



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



BUITRAGO DEL LOZOYA



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



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

BUITRAGO DEL LOZOYA

Primera edición

MADRID, 1991

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por el equipo perteneciente a la Agrupación de Empresas EGEO, S. A. - GEOPRIN, S. A. y el Dpto. de Petrología de la U.C.M., en el marco del convenio establecido entre el I.T.G.E. y la U.C.M.

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

Mapa Geológico:

- Mesozoico, Terciario y Cuaternario: A. del Olmo Sanz (EGEO, S. A.).
- Rocas metamórficas e ígneas: F. Bellido (I.T.G.E.), C. Casquet (U.C.M.), J. Escuder (GEOPRIN, S. A.), E. Klein (GEOPRIN, S. A.), M. Navidad (U.C.M.) y M. Peinado (U.C.M.).

Memoria:

- Introducción, estratigrafía e historia geológica: F. Bellido (I.T.G.E.) y M. T. Ruiz García (GEOPRIN, S. A.).
- Petrología: F. Bellido (I.T.G.E.), C. Casquet (U.C.M.), J. Escuder (GEOPRIN, S. A.), M. Navidad (U.C.M.) y M. T. Ruiz García (GEOPRIN, S. A.).
- Tectónica: Hercínica; P. Villar Alonso (EGEO, S. A.).
- Tectónica tardihercínica y alpina: R. Capote (U.C.M.), J. M. González Casado (U.C.M.) y G. de Vicente (U.C.M.).
- Geomorfología: P. Fernández (U.C.M.), J. de Dios Centeno (U.C.M.), T. Bardají (U.C.M.) y M. A. Sanz (U.C.M.).
- Geología económica: A. Merlos (GEOPRIN, S. A.).

Asesoría en Geología Estructural:

- Tectónica hercínica: F. González Lodeiro (Universidad Granada).

Asesoría en Sedimentología:

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

Mapa Geomorfológico:

P. Fernández (U.C.M.), J. de Dios Centeno (U.C.M.), T. Bardají (U.C.M.) y M. A. Sanz (U.C.M.).

Paleontología:

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

Análisis por difracción de rayos X:

M. Signes Oraray y J. Bastida Cuairán

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

INDICE

	<u>Páginas</u>
1. INTRODUCCION	7
1.1. SITUACION GEOGRAFICA	7
1.2. ANTECEDENTES.	8
1.3. ENCUADRE GEOLOGICO	10
1.4. METODOLOGIA SEGUIDA EN LA CONFECCION DE LA HOJA .	12
2. ESTRATIGRAFIA	12
2.1. METASEDIMENTOS	12
2.2. DEPOSITOS CRETACICOS	16
2.2.1. Arenas, arenas cementadas con sílice, arcilla y gravas ..	16
2.2.2. Arenas, arcillas y gravas (facies Utrillas)	17
2.2.3. Arenas con cementaciones carbonatadas, arcillas y carbonatos	18
2.2.4. Dolomías tableadas	20
2.2.5. Areniscas con cemento dolomítico	21
2.2.6. Dolomías y areniscas con cemento dolomítico	23
2.2.7. Dolomías cavernosas y margas	23
2.2.8. Arenas, arcillas y yesos	24

2.3.	SEDIMENTOS PALEOGENOS	25
2.3.1.	Conglomerados de cantos polimícticos y arenas cementadas con carbonatos	26
2.4.	SEDIMENTOS NEOGENOS	27
2.4.1.	Bloques y cantos de granito y neises	28
2.4.2.	Bloques y cantos de cuarcitas y pizarras	29
2.5.	CUATERNARIO	29
2.5.1.	Pleistoceno	30
2.5.1.1.	Bloques y cantos (conos de deyección)	30
2.5.1.2.	Arenas, limos y cantos (glacis)	30
2.5.1.3.	Cantos y arenas (terrazas)	30
2.5.2.	Holoceno	30
2.5.2.1.	Bloques, cantos y arenas (coluviones)	30
2.5.2.2.	Limos, arenas y turberas (fondos de navas)	31
2.5.2.3.	Cantos, bloques y arenas (conos de deyección)	31
2.5.2.4.	Arenas, limos y cantos (aluviales, fondos de valle)	31
3.	PETROLOGIA	31
3.1.	DESCRIPCION DE LOS MATERIALES	31
3.1.1.	Rocas metamórficas	31
3.1.1.1.	Metasedimentos del dominio de Somosierra	31
3.1.1.2.	Metasedimentos del dominio de Guadarrama	34
3.1.1.3.	Rocas ígneas prehercínicas	36
3.1.2.	Rocas ígneas hercínicas	47
3.1.2.1.	Rocas plutónicas	47
3.1.2.2.	Rocas filonianas	59
3.2.	CONDICIONES DEL METAMORFISMO	61
3.3.	GEOQUIMICA	63
3.3.1.	Rocas metamórficas paraderivadas	63
3.3.2.	Rocas metamórficas ortoderivadas	63
3.3.3.	Granitoides hercínicos	66
4.	TECTONICA	71
4.1.	OROGENIA HERCINIANA	71
4.1.1.	Primera fase de deformación (D ₁)	71
4.1.1.1.	Dominio oriental	71
4.1.1.2.	Dominio occidental	72
4.1.2.	Segunda fase de deformación (D ₂)	72
4.1.2.1.	Dominio oriental	72
4.1.2.2.	Dominio occidental	72
4.1.3.	Tercera fase de deformación (D ₃)	72
4.1.3.1.	Dominio oriental	73

	<u>Páginas</u>
4.1.3.2. Dominio occidental	73
4.1.4. Cuarta fase de deformación (D ₄)	74
4.1.5. Quinta fase de deformación (D ₅)	74
4.2. DEFORMACIONES FINIHERCINICAS	74
4.2.1. Etapa Malagón	75
4.2.2. Etapa Hiendelaencina	75
4.3. OROGENIA ALPINA	76
4.3.1. Etapa Ibérica	76
4.3.2. Etapa Guadarrama	76
4.3.3. Deformaciones neotectónicas	77
5. GEOMORFOLOGIA	77
5.1. CARACTERISTICAS GEOMORFOLOGICAS GENERALES	77
5.1.1. Las superficies de erosión	78
5.1.2. El modelado de detalle	79
5.2. EL SISTEMA CARTOGRAFICO	79
5.3. DESCRIPCION DE LAS UNIDADES GEOMORFOLOGICAS	80
5.3.1. Superficie tipo penillanura en cumbres	80
5.3.2. Superficie tipo penillanura en paramera/hombreras	80
5.3.3. Escarpes de articulación formando laderas	81
5.3.4. Relieves residuales poligénicos formando inselbergs	81
5.3.5. Depresiones interiores formando piedemonte/corredores	81
5.3.6. Superficie tipo pediment formando rampa	82
5.3.7. Vertientes glaciares y formas de sustitución y/o degradación de las otras unidades	83
5.3.8. Relieves estructurales de plegamiento	83
5.4. ELEMENTOS GEOMORFOLOGICOS	83
5.4.1. Elementos asociados a las superficies de erosión	83
5.4.2. Rellanos, culminaciones, hombreras y cerros poligénicos ..	84
5.4.3. Escarpes	84
5.4.4. Elementos glaciares	85
5.4.5. Elementos periglaciares y nivales	85
5.4.6. Elementos estructurales de plegamiento	86
5.4.7. Elementos fluviales y asociados	86
5.4.7.1. Elementos fluviales con carácter erosivo	86
5.4.7.2. Elementos fluviales con carácter deposicional ..	87
5.4.7.3. Elementos gravitacionales y mixtos	88
5.4.8. Elementos kársticos	88
5.4.9. Alteraciones del sustrato	88
6. HISTORIA GEOLOGICA	89
7. GEOLOGIA ECONOMICA	92
7.1. Minería y canteras	92

Páginas

8. HIDROGEOLOGIA	96
9. BIBLIOGRAFIA	97

INDICE DE TABLAS

Tabla 1	67
Tabla 2	68

1. INTRODUCCION

1.1. SITUACION GEOGRAFICA

La Hoja de Buitrago del Lozoya se sitúa en la vertiente S de la sierra de Guadarrama, la cual constituye junto con la sierra de Ayllón, el sector oriental del Sistema Central español.

Las estribaciones de la sierra de Guadarrama que forman las cotas más altas de la Hoja son: Nevero (2.209 m) y Reajo Capón (2.087 m). También aparecen en el ámbito territorial de la Hoja otras sierras secundarias como la sierra de la Morcuera, con cotas máximas que rondan los 1.800 m, y la sierra de La Cabrera de hasta 1.564 m (Cancho Gordo). Otros relieves elevados característicos son el Perdiguera (1.864 m), Cabeza de Arcón (1.560 m), Cabeza de la Braña (1.782 m), Mondalindo (1.833 m), Pico de La Miel (1.394 m), Cuadrón (1.380 m), Picazuelo (1.253 m), La Cruz (1.514 m), Cachiporrilla (1.620 m) y El Reventón (1.923 m) (Fig. 1.1.).

Los ríos más importantes son el Lozoya, con sus afluentes Canencia, Pinilla, Villar, Pajarilla, Nava, Recombo y Jóvalo; y el Albala (afluente del Guadalix), ambos afluentes del Jarama. La mayor parte de la Hoja, a excepción de un pequeño sector situado en el cuadrante NO, pertenece a la cuenca hidrográfica del Tajo.

La mayor parte de su extensión corresponde a la provincia de Madrid, el resto, de reducida representación cartográfica, a la provincia de Segovia.

Las poblaciones más importantes son La Cabrera, Bustarviejo, Lozoyuela, Buitrago del Lozoya y Canencia.

1.2. ANTECEDENTES

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

Anteriormente LOTZE (1945) incluye una gran parte del Sistema Central dentro de la zona galaico-castellana y únicamente el sector más oriental de bajo grado metamórfico en su zona asturoccidental-leonesa; BARD *et al.* (1970) trazan los rasgos generales de la región; y CAPOTE y VEGAS (1968) estudian los afloramientos metamórficos de la provincia de Avila.

Una nueva zonación del macizo hespérico queda establecida posteriormente por JULIVERT *et al.*, (1972), según la cual todo el Sistema Central queda incluido en la zona centro-ibérica al observarse el Ordovícico discordante y transgresivo sobre su sustrato, a la vez que el sector más oriental se localiza sobre el afloramiento del «Olio de Sapo».

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

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

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

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

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

Los datos geocronológicos son escasos hasta este momento y plantean a veces problemas de interpretación o correlación, y los trabajos donde se recogen los datos obtenidos son el de MENDES *et al.* (1972), VIALETTE *et al.* (1986), SERRANO PINTO y GIL IBARGUCHI (en prensa), IBARROLA *et al.* (en prensa) y BISCHOFF *et al.* (1986) y VIALETTE *et al.* (1987).

Según el anterior trabajo de BELLIDO *et al.* (1981), y teniendo en cuenta la zonación sectorial del Sistema Central, la Hoja de Buitrago del Lozoya comprende parte de los dominios central y oriental, aunque con desigual representación areal al tener en cuenta el encuadre cartográfico de la misma.

