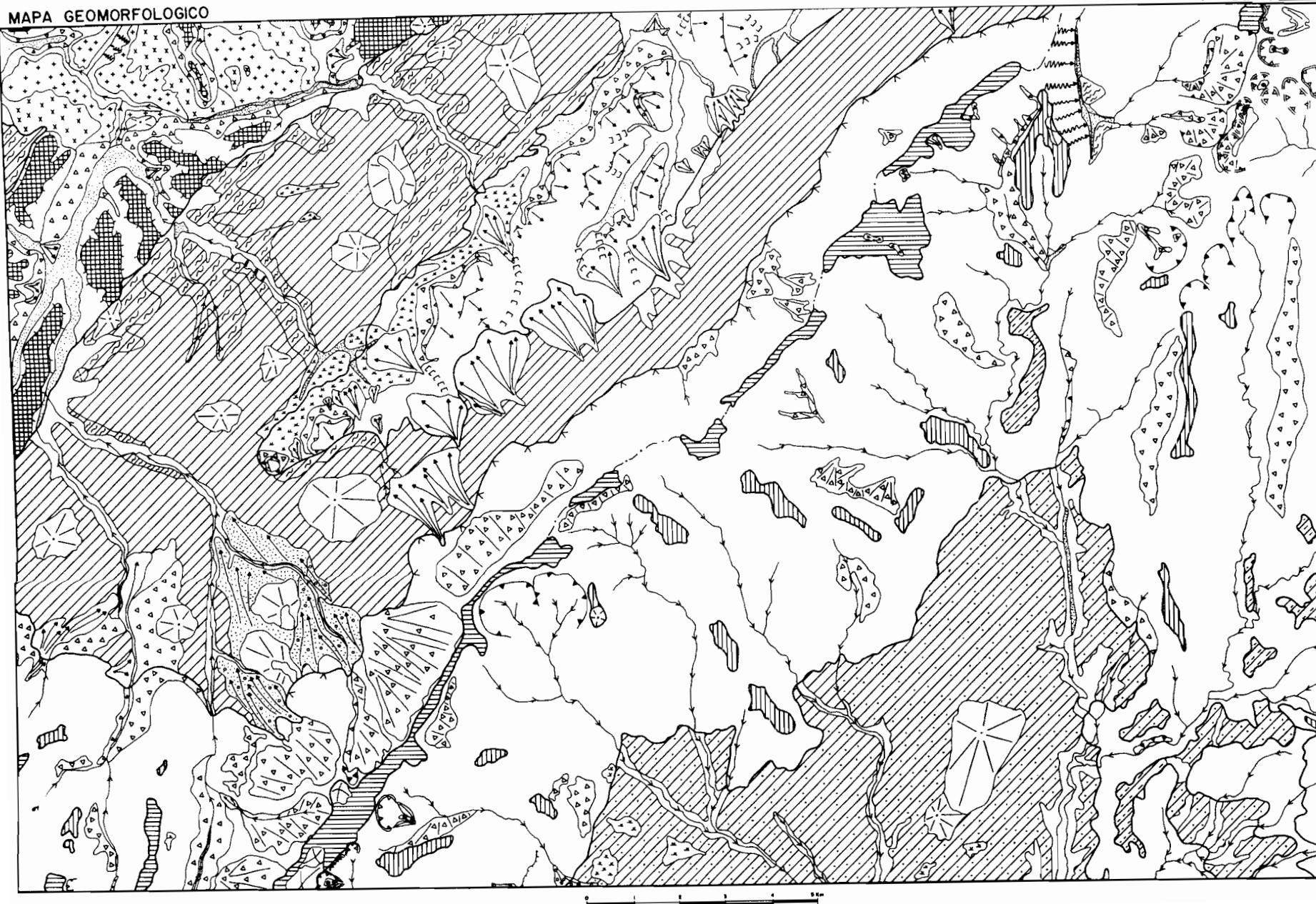
La etapa metamórfica M2 comienza durante la etapa D2 y persiste hasta el final de la D3. Se caracteriza por descenso de gradientes geobáricos y el aumento progresivo de las temperaturas hasta alcanzar el clímax metamórfico durante la D3. Durante esta etapa que se desarrolla en condiciones de alto grado metamórfico (M5), se producen paragénesis típicas de las facies de las anfibolitas con sillimanita, feldespato potásico y cordierita.

La blástesis de sillimanita se produce pues de forma ininterrumpida durante la etapa D2 y permanece hasta después de finalizar la D3; sin embargo, son la blás-

	BLASTESIS	M1		M2		M3
		F1	F2	F3	FASES TARDIAS	
METAPELITAS	Cuarzo	---				
	Feld. K.	-				
	Plagiocla.	-				
	Moscovita	-----	----			
	Biotita	-				
	Estaurol.	-	-			
	Granate	-				
	Distena	-				
	Silliman.					
	Cordierita			--		
	Clorita	-				
	Pinnita					
	Albita	-				
	Epid/Clz					
	Rutilo					
ORTOGNEISES	Granate	-				
	Distena	-				
	Cuarzo	---				
	Plagiocl.	-				
	Microcli.	-----	---			
	Ortosa					
	Moscovita	-----	---			
	Biotita	-				
	Silliman.					
	Cordierita			--		
	Espinela			--		
	Apatito			--		
	Rutilo	--	-			
	Clorita	-				
METABASITAS	Pinnita					
	Epid/Clz					
	Albita					
	Granate	--	-			
	Rutilo	--	-			
	Ilmenita	--	-			
	Clinopir.	--	-			
	Plagiocl.	--				
	Cuarzo	--				

Fig. 4. Diagrama Blastesis-Deformación

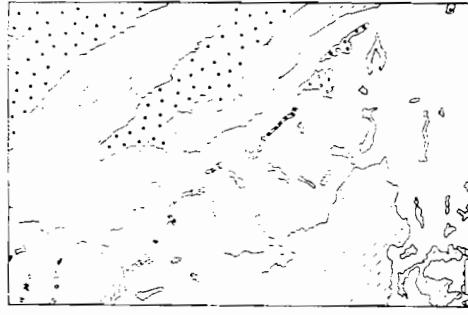
MAPA GEOMORFOLOGICO



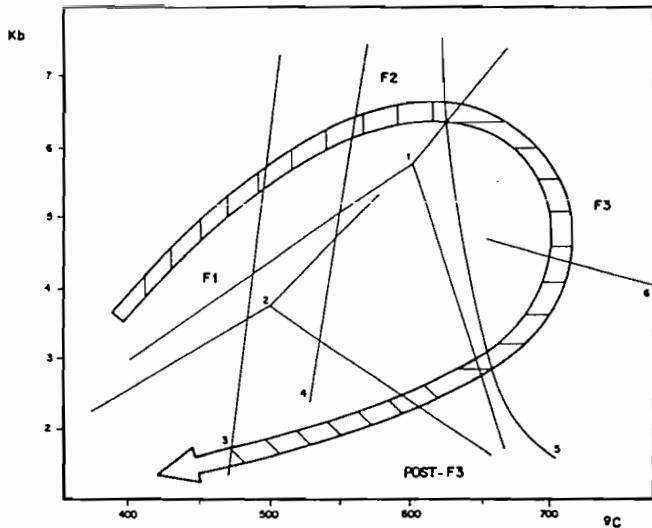
PRADENA
458
19-18

AUTORES: M. A. SANZ; J. D. CENTENO; P. FERNANDEZ; T. BARDAJI.

SUPERFICIE TIPO PENILLANURA EN CUMBRES	
SUP TIPO PENILLANURA EN PARAMERAS-HONDRERAS Y CERROS	
LADERAS	
SUPERFICIE TIPO PEDIMENT	
RELIEVES ESTRUCTURALES	
SUPERFICIE CULMINANTES EN CAMPIÑA-RANAS	
UNIDADES GEOMORFOLOGICAS	
RESTOS DE SUPERFICIES TIPO PENILLANURA EN CUMBRES	
PEDIMENT INDIFERENCIADO	
SUP TIPO PEDIMENT SUPERIOR EN DEPRESIONES INTERIORES	
SUPERFICIE EXUMADA	
SUPERFICIE EN PROCESO DE EXUMACION (COBERTURA SEDIMENTARIA ESCABIA)	
SUPERFICIES DEGRADADAS	
RELIEVES RESIDUALES TIPO "MONADNOCK"	
RELIEVES RESIDUALES TIPO "INSELBERG"	
RELIEVES RESIDUALES DE CUMBRE PLANA	
GLACIAR	
CURSOS	
MORRENAS	
DEPOSITOS MIXTOS GLACIAL-FLUVIAL	
PERIGLACIAR Y NIVAL	
CANGUALES	
TOLIFLUJOS	
INCUBOS DE NIVACION	
ELEMENTOS MORFOLOGICOS	
MESAS	
CUESTAS	
GRAVITACIONAL	
COLUMNAES	
ALUVIAL Y ELEMENTOS ASOCIADOS	
ALUVIAL Y TERRAZA ACTUAL	
GARGANTAS Y ENCAJAMIENTO DE LA RED	
CARONES Y GARGANTAS EN ALTURA	
CONOS DE DENECCION ANTIGUOS (FASES gruesas)	
CONOS DE DENECCION MODERNOS	
CONOS ROCOSOS	
RAJAB Y TUMBRERAS	
FONDOS DE TORRENTERA CON DEPOSITO ALUVIAL Y/O MIERO ALUVIAL-COLUVIAL	
EROSION EN RECHEROS	
CASCADAS TORRENCIALES	
OTROS SIGNOS	
— NICK	
— DIVISORIA PRINCIPAL	



UNIDADES GEOMORFOLOGICA



1 Punto triple según media de ALTHAUS(1967) y RICHARDSON(1969)

2 Punto triple según HOLDAWAY(1971)

3 Aparición de Hornblenda y Almandino WINKLER(1976)

4 Entrada de Estaurolita WINKLER(1976)

5 Anatexis WINKLER(1978)

6 Entrada de Cordierita WINKLER(1976)

F1, F2 y F3 .- Fases deformacionales sucesivas

Fases de blastesis



Fig. 5. Trayectorias P-T-t

tesis de cordierita y la retrogradación del granate las que marcan al final de la etapa D2 un descenso de la presión y la aparición de nuevos gradientes geobáricos (Fig. 4) que se acompañan de un ligero aumento de la temperatura.

Con carácter generalizado, aparecen en todo el sector leucosomas, bandeados metatécticos y zonas nebulíticas que afectan principalmente a las litologías metapelíticas y cuarzofeldespáticas. A partir de sus estructuras se deduce que la migmatización tuvo lugar durante toda esta etapa M2 alcanzando las cotas más elevadas al final de la fase D2 con el climax metamórfico.

La etapa M2 se produce por tanto dentro del campo de la fusión anatéctica y bajo unas temperaturas aproximadas de 675° C y un descenso de la presión desde 6,5 Kbar a unos 3,5 Kbar aproximadamente.

Al final de esta etapa las condiciones estimadas serán pues 2,5 Kb y 625° C (Fig.5).

El metamorfismo M3 es subsecuente a la etapa de deformación D3. Se caracteriza en el sector estudiado por un descenso continuado de la presión y temperatura acompañado del desarrollo de paragénesis de carácter retrógrado con moscovita, clorita y albita típicas del grado bajo. Esta etapa de metamorfismo caracterizada por presiones y temperaturas en descenso perdura hasta la finalización del ciclo hercínico.

3.3. GEOQUÍMICA

3.3.1. Rocas metamórficas ortoderivadas

3.3.1.1. Rocas anfibolíticas

Son escasas las rocas ígneas básicas metamorfizadas intercaladas entre los neises ortoderivados o entre las rocas metamórficas paraderivadas. Las anfibolitas de Braojos (Tabla 1, n.º 9577) entran en esta categoría, pues tienen una composición química correspondiente a un basalto subalcalino subsaturado con 5,3% de olivino normativo y una elevada proporción de hiperstena potencial (22,2%). La escasez de potasio sugiere afinidades toléíticas y en este sentido serían comparables a las rocas anfibolíticas descritas por VILLASECA (1983) en la Hoja de Turégano (18-18) y a las encontradas también en la Hoja de Buitrago (19-19).

Una roca anfibólica esquistosada de composición tonalítica, también muy pobre en potasio (n.º 9771, Tabla 1), podría corresponder a esta serie. Su norma corresponde a una roca intermedia muy plagioclásica con hiperstena y diópsido potenciales.

Diferente a estas anfibolitas es la estudiada por CASQUET y FERNÁNDEZ-CASALS (1981) en el cerro de Piñuécar. Se trata de una roca muy básica subsaturada, con olivino y una débil proporción de nefelina normativa (1,8%); estos autores atribuyen a esta anfibolita un químismo basáltico.

3.3.1.2. Neises ortoderivados

Tres análisis de neises mesocratos (Tabla 1, n.º 9714, 9032 y 9065) son bastante representativos de este grupo de ortoneises; tienen proporciones de sílice y de cuarzo normativo relativamente reducidos respecto a los otros tipos nésisicos y unas proporciones relativamente altas (HY 10%) de minerales normativos ferromagnesianos. Son, como es usual en otros sectores del Sistema Central español, rocas peralumínicas con tasas de corindón normativo relativamente elevadas.

Los dos análisis representativos de ortoneises glandulares (n.º 9038 y 9057)

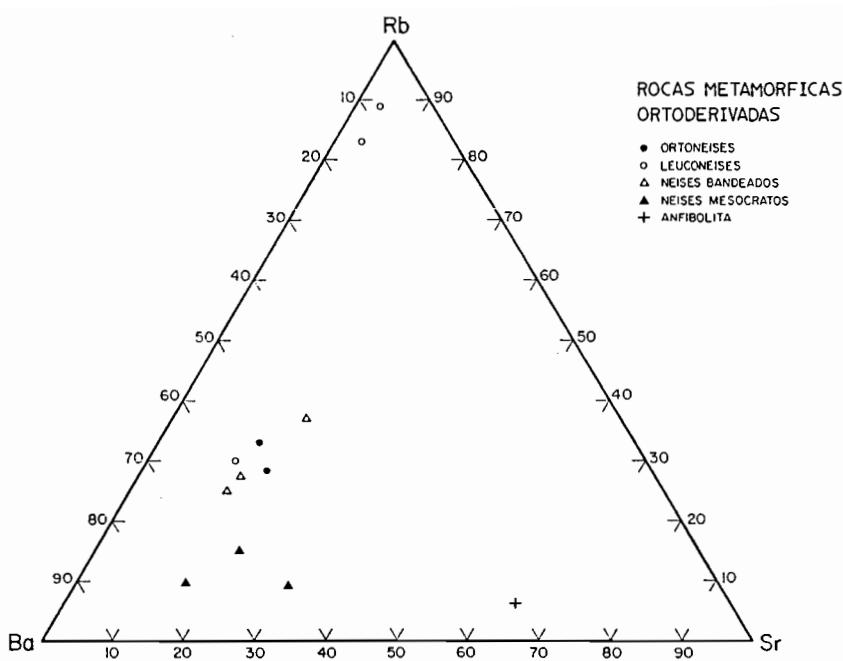


Fig. 6. Diagrama triangular Rb, Sr, Ba, para las rocas ortoderivadas

son más silíceos que el grupo anterior y más pobres en hiperstena normativa (en torno al 5%), también son de carácter peralumínico.

En la Tabla 1, los análisis 9055, 9006 y 9076 representan los neises más leucocráticos de esta serie. Tienen en general proporciones de cuarzo normativo más elevadas que los grupos anteriores y proporciones muy bajas de minerales ferromagnesianos.

Los neises bandeados analizados (n.º 9075, 9056 y 9742, Tabla 1) desde el punto de vista geoquímico son prácticamente análogos a los ortoneises glandulares y no presentan ningún carácter de roca paraderivada, pues tienen contenidos en corindón análogos o inferiores a los otros granitoides metamorfizados.

Por último en la Tabla 1 se incluye un análisis (n.º 9015) de un neis formado casi exclusivamente por grandes cristales de feldespato; la proporción de sodio es extraordinariamente elevada y por ello en la norma aparece más del 80% de albíta. Se trata de un tipo episienítico formado por metasomatismo alcalino.

Desde el punto de vista de su contenido en elementos traza, los neises ortoderivados de esta Hoja repiten las pautas ya encontradas en el resto de la sierra de Guadarrama. Por ejemplo (Fig. 6) las relaciones Ba/Rb disminuyen desde los neises mesocratos hasta los leuconeises pasando por los neises bandeados y

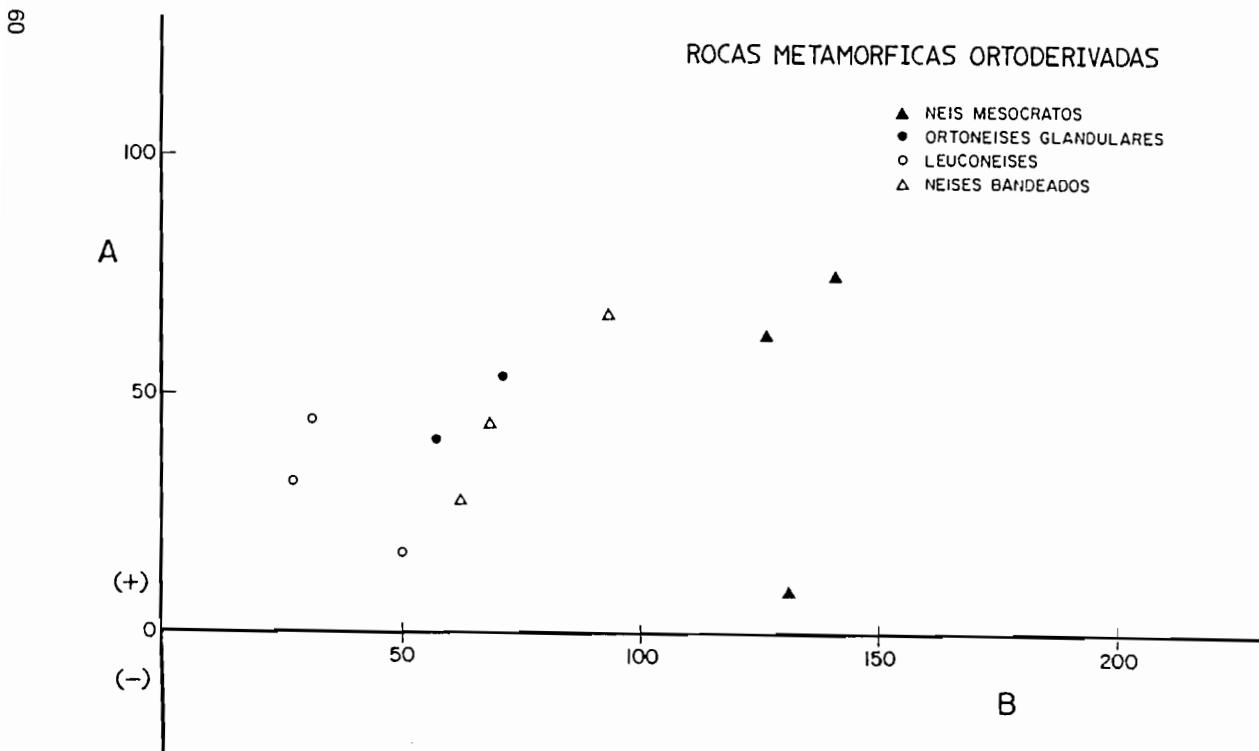


Fig. 7. Diagrama A-B de LA ROCHE (1976) con las tipologías establecidas por DEBON y LE FORT (1983), para las rocas metamórficas ortoderivadas

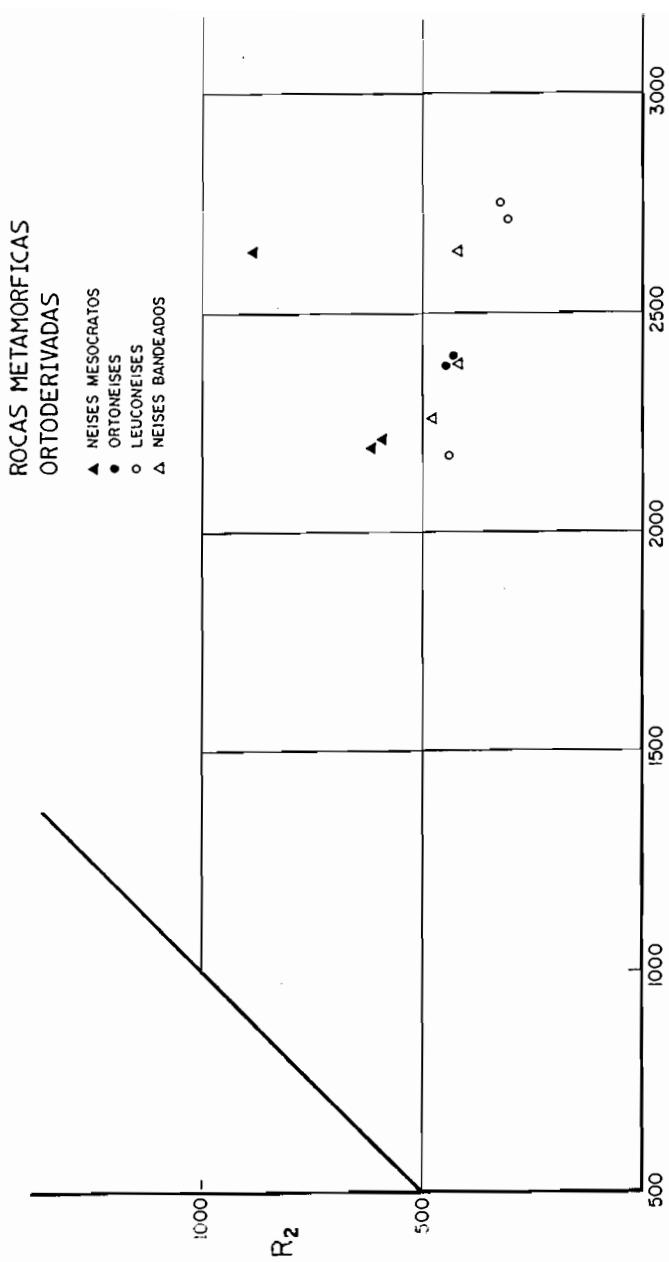


Fig. 8. Diagrama R_1 - R_2 de LA ROCHE (1980) y tipologías establecidas por BACHELOR y BOWDEN (1985), para las rocas metamórficas ortodervadas

ortoneises glandulares. En el mismo sentido disminuyen algo las proporciones relativas de Sr.

Si se proyectan los análisis en diagramas usuales en rocas cuarzofeldespátticas se observa (Fig. 7) que todos los análisis se sitúan en el campo peraluminíco (valores positivos de A) con una tendencia general al descenso de este sector hacia las rocas más leucocráticas. Por último, en el diagrama R1 y R2 de DE LA ROCHE (Fig. 8) todas las rocas ortoderivadas quedan en el sector típico de los granitoides colisionales según BATCHELOR y BOWDEN (1985).

3.3.2. Granitoides

Solamente existen en esta Hoja escasas manifestaciones filonianas de quimismo muy diferenciado. La roca n.º 9738 (Tabla 1) es una aplita turmalinífera muy leucocrática con menos del 2% de ferromagnesianos normativos. Tienen una tendencia peraluminíca muy acentuada.

4. TECTÓNICA

4.1. INTRODUCCIÓN

Desde el punto de vista estructural las rocas aflorantes en la Hoja pueden dividirse en dos grandes conjuntos. El primero lo constituye el zócalo formado por los materiales afectados principalmente por la orogenia hercínica y el segundo formado por su cobertura de depósitos marinos y continentales. Los dos conjuntos fueron afectados posteriormente por la orogenia alpina, teniendo muchos materiales terciarios carácter de sinorogénicos.

Aunque en esta Hoja no se han encontrado evidencias, no se descarta la posibilidad de que algunos de los materiales hercínicos fueran afectados por una deformación precámbrica similar a la descrita por ÁLVAREZ LOBATO (1982) en la región de Santa María la Real de Nieva. En el área de esta Hoja, la intensidad de la deformación y el metamorfismo hercínico habría borrado todas las posibles evidencias de esta deformación. No obstante, la intensidad del magmatismo prehercínico en esta región apoya la existencia de una orogenia anterior a la hercínica.

La orogenia hercínica produce en las rocas sedimentarias precámbricas y paleozoicas, y en las rocas ígneas que las intruyen, una intensa deformación polifásica penetrativa acompañada de un metamorfismo regional progrado que llega a alcanzar el grado de anatexia en amplias zonas de la Hoja.

La orogenia alpina actúa fracturando el zócalo rígido que constituye el macizo hercínico y provocando en la cobertura mesozoica y cenozoica estructuras de adaptación, pliegues en rodilla y fallas, a las fallas del zócalo. Asimismo es la responsable del levantamiento del Sistema Central durante el Neógeno. Muchas de las fallas que lo limitan han funcionado en régimen inverso haciendo cabalgar el zócalo sobre la cobertura.

TABLA A1

	9577	9771	9714	9032	9065	9038	9057	9055	9006	9076	9075	9056	9742	9015	9738
SiO ₂	48.84	68.97	64.90	65.03	65.72	70.64	71.55	71.60	75.04	75.76	69.13	71.78	72.60	64.64	73.54
Al ₂ O ₃	16.11	19.41	15.65	15.84	16.13	14.88	14.53	14.50	13.32	13.02	15.19	13.99	13.83	17.35	15.23
Fe ₂ O ₃	11.16	4.64	5.44	6.16	5.58	3.24	2.64	2.28	1.76	1.62	4.09	2.98	3.14	3.41	1.00
MgO	7.75	1.88	2.32	2.15	1.91	1.09	0.82	0.74	0.32	0.21	1.45	0.81	0.99	1.08	0.14
CaO	10.27	10.37	4.43	1.60	1.87	0.93	0.97	1.02	0.42	0.39	1.02	0.99	0.96	2.43	0.05
Na ₂ O	2.69	2.64	2.66	3.10	3.55	3.29	3.11	3.90	3.03	3.23	3.14	3.50	3.59	9.65	5.45
K ₂ O	0.38	0.49	2.50	3.62	3.34	4.57	5.10	4.89	4.81	4.91	4.34	4.58	3.55	0.45	3.32
MnO	0.22	0.08	0.09	0.06	0.06	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.04	0.02	0.03	0.09	0.03
TiO ₂	1.65	0.61	0.48	0.86	0.74	0.31	0.31	0.25	0.12	0.10	0.46	0.37	0.34	0.32	0.05
P ₂ O ₅	0.17	0.30	0.08	0.21	0.22	0.14	0.20	0.27	0.20	0.17	0.15	0.18	0.14	0.21	0.29
Q	—	17.3	24.2	24.0	23.3	29.1	29.8	26.3	37.1	36.5	28.2	29.5	33.3	0.4	28.3
Or	2.3	2.9	14.8	21.5	19.7	27.1	30.1	29.0	28.5	29.1	25.7	27.1	21.0	2.7	19.7
Ab	22.9	22.3	22.6	26.2	30.1	27.8	26.3	33.1	25.6	27.4	26.6	29.6	30.5	81.7	46.2
An	30.7	39.7	21.5	6.7	7.9	3.7	3.6	3.5	0.9	0.9	4.2	3.9	3.9	2.7	—
Di	8.6	8.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	7.0	—
Hy	22.2	5.6	12.1	11.9	10.8	6.4	5.0	4.4	2.9	2.5	8.2	5.3	6.0	3.2	1.6
OI	5.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Mf	2.5	1.0	1.2	1.4	1.2	0.7	0.6	0.5	0.4	0.4	0.9	0.7	0.7	0.8	0.2
II	0.3	1.2	0.9	1.7	1.4	0.6	0.6	0.5	0.2	0.2	0.9	0.7	0.7	0.6	0.1
Ap	3.9	0.7	0.2	0.5	0.5	0.4	0.5	0.6	0.5	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5	0.4
C	—	—	0.7	4.4	3.8	3.1	2.6	1.5	2.8	2.1	3.8	1.8	2.6	—	2.7

Anfibolitas: 9577, 9771.

Neises mesocoriales: 9713, 9032, 9065.

Ortónicas o glandulares: 9038, 9057.

Leuconásicas: 9055, 9006, 9076.

Neises bandeados: 9075, 9056, 9742.

Episierilla: 9015.

Apita: 9738.

4.2. OROGENIA HERCÍNICA

4.2.1. Introducción

Desde un punto de vista mecánico, el zócalo hercínico de la sierra de Guadarrama puede dividirse en un basamento, formado por un complejo metámorfico de medio-alto grado, mayoritariamente compuesto por ortoneises graníticos con cantidades menores de metasedimentos, y una cobertura consistente en una espesa secuencia de metasedimentos de bajo a medio grado (MACAYA *et al.*, en prensa).

En la presente Hoja la cobertura sólo aflora en una pequeña área situada en el ángulo suroriental, en el labio hundido de la falla de La Berzosa. El resto de los materiales hercínicos se consideran pertenecientes al basamento. La deformación que afecta a los dos conjuntos es diferente en la intensidad de cada una de las fases.

Se han reconocido en la Hoja la existencia de 3 fases principales de deformación, otras dos de replegamiento suave y dos de fracturación tardía.

Estas deformaciones afectan a todas las rocas ígneas y metámorficas de la Hoja con la excepción de los filones de leucogranitos y aplitas que intruyen en una etapa tardía de la orogenia.

4.2.2. Primera fase de deformación (D1)

Durante el transcurso de D1 se produce una deformación penetrativa continua que afecta a todas las rocas metámorficas de la Hoja, en un régimen deformacional con una fuerte componente de cizalla simple subhorizontal con vergencia hacia el este (Fig. 11) (MACAYA *et al.*, en prensa).

La primera fase de deformación se desarrolla en toda la zona una foliación, S1, muy penetrativa, modificada y reorientada por las deformaciones posteriores que llegan a borrarla casi totalmente en amplias zonas, conservándose únicamente como relictos en las charnelas de pliegues de segunda fase en metasedimentos.

En los ortoneises glandulares sólo se observa la S1 como esquistosidad interna en algunos porfidoblastos y, a menudo, se observa una sola foliación que podría corresponder a S1, o bien, a un reaplastamiento de S1 durante la segunda fase ($S1 \pm S2$). Como es lógico en estos materiales no se observan pliegues ligados a esta fase al no existir superficies previas de referencia.

No se han observado en toda la Hoja estructuras mayores atribuibles a esta fase.

4.2.3. Segunda fase de deformación (D2)

Se caracteriza por una deformación muy heterogénea que da lugar a zonas de cizalla dúctiles de espesor desde centímetrónico hasta hectométrico y, en ocasiones, fuerte milonitización de los ortoneises y de los metasedimentos (MACAYA *et al.*, en prensa).

Esta fase de deformación tiene la misma vergencia que D1, por lo que se puede deducir que ambas forman parte de un proceso continuo de deformación tangencial que se inicia con la formación de pliegues tumbados que, posteriormente se reorientan hasta una posición subhorizontal y culmina con el desarrollo de zonas de cizalla dúctil y milonitas en algunos de los flancos inversos (Fig. 11).

Durante este episodio se desarrollan en las rocas fábricas plano-lineares generalizadas, paralelizando los contactos litológicos y, en las zonas de cizalla, rocas miloníticas. Sobre la foliación se observa una lineación muy marcada.

En los neises glandulares la lineación está definida por el fuerte estiramiento de los fenocristales de feldespato, de sus sombras de presión y de agregados de biotita o de sillimanita. En los metasedimentos se define por una orientación de las micas, de madejas de sillimanita y «ribbons» de cuarzo.

Esta segunda fase produce en los metasedimentos una fuerte esquistosidad (S2), que es la fábrica mejor desarrollada en la mayoría de ellos, especialmente en la zona oriental. La foliación S2 es plano axial de pliegues de pequeña y media escala, muchos de ellos de carácter intrafoliar, con charnelas muy agudas y flancos muy estirados hasta el punto de que muchas charnelas están disruptadas. Estos pliegues tienden a ser isoclinales y, en ocasiones, fuertemente asimétricos, con vergencia al E. Los ejes de estos pliegues muestran una fuerte dispersión, lo que indica charnelas curvas típicas de zonas de cizalla. La geometría de los pliegues D2 suele ser, en capas competentes, de clase 1C muy próximos a la clase 2 (RAMSAY, 1967).

En la mayor parte de los neises glandulares se observa una sola esquistosidad que puede ser el resultado de la superposición de S2 sobre S1 mediante una reorientación y reaplastamiento. En las bandas de cizalla se observa un incremento gradual del estiramiento y aplastamiento de las glándulas dando lugar a feldespatos acintados. Un mayor incremento de la deformación trae como consecuencia el desarrollo de una foliación milonítica con la desaparición casi completa de las glándulas de feldespato.

La S2 en los neises bandeado se manifiesta como una alternancia semicítmatica de bandas cuarzo-feldespáticas con otras más ricas en biotita y sillimanita. En estas rocas son muy comunes los pliegues intrafoliares de pequeña escala y algunas glándulas de feldespato acintadas.

En los leuconeises y neises glandulares, debido a la escasez de micas y minerales férmicos, no se desarrolla S2 como un bandeado sino que se manifiesta como una orientación preferente de todos los minerales, con un fuerte aplastamiento del cuarzo y los feldespatos.

Estas zonas de cizalla dúctil representan cabalgamientos dúctiles profundos en los macizos ortoneísicos del basamento que en la cobertura metasedimentaria de medio-bajo grado pueden transformarse en numerosos planos de deslizamiento que constituyen la base de los mantos.

4.2.4. Tercera fase de deformación (D3)

Esta fase supone un replegamiento retrovergente generalizado (Fig. 11), más

importante en la zona occidental, que induce una deformación intensa y penetrativa en áreas extensas.

Los pliegues generados durante esta fase presentan una vergencia oeste, con un plano axial de dirección NE-SO y buzando de 30 a 70° hacia el E-SE; sus ejes presentan una dispersión considerable, no sólo debido a las fases posteriores y suelen buzar de 20 a 80° hacia el SE (Fig. 9). Esta disposición de los ejes supone que el régimen deformacional tiene una componente de cizalla simple subparalela a S3, probablemente con componente dextro e inverso.