El estudio de las series precámbricas y paleozoicas de este sector del Sistema Central ha sido realizado por diversos autores, entre los que cabe destacar LOTZE (1929), SCHROEDER (1930), SOMMER (1965), SCHAFFER (1969), HAMMANN y SCHMIDT (1972), SOERS (1972) y BISCHOFF *et al.* (1973). Posteriormente la estratigrafía de los materiales tanto metasedimentarios como ortoderivados es tratada por FERNANDEZ CASALS y CAPOTE (1971), FERNANDEZ CASALS (1976), GONZA-

LEZ LODEIRO (1980, 1981a y 1981b) y TORNOS (1981); y ya recientemente, con los trabajos de GONZALEZ LODEIRO *et al.* (en prensa), MACAYA *et al.* (en prensa) y DIEZ BALDA *et al.* (en prensa).

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

Nuevos datos estructurales son aportados con los trabajos de DOBLAS *et al.* (1983), GONZALEZ CASADO (1986, 1987a y 1987b) y CAPOTE *et al.* (1987) entre otros, en los que se da cuenta de la zona de cizalla de Berzosa explicándola como un accidente tectónico dúctil, sinmetamórfico y retrovergado por fases deformacionales posteriores, que limita el dominio del «Ollo de Sapo» de la parte más interna de la zona centro-ibérica del macizo hespérico. Recientemente (GONZALEZ LODEIRO *et al.*, 1988; DIEZ BALDA *et al.*, en prensa; MACAYA *et al.*, en prensa.) se han efectuado una revisión de las estructuras hercínicas tanto del área tratada como de sectores adyacentes, estableciéndose un nuevo esquema, que trasciende a un modelo geotectónico válido para todo el Guadarrama (ver MACAYA *et al.*, en prensa).

En cuanto a aspectos metamórficos generales la región de Buitrago y su prolongación hacia Riaza, es clásica (GARCIA CACHO, 1973; FUSTER *et al.*, 1974; LOPEZ RUIZ *et al.*, 1974; ARENAS *et al.*, 1980 y ARENAS *et al.*, 1982), observándose una espectacular zonalidad mineral regional que ha sido recientemente reagrupada por CASQUET (1986) y CASQUET y NAVIDAD (1985).

Finalmente los trabajos realizados sobre las rocas plutónicas tardihercínicas existentes en la zona, como el granito de La Cabrera, han sido realizados por BELLIDO (1979), BELLIDO (1980) y BELLIDO y BARRERA (1979).

Por otra parte los depósitos cretácicos han sido escasamente estudiados hasta el trabajo de ALONSO (1981) en el que se establece la sucesión estratigráfica de esta región. Posteriormente ALONSO *et al.* (1982) integran los cretácidos dentro del entorno mayor del Cameros-Castilla.

Los estudios en relación a los materiales terciarios son escasos y de carácter muy general, cabe citar los de LEGUEY *et al.* (1976), LEGUEY *et al.* (1984) y PORTERO y AZNAR (1984). También y para zonas próximas, POL *et al.* (1977), CORRALES *et al.* (1978), y más recientemente, las realizadas por el Plan MAGNA escala 1:50.000.

1.3. ENCUADRE GEOLOGICO

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

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

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

Según la división del Sistema Central de BELLIDO *et al.* (1981), la casi totalidad de la Hoja se incluiría en el llamado dominio central, cuyas características son el afloramiento exclusivo de materiales preordovícicos afectados por un metamorfismo regional intenso (en grados alto predominantemente y medio), gran extensión de áreas que alcanzan el grado de anatexia y presencia de gran número de cuerpos intrusivos granitoides tardihercínicos. Sólo su extremo oriental, al O de la falla de Berzosa, se situaría en el dominio oriental, en el que es característico el predominio en superficie de series ordovícicas y postordovícicas, un grado metamórfico bajo que puede alcanzar en algunas áreas el medio, y la ausencia de cuerpos plutónicos granitoides tardihercínicos.

CAPOTE *et al.* (1982) subdividen a su vez el Sistema Central en tres grandes unidades o complejos estructurales cuyos límites vienen definidos por importantes cabalgamientos dúctiles vergentes al N y NE, de segunda fase hercínica de deformación. La presente Hoja correspondería casi en su totalidad al del Guadarrama, y su extremo oriental al de Somosierra-Ayllón.

El complejo de Guadarrama se caracteriza por la presencia exclusiva de series preordovícicas, compuestas de paraneises, rocas de silicatos cálcicos, anfibolitas y mármoles, así como ortoneises de diferente tipo. También presenta un metamorfismo regional intenso, una menor frecuencia de cuerpos granitoides que el complejo de Gredos situado más al O y una estructura interna con pliegues tumbados y cabalgamientos menores.

El complejo de Somosierra-Ayllón está representado en la Hoja por los materiales situados al E de la falla de Berzosa y se caracteriza por presentar un Ordovícico que se sitúa directamente sobre los neises ocelares tipo «Ollo de Sapo», y por predominar las formaciones paleozoicas que van del Ordovícico al Devónico inferior.

Recientemente (GONZALEZ LODEIRO *et al.*, 1988; MACAYA *et al.*, en prensa), se ha efectuado una revisión de las estructuras hercínicas del Sistema Central, y en

los aspectos que conciernen a la Hoja se dan novedades de interés. Así la falla de Berzosa, que da lugar a una división en dos dominios del Guadarrama: el oriental y el occidental, resulta ser un accidente normal con componente dextral, posterior a las estructuras de F3, ya que se encuentran cortadas en su trazado (antiforme de El Cardoso y sinforme de Majaerayo), cuyo bloque hundido es el oriental, y no un cabalgamiento de F2 como se venía considerando. La reconstrucción del movimiento de la falla permite correlacionar la banda de deformación de F2 situada en el núcleo de antiforme de El Cardoso, con la que se observa al O de la falla de Berzosa y con la que aflora en el flanco inverso del anticlinal de primera fase de Hiendelaencina.

Por otra parte las rocas hercínicas que afloran en el ámbito de la Hoja se pueden separar en tres grandes grupos:

- a) Rocas metamórficas en grados medio y bajo.
- b) Rocas metamórficas en grados medios y alto.
- c) Rocas graníticas hercínicas.

El contacto entre los grupos a y b se establece a nivel de la falla de Berzosa y el contacto entre las rocas metamórficas y graníticas es en su mayoría de tipo intrusivo, dando lugar a las consiguientes aureolas de metamorfismo de contacto (granito de La Cabrera).

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

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

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

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

Este grupo es a su vez divisible en otros cuatro:

1. Formado por conglomerados de cantos polimícticos y arenas cementadas por carbonatos, de edad Eoceno-Oligoceno, aunque abarca parte del Bambiense.
2. Constituido por bloques y cantos de neises y granitos, de edad Miocena (Aragoniense-Vallesiense).
3. Bloques y cantos de cuarcitas y pizarras de edad Pliocena.
4. Depósitos cuaternarios relacionados con la morfogénesis de encajamiento que afecta a la Hoja.

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

1.4. METODOLOGIA SEGUIDA EN LA CONFECCION DE LA HOJA

En la realización de las hojas han intervenido dos equipos de trabajo; uno compuesto por geólogos del departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad de Madrid, y otro compuesto por geólogos de la agrupación de empresas GEOPRIN, S. A., y EGEO, S. A. Cada uno de estos equipos ha sido el encargado de la cartografía de los materiales ígneos y metamórficos de las áreas que previamente la definición del proyecto les asignaba. 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 muestras, etc., se agrupa bajo un tercer epígrafe denominado «Documentación Complementaria».

2. ESTRATIGRAFIA

La mayor parte de la superficie de esta Hoja está constituida por rocas metamórficas de distinta naturaleza (ortoneises y metasedimentos) y por granitos, que constituyen parte del basamento o zócalo hercínico peninsular. Sobre él apoya una delgada cobertera de sedimentos de edad Cretácico-Cenozoico, marinos y continentales, que ocupan una reducida extensión areal.

2.1. METASEDIMENTOS (12, 13, 14, 15, 16)

Los metasedimentos más antiguos presentes en esta Hoja se encuentran en el basamento. Estas rocas han experimentado un intenso metamorfismo y una fuerte deformación durante la orogénesis hercínica. Los metasedimentos ocupan una redu-

ESQUEMA GEOGRÁFICO

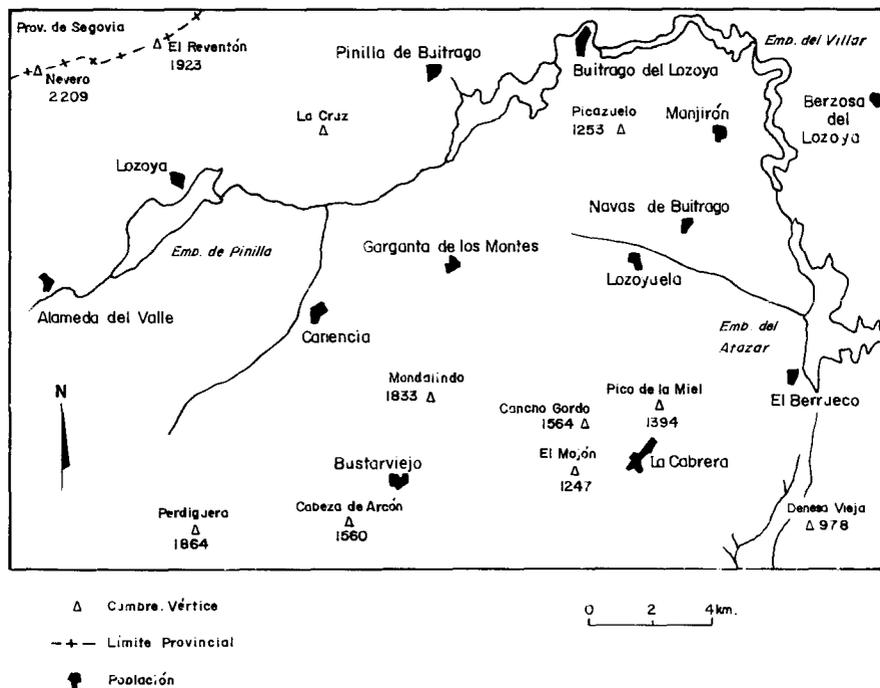


Fig.1.1 Esquema geografico de la hoja

cida extensión comparada con la de los ortoneises y se localizan en su mayor parte en los extremos oriental y suroccidental de la Hoja. Todos estos metasedimentos se localizan al oeste de la zona de cizalla de Berzosa, accidente dúctil de gran importancia que separa los dominios central y oriental del Sistema Central (por ejemplo GONZALEZ CASADO, 1986).

En la parte oriental, los metasedimentos se agrupan en dos bandas de dirección norte-sur separadas por neises bandeados y leuconeises. La más oriental termina por el este contra la propia zona de cizalla de Berzosa, fuera de la Hoja, y penetra por el norte en la vecina Hoja de Prádena en dirección a la localidad de Montejo. La segunda banda, más estrecha, pasa junto a Manjirón y también se continúa en la Hoja de Prádena. Ambas bandas terminan por el sur contra el macizo granítico de La Cabrera que las corta discordantemente.