Los pliegues mayores de esta fase tienen una longitud de onda de hasta 5 km. y una amplitud que varía de este a oeste al aumentar el aplastamiento. De menor orden se desarrollan pliegues a todas las escalas, sobre todo en los metasedimentos y en los neise bandeados.

La geometría de estos pliegues varía de la parte oriental de la Hoja, menos metamórfica, a la occidental. Al este, los pliegues son en general de charnela angulosa y ángulo entre flancos de 60-110° con escaso desarrollo de esquistosidad de plano axial. En la parte occidental los pliegues son casi isoclinales, con fuertes engrosamientos de charnela y con desarrollo de una esquistosidad de crenulación que llega a obliterar, en general, la fábrica anterior.

El desarrollo de la esquistosidad S3 es, como ya se ha indicado, más intenso en la parte occidental de la Hoja donde la migmatización contemporánea a esta fase es más intensa. En los metasedimentos S3 se desarrolla como una fuerte esquistosidad de crenulación y, a veces, una «schistosity» mientras que en los neises glandulares se produce un reaplastamiento o una desorganización de la fábrica anterior, y, otras veces, desarrollo de micropliegues en la matriz más micácea.

Asociada a esta fase se produce una lineación mineral subparalela a los ejes de los micropliegues D3 marcada en general por agregados de sillimanita y biotita. También puede observarse, en ocasiones, una lineación de intersección de S3 con S2.

4.2.5. Cuarta fase de deformación (D4)

Durante esta etapa se repliegan suavemente las estructuras anteriores, originándose pliegues de gran longitud de onda y pequeña amplitud (Fig. 8), con direcciones aproximadas N 170° E y planos axiales subverticales. Los ejes de los micropliegues buzan de 10 a 30° en dirección N 170° E. Estos pliegues muestran en la cartografía un flanco largo con dirección N 20-30° E y un flanco corto con dirección N 80-100° E.

Localmente, en las zonas de charnela, se desarrolla una crenulación en los materiales más esquistosos e incluso una incipiente esquistosidad de crenulación grosera.

4.2.6. Quinta fase de deformación (D5)

Aunque en esta Hoja no es reconocible, en las hojas adyacentes situadas al oeste se ha reconocido una quinta fase de deformación (D5).

Esta fase origina pliegues de dirección E-O, de gran longitud de onda y pequeña amplitud, sin que en ningun caso se genere una esquistosidad asociada. Esta fase da lugar, en hojas vecinas, a un modelo de interferencia en domos y cubetas con la fase D4.

A mayor escala que la de esta Hoja, puede apreciarse que existe un gran sinclinal muy laxo, de dirección E-O y cuya traza axial pasa por la parte norte de la Hoja de Buitrago (484), correspondiendo toda la Hoja de Prádena al flanco norte de dicho sinclinal.

4.2.7. Las fallas post D3

4.2.7.1. Falla de La Berzosa

La falla de La Berzosa es un importante accidente tectónico de dirección aproximadamente NS que, como ya se ha indicado, separa dos dominios estructurales dentro de la zona centro-ibérica.

Esta falla resulta ser un accidente normal con componente de desgarre dextro (GONZÁLEZ LODEIRO et al., 1988, MACAYA et al., en prensa, DIEZ BALDA et al., en prensa) que corta a las estructuras de D3 y cuyo bloque hundido es el oriental. La reconstrucción de la falla permite correlacionar la banda de deformación de D2 situada en el núcleo del antiforme del Cardoso con la que se observa al O de la falla de La Berzosa y con la que aflora en el flanco inverso del anticlinal de Hiendelaencina (GONZÁLEZ LODEIRO et al., 1988).

El salto de la falla no ha podido determinarse aún. Como indicación de este salto puede decirse que en el ámbito de esta hoja existe un salto metamórfico entre uno y otro lado de la falla desde la zona de la estaurolita en el labio hundido hasta la zona de la sillimanita en el labio occidental. Respecto a la edad solamente puede decirse que es post D3 desconociéndose su relación cronológica con D4.

4.2.7.2. Falla de Robregordo

Es una falla de dirección N-SO que cruza toda la zona oriental de la Hoja, desde el ángulo nororiental hasta el centro del borde sur, siguiendo un trazado ligeramente ondulado.

La falla separa dos sectores con características tectonoestratigráficas y de grado metamórfico ligeramente distintos. Del lado este de la falla aparece una gran masa de metasedimentos en la que se incluyen varios macizos circunscritos de ortoneises. En este sector los pliegues de D3 no son muy apretados y la foliación S3 no está muy desarrollada; asimismo la migmatización sólo se desarrolla localmente en las litologías más favorables. En el labio occidental, en cambio, los pliegues D3 son casi isópacos, la foliación S3 está muy desarrollada llegando a obliterar las estructuras anteriores y la migmatización está generalizada en amplias zonas.

A lo largo del trazado de la falla pueden observarse diversas estructuras de

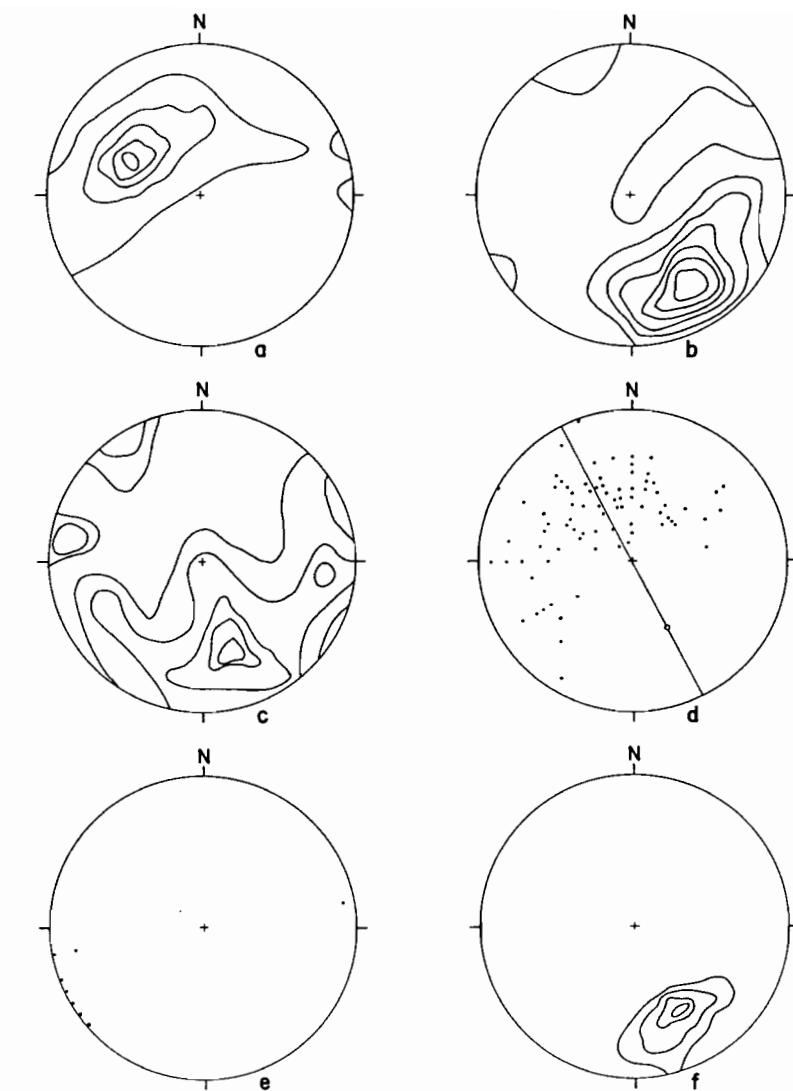


Fig. 9. Proyección estereográfica equiárea y contornos de densidad de polos de planos S_2 (a); lineación de estiramiento L_2 (b); ejes de micropliegues de D_3 (c) y ejes de D_4 (f). (Contornos a 3, 6, 9, 12, 15%, etc.). Proyecciones de polos de plano S_4 (e) y S_3 (d). En este ultimo caso se ha representado el plano medio S_4 y el eje de los pliegues de D_4 .

deformación frágil-dúctil. Cuando la falla afecta a los ortoneises, éstos siempre están migmatizados y se produce una brecha de falla que en el sector sur llega a alcanzar 100 m. de espesor. En el caso de los metasedimentos se producen numerosas estructuras S-C con dirección NE-SO y buzando unos 50° al SE de los planos C. En los planos S de estas estructuras se produce cristalización sincinemática de clorita. En toda la zona de falla las rocas se encuentran muy fracturadas, lo que podría corresponder a rejuegos posteriores durante la orogenia alpina.

La falla corta claramente a las estructuras de D3 y sigue un trazado que sugiere que está afectada por los pliegues de D4. No obstante, debido al escaso desarrollo de foliaciones S4, no han podido obtenerse evidencias seguras de la relación de este accidente con D4.

4.2.8. Deformaciones finihercínicas

4.2.8.1. Estictolitas

Entre las mesoestructuras visibles en esta Hoja, que pueden considerarse asociadas a esta etapa, hay un conjunto de zonas «nebulitizadas» (Estictolitas s.s.), que se encuentran definiendo estructuras planares, fundamentalmente dentro de los neises glandulares, el arrastre generado sobre la esquistosidad principal en los límites entre las zonas nebulitizadas y el neis indican un movimiento de falla normal, al igual que las estructuras internas de las bandas de estilocitas (v.g. rotaciones asimétricas). La dirección de estas estructuras varía en esta zona entre los N 50-80° E, es decir, en general muestran una marcada dirección submeridiana, su buzamiento oscila entre los 60-80° S. Estas mismas estructuras han sido interpretadas por CASQUET *et al.* (1988), como indicadores de una etapa temprana de extensión, homogénea en el ámbito del Sistema Central español. Este período de extensión sería previo a las etapas de idéntico régimen tectónico que se describen a continuación.

4.2.8.2. Estructuras mayores

Las estructuras mayores finihercínicas de esta Hoja tienen gran importancia a la hora de definir la macroestructura prealpina de la región. Están representadas fundamentalmente por zonas de cizalla dúctil con movimientos normales. Dentro de estas zonas una de las más representativas es la que se superpone a la traza de la zona de cizalla de La Berzosa (estructura de F2 Hercínica), que con dirección N-S y buzamiento aproximado de 60° E produce el hundimiento de toda la región situada al este de la Hoja (GONZÁLEZ CASADO y CASQUET, 1988); esta estructura lleva asociados importantes procesos hidrotermales tardíos en el labio hundido (p.e. zona andalucita hidrotermal. *op. cit.*). Estas estructuras dúctiles pueden reactivarse durante etapas más tardías, inclusive durante etapas alpinas y/o neotectónicas, pudiendo reconocerse superpuesto al trazado dúctil normal (dirección N-S y buzamiento 60° E) fallas frágiles que retocan las estructuras anteriores

(GONZÁLEZ CASADO 1987, GONZÁLEZ LODEIRO *et al.*, 1988), pero que no deben confundirse con las trazas dúctiles más antiguas.

También existen otras pequeñas fallas normales de estas características no representadas en la cartografía, como es el caso de la falla del Madarquilos (GIL TOJA, 1987), de dirección N-S y buzando aproximadamente 45° al este y con movimiento de falla normal.

Hay un segundo tipo de fallas dúctiles, con milonitas asociadas, como la falla de Piñuécar (ALVARO *et al.*, 1981, GIL TOJA 1987) tampoco representada en la cartografía. Esta estructura tiene una traza N-S y buzamiento al este, pero según el último autor citado su movimiento sería de tipo inverso.

4.2.8.3. *Etapa Malagón*

Esta etapa se encuentra definida en todo el Sistema Central por zonas de cizalla y haces de diques de pórfidos 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 no se encuentran diques de pórfido granítico.

No obstante, sí se han encontrado al estudiar poblaciones de fallas en las rocas Paleozoicas, algunas que indican extensiones N-S y movimientos de tipo normal o normal direccional que deben encuadrarse en esta etapa. Existen también en las zonas donde se localizan estas fallas, pseudotaquilitas con estas mismas orientaciones.

4.2.8.4. *Etapa Hiendelaencina*

Al igual que la etapa anterior, este período de deformación se observa en todo el ámbito regional del Sistema Central español. Es un importante período de fracturación (etapa de deformación tardihercínica en sentido estricto), 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 muestran la existencia de dos familias, una con direcciones N 10-30° E, y otra entre N 70-90° E. La dirección media de máximos esfuerzos horizontales que originan los movimientos descritos se sitúa según los N 45° E. Este es el caso de los diques de cuarzo y fallas existentes en las proximidades de Prádena, que son fallas normales con dirección de comprensión NE-SO.

4.3. DEFORMACIONES ALPINAS

Las etapas de deformación alpinas originan gran cantidad de meso y microestructuras en esta Hoja, siendo además las responsables de la macroestructura en *horst* y *grabben* inversos existentes principalmente en la esquina NO de la Hoja.

A partir del análisis poblacional de pliegues y fallas en los materiales cenozoí-

cos 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. Los desplazamientos de estas fallas son fundamentalmente en dirección.

4.3.2. Etapa Guadarrama

Caracterizada por direcciones de compresión transversales a la sierra del Guadarrama, es decir, desde los N 140° E a los N 170° E, origina el movimiento de dos conjuntos de fallas, uno con direcciones entre NS y N 20° E y el otro entre N 70-90° E. También se forman durante el mismo todos los grandes pliegues postpaleozoicos que con direcciones próximas a NE-SO recorren esta Hoja. Durante esta etapa se originan los grandes *horst* y *grabbens* inversos que con direcciones próximas a N 70° E existen en el cuadrante NO de esta Hoja.

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 (p.e. al norte y al sur de la localidad de Revilla), 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 estar subverticales en superficie, teniendo este tránsito lugar en muy pocos metros en la vertical. Hecho este que explica su traza cartográfica tan rectilínea.

Asociados a estos cabalgamientos y fallas inversas se originan grandes pliegues en rodilla en la cobertura mesozoica-cenozoica, pliegues que tienen direcciones de ejes subparalelos 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 periodo de actuación de esta etapa es intra-Mioceno (intra-Aragonense).

El análisis poblacional de fallas de esta etapa, realizado en los alrededores de la localidad de Matamala, muestra que en general estas fallas son muy tendidas, de direcciones N 65-85° E, que actúan como fallas inversas puras (compresión uniaxial), según una dirección de acortamiento entre N 150-170° E (Fig. 10), no obstante, el buzamiento de estas fallas inversas es tanto hacia el NO como hacia el SE (hecho este que explica cómo los *grabbens* son cabalgados en sus dos bordes en algunos casos). Durante esta etapa, algunas fracturas con direcciones próximas a los N 100° E, actúan como desgarres inversos con las mismas direcciones de acortamiento.

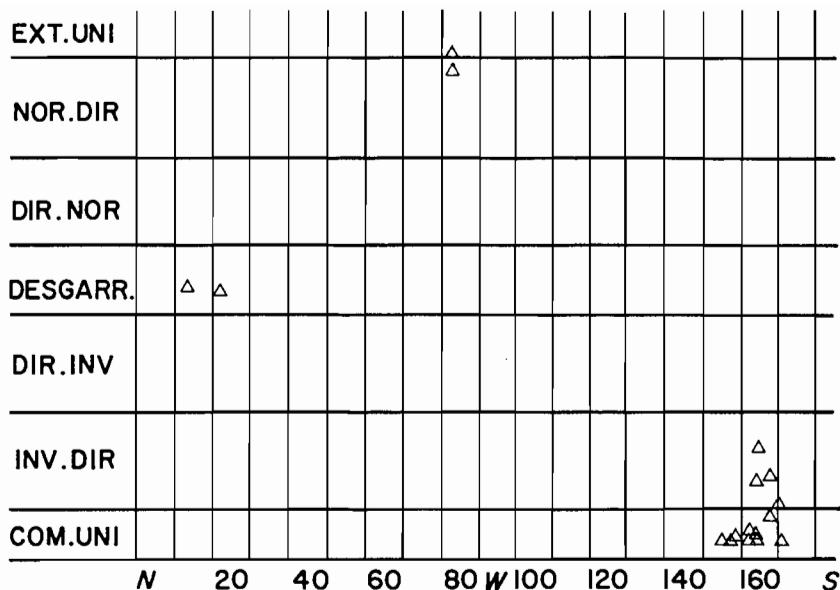


Fig. 10. Direcciones acortamiento máximo horizontal.

5. GEOMORFOLOGÍA

5.1. CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLÓGICAS GENERALES

La zona que comprende la Hoja de Prádena, se estructura alrededor de las alineaciones orográficas de las sierras de Guadarrama y Somosierra. Estas forman divisoria entre las cuencas del Duero y del Tajo, con una altitud media de culminación superior a los 1.800 metros.

Al norte-noroeste de dicha alineación se definen los relieves de planicie de la submeseta septentrional constituidos aquí por la rampa, y los relieves estructurales dados por los materiales mesozoicos. Al sur-sudeste se localiza la depresión o fosa interior del Medio Lozoya o Buitrago del Lozoya, que configura el piedemonte meridional.