En el extremo suroccidental de la Hoja, los metasedimentos afloran en varias bandas de dirección NO-SE aproximadamente, en la ladera septentrional de los altos de La Morcuera. Estas bandas, con una disposición estructural tendida, pasan a la vecina Hoja de Segovia por el oeste y a la de Torrelaguna por el sur.

Aparte de los mencionados, hay abundantes cuerpos de metasedimentos de menor tamaño (métricos o kilométricos) y de formas lenticulares, situados entre los ortoneises y que constituyen, al menos en parte, verdaderos enclaves originales en la roca plutónica prehercínica.

Los metasedimentos dominantes que se han distinguido en esta Hoja son paraneises y esquistos de origen semipelítico, que contrastan composicionalmente con los tipos esquistosos más pelíticos del Ordovícico inferior, visibles al este de la zona de cizalla de Berzosa (ARENAS *et al.* 1980). Muestran intercalaciones de cuarcitas feldespáticas, que a veces son muy abundantes, algún nivel muy característico de cuarcitas grafitosas oscuras, ya detectadas por BISCHOFF *et al.* (1973), y lentejones esporádicos en rocas de silicatos cálcicos y parafibrolitas.

Se trata de una sucesión eminentemente detrítica que se corresponde con el miembro B2 de la denominada formación Morcuera (CAPOTE y FERNANDEZ CASALS 1975) y en el que indican una polaridad composicional, con un tramo inferior en el que son abundantes las intercalaciones cuarcíticas, y otro superior esencialmente de metapelitas con algún lentejón disperso de rocas de silicatos cálcicos y parafibrolitas (GONZALEZ CASADO, 1986).

Las parafibrolitas y rocas de silicatos cálcicos son escasas en la serie descrita anteriormente, sin embargo, son muy abundantes como cuerpos lenticulares, a veces de notable recorrido y continuidad cartográfica, dentro de los neises bandeados, al oeste de Buitrago del Lozoya. Algunos de estos cuerpos se han distinguido en la cartografía. Estas rocas llevan asociados localmente niveles de mármol, a veces de cierta importancia, como los que se observan junto a la presa de Paredes de Buitrago, y que ya fueron descritos por HEIM (1952). Asimismo y asociado también a rocas de silicatos cálcicos, eskarnoides y algo de mármol es de destacar el nivel de melanfibrolitas del cerro de Piñuécar interpretado como una probable metavulcanita balsática por CASQUET y FERNANDEZ CASALS (1981). Se trata de una litología peculiar de esta región.

La abundancia de estas rocas dentro de los neises bandeados plantea el problema de la propia naturaleza original de los mismos. De hecho, tradicionalmente los neises bandeados del dominio oriental de la Hoja han sido considerados como verdaderos metasedimentos (miembro B1 de la formación Buitrago de CAPOTE y FER-

NANDEZ CASALS, 1975). No obstante, no se ha podido establecer una diferencia neta entre estos neises y los del sector occidental, para los cuales parece razonable aceptar un origen plutónico dada la presencia de megacrístales proterógenos de feldespato potásico en ellos. Por esta razón no se han distinguido en la cartografía.

Respecto a la edad, los metasedimentos de esta Hoja presentan el problema de ser azoicos, dada la intensidad del metamorfismo y la deformación hercínica. Es muy probable que todos estos sedimentos sean materiales encajantes de las primitivas intrusiones de granitoides prehercínicos convertidos posteriormente en ortoneises y por lo tanto sean más antiguos que ellos. Aunque la elevada deformación y el metamorfismo han borrado la evidencia de un metamorfismo de contacto en los metasedimentos, existen ciertos indicios que indican que estos son efectivamente más antiguos. Tal es el caso de la abundancia de pequeños cuerpos de leucogranitos deformados a ambos lados del contacto que pueden interpretarse como representantes del cortejo filoniano del borde del plutón. Asimismo existen evidencias de fenómenos locales hidrotermales en los metasedimentos próximos al contacto (por ejemplo, aumento del contenido de turmalina precinemática). Por otro lado, en los ortoneises existen verdaderos enclaves de metasedimentos de naturaleza semejante a los de fuera.

Aunque no se dispone de datos radiométricos sobre los ortoneises que afloran en esta Hoja, sí los hay de ortoneises próximos, pertenecientes probablemente a la misma asociación plutónica. Las edades obtenidas se sitúan sistemáticamente en el Ordovícico inferior según VIALETTE *et al.* (1986 y 1987). Estos datos confirman la suposición corrientemente aceptada de que los metasedimentos al oeste de la zona de cizalla de Berzosa son preordovícicos. Sin embargo, su posición cronoestratigráfica precisa resulta por el momento desconocida.

Las opiniones existentes hasta el momento se basan en correlaciones litoestratigráficas con áreas próximas de la Cadena donde afloran series preordovícicas bien definidas. Para BISCHOFF *et al.* (1973), en los metasedimentos de esta zona estaría representado todo el Cámbrico. CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1975) y más recientemente FERNANDEZ CASALS y GUTIERREZ MARCO (1985) consideran los sedimentos de este sector y en general los que afloran en las sierras de Guadarrama y Gredos como equivalentes a los del complejo esquisto grauváquico del sur de la provincia de Salamanca, que afloran bajo un Cámbrico inferior bien datado. En base a ello estiman una edad Precámbrico superior, esencialmente, para estos metasedimentos.

Sedimentos que podrían ser equivalentes a los de esta Hoja afloran en el pequeño macizo de Santa María la Real de Nieva situado al norte del Sistema Central. Bajo un Ordovícico inferior bien establecido aflora una serie predominantemente pizarrosa, en la que se intercala algún tramo rico en capas cuarcíticas y algún nivel de mármoles. Estas rocas han sido igualmente correlacionadas con el complejo esquisto grauváquico por ALVAREZ (1982).

2.2. DEPOSITOS CRETACICOS

2.2.1. Arenas, arenas cementadas con sílice, arcillas y gravas (17)

En la presente Hoja, en su ángulo SE y apoyándose sobre materiales metamórficos, se encuentran sedimentos detríticos siliciclásticos que se diferencian claramente de los sedimentos marinos de edad Turoniense suprayacentes, tanto por sus características litológicas, como estructurales y ambiente de sedimentación.

La sucesión está formada por cuerpos arenosos y gravas que tienen intercalados limos, arcillas y arenas finas. El espesor de la sucesión es de unos 6 m teniendo tanto los tramos de granulometría gruesa como los finos una potencia que varía de 0,5 a 1 metro.

El contacto con las rocas metamórficas es discordante y erosivo. Estos cuerpos están compuestos por arena gruesa y gravas que interiormente muestran estratificación cruzada, aunque ésta aparece de un modo difuso al haber sufrido procesos edáficos. Los componentes de las arenas y gravas son cuarzo, feldespatos y micas, estando estos últimos minerales muy alterados y corroídos, los granos están embutidos en una pasta formada por arcillas y óxidos de hierro. Existe bioturbación formada por pistas longitudinales sinuosas del tipo *Pascichnia*. Algunos de estos cuerpos han sufrido una fuerte compactación que ha reducido el espacio moldeando su forma y adquiriendo un contorno poligonal entre los granos; posteriormente o simultáneamente a este proceso se produjo una cementación silíceas que cerró los pocos espacios que quedaban entre los granos, con lo que la roca adquirió un aspecto similar a una cuarcita.

Los limos, arenas finas y arcillas situados entre los cuerpos de granulometría más gruesa presentan colores propios de marmorización, los cuales se producen en ambientes continentales, al ser sometido el sedimento a condiciones de mal drenaje.

El contacto de los sedimentos que integran la serie con la formación suprayacente se hace a través de una superficie de erosión.

Dadas las características anteriores descritas, el ambiente de sedimentación de esta serie corresponde, posiblemente, a un medio continental recorrido por corrientes canalizadas de agua, que sufrirían periodos de desbordamientos, sedimentándose limos y arcillas. A su vez, las corrientes arrastraban barras de arenas. El ambiente continental lo indica las marmorizaciones y edafizaciones de los sedimentos.

Posteriormente a la sedimentación, se produjeron la compactación y cementación silíceas. Estos procesos diagenéticos afectaron a los cuerpos sin matriz arcillosa.

Atribuimos a la sucesión una edad Cenomaniense, sin mayor apoyo que el estar depositada entre las rocas metamórficas del basamento hercínico, y los sedimentos Turonienses; sin embargo, no se excluye que su edad sea anterior, e incluso puede preceder al Cretácico. El atribuir una edad más antigua que el Cretácico para los sedimentos podría justificar la fuerte compactación que han experimentado algunos de los cuerpos, ya que en la zona estudiada los depósitos de edad claramente cretácica y que tienen cementaciones silíceas no presentan fenómenos de compactación.

2.2.2. Arenas, arcillas y gravas (facies Utrillas) (18)

5

Los materiales que denominamos arenas, arcillas y gravas en facies Utrillas se encuentran situados en la parte occidental de la Hoja, en el valle del río Lozoya. Allí se apoyan sobre un relieve ligeramente irregular del basamento granítico o metamórfico que está a veces alterado, incluso profundamente alterado, manifestándose este fenómeno por un enriquecimiento en óxidos férricos, y granos de cuarzo y caolín, además de una pérdida de feldespatos y minerales ferromagnesianos.

Es una formación esencialmente detrítica siliciclástica cuyo espesor puede alcanzar los 40 m. En general parece bastante homogénea, sin embargo, en la Hoja de Segovia (18-19), Prádena (19-18) y Turégano (18-18) se observan, de base a techo, tres tramos que se diferencian por su distinta granulometría. El tramo basal es areno-gravoso, el intermedio areno-arcilloso y el superior areno-gravoso. En el resto de la región no se ha mantenido esta división bien porque no existe, bien por dificultades de observación.

Los cuerpos arenosos tienen un espesor que varía de 0,1 a 1 m. Su forma es tabular, ligeramente cóncava 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 de corriente, así como cementaciones de sílice (*ópalo*).

Litológicamente las arenas se componen de cuarzo y en menor proporción se encuentran los feldespatos y micas, estando éstos parcialmente transformados a caolín.

Otras granulometrías que forman los cuerpos son gravas, cantos y arcillas. Las gravas y cantos aparecen unas veces en la base de los cuerpos arenosos, formando a modo de un tapiz, y otras constituyendo la totalidad del cuerpo. En el primer caso se forman en la zona del pie del *set* o *foreset*, y en el segundo corresponden a «*barras*» de cantos.

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

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

Además de los materiales detríticos anteriormente descritos, se encuentran en esta unidad encostramientos de óxido férrico. Estos aparecen de dos formas distintas, unos son horizontales y otros verticales, encontrándose los segundos unidos a los primeros por debajo 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, permanece bastante constante la presencia de un encostramiento situado en el techo de la formación.

Estos sedimentos detríticos son similares a otros situados al norte de la sierra de Guadarrama y que han recibido el nombre de arenas y arcillas de Segovia (ALONSO, 1981).

Dadas las estructuras sedimentarias anteriormente descritas pensamos que los sedimentos han pasado por los siguientes avatares.

Su sedimentación se produjo en un medio tractivo, donde imperaban direcciones de corriente con dos sentidos de movimiento opuestos. Este medio arrastraba arenas y gravas en forma de «barras», no siendo este desplazamiento continuo, sino que sufría interrupciones que quedaban registradas en forma de superficies de reactivación y sedimentación de arcillas. Estas arcillas presentes en el medio podrían provenir de la erosión de los paleosuelos instalados sobre el peleozoico, que sedimentan cuando la energía del medio decrece, dando lugar tanto a los niveles lentejonares de arcillas como a los recubrimientos de la superficies de reactivación. Los cantos blandos se originan, a su vez, por la erosión de estos mismos niveles.

De lo anteriormente referido se deduce que el medio tractivo estaría posiblemente influido por mareas, como así lo indican los dos sentidos opuestos de movimiento de las corrientes y la presencia de superficies de reactivación tapizadas por arcillas, además de la existencia de *ripples* de oscilación. Un dato que confirma la presencia mareal es que las direcciones de desplazamiento de los cuerpos coinciden con las direcciones de desplazamiento de sedimentos marinos cretácicos más modernos.

Posteriormente a la sedimentación de la formación se produjeron una serie de procesos diagenéticos, que ocasionaron la formación de los encostramientos férricos, la alteración a caolín de feldspatos y micas y las cementaciones de sílice. Estos procesos se produjeron, posiblemente, dentro de ambientes freáticos y vadosos. En ellos encontraríamos agua que sufriría cambios en su pH y en su nivel de oxidación, los cuales producirían, tras el ataque a los silicatos, la liberación de sílice coloidal, de hierro ferroso y de otros iones que al combinarse originarían finalmente la formación de las costras férricas, las cementaciones de ópalo y las películas de caolín alrededor de los granos de cuarzo. Estos procesos diagenéticos son propios de ambiente continental y se produjeron antes de que la formación suprayacente cretácica se sedimentase, ya que ésta fosiliza estos procesos.

La edad de formación es difícil de establecer debido a la ausencia de datos paleontológicos, si bien ALONSO (1981) a las arenas y arcillas de Segovia les adjudica una edad que oscila entre Coniaciense medio para la base de la formación y Coniaciense medio-superior para el techo, deduciendo esta edad mediante criterios de correlación estratigráfica. Con todo, es posible que sea más antigua y creemos que pasa lateralmente a los materiales denominados arenas con cementaciones carbonatadas, arcillas y carbonatos situados en el afloramiento cretácico del SE de la Hoja y que estudiaremos a continuación.

2.2.3. Arenas con cementaciones carbonatadas, arcillas y carbonatos (19)

Los materiales que estudiamos en este apartado se localizan al SE de la Hoja. Se apoyan unas veces sobre rocas graníticas y metamórficas y otras sobre la unidad «Arenas cementadas con sílice» descrita anteriormente, siendo siempre el contacto de carácter erosivo.

Estos sedimentos tienen un espesor medio de unos 40 m, y están formados por arenas de color pardo, areniscas con cemento dolomítico de igual color y arcillas grises. Las arenas y areniscas que contienen glauconita están organizadas en cuerpos de 0,1 a 1 m de espesor y una longitud que varía de 0,5 a 10 m. Interiormente presentan estratificación cruzada, superficies de reactivación, *ripples* simétricos, bioturba-

ción y moldes de valvas de moluscos. Intercalados con estos cuerpos detríticos hay niveles de arcillas grises cuyo grosor varía de 0,1 a 0,5 m.

Las areniscas con cemento dolomítico son *wakestone*, *grainstone* y *packstone*, según la clasificación de DUNHAM (1961). El cemento está parcialmente dedolomitizado a calcita. La disolución de los carbonatos ha dado lugar a la formación de arenas pardas. Este color tan típico se debe, por un lado, a la composición mineralógica de los materiales detríticos que son ricos en ferromagnesianos, como biotita y glauconita y por otro a la liberación de los iones de hierro que contienen los carbonatos tras sufrir procesos de dedolomitización y disolución. Las arcillas grises deben su color a la presencia de materia orgánica y nos hablan de condiciones reductoras en un medio tranquilo.

El medio sedimentario donde se produjo la sedimentación de esta unidad, posiblemente corresponda a un ambiente costero como así lo indican las estructuras sedimentarias descritas; además de la presencia de glauconita nos indica transformaciones singenéticas complejas que realizaron a partir de minerales silicatados de pelets en un ambiente marino tranquilo. Posteriormente, en una diagenésis temprana, se produciría la cementación dolomítica, mientras que los procesos diagenéticos más tardíos darían lugar a los procesos de dedolomitización y disolución. Estos últimos se produjeron probablemente en ambientes vadosos y/o freáticos, lo que implica que se produjo la emersión de la unidad antes de que se sedimentase la formación suprayacente la cual fosiliza a estos procesos. Esta exposición subárea queda confirmada por la presencia de una costra ferruginosa a techo de la unidad y por el carácter erosivo que tiene el contacto de la formación suprayacente sobre ella.

No hemos encontrado fauna que nos permita datar esta unidad, si bien hemos encontrado vivalvos (*Janira sp.*) (GUTIERREZ MARCO, comunicación personal), gasterópodos y equinodermos. ALONSO (1981) le adjudica edad Turoniense al hacerlo equivalente a la formación «Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña».

La relación estratigráfica de esta unidad con otras de extensión regional marina merece un pequeño comentario. En hojas vecinas a las de Buitrago, como son las de Valdepeñas de la Sierra (20-20) y Villaviciosa de Odón (18-22), se ha situado a esta unidad por debajo de la formación «Arenas y arcillas de Segovia», cuyas litofacies son tipo «Utrillas», y se les hace equivalente a la formación «Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña» (ver también ALONSO y MAS, 1982). Sin embargo, no es descartable pensar que «Arenas y arcillas de Segovia» pueda ser coetánea con la unidad que estudiamos en este apartado, ya que las superficies de discontinuidad que limitan a ambas, en su base y en su techo, son las mismas, y por lo tanto determinan a una misma secuencia deposicional. Así se observa que las dos se apoyan discordantemente sobre un basamento hercínico edafizado y que su techo está erosionado por la misma formación carbonatada cretácica. Por otra parte, se comprueba la existencia, dentro de esta unidad, de intercalaciones de sedimentos con características litológicas similares a «Arenas y arcillas de Segovia» (facies Utrillas). Todo lo anteriormente expuesto hace pensar que «Arenas y arcillas de Segovia» y la unidad estudiada en este apartado son subunidades de una misma unidad de rango mayor, que agruparía a las dos. Esta opinión se ve confirmada por el hecho de que en la hojas vecinas de Turégano (18-18) y Prádena (19-18), los sedimentos en facies Utrillas tienen a su vez intercalaciones de depósitos carbonatados similares a los que estamos describiendo.

El medio sedimentario en el cual coexisten tanto los depósitos carbonatados

como los siliciclásticos de las facies Utrillas, los cuales tienen estructuras mareales, sería el originado mediate «fan deltas».

La coexistencia de depósitos carbonatados muy siliciclásticos ha sido observada actualmente y descrita por ROBERTS y MURRAY (1988) en el mar Rojo y por FRIEDMAN (1988) en el golfo de Elat (mar Rojo). En ambas situaciones coexisten la sedimentación de depósitos detríticos siliciclásticos con la de carbonatos marinos. Los aportes detríticos proceden de abanicos aluviales, que desembocan en el mar. El funcionamiento de los abanicos que drenan un relieve granítico no es permanente debido a la aridez del clima, dando tiempo al mar a retrabajarlos y a que se dan las condiciones necesarias para la sedimentación de carbonatos. En este ambiente se originan los manglares y zonas reductoras donde se depositan arcillas grises, negras. También se encuentran yesos dentro de la secuencia deposicional que estudian, así, en la misma Hoja de Prádena (19-18), se encuentran moldes de «selenita» dentro de las facies detríticas y en la vecina Hoja de Torrelaguna, además de arcillas negras, hay restos carbonosos, como ocurre en estos sedimentos.

La edad de los sedimentos es difícil de calcular, pero dado que ALONSO (1981) atribuye la edad Turoniense para «Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña» y las de Coniaciense para «Arenas y arcillas de Segovia», es posible que esté comprendida entre ambas.

2.2.4. Dolomías tableadas (20)

Estos sedimentos carbonatados son equivalentes al miembro definido por ALONSO (1981) al norte de la sierra de Guadarrama con el nombre de «Dolomías tableadas de Caballar». Su espesor es variable pero no supera los 30 m, estando su techo erosionado por la formación suprayacente.

En la presente Hoja estos materiales se apoyan erosivamente, unas veces sobre los depósitos en facies Utrillas, como sucede en el valle del Lozoya, y otras sobre las «Arenas, arenas con cementaciones carbonatadas, arcillas y carbonatos» situadas al sudeste.

Los sedimentos están compuestos por 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 tanto *ripples* de corriente y de oscilación como *dimbing-ripples*; también se observa en los cuerpos una granoclasificación positiva, que oscila de arena gruesa en la base a limos en el techo. Existe además bioturbación, que se manifiesta de un modo peculiar; ésta consiste en perforaciones realizadas desde el techo del cuerpo hacia la base, teniendo un primer recorrido vertical para luego incurvarse y formar galerías con diferentes orientaciones; los organismos que produjeron estas estructuras eran bivalvos, de alguno de los cuales se ha conservado su molde dentro de la perforación. Los tubos de las perforaciones, que tienen un grosor de pocos centímetros y forma cilíndrica, contienen a veces nódulos de pirita.

El espesor de los cuerpos varía de 0,1 a 1 m, siendo su color crema. Según la clasificación de DUNHAM (1961) son *mudstone* y *wakestone*, siendo el cuarzo el princi-

pal 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 posibilidad distinta es interpretarlos como turbiditas, correspondiendo a secuencias de Bouma, que están relacionadas con episodios de tormenta. Esta segunda interpretación estaría además apoyada, a nuestro juicio, por la ausencia de estromatolitos, ya que la laminación paralela que podría representarlos, corresponde, donde mejor que se las ha podido observar, a corrientes tractivas. También se justifica por la falta de criterios de emersión, a techo de los cuerpos. Además, la bioturbación, que afecta a los cuerpos, no se inicia hasta que se ha sedimentado el cuerpo entero, a diferencia de la bioturbación en las secuencias de somerización donde ésta 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 sedimentos correspondiente a un sector de plataforma continental. En este área se sedimentaron los materiales puestos en suspensión de forma turbulenta por la acción del oleaje. La relación de las turbiditas con episodios de tormenta se comprueba en la vecina Hoja de Segovia (18-19): allí se observa que los cuerpos tabulares pasan lateralmente a cuerpos con estructuras «hummocky»; esta zona menos agitada podría deber su tranquilidad bien a una mayor profundidad, al estar por debajo del nivel de olas, o bien a estar defendida por algún accidente topográfico, que sólo sería superado en condiciones excepcionales.

Posteriormente a la sedimentación de la unidad se produjo la dolomitización de la misma. Más tarde se produjeron procesos de disolución parcial de los granos de cuarzo y dedolomitización de la unidad. Todos estos procesos se originaron en ambientes vadosos y freáticos.