Como en el resto del Sistema Central y en sus bordes, los grandes trazos morfológicos, la «megamorfología», está controlada por las planicies de arrasamiento. A estos rasgos básicos, se les superponen otros de detalle, que son consecuencia de los procesos actuales y subactuales, cuaternarios en general.

De acuerdo con lo anterior, las características geomorfológicas en esta zona, pueden plantearse en dos grandes apartados:

- 1) Las superficies de erosión que, junto a la morfoestructura, configuran los grandes rasgos del relieve actual.

- 2) El modelado reciente, cuaternario y pliocuaternario, sobreimpuesto al anterior y que define las formas de detalle.

5.1.1. Las superficies de erosión

SCHWENZNER en 1937, plantea para esta zona de la sierra de Guadarrama y sus bordes, un modelo evolutivo que, en parte, se basa en el desarrollado por PENCK (1923, Ref. 1972) y conocido como «escalera de piedemonte».

En síntesis, de acuerdo con SCHWENZNER (*op. cit.*), el relieve actual se deberá a un proceso conjunto de elevación-arrasamiento que conducirá a la formación de un relieve «escalonado». Tal relieve se concreta en: una superficie de cumbres, de edad intraterciaria, y tres de meseta; una superior, en parameras, la M3, que sería finimiocena y dos de base o piedemontes, que serán pliocenas, la M2 y M1.

SOLE (1952) y BIROT y SOLE (1954), formulan un nuevo modelo evolutivo que centra toda la morfogénesis actual en una sola fase o ciclo, el postmioceno. En su consideración, el relieve del Sistema Central es consecuencia de una tectónica de bloques, que desniveló una penillanura finimiocena situándola a diferentes alturas. Durante el Plioceno, y bajo unas condiciones de aridez o semiaridez, se formarán las llanuras que configuran los piedemontes o rampas.

En estos modelos citados, las superficies de erosión que tienen implicaciones morfogenéticas en el relieve actual, son las que SCHWENZNER (*op. cit.*) clasifica como modernas. Las antiguas preterciarias (ya citadas por otros autores como FISCHER, 1894; SCHMIEDER, 1915; STICKEL, 1929; etc.) sólo son reconocibles bajo sedimentos triásicos, cretácicos e incluso terciarios basales. Investigaciones recientes, apuntan hacia el destacado papel de las superficies antiguas en la morfogénesis de estas zonas, tal como reconocen autores previos (SCHMIEDER, 1915; H. PACHECO, 1932; etc.), así:

En 1978, PEDRAZA, apoyándose en las aportaciones previas, formula el nuevo modelo evolutivo. Este considera una gran planicie de partida, fundamental o generatriz «tipo penillanura» que sería poligénica y heterocrona, es decir resultante de diferentes ciclos morfogenéticos (poligénesis) y finalizada en cada lugar en distintas épocas (heterocrona). Durante los movimientos de la orogenia alpina, iniciados a finales del Cretácico -principios del Eoceno- la superficie generatriz es inicialmente abombada y, a finales del Terciario, resquebrajada en bloques hasta definir la morfología actual. A la vez que se producen esos procesos, los bordes van siendo «modificados por la erosión» dando diferentes escalones; primero en un proceso de lavado tipo ETCHPLAIN, luego en uno de remodelación tipo PEDIMENT.

Debe considerarse, coincidiendo con BIROT y SOLE (*op. cit.*) que los movimientos desniveladores definiendo o exagerando la tectónica de bloques, son más recientes que cualquier aplanamiento. Dichos movimientos se producen incluso durante buena parte del Cuaternario, afectando sobre todo a los bloques axiales que configuran los *horst* y los *grabbens*. De acuerdo con ello, la consolidación de las zonas culminantes (superficie de cumbres) y de las depresiones puede ser muy reciente.

GARZON (1980), establece una superficie fundamental en la morfogénesis, elaborada a finales del Cretácico y luego remodelada durante el Terciario. Dicha superficie hoy ocupará las cumbres del Sistema Central, mientras que los piedemontes corresponderán a aquellas superficies antiguas, exhumadas tras ser fosilizadas por los sedimentos terciarios.

En un trabajo posterior, FERNÁNDEZ (1987), también les otorga a estos fenómenos de exhumación un papel destacado.

Aunque sea difícil armonizar todas estas interpretaciones, a modo de síntesis podría decirse que, se acepte o no el modelo propuesto por SCHWENZNER (*op. cit.*), lo cierto es que la morfología del Sistema Central responde a un sistema de superficies escalonadas correlacionables también con las definidas en las cuencas o fosas adyacentes del Duero y del Tajo. Superficie de cumbres y de meseta (M3, M2 y M1) en el macizo, y superficie de Campia (equivalente a la M1) y de los Páramos, en las cuencas, determinan dicha morfografía, que constituye la base cartográfica de las UNIDADES MORFOLÓGICAS.

5.1.2. El modelado de detalle. La evolución cuaternaria

El cuadro cronológico y litoestratigráfico a que suele hacerse referencia en los análisis del período Cuaternario, a veces hace que sea difícil la situación de muchos acontecimientos si, como ocurre en el Sistema Central y sus bordes, los depósitos recientes son escasos, el problema es aún más complejo.

De cualquier manera, durante el período Cuaternario pueden diferenciarse tres grandes grupos de procesos, que constituyen la base cartográfica fundamental de los ELEMENTOS MORFOLÓGICOS, sobreimpuestos a la morfología previa de las grandes planicies, así:

5.1.2.1. Fenómenos fluviales y asociados

Se incluyen aquí toda la acción modeladora, por degradación y/o por agregación, de la red de drenaje, cualquiera que sea su dinámica: ríos, arroyos, torrenteras, fondos de cauces, etc.

En estos casos, se plantea el problema del inicio de la red hidrográfica actual. Durante años, la consideración fue que tanto en el macizo como en la cuenca, dicha red era de nueva generación, sin conexión alguna con las redes previas, responsables del modelado de las rampas y de los procesos sedimentarios de los materiales comúnmente denominados «rañas».

En el momento actual, muchos datos parecen apuntar hacia una cierta permanencia o continuidad de las redes precuaternarias y cuaternarias, en el macizo y en la cuenca, al menos a partir de los últimos grandes momentos tectónicos pliocenos y/o plioleistocenos.

Sin embargo, dada la escasa representación en estas zonas de las formas de transición entre los procesos fluviales previos al encajamiento y los subsiguientes,

es decir, la unidad de vertientes glacis, es difícil establecer las relaciones entre dichos procesos evolutivos.

Por otro lado, es importante señalar que, aún careciendo de datos concluyentes, en algunos casos los depósitos de la red hidrográfica presentan contactos que pueden denunciar una actividad tectónica cuaternaria, lo cual ya ha sido señalado en esta zona por otros autores (ONTAÑÓN 1985).

5.1.2.2. Fenómenos glaciares y periglaciares

Los glaciares del Guadarrama y Somosierra se instalaron en cuencas siempre por encima de los 2.000 metros y cuando la morfología previa era la adecuada para la acumulación de nieve.

En la mayoría de los casos se trata de glaciares de circo, a veces con tendencia a glaciares de ladera, y su desarrollo se establece entre los 2.000 y 2.300 metros de cota media superior en las cabeceras de acumulación, los 1.780 a 1.900 metros, de cota media inferior en las morrenas terminales.

La cronología sigue siendo un tema problemático. La presencia de complejos morrénicos internos y externos, cada uno de ellos con crestas de pulsación bien marcadas en el glaciar de la laguna de Peñalara, hizo pensar que se trataba de dos fases, equivalentes al Riss, el complejo externo, al Würm, el interno (OBERMAIER y CARANDEL, 1917).

Posteriormente y de acuerdo con la asociación entre los depósitos fluviales, fluvioglaciares y glaciares, se establecieron ambos complejos como de una sola fase, equivalente al Würm alpino (FRÄNZLE, 1959). Esta es la interpretación que se sigue manteniendo, matizando el significado de esos complejos morrénicos internos y externos a nivel de fase, estadio y pulsación, sin descartar la presencia de una fase Riss que algunos autores llegan a identificar localmente (ONTAÑÓN y ASENSIO, 1974). De cualquier manera debe considerarse que este tipo de cronologías, al menos en parte, están hoy en plena revisión.

En lo referente al periglaciarismo, es difícil precisar su carácter en el tiempo. La mayoría de los fenómenos solifluidales y de gelifracción es evidente que debieron presentar un desarrollo mayor, en intensidad y reparto, en las fases y estadios glaciares que en la actualidad.

Aunque se citan varios depósitos de ladera e incluso mixtos, asociados a una importante fase fría que se desarrolló en el equivalente a la fase glaciar Riss (BUTZER y FRÄNZLE, 1959), lo cierto es que tampoco en este campo hay datos concluyentes. Los fenómenos de crioclastia, como demuestran las acumulaciones de canchales antiguos, aunque funcionales, deben considerarse atenuados. El resto: solifluxión, enlosados, guirnaldas, rosetones, céspedes, almohadillados, etc., dado su desarrollo y localización y la ausencia de formas antiguas de este tipo, para poder asociarse a las condiciones actuales. Incluso, tal como se ha demostrado en otras zonas del Sistema Central, parece haber condiciones para que se desarrolle y/o mantengan formas características de una mayor eficacia del periglaciarismo tal cual son los «círculos de piedra» y los «hidrolacolitos» (PEDRAZA *et al.*, 1988; MOLINA *et al.*, 1982).

5.1.2.3. Fenómenos gravitacionales y/o mixtos

Este término se refiere a los materiales que tapizan las vertientes y/o se concentran en su base. Son el producto de la caída fundamentalmente regulada por la gravedad pero más o menos asistida por otros procesos tales como la arroyada, solifluxión, etc. En conjunto se agrupan bajo la denominación de coluviones, aún cuando estos sean producto de procesos más variados.

Su control litológico es prácticamente imposible. Aun cuando pueda observarse un funcionamiento atenuado frente a otras etapas del Pleistoceno y/u Holoceno antiguo, tal como demuestra el que están truncados por los canales actuales, hay zonas en las cuales puede reconocerse su funcionalidad en el momento actual.

5.2. EL SISTEMA CARTOGRÁFICO

El problema principal a que hemos de enfrentarnos en el campo de la cartografía geomorfológica, deriva de la ausencia de una simbología precisa y generalizada, así como de unas unidades básicas que sirvan de 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 morfológicos, etc.

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

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

Dichas unidades pueden ser compartimentadas en formas de menor rango y asociadas en otras mayores. Las primeras, LOS ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS, establecen las referencias geométricas (pendientes, escarpes, articulaciones, etc.) y genéticas mínimas en que puede ser compartida la unidad (acciones y agentes del modelado que, asociados, configuran un proceso morfo-genético). 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, megamorfologías.

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:

PROPIOS: Son aquellos elementos que caracterizan a una unidad y, por tanto, su ausencia implica la imposibilidad de definirla. Siempre tienen una entidad geométrica, pues se trata de formas, aunque a veces se asocian a un agente o una

acción modeladora específica, tanto más frecuente cuanto más reciente sea la génesis de la unidad y viceversa.

SOBREIMPUESTOS: Son aquellos elementos que se asocian a la unidad desde un punto de vista espacial pero la distorsionan desde el punto de vista geométrico 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.

DEGRADACIÓN, caso de los elementos que se asocian a los nuevos procesos morfogenéticos que sustituyen a los propios y específicos de la unidad. Son, por tanto, elementos que tienden a sustituir las morfologías características de una unidad, en base a generar otras nuevas.

AGRADACIÓN, cuando la sobreimposición se realiza al depositarse materiales.

Todos estos elementos son cartografiados de acuerdo con una simbología, más o menos generalizada, tal como se puede comprobar en la correspondiente leyenda.

5.3. DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES Y ELEMENTOS

5.3.1. Superficie tipo penillanura en cumbres

Corresponde a la superficie de cumbres de SCHWENZNER (1937). Está formada por una serie de planicies suavemente alomadas dando lugar a las divisorias principales de la región. Son característicos algunos relieves tipo «monadnock» y extensas áreas en las que aflora un sustrato alterado (arenizado). Asociadas a estas alteraciones pueden aparecer depresiones tipo nava, con desarrollo de suelos hidromorfos y a veces turberas ácidas.

Como consecuencia del rango de altitudes en que aparece, en toda la superficie se encuentran signos de actividad periglacial de diversa intensidad: suelos enlosados, solifluxión, guirnaldas y rosetones, céspedes almohadillados, etc. La distribución de estas formas corresponde con la de la unidad.

5.3.2. Superficie tipo penillanura en parameras-hombreras y cerros

Corresponde a la superficie de meseta M3 de SCHWENZNER (1937). Su morfología es igual a la de cumbres, con relieves residuales de tipo «monadnock», y gran abundancia de alteraciones. Dentro del Sistema Central los mejores ejemplos de estas superficies corresponden a las parameras abulenses. Fueras de allí, queda reducida a pequeños rellanos colgados a media ladera o culminando elevaciones secundarias, tal como ocurre en la zona, donde apenas tienen representación.

Esta morfología de rellanos a diferentes alturas puede enmascarar la existencia de otras superficies entre ésta y las de tipo pediment como ya ha sido señalado en diferentes trabajos (PEDRAZA, 1978; CABRA *et al.*, 1983; CENTENO, 1983;

CENTENO *et al.*, 1983). De hecho la aparición en los bordes de esta superficie de relieves residuales tipo «inselberg» parece confirmar dicha hipótesis. Sin embargo, el problema sigue siendo objeto de estudio y, aunque en otras zonas haya sido asociada una unidad (ver MAGNA de San Martín de Valdeiglesias), aquí deben ser referidos como parte de la paramera ante la ausencia de criterios bien definidos.

5.3.3. Laderas

Son formas de articulación entre las diferentes superficies escalonadas. En general se trata de pendientes escarpadas y rectilíneas, tendencia únicamente modificada por la presencia de formas de origen fluvio-torrencial, glaciar, gravitacional, etc.

Estas características y su asociación a grandes líneas de falla hace que se interpreten como desnivelaciones de origen tectónico. En algunos casos se reconocen restos de formas facetadas que apoyan dicha interpretación.

Desde el punto de vista geomorfológico, no es fácil establecer los dos tramos de la ladera si falta la planicie intermedia. Por este motivo, la unidad se suele presentar como un todo continuo, sólo interrumpida por ligeras inflexiones y/o rellanos.

A pesar de lo comentado, la parte superior de la ladera suele presentarse más uniforme y tendida, frente a la inferior, más escarpada y heterogénea por los contrastes micromorfológicos que introduce su mayor degradación. Es la parte superior, la que se pone en contacto con la planicie de cumbres, la modelada por procesos glaciares y, en ocasiones, periglaciares.

Un hecho destacado y casi constante en todo el Guadarrama, es la presencia, más o menos continua a lo largo de toda la ladera, de una serie de depósitos de removilización de muy escaso espesor, centímetro, que se asocian a suelos, alteraciones, etc., es decir, formando un REGOLITO.

5.3.4. Superficie tipo pediment

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

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

En esta zona, la unidad de pediment corresponde a la rampa de Segovia en el NO y a la depresión media del río Lozoya o depresión de Buitrago del Lozoya en el SE. Al igual que en otras zonas, aparecen aquí relieves residuales encuadrables dentro del contexto de los «inselberg», destacando para la rampa de Segovia el cerro del Carrizal, Dehesa de las Cabezas, el pico de la Dehesa, etc., y para la depresión de Buitrago del Lozoya, la Cabeza de Piñuécar.

En general se presenta degradada por la red hidrográfica, sobre todo en los

bordes y con frecuentes depresiones tipo nava. En las vertientes glacis hay un proceso de lavado del regolito con la exhumación de algunos berrocales.

5.3.5. Relieves estructurales

Se trata de formas exhumadas por la degradación fluvial, actuando sobre los depósitos que los fosilizan, es decir, las series terciarias.

Este conjunto de formas se localizan en dos corredores en la mitad septentrional de la Hoja, ambos con dirección NE-SO. El más al N es el constituido por el corredor valle de San Pedro-La Velilla, mientras el segundo, más meridional, se extiende entre las poblaciones de Gallegos y Sigueruelo.

En los dos corredores, el contacto macizo-cuenca más meridional se realiza por falla inversa, mientras el más septentrional parece realizarse por unos relieves de transición o borde, que en algunos casos, se ha definido como CONTACTO POR UNA COBERTERA DE PLEGAMIENTO. De la misma forma estos dos corredores se sitúan sobre dos bloques hundidos, en los que puede distinguirse una unidad morfoestructural general para cada uno de ellos, que corresponde en ambos casos a una antiforma. En el corredor de Valle de San Pedro-La Velilla, llega a aflorar el basamento al N de la población de La Velilla, que constituye los restos de una superficie, actualmente en proceso de exhumación.

5.4. ELEMENTOS MORFOLÓGICOS

5.4.1. Superficie de erosión y elementos asociados

Los elementos asociados a esta superficie, al igual que los asociados a otras, entran dentro del contexto de las formas relictas, es decir, que no están en equilibrio con las condiciones morfogenéticas actuales y/o subactuales.