La edad de la formación «Dolomías tableadas de Caballar» que agrupa a los miembros «Areniscas y arcillas de Hontoria» y «Dolomías de Caballar», es según ALONSO (1981) Coniaciense superior-Santonense inferior.

2.2.5. Areniscas con cemento dolomítico (21)

Los materiales que estudiamos a continuación son esencialmente detrítico silici-clásticos, encontrándose en menor proporción construcciones arrecifales de rudistas y de estromatolitos algales. El espesor de la unidad puede superar los 60 m. Sedimentos similares a éstos han recibido al norte de la sierra de Guadarrama el nombre de «Areniscas dolomíticas de Ituero y Lama» (ALONSO, 1981).

La relación de los sedimentos con la unidad infrayacente es de carácter erosivo, llegando incluso la erosión a hacerles desaparecer, como se puede observar en la Hoja de Segovia (18-19) y Turégano (18-18). Son arenas medias y finas, teniendo cuarzo, como principal componente detrítico; en menor proporción se encuentran feldespatos y restos de moluscos, estando todos cementados por dolomita. Según la clasificación de DUNHAM (1961) son *wackestones* y *packstones*. Estos depósitos

siliciclásticos se organizan en cuerpos de 0,5 a 1,5 m de espesor y tienen una extensión lateral de 5 a 10 m; interiormente muestran estratificación cruzada, la cual a veces está distorsionada debido a bioturbación; esta bioturbación tiene estructuras del tipo *Thalassionoides* entre otras, habiendo sido 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 (1961), los segundos están formados principalmente por rudistas (hipurítidos y radiolítidos) y otros moluscos, encontrándose entre ellos fangos carbonatados. Las construcciones arrecifales de rudistas adoptan dos formas: unos tienen un aspecto lenticular y una extensión que no supera los 50 m, recibiendo el nombre de «patches», mientras que una segunda forma adquiere una extensión lateral que supera los 100 m y una morfología estratiforme, denominados «biostromas».

Los contactos entre los depósitos arenosos y las construcciones biológicas son de carácter erosivo, marcándose, a veces, el contacto entre ellos 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 m. Este se compone de una alternancia de niveles margoarcillosos de 20 a 30 cm de potencia y paquetes arenosos (arenas finas de cuarzo cementadas por dolomita) de igual grosor. Los niveles margoarcillosos en algunos puntos son arcillas de color negro, ricas en materia orgánica, en las cuales se encuentran restos vegetales, como ocurre en la vecina Hoja de Torrelaguna (19-20), junto al embalse del Vellón, allí se ha identificado la especie *Frenelopsis oligostomata* (ALVAREZ RAMIS, 1981; ALVAREZ RAMIS, *et al.* 1984), además de diferentes géneros de angiospermas (GOMEZ PORTER, 1984). También en la presente Hoja, en los afloramientos cretácicos situados al SE, se han encontrado restos vegetales fósiles que han sido estudiados por MENENDEZ AMOR (1982), ALVAREZ RAMIS y DOUDINGER (1980), ALVAREZ RAMIS (1981 a y b) y ALVAREZ RAMIS *et al.* (1984).

Los materiales muestran procesos diagenéticos, realizados posteriormente a la sedimentación y a la dolomitización, la cual se pudo realizar casi singenéticamente o en condiciones diagenéticas tempranas. Estos procesos son entre otros dedolomitización, disolución parcial de los granos de cuarzo y karstificación que ha llegado a producir cavernosidades. Estas están tapizadas por espeleotemas, óxidos de hierro y parcialmente rellenas por *terra rossa*; es curioso señalar que en láminas delgadas se ven minerales pesados como el circón obturar las microgalerías que ha producido la karstificación.

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

Este ambiente somero podría haber favorecido la dolomitización temprana de los sedimentos.

A su vez, el medio donde se produjo la sedimentación del tramo de transición era menos enérgico, también somero y con zonas reductoras. Todo ello lo indican tanto la preservación de materia orgánica como la presencia de vetas carbonosas. Este medio podría corresponder a una zona de marismas.

La edad de esta unidad puede establecerse en Santoniense medio para la base y Santoniense medio-superior para el techo (ALONSO, 1981).

2.2.6. Dolomías y areniscas con cemento dolomítico (22)

Estos materiales situados al norte de la sierra de Guadarrama, reciben el nombre de dolomías de Montejo de la Vega (ALONSO, 1981). El miembro «Dolomías de la Vega» (ALONSO, 1981) pertenece a la misma formación que el miembro «Areniscas dolomíticas de Ituero y Lama», sobre el cual se apoya; el tránsito entre los dos miembros se realiza de una forma gradual y a través de un tramo detrítico-carbonatado, cuyas características describimos en el párrafo anterior.

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

Las relaciones existentes entre las diversas litologías son también las mismas que en «Areniscas de Ituero y Lama», existiendo *hardgrounds* y las mismas direcciones de desplazamiento para los cuerpos arenosos.

Las diferencias existentes entre los dos miembros no son grandes, pudiendo citarse entre ellas que los cuerpos de areniscas de esta unidad tienen una relación espesor/longitud menor que la que tienen las areniscas de «Areniscas de Ituero y Lama», y también que en este miembro las conchas de moluscos son más abundantes que en la unidad infrayacente.

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

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

2.2.7. Dolomías cavernosas y margas (23)

Los sedimentos que se apoyan sobre la unidad anterior son de naturaleza carbonatada, encontrándose sedimentados sobre la formación «Dolomías de Montejo de La Vega». Estos sedimentos aparecen en el ángulo SE de la Hoja, no encontrándose en los afloramientos cretácicos del valle del Lozoya; depósitos similares han sido descritos al norte de la sierra de Guadarrama, recibiendo el nombre de «Dolomías y margas de Tabladillo» (ALONSO, 1981).

En la presente Hoja esta formación ha perdido gran parte de las estructuras sedimentarias que se observan al norte de la sierra descrita, al sufrir una disolución muy intensa que le da un aspecto brechoidal. La disolución se ha favorecido debido a posible presencia de abundantes cristales de yeso, los cuales en su mayoría están disueltos. Sin embargo, se conservan zonas que no han sufrido tan intensamente la disolución, donde se observan oolitos, moldes de moluscos y cristales de yeso que son tan característicos de la formación «Dolomías y margas del Tabladillo». Estos sedimentos han sido descritos por diversos autores como de edad Terciaria y sedimentados en ambiente continental, si bien otros como NODAL y AGUEDA (1974) los consideran de edad Senoniense. También nosotros, por los criterios previamente descritos, pensamos que son de edad Cretácica, pero les adjudicamos una edad Campaniense, ya que consideramos que pertenece a la formación «Dolomías y margas del Valle de Tabladillo», a la cual ALONSO (1981) le adjudica esa edad, si bien es posible que la misma avance hasta el Maastrichtiense.

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

Posteriormente a la dolomitización de los sedimentos, la cual posiblemente fue casi singenética con su deposición, se produjeron otros procesos diagenéticos como dedolomitización y disolución de carbonatos y yesos de los mismos. La disolución de los carbonatos y yesos se manifiesta por la creación de distintos tipos de porosidad, como son la móldica y la fenestral; la primera adopta la forma de 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.

Todos los procesos diagenéticos descritos son propios de ambientes freáticos y vadosos y sucedieron antes de la sedimentación de los depósitos suprayacentes ya que éstos fosilizan a los procesos diagenéticos.

2.2.8. Arenas, arcillas y yesos (24)

Estos sedimentos se encuentran tanto en el valle del Lozoya, donde se depositan sobre las «Areniscas con cemento dolomítico» y tienen un carácter detrítico siliciolítico, como en el ángulo SE de la Hoja donde se sitúan sobre las dolomías brechoidales y tienen un carácter detrítico evaporítico.

En principio es generalizada la opinión de que existe una neta separación entre las facies carbonatadas cretácicas y los sedimentos detríticos silíceos que se depositan sobre ellas, a los que suponen terciarios LEGUEY *at al.* (1984) y PORTERO y AZNAR (1984). Sin embargo, el aspecto general de estos sedimentos es semejante al que presentan otras cuñas detríticas intracretácicas de la región, tales como las «Arenas de Carabias» y las «Arenas y arcillas de Segovia», por lo que no cabría hacer de unas un tratamiento demasiado desligado de las otras, sino más bien lo contrario. Sus analogías litoestratigráficas y mineralógicas con esas identaciones claramente cretácicas las sitúan *a priori* en ese contexto.

Además no existe ninguna evidencia de que ese contacto presente discordancia angular, ni tampoco se encuentran en esas arenas silíceas y arcilla elementos carbonatados que hagan deducir la erosión del Cretácico en esa época, como sí ocurre en la unidad suprayacente, claramente terciaria.

Por el contrario, el techo de los sedimentos detrítico-arcillosos sí está afectado por una etapa erosiva importante, que deja impresa la huella de un paleorrelieve muy característico a ambos lados del Sistema Central, sobre el que se emplazarán los sedimentos polimícticos paleógenos.

El máximo espesor de la formación puede superar los 50 m.

Estos sedimentos detríticos silíceos tienen características litológicas y estructurales, en las que se pueden distinguir diferentes subunidades que se pueden reconocer a ambos lados de la sierra de Guadarrama.

Al norte de la sierra de Guadarrama, en las hojas de Segovia (18-19) y Valverde del Majano (17-19), se pueden distinguir tres subunidades en estos sedimentos. La más basal está formada por arenas y arcillas, la intermedia es fundamentalmente arcillosa y la situada a techo está compuesta por arenas y gravas. Parece que los tránsitos entre las subunidades parece que se realizan de una forma gradual, pero no es descartable que existan discontinuidades entre ellas.

Los depósitos situados en el valle del Lozoya son semejantes a los que aparecen al norte de la sierra. Son sedimentos en facies «Utrillas», arenas arcósicas y arcillas verdes rojizas con aspecto de haber sufrido hidromorfismo.

A su vez, los materiales que aparecen en el ángulo SE tienen un carácter detrítico evaporítico que los otros no ofrecen; así se encuentran entre los sedimentos siliciclásticos yesos bien en forma laminar, bien formando cristales de selenita. Los yesos laminares, en la vecina Hoja de Torrelaguna (19-20), se muestran como una fina alternancia de bandas de yeso y dolomíticas y niveles orgánicos, de aquí que posiblemente su origen esté relacionado con formaciones estromatolíticas. Los otros sedimentos que aparecen en estas litofacies son arenas, gravas, carbonatos y arcillas rojas y verdes. Las arenas y gravas son cuerpos de unos pocos decímetros de espesor que interiormente tienen estratificación cruzada; los carbonatos son finas intercalaciones de algunos centímetros, situados entre las arcillas, que son los materiales detríticos más abundantes.

El medio sedimentario donde se podrían haber originado estos depósitos, en el cual coincidirían la deposición de materiales siliciclásticos, carbonatos y evaporíticos sería probablemente un «fan delta». Estos serían abanicos aluviales formados en medio árido, que desembocan en una plataforma marina donde al mismo tiempo se forman *sebkhas* («salobres») en las que se depositan evaporitas y carbonatos. Situaciones similares han sido descritas actualmente en el mar Rojo y golfo de Elat por FRIEDMAN (1988) y por ROBERTS y MURRAY (1988).