Pueden distinguirse, tanto por su carácter morfológico como por su significado los siguientes tipos:

a) *Restos originales de superficie.* Se presentan como retazos más o menos amplios que han quedado como residuo de posición respecto a los elementos sobreimpuestos generados a costa de la unidad (por los procesos degradantes básicamente los fluviales); comportan todos los rasgos característicos de la planicie a que pertenecen, son por tanto elementos propios y característicos de la morfología original de dicha planicie.

Dentro de esta caracterización general debemos diferenciar los siguientes tipos:

Superficie tipo Penillanura en cumbres, está reducida a franjas situadas en la divisoria principal de la Hoja, que corresponde a las cimas de las sierras de Guadarrama y Somosierra; *Superficie tipo Pediment indiferenciado,* conforma toda la rampa cristalina septentrional y desciende continuamente desde el nick de la ladera de la alineación Guadarrama-Somosierra hasta el contacto con los materiales mesozoicos; *Superficie tipo Pediment*

superior en depresiones interiores, está limitado a una serie de retazos situados en las cercanías de Montejo de la Sierra y en una estrecha banda que parte desde el pueblo de Robregordo hasta la Cabeza de Rulluego, oscilando su cota entre los 1.130 y 1.400 m.; *Superficie tipo Pediment en depresiones interiores*, se localiza en la depresión de Buitrago del Lozoya entre Horcajo de la Sierra, Paredes de Buitrago y Villavieja del Lozoya, entre las cotas de 1.100 y 980 m.

b) *Superficie degradada*. Son zonas de dimensiones variables en general reducidas, en las cuales la planicie original ha quedado modificada por procesos sobreimpuestos pero, dada su escasa intensidad, no llegan a generar una verdadera sustitución de la morfología.

c) *Otras superficies*. Con este epígrafe queremos hacer referencia a una serie de retazos situados entre las poblaciones de Pajares de Pedraza, La Velilla y El Arenal; algunos de estos retazos corresponden a restos de una superficie de erosión exhumada desarrollada sobre materiales cristalinos, en otros casos se aprecia una ligera cobertura sedimentaria que la recubre.

d) *Relieves residuales*. Son los elementos destacados de las superficies de erosión del Sistema Central y se clasifican en función a su geometría, génesis y/o superficie con la que se encuentran asociados, así:

MONADNOCK: Corresponde a formas que caracterizan los resalte propios de una superficie tipo «Penillanura» y se entiende tal cual la definió DAVIS (1899), si bien la penillanura sobre la que se elevan se asocia a una génesis policíclica (KLEIN 1959) y no sólo al sistema morfogenético fluvial o de «erosión normal». Son formas alomadas, con articulaciones suavizadas, y que presentan continuidad topográfica con el trazado de la superficie.

INSELBERG: Son relieves propios de los Pediment, aunque pueden aparecer en los restos de la superficie tipo Penillanura por remodelación de los relieves propios de ésta o por degradación de la misma. En general, y a diferencia de las anteriores, el contacto entre estas formas y las superficies que las soportan se realiza a través de un ángulo más o menos abierto, denominado NICK.

RELIEVES RESIDUALES DE CUMBRE PLANA: Corresponden a restos de superficies previas de muy reducida extensión, religadas a las cumbres de unos cerros. Presentan características genéticas similares a la de los inselberg, así como el NICK que les caracteriza.

5.4.2. Elementos glaciares

Corresponden a las formas de degradación y agrandamiento generadas por los nichos permanentes durante la última fase glaciar presente en las sierras de Guadarrama y Somosierra. Dado su escaso desarrollo no llegan a presentar entidad morfológica con categoría de unidad. Se definen, por tanto, como elementos sobreimpuestos y degradantes sobre la unidad de laderas.

El desarrollo de estos glaciares tuvo lugar entre los 2.000 y 2.100 m., límite

superior de las cuencas de acumulación de nieve, y los 1.740 m. (glaciar del Coto de Montejo), 1.790 (glaciar del cerro Reajo Alto) y los 1.840 m. (glaciar del Alto de los Orcos), límite inferior de los frentes morrénicos.

Como ya se señaló en un principio estas formas fueron glaciares de circo con una cuenca de alimentación sencilla, a veces notablemente circular y ligeramente sobreexcavada.

a) *Circos glaciares*. Son formas de escaso desarrollo, ello queda patente en el complejo morrénico en forma de arco. La mayoría de estos aparatos presentan un complejo morrénico sencillo o único, sin crestas asociables a las diferentes variaciones del hielo, ya sean de una u otra categoría: fases, estadios, pulsaciones, etc.

b) *Complejos morrénicos*. Están formados por material grueso, básicamente bloques, a veces de dimensiones métricas, cantes y una matriz también gruesa. En ningún caso han podido observarse materiales finos con criterios estructurales para definir génesis y tipos de flujo. De este modo su calificación como *till* es hipotética ya que muy bien podrá tratarse de material previo reorganizado mediante el fenómeno glaciar de «efecto buldoger». Es decir, proceso de retirada y ordenación morfológica en forma de arco de los derrubios previos, periglaciares, que el hielo iba encontrando en su desarrollo.

c) *Depósitos mixtos glaciar-fluvial*. No se trata de complejos asociados, como es normal en un glaciar, donde se delimitan unos depósitos del suelo y otros debidos al transporte y depositados por las aguas de fusión. En estos casos, aunque su génesis es dudosa, se trata sin embargo, de posibles *tills* remodelados por la acción fluvial, fluvitorrencial de aguas mixtas de fusión y aporte nival, o, por el contrario, de materiales fluvitorrenciales incipientemente estructurados por el flujo glacial.

5.4.3. Elementos periglaciares y nivales

Corresponden a las formas propias de los procesos periglaciares actuales, subactuales y/o antiguos (Pleistocenos) desarrollados sobre estas zonas, carecen de categoría de unidad tanto geométrica como genética y se definen como elementos sobreimpuestos y degradantes de las superficies tipo penillanura en cumbres y parameras y de las laderas.

Del conjunto de estos procesos derivan una serie de elementos que, según su reparto, carácter y dimensiones, entran en el contexto de cartografiados o no.

En el grupo de los no cartografiados, se deben considerar aquellos elementos que presentan una repartición homogénea a través de varias unidades. Tal como ocurre con *enlosados*, *guirnaldas*, *rosetones*, *césped almohadillados* y *suelos de césped alpinizado* que se definen preferentemente en las planicies de cumbres y zonas de las laderas limítrofes a las anteriores, formando los suelos estructurados.

Dentro de los cartografiados y limitados a esta unidad tenemos:

a) *Canchales*. Este tipo de elementos se asocian aquí a procesos gravitacionales asistidos, con el desencadenante de la crioclastia. Aunque son más generalizados de lo que aparece en el mapa, se han cartografiado los que tie-

nen una cierta entidad y, en general, se sitúan en cuencas de recepción torrencial. Tienen un máximo desarrollo en períodos subactuales y, quizás asociados a las etapas glaciares, si bien esto no es fácilmente datable. En el momento actual, sin que lleguen a estar estabilizados, su evolución es muy lenta. Destaquemos la presencia de estructuras de movimiento: terracillas, surcos incipientes, etc., en las que es difícil establecer si los procesos son fósiles y/o actuales.

b) *Procesos de solifluxión*. Deben ser entendidos en su sentido de movimiento del suelo generados de formas específicas y no en el más amplio de «todo proceso de movimiento del suelo que implica un cambio en su estructura» y, por ello, genera formas derivadas tales como las descritas en el contexto de no cartografiables. En general, estos son procesos estacionales activos con límites difícilmente precisables, al asociarse gelifluxión y solifluxión estricta. Se dan en zonas localizadas, donde abunda el material de granulometría fina y la posibilidad de concentración de humedad es alta con pendiente suficiente para producir flujo, es así que se asocia a hidromorfismo.

c) *Nichos de nivación*. Caracterizados por presentar una morfología de cuenca o nicho, con un ligero labrado, a veces pulido, por hielo o nieve compactada con escaso flujo, incapaz de movilizar materiales, y situados en su mayoría en cabeceras o cuencas de recepción torrenciales.

5.4.4. Elementos estructurales de plegamiento

a) *Mesas*. Se definen en las zonas donde las capas presentan una tendencia a la subhorizontalidad o bien han sido arrasadas e igualadas a un nivel. Pueden, considerarse como coberturas de culminación de bloques del basamento, en sus bordes es posible diferenciar escarpes de frente de la plataforma y en su interior ligeras ondulaciones que definen lomas residuales y alguna cubeta sinclinal.

b) *Cuestas*. Corresponden a las zonas donde las capas mesozoicas presentan un notable buzamiento y deben suponerse como el borde o escarpes de los bloques del basamento a los cuales se acomodan. Se sitúan en contacto directo con el zócalo y presentan los rasgos característicos de este tipo de formas: *frente escarpado* y *ladera de revés tendida*.

5.4.5. Elementos gravitacionales-coluviones

Corresponden a elementos gravitacionales que se sobreimponen a todas las morfologías previas y, dada su asociación a todos los demás procesos, nunca llegan a tener entidad morfológica de unidad. Aquí se reducen a los depósitos gravitacionales y mixtos (gravitacionales, arroyada, descarga semiconcentrada en las vertientes, etc.) que se sitúan preferentemente en la zona de transición entre las laderas y los fondos de los valles.

Por lo general se trata de materiales de granulometría fina (tamaño limo o

arena) que contienen en algunos casos niveles de mayor granulometría (tamaño grava) y/o cantos dispersos. Derivan de la removilización de los materiales cristalinos alterados (o de los no consolidados y depresiones interiores). De forma más local, pueden reconocerse algunos depósitos de este tipo con mayor granulometría, cantos y bloques.

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

5.4.6. Aluvial y elementos asociados

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

a) *Aluvial y terraza actual.* Corresponde al depósito de fondo de valle de los cursos de agua. Presenta materiales arenos-arcillosos fundamentalmente, acompañados de gravas y cantos. Su edad es holocena y se encuentran definidos allí donde los cauces tengan suficiente entidad.

b) *Gargantas y encajamientos de la red.* Son formas de incisión lineal que se generan a partir de torrenteras, arroyos y ríos. Como corresponde a su definición la anchura es siempre menor a la magnitud de la profundidad. Aunque en ocasiones, la mayoría se sitúa a favor de fracturas y fallas, se destacan aquí las depresiones que están asociadas a cauces fluviales pero presentan una génesis de hundimiento tectónico.

Según sea la morfología se diferencian: gargantas, desarrollo vertical mucho mayor que su anchura, aun cuando ésta pueda presentar suficiente amplitud para albergar un fondo aluvial o mixto; incisiones lineales, formas básicamente erosivas propias de un modelado de disección a favor de arroyos.

c) *Cañones y gargantas en artesa.* Son formas similares a las anteriores, si bien sus paredes son muy escarpadas y de desarrollo más equilibrado con su anchura, ello puede implicar un fondo aluvial.

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

Presentan la morfología de cono y su granulometría depende de la composición del sustrato. Para esta Hoja hemos diferenciado tres tipos:

CONOS DE DEYECCIÓN ANTIGUOS EN FACIES GRUESAS Y FINAS:

Se caracterizan por presentar una morfología bastante degradada por la erosión fluvitorrential posterior. Sus ápices se sitúan en la ladera, y en relación con canchales desarrollados en la misma. Se desarrollan entre las poblaciones de Gallegos y Navafría.

CONOS DE DEYECCIÓN MODERNOS: Son formas en su mayoría bien definidas y conservadas como tales, es decir, cónicas. Son generalmente materiales gruesos, bloques, cantos y matriz grosera, tamaño sefito-samítico, y litología dominante mente néisica. Se encajan tanto en materiales del macizo cristalino como mesozoicos.

CONOS ROCOSOS: Se sitúan en el borde sur de la Hoja, en la salida del arroyo del Chorro de la unidad de ladera a la superficie tipo pedimento inferior, al O de Villavieja del Lozoya. Son conos de escaso recubrimiento constituidos por material grueso exclusivamente, de litología néisica y formas bien definidas.

e) *Navas.* Se trata de zonas deprimidas con fenómenos de retención de agua, decantaciones, desarrollo de hidromorfismo y generación de suelos. Su cronología es difícil de establecer, ya que muchas de ellas han podido funcionar a lo largo de todo el Cuaternario e incluso lo siguen haciendo la mayoría.

f) *Fondos de torrentera con depósitos aluvial y/o mixto aluvial-coluvial.* Son incisiones tipo garganta en las que su fondo queda cubierto por materiales mixtos aluviales y coluviales.

g) *Erosión en regueros.* Formas erosivas generadas por procesos de escorrentía semiconcentrada o concentrada, limitada a la incisión ligera en las laderas.

h) *Cabeceras torrentiales.* Zonas de concentración de escorrentía semi-concentrada en torrenteras.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Los materiales más antiguos en la Hoja son los que constituyen el núcleo hercínico de la sierra de Guadarrama. El grado de metamorfismo y deformación así como el magmatismo hercínico que afectan a la totalidad de los materiales preordovícicos, hace difícil reconstruir la paleogeografía de los mismos.

La única reconstrucción posible se puede hacer basándose en correlaciones con áreas en las cuales estos materiales han sido menos transformados por la orogenia hercínica. En este sentido, las dos áreas más próximas en las cuales se pueden encontrar secuencias estratigráficas semejantes son el dominio oriental del Sistema Central (región de Hiendelaencina-El Cardoso) y en Miranda do Douro (Portugal).

En ambas regiones se encuentra, y en particular en la de Miranda do Douro donde la polaridad de la secuencia es normal, una sucesión que se inicia por ortoneises glandulares, semejantes a los ortoneises glandulares mesocratos de la presente Hoja, sobre los que descansa un conjunto metasedimentario constituido por materiales detriticos con intercalaciones de niveles de mármoles, porfiroides y anfibolitas, sobre los que se apoya discordantemente el Ordovícico inferior. En la región de Hiendelaencina, una vez reconstruidos los pliegues, se puede deducir una secuencia semejante, en la que además aparecen ortoneises glandulares leuocárquicos (Neis de Antoñita, SCHAFER, 1969).

Las edades obtenidas para los ortoneises glandulares por VIALETTE et al.

(1986), a partir de método Rb-Sr en los macizos de Prádena (470 ± 22 m.a.; 0,7094), Abantos (474 ± 13 m.a.; 0,7098), Pedrezuela (476 ± 10 m.a.; 0,7106), Otero (492 ± 15 m.a.; 0,7069) y Antoñita (500 ± 26 m.a.; 0,7078) indican que este magmatismo estaría en relación con la fase sárdica. La discordancia que se puede observar en los materiales ordovícicos y preordovícicos en la región de Ojos Albos no parece que obedezca a un proceso orogénico importante, pues tanto el metamorfismo como la deformación penetrativa es igual en los materiales situados a ambos lados de la misma.

De acuerdo con las dataciones realizadas por ALLEGRET (1983) y LANCELOT *et al.* (1985) en los ortoneises de Miranda do Douro con edades de $618\pm$ m.a. y los de BISCHOFF *et al.* (1986) en la región de Hiendelaencina de 540-560 m.a. para las rocas equivalentes, así como por sus semejanzas a asociaciones graníticas de origen colisional, nos permiten interpretar estos ortoneises como los granitos resultado del final de la orogenia cadomiente.

Esta interpretación está de acuerdo también con los datos aportados recientemente por ALLEGRET e IGLESIAS (1986) en los ortoneises glandulares de las Islas Sisargas (Galicia) y los obtenidos por LEVEQUE y LANCELOT (1984) en los ortoneises de Palanges y por LEVEQUE y LANCELOT (1985) en los ortoneises de Mendic, ambos del Macizo Central francés.

Las relaciones entre estos ortoneises y parte de la secuencia sedimentaria pueden ser intrusivas o de discordancia. Hasta este momento no se tienen argumentos seguros para inclinarse por una u otra posibilidad, pero las evidencias de campo inclinan a pensar en un carácter intrusivo de, al menos, la mayoría de los ortoneises, lo que establecería una cota superior a la edad de la serie sedimentaria.

Las condiciones de depósito de los sedimentos son difíciles de establecer, dada la profunda transformación sufrida. No obstante, y por correlación con otras áreas de la zona centroibérica donde se observan secuencias semejantes, es probable que se corresponda con una serie de plataforma de edad Precámbrica superior-Cármbico inferior. Las relaciones de esta secuencia con los leuconeises, que se encuentran dentro de ella, son de intrusión. Pero no se puede establecer con certeza, dada la escasez de datos geocronológicos de estas rocas, si su emplazamiento es prehercínico o hercínico precoz.

La ausencia de un registro estratigráfico por encima de estos materiales hace imposible la reconstrucción paleogeográfica hasta el inicio de la orogenia hercínica.

Durante la orogenia hercínica estos materiales sufren una deformación y metamorfismo polifásico. Las dos primeras fases de deformación se producen en un régimen tangencial, produciéndose al final de la segunda cizallamientos dúctiles en condiciones intensas de metamorfismo con presiones intermedias. Contemporáneo con esta segunda fase, han podido producirse procesos de migmatización, que diesen lugar a cuerpos graníticos sincinemáticos de carácter parautóctono. La tercera fase es una etapa de replegamiento retrovergente, asociada a la cual se produce un metamorfismo de elevada temperatura, alcanzándose el pico térmico al final de esta fase tectónica. Posteriormente se produce una o más fases de replegamiento suave que no dan estructuras penetrativas (Fig. 11).

La falla de Robregodo es un accidente que, por su trazado, podría estar afec-

tada por las fases de plegamiento tardías. Sin embargo, al ser una falla normal, también podría adaptarse a una estructuración previa. Las características de las rocas de falla relacionadas con este accidente: brechas cohesivas, estructuras S-C con desarrollo de clorita en los planos S, etc., indican que probablemente sea consecuencia de una etapa anterior a la fracturación tardihercínica clásica y, quizás, esté en relación con los movimientos de la falla de La Berzosa.

Con posterioridad a la cuarta fase de deformación tienen lugar las etapas de fracturación tardihercínica que afectan a todo este conjunto de materiales, denominadas etapa Malagón y etapa Hiendelaencina. La primera de ellas corresponde a la formación de fallas E-O con fuerte buzamiento que comienza con movimiento normal y acaba con movimientos de desgarre. Su edad debe estar en el límite permo-carbonífero. La etapa Hiendelaencina es posterior y da lugar a una tectónica de desgarres dextrales con dirección N 20-30° E y sinistrales con dirección N 70-90° E que evolucionan hacia una distensión.

Los diques de leucogranitos y aplitas, con una dirección general N 70° E deben estar relacionados con nudo distensivo de la etapa Hiendelaencina, mientras que los diques de cuarzo pueden estar relacionados con una época temprana de la misma fase.

En cuanto a la evolución del metamorfismo que afecta a estos materiales, se observan tres etapas sucesivas de metamorfismo regional y una de metamorfismo de contacto, pertenecientes a un único ciclo de metamorfismo hercínico (Fig. 5).

El metamorfismo regional comenzaría con una primera etapa (M1) en condiciones de presión intermedia con gradientes aproximados de 23° C/km. durante la primera y parte de la segunda etapa deformativa (D1 y D2) que da lugar a la aparición de granate, estaurolita distena, y que evolucionaría hacia una segunda etapa (M2) en condiciones de menor presión y gradientes más elevados, de 40-45° C/km. (VILLASECA, 1983), principalmente durante la tercera etapa deformativa (D3) y posteriormente a ella. Durante esta etapa M2, se formarían sillimanita y cordierita, llegando a superarse en algunos sectores las condiciones de desaparición de la moscovita y de aparición de sillimanita y feldespato potásico. Posteriormente se produce un tercer episodio (M3) generalizado de carácter retrógrado, en condiciones de alta PH2O y baja temperatura, que genera moscovita secundaria, así como reemplazamientos de biotita y anfíbol por clorita y sustitución de los granates y cordieritas por cloritas, moscovitas y agregados pinníticos.

Con posterioridad a los eventos detormativos, metamórficos e ígneos hercínicos y tardihercinicos, la región se ve sometida a nuevos campos de esfuerzos debidos a la orogenia alpina, que da lugar a la reactivación de fallas tardihercínicas así como a la generación de otras nuevas.

Se han reconocido tres etapas tectónicas alpinas en la región. La primera, denominada etapa Ibérica, de edad probablemente intraoligocena, corresponde a la compresión que estructuró la Cordillera Ibérica y da lugar a fallas de direcciones N 10-30° E y N 60-100° E. A esta etapa le sigue la etapa N-S, asociada principalmente a desgarres de direcciones N 20-50° E y N 140-175° E. Por último la etapa Guadarrama corresponde a campos de esfuerzos según la dirección NO-SE. En esta etapa juegan fallas inversas con direcciones N 20-40° E y N 75° E, ambas con

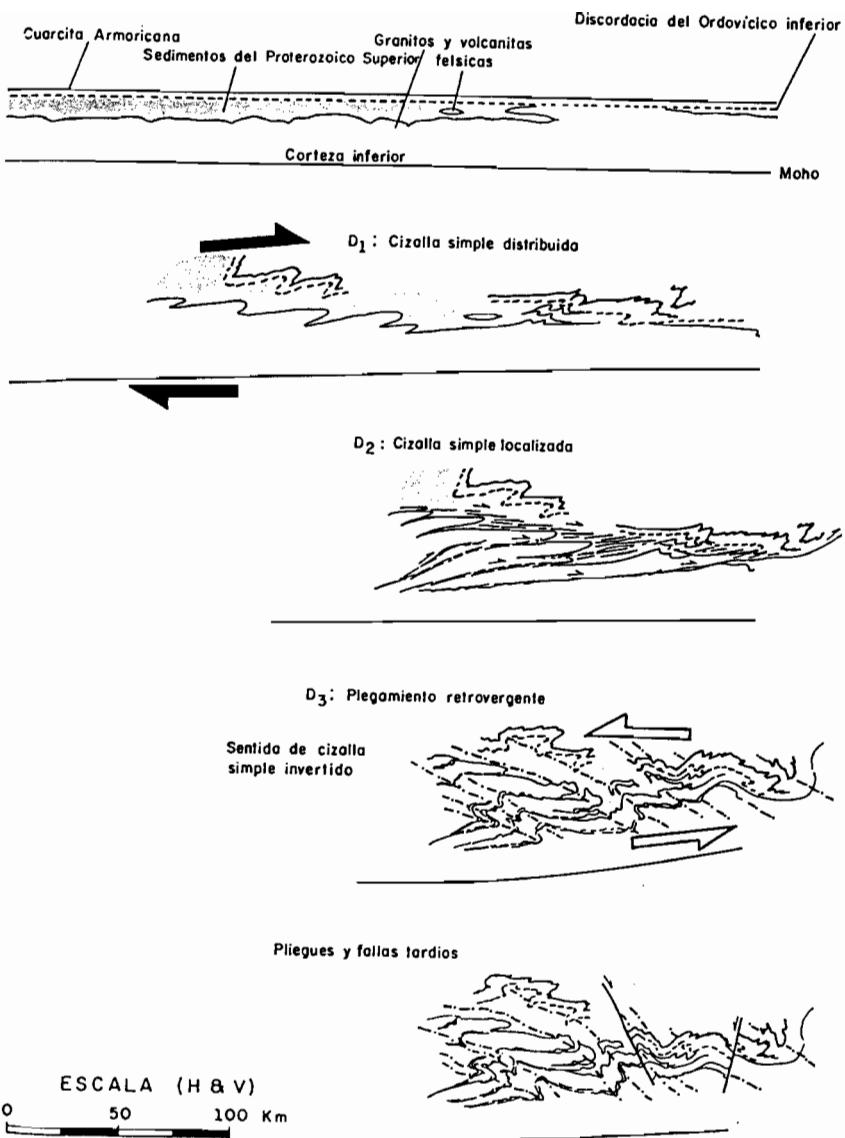


Fig. 11. Secuencia evolutiva para la deformación hercínica en la sierra de Guadarrama, según MACAYA *et al.* (en prensa).

buzamientos bajos (20-30°) y sistemas de desgarres ligeramente inversos de igual dirección o ligeramente normales con direcciones N 130° E y N 155° E. La edad de esta última etapa debe ser intramiocena.

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

En etapas anteriores es bastante correcto suponer que toda la zona se encontrase en una prolongada emersión al menos durante casi todo el Mesozoico. La estabilidad tectónica que se supone para esta época traería como consecuencia el arrasamiento generalizado que se imagina sobre el zócalo al alcanzar el Cretácico inferior.

Durante el Turoniano 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 siliciclastica (en facies Utrillas) y carbonatada. Posteriormente a la sedimentación se produce una emersión de los depósitos, durante la cual se realizan 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 hasta el Coniaciense medio.

Posiblemente fue durante el Coniaciense cuando se produce una nueva transgresión marina que tiene caracteres propios de plataforma continental carbonatada. En esta plataforma se darían situaciones de fuerte energía, producida por tormentas y corrientes mareales. Al finalizar el Coniaciense, el mar se retira quedando emergidos los sedimentos. 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 o sufrieron 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 una 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 aunque las condiciones sedimentarias son algo diferentes a las anteriores, pues la sedimentación se produce en un ambiente carbonatado poco enérgico, somero y árido, ya que se depositan evaporitas, pudiendo haberse formado en un ambiente de *sebkhas* (salobrals).

Al final del Campaniense se vuelve a producir emersión durante la cual la última formación depositada «dolomías y margas del valle de Tabladillo», sufre una karstificación, que es muy intensa.

Tradicionalmente se ha considerado que el ciclo cretácico concluía con la sedi-

mentación de la formación «dolomías y margas del 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 encuentran en esta etapa final del Cretácico son detriticos siliciclásticos al norte de la sierra de Guadarrama (no registrados en la presente Hoja) y siliciclásticos y evaporíticos al sur de la misma. El área fuente de los sedimentos continúa siendo el zócalo antiguo, como ocurría en anteriores episodios detriticos regionales formación «Arenas y arcillas de Segovia» y formación «Arenas de Carabias», durante la sedimentación de facies «Utrillas».

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

El cambio morfotectónico sustancial se produce con el emplazamiento del ciclo Eocene-Oligoceno, registrado en hojas adyacentes. El muro de estos depósitos es claramente erosivo sobre la cubierta sedimentaria cretácica, siendo las direcciones morfotectónicas que regulan la sedimentación distintas a las cretácicas. Estos depósitos están constituidos por materiales polimícticos en donde se incluyen precisamente elementos de esta cobertura cretácica. Estos sedimentos representan el comienzo de levantamientos importantes en la zona, y la siguiente erosión del Cretácico depositado sobre este área.

Hacia techo, los materiales polimícticos al perder los elementos cretácicos, tienen exclusivamente naturaleza arcósica. Nuevamente los aportes proceden de un zócalo desnudo de sedimentos carbonatados, pero en este caso en unas condiciones de alteración muy diferentes a las determinadas por los sedimentos detriticos de edad Cretácica.

Los sedimentos de edad Eocene-Oligoceno se depositan mediante abanicos aluviales, durante un período de clima árido. Estos abanicos tienen unas direcciones de desplazamiento y una dispersión de facies que no están de acuerdo con las direcciones morfotectónicas de la sierra de Guadarrama, ya que estos tienen direcciones que chocan contra la sierra, estando afectadas 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 de gran continuidad, con materiales cuya litología y granulometría es variada. En ellos las direcciones de paleocorrientes, así como la distribución de facies, concuerdan con las direcciones morfotectónicas 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 progradan sobre los sedimentos más finos que ocupan una posición más basal. Estos depósitos se encuentran con iguales características tanto en la cuenca del Duero como en la del Tajo, en ambas cuencas las cabezas 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, que dan una edad entre Ramblense y Vallesiense inferior, ya que los depósitos arcósticos 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 Vallesiense inferior, ya que las calizas de los Páramos, de edad Vallesiense 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 rodean; ya sean estos de edad Neógena, Paleógena, Cretácica o Paleozoica. Esto es lo que sucede en la presente Hoja y en las vecinas donde depósitos aragoneses representados por la litofacies de bloques y cantos se encuentran limitados por fracturas N-S sobre los que se sedimentan materiales procedentes del área metamórfica de bajo grado de Somosierra.

7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

7.1. MINERÍA METÁLICA

Las manifestaciones metálicas de la Hoja, sin ser muy numerosas, son lo suficientemente importantes como para haber mantenido desde antiguo el interés minero sobre ellas. Las primeras concesiones de explotación denunciadas para plata se remontan al año 1877 (Minas: San José, San Isidro, Santo Domingo, etc.), localizadas al NE de Prádena del Rincón y SE de Montejo de la Sierra. También se denunciaron para hierro (Minas: El Triungo, La Unión, etc.) y también lo fueron para cobre (Mina Prosperidad y Mina Monina). Posteriormente (1880-1890) aumentan las concesiones de explotación hacia el norte de Montejo de la Sierra (Minas: La Perla Negra, San Pedro, La Trinidad, etc.) y S SO de Horcajuelo de la Sierra. De 1890 a 1947, las concesiones (Fe y Ag) se localizan en dos áreas concretas: alrededor del V.G. Cerro de la Parrilla en Horcajuelo de la Sierra (Minas: La Buena Fe, La Montañesa, Ana María, etc.) y al NO de La Acebeda-sur de Robregordo, para-

je el Carcabón (Minas: Any III, Virgen del Carmen, La Amistad, etc.) (ARCHIVO HISTÓRICO, IGME, 1981).

Los indicios de plata en la zona SE de la Hoja tienen las siguientes coordenadas: Horcajuelo de la Sierra ($X=609,3$; $Y=727,0$), El Frontal ($X=610,0$; $Y=719,6$). También existe un indicio de plata-plomo de morfología filoniana y proceso genético hidrotermal relacionado con sulfuros y manifestaciones afines, cuyas coordenadas son: $X=612,8$; $Y=716,6$ en Montejo de la Sierra y otro de similares características próximo a la estación de La Serna ($X=605,1$; $Y=718,0$).

Un indicio de oro nativo se cita en las proximidades del cruce de la carretera de Gandullas a la N-I ($X=604,7$; $Y=711,5$). Próximo al Arroyo Pedriza (Somosierra) se localiza un indicio de magnesita ($X=609,3$; $Y=727,0$). Los indicios de Sn-W se manifiestan al NE de la Hoja. De morfología filoniana y encajado en granito es el indicio que existe en el paraje Las Cerradas en Arcones ($X=594,6$; $Y=726,6$), relacionado con óxidos (Sn) y wolframatos (W), que presenta una traza mineralizada de dirección SE-N. Al O de Pedraza se sitúa otro indicio de morfología masiva y diversa, de características similares al anterior.

Las mineralizaciones de la zona La Acebeda-Robregordo, forman parte de una banda de mineralizaciones argentíferas, que se extiende de SO a NE en el Guadarrama centro-oriental. Dentro de la metalogenia de la plata del Sistema Central, la mineralización de esta zona ocupa una posición aproximadamente central en la banda citada. La zona La Acebeda-Robregordo parece presentar el tránsito entre las dos áreas (SO y NE) paragenéticamente diferentes con respecto a los minerales de plata, puesto que en ella coexisten matildita con escasas cantidades de pirargirita y freibergita. Destaca el enriquecimiento en bismuto hacia el SO y en plata y antimonio hacia el NE (MAYOR N. et al., 1986).

Los materiales que constituyen el medio encajante de las mineralizaciones son: neises glandulares, metasedimentos, leuconeises cuarzo-feldespáticos y pegmoaplitas. Actualmente las labores mineras son inaccesibles, aunque aún se puede reconocer en las cercanías de los indicios la existencia de algunos pozos, escombreras y trincheras. Los filones son discordantes con la roca encajante y presentan un marcado control estructural (N 30-35°E, Mina de La Platera; N 80°E, Mina de la Ermita del Saz y N 130°E Mina de El Carcabón). El buzamiento es subvertical y la potencia oscila desde centimétrica hasta 2 m. en El Carcabón. Con respecto a la disposición de las mineralizaciones son frecuentes las texturas en «peine» y las crustificaciones simétricas; también se observa en forma de «nidos» llenando huecos y fisuras en el cuarzo filoniano.

La paragénesis pertenece al tipo q (Pb-Ag-Bi), con matildita como mineral principal de plata. Este mineral se encuentra siempre asociado a galena y/o bismuto nativo. En el primer caso aparece en forma de exoluciones o creciendo en continuidad espacial con galena. Puede parecer también como granos alotriomorfos y subredondeados en la ganga o entre otros minerales metálicos. En este caso suelen presentar incluidas «gotas» y ovoides de bismuto nativo.

NOTA: Salvo otra indicación las coordenadas expresadas son Lambert.

7.2. ROCAS INDUSTRIALES

La explotación de rocas para uso industrial en la Hoja, no manifiesta una actividad importante, centrándose las explotaciones activas principalmente sobre las arenas cretácicas y granito; también se han explotado neises, calizas, etc. Se describen a continuación los diferentes materiales que son, o han sido, objeto de explotación.

7.2.1. Granito

Actualmente existe una cantera activa localizada cerca de Braojos y otra inactiva próxima al cruce de la carretera N-1 a Gandullas. Estos yacimientos están localizados en los pequeños cuerpos intrusivos graníticos, muy abundantes en la zona norte de Madrid, obteniéndose productos de diferentes calidades y por tanto con varios usos. La mayor parte de la producción se destina a la obtención de piedras de construcción (sillería).

7.2.2. Neises

Son las rocas más abundantes en la Hoja y ocupan una amplia franja de dirección NE-SO, formando parte de las sierras de Guadarrama y Somosierra. Las canteras están actualmente abandonadas y se localizan al norte de Robregordo y Somosierra con unas reservas grandes; con reservas pequeñas se encuentra la cantera situada al O de Orejanilla así como otras situadas en las zonas E y SE de la Hoja.