Las direcciones de desplazamiento de los cuerpos son las mismas que para el resto de las formaciones marinas cretácicas, N 50° y N 150°.

2.3. SEDIMENTOS PALEOGENOS

Apoyándose sobre los sedimentos cretácicos mediante una discordancia erosiva, se encuentran sedimentos de naturaleza litológica variada, pero con características

comunes que permiten englobarlos dentro de una misma secuencia deposicional que estaría a su vez subdividida en otras de orden menor.

Los límites de la secuencia están marcados por dos superficies de continuidad muy neta, situadas ambas en la base y el techo de la secuencia. La primera separa a los sedimentos que describiremos a continuación de los materiales cretácicos, mientras que la segunda es una discordancia erosiva y angular, sobre la que sedimentaron materiales de edad Neógena.

Los sedimentos paleógenos se depositaron en un medio continental mediante abanicos aluviales, y su edad posiblemente sea paleocena-oligocena, sin poderse precisar más; esta imprecisión se debe a que no se han encontrado en ellos restos paleontológicos que permitan datarlos. Sin embargo, el ser litológicamente similares a otros situados en hojas próximas, que pertenecen probablemente a la misma secuencia deposicional y son de edad Eoceno-Oligoceno, hace que les adjudiquemos esta edad extendiéndola tentativamente hasta el Paleoceno. Estos yacimientos paleontológicos están situados, uno en el valle del Amblés (yacimiento de Los Barros) de edad Oligoceno medio (GARZON y LOPEZ MARTINEZ, 1978) y otro en la Hoja de Valdepeñas de la Sierra (20-19) cuya edad es Eoceno medio-Oligoceno superior (ARRIBAS *at al.*, 1983).

Los sedimentos que agrupamos con el nombre de paleógenos se extienden con similares características litológicas y sedimentarias tanto al norte como al sur de la sierra de Guadarrama.

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

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

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

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

2.3.1. Conglomerados de cantos polimícticos y arenas cementadas con carbonatos (25)

Los materiales paleógenos que aparecen en la Hoja son conglomerados. Están formados por bloques, cantos y en menor proporción arena, estando cementados la mayor parte de ellos por carbonatos.

La naturaleza litológica de los bloques y cantos es diversa, así unos son de origen ígneo o metamórfico y otros carbonático. Se apoyan discordantemente sobre el Cretácico.

Los sedimentos, cuyo espesor puede superar los 60 m, se organizan en cuerpos de forma canalizada de 0,1 a 2 m de potencia, que interiormente muestran estratificación cruzada. Esta estratificación va marcada por los cantos y las arenas, mientras que los bloques se sitúan en la base de los cuerpos. La estratificación se halla muchas veces distorsionada por la acción de raíces, por disolución de las rocas carbonáticas y por posterior cementación carbonatada (caliches). La cementación va acompañada de la presencia de arcillas fibrosas, como atapulgita y sepiolita, y de óxidos de hierro; estos últimos proceden de la liberación del hierro de los carbonatos y minerales ferromagnesianos. El óxido férrico otorga a la unidad paleógena un color salmón típico. Los cuerpos se superponen unos a otros, teniendo intercalado algún nivel de limos arenosos de 0,5 a 1 m de espesor, que presenta pedotúbulos y marmorizaciones.

Dadas las características sedimentarias descritas pensamos que el medio donde se realizó la sedimentación de los conglomerados corresponde a un ambiente continental recorrido por canales fluviales entrelazados. La energía tractiva de los canales sería grande, ya que permitiría arrastrar cantos y arenas en forma de barras. En las zonas no cubiertas por los canales se depositarían limos, debido a desbordamientos. Dichas zonas muestran signos de haber sido forestadas y haber sufrido etapas de mal drenaje. Cuando los canales dejaron de funcionar, éstos también experimentaron procesos edáficos de arcillas fibrosas. Todos estos procesos indican que el clima que reinó durante este período fue árido con algunos intervalos de mayor humedad.

El área de sedimentación correspondería a zonas proximales de abanicos aluviales.

2.4. SEDIMENTOS NEOGENOS

Apoyándose en los sedimentos de las formaciones anteriores mediante una discordancia angular y erosiva, se encuentran materiales de litología arcósica y granulometría variada, que pueden integrarse en una secuencia deposicional, cuyos límites estarían indicados por dos discordancias. Una está situada en la base y la separa de los sedimentos paleógenos 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 las de granulometría más fina. La sedimentación de esta secuencia se realizó mediante abanicos aluviales cuya distribución de facies y direcciones de paleocorrientes son concordantes a grandes rasgos con las direcciones N 45 y N 100 de la sierra de Guadarrama, si bien se ven afectados por posteriores movimientos tectónicos. Por lo tanto, la sedimentación de esta secuencia deposicional corresponde al levantamiento de la sierra de Guadarrama. Pese a no haber encontrado fauna en los sedimentos de esta Hoja, su edad nos es perfectamente conocible, ya que en las hojas próximas estos mismos sedimentos o sus cambios laterales de facies tienen una edad que varía desde Aragoniense medio a Vallesiense

inferior. Así son correlacionables con los depósitos que contienen los yacimientos de vertebrados de Madrid y con el yacimiento de vertebrados, situado en la Hoja de Colmenar Viejo, estudiado por MORALES, J. (com. pers.), dentro de la subunidad «arenas», al que adjudica una edad Ramblense inferior (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 éstos 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 esta tendencia árida se produjeron épocas de mayor humedad, que hicieron que los abanicos adquirieran carácter torrencial con una intensidad muy grande, haciendo que transportaran, en la zona de cabecera, bloques de hasta 3 m de diámetro.

2.4.1. Bloques y cantos de granito y neises (26)

Estos materiales se caracterizan por una gruesa granulometría. Están formados 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 rellenos de 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 depositaron 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 en la del Tajo. El espesor de la misma es variable pero puede superar los 80 m.

En el afloramiento de esta litofacies, situada junto al pueblo de Berzosa de Lozoya, 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 del este al oeste, a diferencia de la dirección de sedimentación de los bloques de granito y neises que ha sido de sur a norte (N 30° S).

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, levantando los materiales ordovícicos.

2.4.2. Bloques y cantos de cuarcitas y pizarras (27)

En el este de la Hoja, a los pies del relieve, situado junto al pueblo de Berzosa del Lozoya, se encuentran sobre los depósitos descritos en el apartado anterior unos 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 Berzosa del Lozoya. 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 supera los 60 metros. 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 la marcan 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» fluviales de cantos.

La edad de estos depósitos es difícil de precisar, ya que en ellos no hemos encontrado restos paleontológicos que nos permitan datarlos, pero 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 (19-20) (Sedimentos pleistocenos de Redueña).

2.5. 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, glaciares, 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 o no: Holoceno y Pleistoceno.

Un hecho a destacar, que no es 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 rellenadas 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).

2.5.1. Pleistoceno

2.5.1.1. *Bloques y cantos* (conos de deyección) (28, 29)

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.

2.5.1.2. *Arenas, limos y cantos* (glacis) (30)

Son formaciones superficiales de escasísimo espesor, puesto que están relacionadas con procesos erosivos ligados a la etapa de encajamiento reciente, y cuya representación cartográfica no es siempre conveniente. Constituyen pequeñas coberturas arenosas con cantos dispersos que casi nunca alcanzan el metro de potencia. Los que tienen mejor representación se ubican sobre el contacto zócalo-Terciario enlazando los relieves graníticos con las cabeceras de algunos valles labrados sobre el Terciario arcósico, suavizando así los escarpes de fallas descubiertos por la erosión en aquella zona.

2.5.1.3. *Cantos y arenas* (terrazas) (31)

Si bien con desigual desarrollo, todos los cursos fluviales tienen terrazas, aunque es el alto Lozoya el que mejor desarrolladas las tiene. Están formadas por cantos, gravas y arenas.

2.5.2. Holoceno

2.5.2.1. *Bloques, cantos y arenas* (coluviones) (32)

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 de 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 petrológica varía según sea la de su sustrato inmediato.

2.5.2.2. *Limos, arenas y turberas* (fondos de navas) (33)

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

2.5.2.3. *Cantos, bloques y arenas* (conos de deyección) (29)

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

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

2.5.2.4. *Arenas, limos y cantos* (aluviales. Fondos de valle) (33)

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. PETROLOGIA

3.1. DESCRIPCION DE LOS MATERIALES

3.1.1. **Rocas metamórficas**

3.1.1.1. *Metasedimentos del dominio de Somosierra* (14, 15, 16)

Las rocas incluidas en este apartado se encuentran en el extremo este y en el sector SE de la Hoja, siempre a E de la zona de cizalla de Berzosa, correspondiendo a parte de las formaciones Rodada, Alto Rey y Constante, definidas por SCHÄFER (1969). Se trata de pizarras, filitas, esquistos y cuarcitas que forman un conjunto cuya edad se ha establecido con criterios paleontológicos, y por correlación con otras áreas, como Ordovícico inferior.

La composición mineralógica que muestran los diversos materiales que forman la sucesión metasedimentaria es muy variable, en función tanto de la composición de la litología premetamórfica como de la intensidad del metamorfismo, que aumenta de manera continua de este a oeste.

Las texturas que aparecen son igualmente muy variables, desde lepidoblásticas y porfiroblásticas a granolepidoblásticas, en función tanto del contenido relativo de micas, cuarzo y feldespatos, como de la presencia de blastos de mayor tamaño en diferentes disposiciones texturales.

Estructuralmente, aparte de las estructuras sedimentarias como estratificación y otras, observables principalmente en los tipos más samíticos, las rocas metapelíticas muestran una esquistosidad de crenulación característica. La esquistosidad dominante es una S_2 ligada a la zona de cizalla dúctil, que encierra microlitos sigmoides en los que se conserva una S_1 . La S_2 es muy intensa hacia el oeste, llegando a borrarse por completo la S_1 (GONZALEZ CASADO y CASQUET, 1988; GONZALEZ LODEIRO *et al.* 1988).

En esta Hoja y dentro de estos metasedimentos se localiza el tránsito del grado bajo metamórfico al medio. Este se observa sólo al sur de Cervera de Buitrago y corresponde aquí a una falla tardihercínica fosilizada por el Cretácico al norte de Torrelaguna.

Las rocas metapelíticas son las más interesantes paragenéticamente. Al este de la falla las paragénesis reconocidas son semejantes a las descritas al norte de esta Hoja por CASQUET y NAVIDAD (1985):

Zona del granate

cuarzo + moscovita + clorita + granate
cuarzo + moscovita + clorita + biotita
cuarzo + moscovita + clorita + biotita + granate

Zona del cloritoide

cuarzo + moscovita + biotita + cloritoide + granate

Al oeste de la falla, hasta casi la proximidad del contacto con el macizo de La Cabrera y en la banda de metasedimentos al este del neis de Berzosa, en el extremo nororiental de la Hoja se reconocen las siguientes paragénesis:

Zona de la estaurólita

cuarzo + moscovita + biotita + estaurólita + granate

Comienzo de la zona moscovita + sillimanita

cuarzo + moscovita + biotita + estaurólita + sillimanita

El grafito puede ser componente significativo de estas rocas. Hay que señalar además la existencia de abundantes venas de segregación de cuarzo.

El cloritoide puede llegar a ser un mineral muy abundante. Aparece bien en blastos de pequeño tamaño orientados con su eje mayor de forma paralela a la esquistosidad principal de la roca (S_2), o en cristales gigantes (hasta 3 cm) que pueden poseer sombras de presión donde han crecido clorita y cuarzo, rodeados por la esquistosidad principal. Las texturas helicíticas rectas o sigmoidales son corrientes en este mineral, lo que implica un período probable de crecimiento desde, por lo menos, la interfase

F₁-F₂ hasta sin-F₂ precoz. Es frecuente la pseudomorfosis de los cloritoides total o parcial por agregados de mica incolora o clorita.

La biotita es un mineral cuya proporción aumenta estadísticamente con el grado metamórfico. En las zonas más orientales, donde la superposición de S₂ sobre S₁ genera una esquistosidad de crenulación, la biotita se presenta en porfidoblastos de hasta 3 mm que crecen en los dominios microlíticos. La S interna es recta o sigmoide en los bordes, confirmando su crecimiento en la interfase F₁-F₂ y al comienzo de la F₂. Hacia el oeste la desaparición progresiva de los microlitos por aumento de la penetratividad de S₂ provoca en los porfidoblastos su reorientación mecánica, observándose entonces microtexturas de tipo *mica-fish* (micas fusiformes) y micro *boudinage* a favor de los planos (001) con rellenos de cuarzo. En la parte más interna de la zona de la estaurolita la biotita define la esquistosidad S₂ junto con la moscovita. Su cristalización es sincinemática con la S₂.

La mica blanca es el componente mayoritario en la mayor parte de las rocas metapelíticas, en particular de las que ocupan niveles estructurales más altos, mostrando evidencias de haber recristalizado durante gran parte de la historia metamórfica. Se encuentra tanto formando parte de la esquistosidad principal como definiendo la esquistosidad en los dominios microlíticos y también como mineral retrógrado reemplazando a estaurolita y cloritoide.

La estaurolita en esta Hoja está presente como porfiroblastos, idioblásticos o subidioblásticos, con tamaños que oscilan entre 0,4 y 2 mm, de color amarillo. Los prismas tienden a disponerse paralelamente a la esquistosidad principal, definiendo una lineación mineral a veces muy acusada que coincide con la de estiramiento. Presentan texturas helicíticas sigmoidales, que pueden mostrar continuidad con la S₂ o ser truncadas por ella. La estaurolita es esencialmente sincinemática con la S₂, aunque en la parte más interna de la zona puede haber recrecimientos postcinemáticos.

El granate es el mineral más corriente en las litologías metapelíticas del grado bajo y medio. Su proporción alcanza un máximo en la zona de la estaurolita. Normalmente forma idioblastos de 1-3 mm de tamaño. Las relaciones blastesis-deformación han sido estudiadas por GONZALEZ CASADO y CASQUET (1988). En secciones XZ, en la parte externa de la zona de cizalla de Berzosa, donde domina la esquistosidad de crenulación, los granates muestran texturas helicíticas sigmoidales con la S interna en continuidad con la (S₁).

Hacia el interior de la zona de cizalla las texturas son semejantes, pero la S interna queda truncada por la S₂. También se observan texturas de tipo «bola de nieve» con elevados ángulos de rotación. El granate evoluciona desde interfase F₁-F₂ y sin-F₂ en la parte oriental a sin-F₂ en la parte más interna de la zona de la estaurolita.

Intercalados entre las series metasedimentarias, sobre todo en la formación Constante, aparecen niveles de roca de silicatos cálcicos de la génesis paraderivada, que se presentan con potencias métricas y fuertemente tectonizadas (CASQUET y FERNANDEZ CASALS, 1981). Presentan estructuras bandeadas con texturas granoblásticas y porfidoblásticas. La asociación mineral que presentan está constituida por cuarzo, hornblenda verde, plagioclasa, biotita y granate, como minerales principales. Los accesorios son apatito, circón, esfena, opacos y a veces feldespato potásico. Como minerales secundarios clorita, prehnita, clinzoisita y sericita, procedentes estas últimas de la saussuritización de las plagioclasas.

3.1.1.2. Metasedimentos del dominio de Guadarrama (12, 13)

Los materiales aquí considerados son mayoritariamente micaesquistos y para-neises, plagioclásicos provenientes de protolitos pelíticos y pelítico-grauváquicos, de composición netamente distinta a las rocas que afloran al E del oroneis de Berzosa (ARENAS *et al.*, 1980). Presentan intercalaciones locales de metasamitas, algunas de ellas grafitosas de color oscuro, que constituyen verdaderos «niveles guía» (BIS-CHOFF *et al.*, 1973).

Forman un conjunto cuya edad es con seguridad preordovícica, comparable al que aflora en el núcleo de la antiforma de El Cardoso (en las vecinas hojas de Tama-jón y Riaza, al noroeste de ésta), sobre el cual descansa de forma discordante una potente secuencia detrítica de edad Ordovícico-Silúrico (GONZALEZ CASADO, 1986; GONZALEZ LODEIRO *et al.*, 1988). La edad probable de estos sedimentos es Precámbrico superior, y sus tramos más altos pueden alcanzar el Cámbrico inferior (CAPOTE y FERNANDEZ CASALS, 1975).

Los materiales de la sucesión metasedimentaria aquí considerada, tienen composiciones mineralógicas diferentes según su posición en la sucesión zonal meta-mórfica.

Son rocas oscuras de grano fino a medio con una fábrica planar o plano linear. Presentan un bandeo metamórfico definido por una alternancia de capas cuarzo-feldespáticas y otras oscuras biotítico-sillimaníticas; esta estructuración se pierde en las rocas más migmatizadas.

La foliación predominante en estos metasedimentos es, al igual que sucede en el resto de los materiales de esta zona, la S_2 . Esta foliación encierra pliegues intrafolia-res definidos en niveles cuarzofeldespáticos en los que se observa una esquistosidad anterior microplegada. La F_3 desarrolla pliegues a todas las escalas, siendo a su vez la responsable de las estructuras a escala cartográfica; origina localmente una esquistosidad (S_3) que puede ser muy penetrativa, llegando incluso a trasponer las esquistosidades anteriores.

En las bandas de cizalla de F_2 , los metasedimentos son de carácter milonítico; presentan una S_2 muy penetrativa que lleva asociada una lineación de estiramiento muy marcada y el desarrollo de estructuras S-C con marcado carácter rotacional. Esta componente se visualiza por la presencia de porfidoblastos de feldespato alcalino con sombras de presión asimétricas, texturas en *ribbons*, etc.

Las paragénesis observadas en estos metasedimentos definen un conjunto de zonas metamórficas que están en continuidad con las observadas en los metasedi-mentos situadas más al O y que discurren subparalelas a la zona de cizalla de Berzo-sa. En los metasedimentos que nos ocupan están representadas la parte más interna del grado medio y el grado alto metamórfico. Esta sucesión se observa bien en la parte septentrional de la Hoja al oeste de Berzosa de la Sierra.

Las paragénesis observadas son semejantes a las reconocidas un poco más al norte por CASQUET y NAVIDAD (1985):

Subzona de la distena:

- Cuarzo-moscovita-biotita-granate-distena/andalucita/sillimanita
- Cuarzo-moscovita-biotita-estaurolita-distena/andalucita/sillimanita
- Cuarzo-moscovita-biotita-estaurolita-granate-distena/andalucita/sillimanita

Zona sillimanita + moscovita profunda (sin distena):

Cuarzo-moscovita-biotita-granate-sillimanita

Zona sillimanita - feldespató potásico:

Cuarzo \pm feldespató potásico-biotita-sillimanita \pm granate distena \pm cordierita.

A todos los anteriores hay que añadir plagioclasa como mineral esencial.

Como accesorios aparecen apatito, circón, turmalina, rutilo y opacos indiferenciados. Como minerales retrometamórficos y en particular para las rocas de alto grado se encuentra moscovita, sericita, clorita, rutilo sajenítico y pinnita.

La biotita es el mineral más abundante en toda la sucesión esquistosa. Aparece con tamaños y formas diversas, aunque lo normal es que forme lepidoblastos orientados en relación con la esquistosidad principal (S_2). Aparte de los casos en que define una S_1 microplegada entre planos de S_2 , donde las biotitas se pueden concentrar en flancos de micropliegues, hay también blastesis de biotitas asociadas a los planos de S_3 , aunque en menor proporción y cantidad. Finalmente, también se han observado lepidoblastos de pequeño tamaño totalmente desorientados, que crecen sobre la esquistosidad principal, así como una importante recristalización estática en las rocas de mayor grado metamórfico con el desarrollo de agregados de biotitas desorientadas.

La sillimanita es en algunas rocas muy abundante, en particular en las que ocupan posiciones más bajas dentro de la secuencia estructural. Se observa asociada a biotita y cordierita. Aparece como fibrolita formando haces microplegados orientados en los planos de esquistosidad, y como cristalitos y pequeñas fibras incluidas en plagioclasas, cuarzo, o en los productos de transformación de la cordierita. También se han observado recrecimientos de sillimanita prismática y fibrosa a veces desorientada a partir de la fibrolita microplegada.

La distena se encuentra en venas de segregación y en roca como cristales idiomórficos a veces de gran tamaño orientados paralelamente a S_2 y definiendo una lineación mineral acusada. Su cristalización es temprana respecto a la S_2 (CAPOTE *et al.*, 1981) y frecuentemente está transformada en sus otros dos polimorfos de forma pseudomórfica, en particular a sillimanita. En una misma muestra pueden darse los tres silicatos de aluminio.

El granate y la estaurólita muestran también caracteres predeformativos a la esquistosidad dominante en la roca (S_2). El primero aparece como cristales de color rosado, subidioblásticos, de hasta 1 cm de diámetro, o como granos de menor tamaño con desarrollo de sombras de presión a menudo disimétricas en secciones XZ. Presenta un diseño de inclusiones principalmente de ilmenita, que puede definir una S interna recta o ligeramente sigmoide fuertemente discordante con la S externa. En otros casos las inclusiones se presentan desorientadas o se observa un borde externo sin ellas. Todas las observaciones realizadas en conjunto permiten interpretar su blastesis como esencialmente interfase F_1 - F_2 . Sufre modificaciones posteriores durante la F_2 a sillimanita, biotita y cuarzo. La estaurólita sólo se observa en la subzona de la distena, y está presente como cristales subidio-alotrioblásticos de pequeño tamaño (0,2 - 2 mm) y color amarillo. Durante el metamorfismo de contacto ligado al granito de La Cabrera dentro de la zona de influencia de su aureola se trans-

forma en otros minerales (andalucita, cordierita, espinela verde, etc.; APARICIO *et al.* 1975; BELLIDO, 1980). Puede desarrollar sombras de presión, en general asimétricas, así como texturas helicíticas rotacionales, definiendo una etapa de blastesis probable que perdura desde quizá un poco antes de la F_2 hasta sin- F_2 .