Prácticamente en la mayoría de los afloramientos se han explotado neises feldespáticos bastante alterados con mayor o menor grado de metamorfismo, que se han utilizado como áridos en obras próximas a las explotaciones; o como árido de trituración en la construcción de sub-base de carreteras, con unas características muy buenas para este uso. La heterogeneidad de los diferentes yacimientos no permite una utilización óptima de estos materiales.

7.2.3. Cuarzo, distena y esquistos

Las explotaciones de cuarzo se han situado sobre manifestaciones filonianas importantes, abandonando las mismas una vez agotadas las reservas. Una cantera con reservas pequeñas de este material se ubicó al NO de Braojos; también existió una concesión de explotación (Mina La Central) en Prádena del Rincón.

En las proximidades de Montejo de la Sierra se localiza una masa canterable de distena de dudosa rentabilidad industrial, ya que el indicio lo constituyen cristales (abundantes) de distena de 2-3 cm., que se encuentran dispersos en una masa de esquistos y neises.

Una antigua explotación de pequeñas dimensiones de esquistos se localiza próxima a Somosierra. Fueron utilizados como áridos para alguna obra local.

7.2.4. Micas

Se localizan dos antiguos frentes de explotación de moscovita, uno cerca de Gandullas, y otro en Prádena del Rincón. Corresponden a explotaciones de diques de naturaleza pegmatítica (fundamentalmente cuarzo y moscovita) de 1-2 m. de potencia y escaso recorrido; las explotaciones en la actualidad están muy cubiertas y prácticamente agotadas. También hubo concesiones de explotación de este material en Horcajuelo de la Sierra (Minas Santiago y Santa Mercedes), Montejo de la Sierra (Mina Sorpresa) y en Paredes de Buitrago (Mina Santa Elena) y también en esta última localidad, varios permisos de investigación.

7.2.5. Pegmatita

Una masa canterable de pegmatita se ubica al NO de Horcajo de la Sierra, y corresponde a diques de 1 m. de potencia de pegmatita encajados en neises feldespáticos, en los que se ha realizado alguna pequeña labor de extracción de feldespatos (ortosa y albita) que aparecen en cristales de gran tamaño.

7.2.6. Arenas

Existen dos canteras activas localizadas, una en la carretera de Colladillo a Arconcillos y otra al O de Matabuena (Mata del Hoyo). Se explotan arenas de facies Utrillas formadas por granos de cuarzo que suelen tener una matriz caolinífera, la cual procede de una alteración secundaria del feldespato potásico. El color de estas arenas suele ser blanco amarillento, aunque en algunas ocasiones presentan una coloración diferente, debido a la presencia de óxidos de hierro. Un afloramiento no explotado del mismo tipo de arena se localiza en la carretera de La Velilla a La Matilla (La Alameda). Las reservas son de medianas a grandes, destinándose las arenas para diversos usos.

También se han explotado masas arenizadas edáficas en una cantera inactiva próxima a Piñuécar. Son depósito de forma irregular sobre masas néisicas de cuya meteorización proceden: son arenas arcósicas con una importante fracción arcillosa, que las hace adecuadas para ser utilizadas para préstamos.

7.2.7 Calizas

Se ha explotado un yacimiento de calizas paleozoicas al norte de Somosierra (km. 106 del ferrocarril), que corresponde a un pequeño nivel lentejonar de calizas marmóreas algo magnésicas, que en origen fue explotado como magnesita, para posteriormente utilizarse como aditivos para detergente. La escasez de sus reservas hace que el yacimiento no resulte interesante para plantear su explotación.

También han sido objeto de explotación las calizas cretácicas del norte de la Hoja, mediante una cantera ubicada en las proximidades de Casla. Las calizas afloran junto con las arenas y las arcillas cretácicas y son de color variable, depen-

diendo éste de la proporción en carbonato cálcico que aumenta de muro a techo de la formación, siendo en su base más margosa o dolomítica. En general la caliza suele estar muy fracturada, presentando en algunas ocasiones concreciones llenas de recristalizaciones de calcita o travertino. El uso de esta caliza ha sido como roca de construcción.

7.3. HIDROGEOLOGÍA

La superficie de la Hoja, pertenece a dos cuencas hidrográficas: La cuenca del Duero y la cuenca del Tajo, cuyos límites coinciden con los provinciales. La zona de la Cuenca del Duero que ocupa el NO de la Hoja, corresponde al Sistema Acuífero n.º 11 en su zona norte (área Turégano-Sepúlveda). La zona de la cuenca del Tajo corresponde a la unidad hidrogeológica sustrato granítico-paleozoico.

La unidad hidrogeológica citada, corresponde a un conjunto de materiales graníticos, néisicos y paleozoicos, que se extienden ocupando una amplia franja de dirección SO-NE cuyas características son aplicables a las formaciones similares en la cuenca del Duero. Hidrogeológicamente se considera impermeable, si bien pueden existir pequeños acuíferos localizados en fracturas que mantienen pequeños caudales de aguas de excelente calidad. Únicamente pueden ser utilizados para cubrir demandas muy pequeñas en condiciones hidrogeológicas favorables y con problemas de persistencia de caudal en estiajes prolongados. Los posibles focos de contaminación (vertido de residuos sólidos o aguas residuales) sólo afectan en la práctica a las aguas superficiales (AGUILLO M. 1983).

Los materiales que componen el Sistema Acuífero n.º 11 forman diferentes unidades que se describen a continuación. El Paleozoico, formado por granitos y neises tiene características hidrogeológicas similares a las referidas para la cuenca del Tajo.

El Mesozoico se encuentra discordante sobre el Paleozoico y se distinguen una serie de tramos de características hidrogeológicas diferentes: el primero a unas arenas en facies Utrillas y los restantes se han denominado: formación Villar de Sobrepeñas, formación Giriego, serie Superior y unidad Prádena (IGME, 1977).

Facies Utrillas. El Mesozoico se inicia con unas arenas silíceas de matriz caolinítica, con algunos niveles de dolomías y una potencia variable del conjunto. Hidrogeológicamente carecen de interés, debido tanto a la heterometría de las arenas como a la matriz caolinifera que aparece, por lo que hay que considerarlas como una barrera impermeable (o semi-impermeable) al paso del agua.

Formación Villar de Sobrepeñas. Concordante sobre la anterior aparecen una serie de dolomías con intercalaciones de algunos bancos de calizas, de arenas en facies Utrillas y otras más grisáceas. A techo un banco de lumaquela dolomitizada y encima otro de arcilla grisácea. Afloramientos en la Hoja al sur del río Cega, alrededores y SO de Prádena y al O de Casla. Hidrogeológicamente tiene comportamientos muy distintos en sentido transversal y en sentido paralelo a la estrafticación. Mientras que el primero se puede considerar impermeable debido a las intercalaciones de arenas

(Utrillas), en sentido paralelo hay que considerarlo como buen acuífero, debido a los bancos dolomíticos que contiene.

Formación Giriego. Concordante con la anterior se encuentran una serie de dolomías en bancos muy potentes, homogéneas y karstificadas. La serie se manifiesta en la Hoja en una banda de Casla hasta Prádena, e hidrogeológicamente es la formación que mejores características presenta, tanto por su karstificación como por su desarrollo horizontal y vertical. A escala de acuífero puede considerarse como homogénea e isotropa, es decir, con permeabilidad igual e independiente de la dirección respecto a la estratificación con gran capacidad de almacenamiento.

Serie Superior. Esta formación está constituida por dolomías margosas bastante impermeables, en general con algún nivel dolomítico karstificado de escasa potencia. La serie se manifiesta al E de Casla y localmente puede dar manantiales de interés. Es concordante con la formación Giriego.

Unidad Prádena. Está limitada por el granito por el este, sur y oeste y con el Terciario por el norte. Los límites E y N están fallados por lo que toda el agua que se infiltra debe salir como agua superficial antes de abandonar la Unidad, si la falla llega a desconectar el acuífero con su prolongación bajo el Terciario, o en caso contrario podría dirigirse como subterránea hacia el norte o hacia el O. Se encuentran representados los tres acuíferos, cuyas descargas se producirán a la cota inferior de cada acuífero. Existen dos manantiales importantes, uno en Casla que drena la serie superior y otro en Prádena que drena la serie de Villar de Sobrepeñas.

8. BIBLIOGRAFÍA

- AGUILAR, M.J. y PORTERO, J.M. (1984). «Las arenitas de los abanicos aluviales del borde suroriental del Sistema Central». *I Cong. Esp. Geol.* 3: 147-158.
- AGUILLO ALONSO, M. (Editor) (1983). *El agua en Madrid*. Diputación de Madrid, 250 págs. y plano.
- ALFEREZ, F.; MOLERO, G.; MALDONADO, E.; BUSTOS, V.; BREA, P. y BUITRAGO, A.M. (1982). «Descubrimiento del primer yacimiento cuaternario (Riss-Würm) de vertebrados con restos humanos en la provincia de Madrid (Pinilla del Valle)». *COL-PA* 37: 4-32.
- ALLEGRET, A. e IGLESIAS, M. (1986). «Nouveau témoin d'un socle "Cadien" dans le NW de la Péninsule Iberique». *II Réunion des sciences de la Terre*. Clermont-Ferrand.
- ALONSO, A. (1981). «El Cretácico de la provincia de Segovia (Borde norte del Sistema Central)». *U.C.M. Sem. Estrat.* 7:1-271.
- ALONSO, A. y FLOQUET, M. (1982). «Sédimentation et environnement au Turonien en Vieille Castille (Espagne): Un modèle d'évolution en domaine de Plateforme». *Mem. Mus. Nat. Hist. Nat. París C.* 49: 113-128.
- ALONSO, A.; FLOQUET M.; MELENDEZ, A. y SALOMON, J. (1982). «7. Cameros-Castilla». In: *El Cretácico de España*. Univ. Comp. Madrid: 345-456.
- ALONSO, A. y MAS, J.R. (1977). «Evolución sedimentológica de la Unidad media detrítico-terrigena del Cretácico de la sierra de Pradales». (N de la Prov. de Segovia). *Est. geol.* 33 (6): 517-523.
- ALONSO, A. y MAS, J.R (1982). «Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al norte y sur del Sistema Central». *Cuad. Geol. Iber.* 8: 145-166.
- ÁLVAREZ LOBATO, F. (1982). «Contribución al estudio tectónico de la región de Santa María la Real de Nieva». *Temas Geol. Min.* 6 (1): 87-108.
- ÁLVAREZ-RAMIS, C. (1981 a). «Estudio de *Frenelopsis oligostomata* (Romariz Alvin, procedente del Cretácico superior de Torrelaguna»). (Madrid) *Est. geol.*, 37 (1-2): 83-87.
- ÁLVAREZ-RAMIS, C. (1981 b). «Les Macroflores du Crétacé Moyen continental de l'Espagne». In: KOENINGUER, J.C. y PONS, D. (Coords.). «Les végétaux macrofossiles du Crétacé Moyen de l'Europe Occidentale et du Sahara». *Cretaceous Research*, 2: 352-355.
- ÁLVAREZ-RAMIS, C.; ALMENDROS, G. y POLO, A. (1984). «Previsões histológicas y bioquímicas acerca de los ejemplares de *Frenelopsis* procedentes de Torrelaguna (Madrid)». *Est. geol.* 40 (1-2): 107-113.
- ÁLVAREZ-RAMIS, C.; FERNÁNDEZ-MARRON, M.T. y GÓMEZ PORTER, P. (1984). «Etude de quatre niveaux à plantes d'une carrière située au bord du barrage El Vellón (Guadalix de la Sierra, Madrid)». *109 Congrès Nat. Soc. Savantes. Res. des Comm.*: 105 Dijon.
- ALVARO, M.; BELLIDO, F.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ CASALS, M.J.; FUSTER, J.M.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1982). «Excursión sobre el metamorfismo y estructura de las series preordovícicas del Sistema Central y plutonismo asociado». *Cuad. Geol. Iber.* 7: 53-104.

- ARENAS, R.; CASQUET, C. y 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.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. y PEINADO, M. (1982). «La zona de cizalla de La Berzosa-Riaza en el sector septentrional. Influencia sobre la configuración de las zonas metamórficas». *Cuad. Lab. Xeol. Laxe* 3: 123-161.
- ASENSIO, I. y SÁNCHEZ 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. y SÁNCHEZ 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. Real Soc. Esp. Hist. Nat.* 69: 5-27.
- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R. y MATTE, Ph. (1970). «Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Centrale)». *C.R. Acad. Sci. Paris, D*, 270: 2630-2633.
- BELLIDO, F.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1981). «Caracteres generales del cinturón hercínico en el sector oriental del Sistema Central español». *Cuad. Geol. Iber.* 7: 15-52.
- BIROT, P. y SOLE SABARIS, L. (1954). «Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central española». *C.S.I.C. Inst. Juan Sebastián Elcano*, 87: 79pp.
- BISCHOFF, L.; WILDBERG, H. y BAUMANN, A. (1986). «Uranium-lead ages of zircons from gneisses of the Sistema Central, Central Spain». *Abstract of the Internat. Confer. on Iberian terranes and their Reg. correlation*. Oviedo 39, Libro de Abstract.
- BISCHOFF, L.; SCHÄFER, G.; SCHMIDT, K. y WALTER, R. (1973). «Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentral Spanien)». *Münst. Forsch. Geol. Paläont* 28-275.
- BISCHOFF, L.; WILDBERG, H. y BAUMAN, A. (en prensa). «Uranium/lead ages of zircons from gneisses of the Sistema Central, Central Spain». *Intern. Conf. Iber. Terranes Proj.* 233: 39.
- BUTZER, K.W. y FRANZLE, O. (1959). «Observations on pre-würm glaciations of the Iberian Peninsula». *z.f. Geomorphologie*, N.F. Bd. 3, 1: 85-87.
- CABRA, P.; GOY, J.L.; HOYOS, M. y ZAZO, C. (1983). «Estudio geomorfológico del Cuaternario y de las formaciones superficiales del sector meridional de la Sierra Cabrera». *Tecniterrae*. 51: 32-42.
- CAPOTE, R. (1973). «Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del norte de la provincia de Ávila». *Bol. Geol. Min.* 84: 425-437.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C. y FERNÁNDEZ 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.; CASQUET, C.; FERNÁNDEZ CASALS, M.J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO M. y VEGAS, R. (1977). «The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif». *Es. geol.* 33 (4): 343-356.
- CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1971). «Esquistosidad y tectónica

- superpuesta en el Paleozoico inferior del afloramiento metamórfico de Muñico (Prov. de Ávila)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 69 (2): 175-185.
- CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M.S. (1975). «Las series anteordovícicas del Sistema Central». *Bol. Geol. Min.* 86 (6): 581-596.
- CAPOTE, R.; FERNÁNDEZ CASALS, M.J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F. e IGLESIAS, M. (1977). «El límite entre las zonas astur occidental-leonesa y galaico-castellana en el Sistema Central». *Bol. Geol. Min.* 88 (6): 517-520.
- CAPOTE, R.; GONZÁLEZ CASADO, J.M. y VICENTE, G. (1986). «El tránsito desde las últimas deformaciones hercínicas a las primeras tardihercínicas en el Sistema Central español». *VIII Reunión de Xeoloxía e Minería do N Peninsular, La Coruña. Res.*
- CAPOTE, R.; GONZÁLEZ CASADO, J.M. y DE VICENTE, G. (1987). «Análisis poblacional de la fracturación tardihercínica en el sector central, del Sistema Central Ibérico». *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.* 11, 305-314.
- CARANDELL, J. (1928). «Influencia de las diaclasas en la morfología de la sierra de Guadarrama». *Conf. Reseñas Científ. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 3.
- CASAS, J.; LEGUEY, S. y RODRÍGUEZ, J. (1975). «Kaolinite evolution in the Albian and Oligocene sediments in the Northern border of Guadarrama Mountains (Segovia, Spain)». *Travaux du Comité Int. pour l'étude des Bauxites, l'alumine et d'aluminium (CSOBA).* 13: 91-101.
- CASQUET, C. (1973). «Estudio geológico del afloramiento metamórfico de la sierra de San Vicente (Toledo)». Tesis Licenciatura. Univ. Comp. 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. y FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1981). «Las anfibolitas de la región de Buitrago del Lozoya (Sistema Central)». *Cuad. Geol. Iber.* 7: 121-134.
- CASQUET, C. y NAVIDAD, M. (1985). «El metamorfismo en el Sistema Central. Estudio comparativo entre dos ámbitos en base a la zonalidad del granate». *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.* 79 (4): 523-548.
- CENTENO, J.D. (1983). «Clasificación y síntesis geomorfológicas de la sierra de Guadarrama (Sistema Central español)». Tesis de Licenciatura. Univ. Comp. Madrid: 1-125.
- CENTENO, J.D.; PEDRAZA, J. y ORTEGA, L.I. (1983). «Estudio geomorfológico del relieve de la sierra de Guadarrama y nuevas aportaciones sobre su morfología glacial». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Geol.* 81 (3-4): 153-171.
- CORTAZAR, D. de (1891). «Descripción física y geológica de la provincia de Segovia». *Bol. Inst. Com. Mapa. Geol. Min. Esp.* 17: 3-234.
- DAVIS, W.M. (1899). «The geographical cycle». *Geographical Journal*, 14: 481-504.
- DE LA ROCHE, H.; STUSSI, J.M. y CHAURIS, L. (1980). «Les granites à deux micas hercyniens français. Essais de cartographie et de corrélations géochimiques appuyés sur une banque de données (Implications pétrologiques et métallogéniques)». *Sci. de la Terre*, 84: 5-121.
- DÍEZ BALDA, M.A.; VEGAS, R. y GONZÁLEZ LODEIRO, F. (En prensa). «Structure of the autochthon of the Central Iberian Zone». Enviado a *Hercynica*.
- DOBLAS, M.; CAPOTE, R. y CASQUET, C. (1983). «Fenómenos de cizalla en los

- granitoides de la sierra de San Vicente (sierra de Gredos)». *Stv. Geol. Salm.* 18 Num. extr: 27-38.
- DUNHAM, R.J. (1962). «Classification of carbonate rocks according to depositional texture». In «Classification of Carbonate Rocks». Am. Ass. Petrol. Mem. 1, 108-121pp.
- FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1974). «Significado geotectónico de la formación gneises de La Morcuera». *Stv. Geol. Salm.* 7: 87-106.
- FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1976). «Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito paleozoico-metamórfica de Somosierra (Sistema Central español)». Tesis Doctoral. *Univ. Comp.* Madrid: 1-305.
- FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1979). «Las deformaciones hercínicas del límite Somosierra-Guadarrama (Sistema Central)». *Est. geol.* 35: 169-192.
- FERNÁNDEZ CASALS, M.J. y CAPOTE, R. (1970). «La tectónica paleozoica del Guadarrama en la región de Buitrago del Lozoya». *Bol. Geol. Min.* 81: 562-568.
- FERNÁNDEZ GARCÍA, P. (1987). «Geomorfología del sector comprendido entre el S. Central y el macizo de Sta. María la Real de Nieva (Segovia)». Tesis Doctoral, *Univ. Comp.* de Madrid. 335.
- FERNÁNDEZ NAVARRO, L. (1987). «Excursión por el terreno cretaceo de los alrededores de Segovia». *Actas R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 26: 91-99.
- FISCHER, R. (1894). «Versuch einer wissenschaftlichen Orogaphie der Iberischen Halbinsel». *Dr. A. Pettermanns Mitteil.*, 40: 249-259 y 277-285.
- FRÄNZLE, D. (1959). «Glaziale und periglaziale Formbildung im östlichen Kastilischen Scheidegebirge (Zentralspanien)». *Bonner Geogr. A bh*, Bonn: 1-80 (Traducción de J. Sagredo en *Est. Geogr.* 39 (151): 203-231 y (152): 363-419 Madrid, 1978).
- FUSTER, J.M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCIA CACHO, L.; MORA, A. y PEI-NADO, M. (1974). «Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central español». *Bol. Geol. Min.* 85: 595-600.
- FUSTER, J.M.; NAVIDAD, M. y VILLASECA, C. (1981). «Relaciones entre ortogneises y series volcánico-sedimentarias en el macizo de El Caloco (Guadarrama central)». *Cuad. Geol. Ibérica.* 7: 161-171.
- FUSTER, J.M. y RUBIO, J.I. (1980). «El afloramiento granodiorítico-tonalítico de Ventosilla (Guadarrama central)». *Bol. Geol. Min.* 91: 494-502.
- GARZÓN, M.G. (1980). «Estudio geomorfológico de una transversal en la sierra de Gredos oriental (Sistema Central español). Ensayo de una cartografía geomorfológica». Tesis Doctoral. *Univ. Comp.* Madrid.
- GIL TOJA, A. (1986). «Estudio geoestructural de la zona metamórfica de Buitrago del Lozoya-Montejo de la Sierra (Sistema Central español)». Tesis de Licenciatura, *Univ. Comp.* Madrid. Inédita.
- GÓMEZ PORTER, P. (1934). «Nota sobre la macroflora del Cretácico superior del embalse de El Vellón». *COL-PA.* 39: 61-64.
- GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1987 a). «Los metasedimentos de la región de Somosierra (Sistema Central español)». *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 11: 275-288.
- GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1987 b). «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.

- GONZÁLEZ CASADO, J.M.; CAPOTE, R. y CASQUET, C. (1984). «Análisis de la deformación en el macizo de Honrubia». *Rev. Mat. Proc. Geol.* 2: 75-94.
- GONZÁLEZ CASADO, J.M.; CAPOTE, R. y CASQUET, C. (1985). «La terminación de las estructuras tectónicas del dominio oriental del Sistema Central». *Rev. Mar. Proc. Geol.* 3: 227-234.
- GONZÁLEZ CASADO, J.M. y CASQUET, C. (1988). «Estructuras distensivas y procesos metamórficos asociados a la zona de cizalla de La Berzosa». *Geogaceta* 4: 5-6.
- GONZÁLEZ CASADO, J.M. y CASQUET, C. (1988). «Significado de las estructuras tardías "S-C" de la región de La Berzosa-Honrubia (Sistema Central español)». *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 12: 243-250.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1980). «Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la sierra del Guadarrama (Sistema Central español)». Tesis Doctoral. Univ. Salamanca, 1-334.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981). «Estudio geológico de la terminación oriental de la sierra del Guadarrama (Sistema Central español)». *Serie Resúmenes de Tesis Doctorales*. Univ. Salamanca 276: 1-31.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981). «La estructura del anticlinorio del Ollo de Sapo, en la región de Hiendelaencina (extremo oriental del Sistema Central español)». *Cuad. Geol. Iber.* 7: 535-546.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981). «Posición de las series infraordovícicas en el extremo oriental del Sistema Central y su correlación». *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 2: 125-134.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍN PARRA, L.M. y NAVIDAD, M. (en prensa). «Estructura y metamorfismo del macizo de El Vellón-Pedrezuela (dominio occidental de la sierra de Guadarrama)». X Reunión de Geología y Minería del NO Peninsular. O Castro (A Coruña). 1988.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R.; MACAYA, J. y ÁLVAREZ, F. (1988). «Sobre la estructura del antiforme de El Cardoso y el sinforme de Maja el Rayo y su relación con la falla de La Berzosa». *Geogaceta* 4: 11-14.
- HAMMAN, W. y SCHMID, T.K. (1972). «Eine Llandeilo-Fauna aus der östlichen sierra de Guadarrama (Spanien)». *N. Jb. Geol. Paläont.* 5: 294-299.
- HEIM, R.C. (1952). «Metamorphism in the Sierra de Guadarrama, Spain». Tesis Min. Geol. Inst. Rij. Univ. Utrecht, 1-66.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1932). «Tres ciclos de erosión geológica en las sierras orientales de la Cordillera Central». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 32: 455-460.
- IBARROLA, E.; VILLASECA, C.; VIALETTE, V.; FUSTER, J.M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y CASQUET, C. (en prensa). «Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System)». *Intern. Conf. Iber. Terranes. Proj.* 233:31.
- JULIVERT, M.; FONBOTE, J.M; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1972). «Mapa tectónico de la Península Ibérica y Baleares». IGME.
- KILMURRAY, J.O. (1978). «Distena relictta en la vertiente septentrional de la sierra de Guadarrama. Sistema Central español». *Est. geol.* 34: 359-362.
- KLEIN, C.I. (1959). «Surfaces polygéniques et surfaces polycycliques». *Bull. Ass. Geogr. Franç.* 282-283: 51-68.

- LANCELOT, J.R.; ALLEGRET, A. e IGLESIAS, M. (1985). «Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula accordint to U-Pb dating of zircons». *Earth Planet. Sci. Lett.*, 74: 325-337.
- LEVEQUE (1984). In «Nouveau témoin d'un socle "Cadomien" dans le NW de la Péninsule Iberique. ALLEGRET e IGLESIAS PONCE DE LEÓN». 11ème Réunion des Sciences de la Terre. Clermont-Ferrand. 1986. *Soc. Geol. Fr. Ed. Paris*.
- LEVEQUE y LANCELOT, J.R. (1985). In «Nouveau témoin d'un socle "Cadomien" dans le NW de la Péninsule Iberique. ALLEGRET e IGLESIAS PONCE DE LEÓN». 11ème Réunion des Sciences de la Terre. Clermont-Ferrand. 1986. *Soc. Geol. Fr. Ed. Paris*.
- LÓPEZ DE AZCONA, M.C. y MINGARRO, F. (1968). «Estudio de los cuerpos concrecionales del Albense de Segovia». *Est. geol.* 24 (3-4): 243-247.
- LÓPEZ RUIZ, S.; APARICIO, A. y GARCÍA CACHO, L. (1975). «El metamorfismo de la sierra de Guadarrama. Sistema Central español». *Mem. IGME*. 86: 1-127.
- LOTZE (1945). «Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta». *Goetekt. Forsch.* 6: 78-92. Berlín. Traducido por J.M. Ríos: Observaciones respecto a la división de los Variscides de la Meseta Ibérica. *Publ. Extr. Geol. Esp.* 5: 149-166, Madrid, 1950.
- MACAYA, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y ÁLVAREZ, F. (en prensa). «Continuous dieformation, ductile trusting and badkolding in the basement of the Hercynian Oriogen and their relationships with structures in the metasedimentary cover in the sierra de Guadarrama (Spanish Central System)». Enviado a *Tectonophysics*.
- MAS, R.; RODAS, M.; LUQUE, F.J.; FERNÁNDEZ-GARCÍA, P. y GARZÓN, M.G. (1988). «Los niveles de encostramiento de la base del ciclo arcósico en el sector suroriental de la cuenca del Duero». *Comun. 2º Congr. Geol. España*. 1: 127-130.
- MAYOR, N.; LUNAR, R. y OYARZUN, R. (1988). «Mineralizaciones filonianas de barita-fluorita-cuarzo-(metales de base-Ag) del sector centro-occidental del Sistema Central». *Bol. Soc. Española. Min.* 11 (2): 137-139.
- MATTE (1968). «Précisions sur le Précambrien supérieur schisto-greux de l'Ouest des Asturias. Comparaison les autres affleurements précambriens du Nord Ouest de l'Espagne». *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyuam* (2.ª Ser.) 10 (3): 205-211.
- MENDES, F.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E. y FERNÁNDEZ SANTÍN, S. (1972). «L'age de quelques granites de la sierra de Guadarrama (Système Central Espagnol)». *Rev. Fac. Sci. Lisboa* 2 G 17: 345-365.
- MINGARRO, F. y LÓPEZ DE AZCONA, M.C. (1974). «Petrogénesis de las rocas carbonáticas de la provincia de Segovia». *Estudios geol.* 30 (4-5-6): 569-578.
- MINGARRO, F. y LÓPEZ DE AZCONA, M.C. (1975). «Estudio de la fracción arcillo-sa contenida en las rocas carbonáticas del Cretáceo superior de la provincia de Segovia». *Estudios geol.* 31 (5-6): 531-542.
- MOLINA, E. y PELLITERO, E. (1982). «Formas periglaciares actuales en la Paramera de Ávila. Hipótesis sobre su génesis». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Geol.* 80 (1-4): 49-56.

- NAVIDAD, M. (1978). «Significado petrológico y geoquímico de las series glandulares en los sectores noroccidental y central del Macizo Ibérico». Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid: 1-235.
- NAVIDAD, M. (1978). «Las series glandulares "Ollo de Sapo" en los sectores noroccidental y centro-oriental del Macizo Ibérico». *Est. geol.* 34: 511-528.
- NAVIDAD, M. (1979). «Las series glandulares del sector central del Macizo Ibérico (Guadarrama centro-occidental)». *Est. geol.* 35: 31-48.
- NAVIDAD, M. y PEINADO, M. (1977). «Facies vulcano-sedimentarias en el Guadarrama central (Sistema Central español)». *Stv. Geol. Salm.* 12: 137-159.
- OBERMAIER, H. y CARANDELL, J. (1917). «Los glaciares cuaternarios de la sierra de Guadarrama». *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.* 19: 1-94.
- ONTAÑÓN, J.M. (1985). «Evolución cuaternaria del valle del Paular. Aportaciones edafológicas y geomorfológicas». Tesis Doctoral. E. Univ. Complutense.
- ONTAÑÓN, J.M. y ASENSIO, I. (1974). «El circo micro-glaciar del collado Siete Picos en la sierra de Guadarrama». *Actas 1 Reun. Grupo Trab. Cuat.* Madrid: 113-117.
- 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.
- PEDRAZA, J. de; CENTENO, J. de D.; ACASO, E. y RUBIO, J.C. (1988). «Presencia de suelos estructurados de origen periglacial en la sierra de Gredos: círculos de piedra actuales». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Actas)*, 84: 35-37.
- PEINADO, M. (1985). «Los ortogneises del Sistema Central. Evidencia de un ciclo pre-hercínico».
- RAMSAY, J.G. (196). «Folding and Fracturing of rocks». Mc. Graw-Hill, New York, 568.
- RINCÓN, A.; LÓPEZ DE AZCONA, C. y ÁLVAREZ, C. (1977). «Estudio geomatemático de las rocas carbonatadas de la provincia de Segovia». *Est. geol.* 33 (6): 581-587.
- RINCÓN, A.; ORDÓÑEZ, S. y PENA, 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.
- 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 (1ª Serie). IGME.
- SAN MIGUEL, M. (1955). «Maderuelo» (403). *Mapa Geol. Esp.* 1:50.000 (1ª Serie). IGME.
- SAN MIGUEL, M. y ASENSIO, I. (1955). «Nota sobre el granito de La Cabrera». *Est. geol.* 25: 57-61.
- SÁNCHEZ CELA, V. (1969). «Contribución al estudio de la fracción aleurítico-arcillosa de los sedimentos albenses de la provincia de Segovia». *Estudios geol.* 25 (1): 113-121.
- SCHAFFER, G. (1969). «Geologie und Petrographie in östlichen Kastilischen

- Hauptscheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien)». *Münst. Forsch. Geol. Paläont.* 10: 1-207.
- SCHMIEDER, O. (1915). «Die Sierra de Gredos». *Mitteil d. Geogr. Gesellsdr.* München 10: 1-60 Erlangen. (Trad. de C. VIDAL VOX en *Est. geogr.* 52: 421-440 y 53: 629-653, 1953).
- SCHROEDER, E. (1930). «Der Grenzgebiete von Guadarrama und hesperidischen Ketten». *Sond. Abth. d. Ges. Wisch 2 Gottingen Mat. Phys.* 16 (3): 689-748. (Trad. M. San Miguel-Zona limítrofe del Guadarrama y las cadenas hespélicas. *Publ. Ext. Geol. Esp.* 4: 234-295, 1948).
- SCHWENZNER, J.E. (1937). «Zur Morphologie des Zentralspanischen Ochlands». *Geogr. Abh.*, 3 Rei Heft Stuttgart (Trad. C. VIDAL VOX en *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 14: 121-147, 1943).
- SERRANO PINTO, M. y GIL IBARGUCHI, I. (en prensa). «Revisión de datos geocronológicos e isotópicos de granitoides hercínicos de la región galaico-castellana».
- SOERS, E. (1972). «Stratigraphie et géologie structurale de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale)». *Stv. 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. Montaner y Simon, 500 Págs. Barcelona.
- SOMMER, W. (1965). «Stratigraphie und tektonik in Östlic Guadarrama-Gebirge» (Spanien). *Münst. Forsch. Geol. Paläont.* 1: 1-159.
- TORNOS, F. (1981). «Petrología de las rocas metamórficas del alto valle del Lozoya (Sistema Central español)». Tesis Licenciatura. Univ. Comp. Madrid, 1-152.
- UBANELL, A.G. (1981 a). «Características principales de la fracturación tardihercínica en un segmento del Sistema Central español». *Cuad. Geol. Iber.* 7: 591-606.
- UBANELL, A.G. (1981 b). «Significado tectónico de los principales sistemas de diques en un sector del Sistema Central español». *Cuad. Geol. Iber.* 7: 607-624.
- VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1986). «Orogenic granitic magmatism of prehercian age». *Terra Cognita* 6 meeting 6 (2): 1606.
- VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1987). «Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrana (Spanish Central System)». Neues Jahr.
- VILLASECA, C. (1983). «Rocas estictolíticas en la sierra de Guadarrama». *Stv. Geol. Salm.* 18 T. 8: 265-276.
- VILLASECA, C. (1983). «Bandas miloníticas y filoníticas en las áreas suroccidentales de Segovia (Guadarrama central)». *Stv. Geol. Salm.* 18. T. extr. 8: 81-92.
- VILLASECA, C. (1983). «Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la sierra de Guadarrama». Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid. 1-331.
- VILLASECA, C. (1985 a). «Microdioritas de afinidad toleítica en las bandas de cizalla de Segovia». *Est. geol.* 41: 11-15.
- VILLASECA, C. (1985 b). «Los granitos de la sierra de Guadarrama». *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fís. Nat.* 79 (4): 573-587.
- WAARD, D. (1950). «Poligenetic structures in augen gneises of the Sierra de Guadarrama, Spain». *Bull. Com. Geol. Finlande* 23: 51-56.



MINISTERIO
DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA

ISBN 84-7840-542-9

9 788478 405428