La mica blanca de composición moscovítica está presente en toda la sucesión metasedimentaria de grado medio y desaparece como mineral progrado en el grado alto. Generalmente se orienta paralelamente a la esquistosidad principal, aunque algunos lepidoblastos, en su mayor parte tardíos, carecen de orientación preferente. También forma parte, como la clorita, de los productos de la retrogradación de algunas fases minerales.

La cordierita de metamorfismo regional aparece en algunos de los metasedimentos de grado alto de la parte centro occidental de la Hoja, como mineral a veces abundante. También se observa como mineral de contacto en relación con la intrusión del macizo de La Cabrera. En el primer caso la cordierita se observa tanto formando parte de las capas cuarzofeldespáticas metatéticas, como nucleándose sobre la S_2 incluyendo a biotitas, sillimanitas orientadas según esta esquistosidad. Normalmente aparece transformada a un agregado pinnítico. Su blastesis tuvo lugar probablemente desde la interfase F_2 - F_3 hasta después de la F_3 . La blastesis más abundante de cordierita parece estar en relación con la etapa de máximo término del metamorfismo, que en la parte más profunda continúa con posterioridad a la F_3 .

La andalucita aparece en la subzona de la distena como mineral pseudomorfo de la misma. Muestra no obstante una deformación, que se traduce en una verdadera poligonización del mineral, y a su vez pasa a sillimanita fibrolítica. La andalucita se forma probablemente durante la F_2 aunque no puede descartarse que se forme en relación con la F_3 . También aparece andalucita de contacto en relación con el macizo granítico de La Cabrera y en asociación con cordierita.

La plagioclasa es abundante en las metapelitas de este dominio. Su blastesis debe tener lugar en etapas diferentes, dándose relaciones distintas del mineral con respecto a la esquistosidad S_2 . Hay blastos precinemáticos, como atestiguan su carácter porfidoclástico, sincinemáticos y postcinemáticos, sobre todo en los niveles más profundos de la sucesión zonal metamórfica. En este último caso forma, junto al cuarzo, un agregado granudo, del que también puede formar parte el feldespato potásico, dando lugar a un bandeado metatético, como consecuencia de la migmatización general que afecta a las rocas en estos sectores profundos.

3.1.1.3. *Rocas ígneas prehercínicas*

Ortoneises glandulares mesocratos (7)

Afloran al norte de la localidad de Gandullas y constituyen un afloramiento de pequeña extensión con contactos netos con los metasedimentos circundantes.

Macroscópicamente son rocas de matriz oscura rica en biotita que engloba megacristales feldespáticos distribuidos bimodalmente con tamaños que varían entre 1-2 cm y 6-12 cm y una repartición muy heterogénea. Son frecuentes asimismo en este macizo los tipos migmatíticos nebulíticos y arteríticos productos de un migmatización en grado variable.

BISCHOFF *et al.* (1973), describieron en este sector por vez primera esos neises glandulares y establecieron su analogía con las facies metavolcánicas «Olla de Sapo» del sector de Hiendelaencina, atribuyéndoles el mismo origen. Posteriormente CAPOTE y FERNANDEZ CASALS, 1975 y FERNANDEZ CASALS, 1979, sitúan estratigráficamente a estos neises como la envuelta volcano-sedimentaria de una unidad inferior («Neises de La Morcuera») metagranítica.

Petrográficamente estos ortoneises son de textura glandular con una matriz granoblástica y foliación bien desarrollada.

Presentan una asociación mineral formada por: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y sillimanita. Como accesorios más frecuentes figuran apatito, circón, monacita, turmalina y opacos; y como minerales secundarios retromórficos, moscovita, sericita, clorita, sagenita y pinnita.

Plagioclasa y feldespato potásico son los constituyentes principales tanto en la matriz granoblástica como en los megacrístales. El primero de éstos constituye individuos maclados, con maclas de tipo albita, e incluye cuarzo en ocasiones con intercrecimientos mirmequíticos. El segundo aparece frecuentemente como microclina peritítica, constituye individuos mono y policristalinos, incluye plagioclasa, cuarzo y biotita, y en ocasiones se encuentra aureolado por albita.

La foliación que rodea y envuelve a los megacrístales de feldespato proterógenos, está formada por un agregado lepidoblástico de biotita y sillimanita fibrolítica, siendo esta última sustituida por moscovita histerógena.

Clorita y sagenita residual sustituyen de forma tardía a la biotita.

Por último, hay que resaltar la presencia de turmalina y apatitos muy desarrollados, que se encuentran en estos ortoneises como cristales proterógenos originados muy posiblemente por procesos deutéricos ligados a la génesis de estos ortoneises.

Ortoneises bandeados (10)

En esta unidad se incluyen neises que muestran una estructura planar regular, de modo que en corte se observan bandas biotítico-sillimaníticas centimétricas alternando con otras cuarzosfeldespáticas.

Aunque la fábrica es común a ambos, se observan dos tipos de neises bandeados. Uno de ellos es mucho más rico en biotita y con menor proporción de feldespato potásico que el otro, y muestra también diferentes paragénesis metamórficas.

No obstante, ambos pueden llegar a ser muy semejantes, lo que imposibilita una distinción cartográfica precisa, motivo por el cual no se han discriminado en el mapa.

El tipo más biotítico aflora preferentemente en la zona oriental y en la situada entre los cuerpos de leucones del área del pantano del río Sequillo. Su contenido en biotita varía entre un 15 y un 50 por 100 y las bandas claras tienen una anchura máxima de unos dos centímetros; una buena exposición de esta facies se observa en la trinchera de la carretera Nacional I, en el Portachuelo, al sur de Buitrago. Al sur de este punto, y hasta la bifurcación de la carretera a Lozoya, son bastante micáceos y están fuertemente filonitizados con desarrollo de clorita en planos de cizalla, de dirección N 140° E. La foliación dominante es de segunda fase, conservándose indicios de una esquistosidad más antigua en forma de microlitos locales y arcos poligonales.

Además de las bandas cuarzosfeldespáticas regulares existen otros leucosomas más groseros e irregulares, de estructura pegmatítica.

Las bandas oscuras están formadas por biotita y por haces de sillimanita, generada a expensas de ella, y con frecuencia en nódulos y husos replegados. Las bandas leucocráticas están formadas por oligoclasa, cuarzo y muy escaso feldespató potásico que muestra finas pertitas. Además de ser intersticial, este mineral forma parches de reemplazamiento en las plagioclasas.

Incluidos en los cristales de plagioclasa se observan, a veces, pequeños granos de granate xenomorfos y prismas de distena relictos. Como accesorios hay circón, opacos y apatito. De manera tardía aparece moscovita retrógrada a expensas de la biotita y de los silicatos de aluminio.

El elevado contenido en biotita y sillimanita de algunos de estos neises es propio de protolitos metasedimentarios y su variación composicional puede ser debida tanto a heterogeneidades originales como a procesos de fusión parcial.

Entre algunos tipos de estos neises bandeados, aparecen con relativa frecuencia parafibrolitas y rocas de silicatos cálcicos formando cuerpos lenticulares de dimensiones muy variables: desde decimétricas a métricas.

Estas rocas han sido anteriormente estudiadas por GARCIA CACHO (1973) BISHOFF *et al.* (1973); FERNANDEZ CASALS (1976); CASQUET y FERNANDEZ CASALS (1981).

Son rocas de color verde a rosado con bandeo composicional, aunque a veces masivas. Se encuentran bien representadas al este del embalse de Puentes Viejas (anfíbolitas del «tipo Paredes» CASQUET y FERNANDEZ CASALS, 1981). Presentan una textura granoblástica bandeada y su asociación mineral está formada por cuarzo, plagioclasa, clinopiroxeno, anfíbol, granate con esfena, a veces abundante apatito, opacos y rutilo accesorios. Como minerales secundarios aparecen clinzoisita, prehnita, calcita, sericita y clorita. Tanto el clinopiroxeno (salita-ferrosalita) como el granate (Grs_{36} , $Spes_{60}$, Pyr_4) constituyen una primera asociación anhidra, con textura granoblástica y estructura bandeada, a la que se superpone una anfíbolitización caracterizada por el desarrollo de metablastos, a veces de varios centímetros, de hornblenda y plagioclasa. El granate se presenta generalmente con texturas esqueléticas y en atolón, mientras que el anfíbol y la plagioclasa muestran texturas de intercrecimiento. El cuarzo parece mayoritariamente de recristalización tardía. La anfíbolitización sigue generalmente al bandeado, o bien a zonas de fracturas frágiles tardías. En zonas favorables se observa que parte de los metablastos tienden a dar una lineación paralela al eje b_2 y a crecer miméticamente sobre los planos S_2 , lo que indica que la etapa de anfíbolitización es, al menos en parte, sincrónica con F_2 . El crecimiento de poiquiloblastos desorientados de anfíbol y plagioclasa, como sobre S_2 , sugiere que la cristalización se prolonga a interfase F_2 - F_3 . La anfíbolitización a lo largo de zonas de fractura frágil que cortan a los pliegues de la segunda fase puede interpretarse como tardi-fase 3, lo cual significa que la recristalización en condiciones de anfíbolitas se extiende hasta después de esta fase.

La otra facies de neises bandeados, que aflora al oeste del cuerpo leuconésico de El Cuadrón y en las inmediaciones de Manjirón entre otras zonas, es visiblemente menos biotítica. Su aspecto es más leucocrático y similar a la matriz de los neises glandulares graníticos.

Con frecuencia muestran bandas con glándulas dispersas, con un espesor métrico a decamétrico, y longitud variable, a manera de lentejones con tránsitos totalmente graduales ya que su matriz es idéntica a los tipos no glandulares.

Incluyen cuerpos lenticulares de pareneises biotíticos y lentejones de rocas de

silicatos cálcicos de aspecto skarnoide más escasos que en el tipo anterior, así como leucones, y están atravesados por leucogranitos deformados.

El bandeado es también de uno a dos centímetros de anchura, con mayor delgadez de las bandas micáceas que en la facies biotítica. Los leucosomas son algo más groseros, con espesores de 2 a 3 cm, y están orlados por melanosomas biotíticos. También se ven otras bandas, más irregulares, algo discordantes con la foliación, de textura pegmatítica, sin orlas biotíticas bien definidas y de emplazamiento tardío, probablemente posterior a la tercera fase de deformación.

Las bandas oscuras están constituidas por biotita y sillimanita, estas últimas en haces y nódulos replegados y asociados a la biotita que contribuye a su formación. Las bandas claras están constituidas por feldespato potásico con composición de oligoclasa (An_{20-30}), bordes albiticos y mirmequitas en contactos con el otro feldespato y cuarzo. La proporción de ortosa puede en esta facies igualar en cantidad a la plagioclasa.

En estas rocas no se ha encontrado ni distena ni granate residual. Esporádicamente aparece cordierita orientada conforme a la foliación y eventualmente con inclusiones microplegadas de fibrolita.

En algunas zonas nebulíticas, la plagioclasa es prismática y la cordierita idiomorfa frecuente.

En condiciones retrógradas se forma moscovita a expensas de biotita, feldespatos y sillimanita. También se produce pinnitización de la cordierita y se genera clorita, ésta escasa salvo en bandas filoníticas.

El protolito más probable para esta litología es ortoderivado, formándose a partir de rocas graníticas con fenocristales esporádicos.

Ortoneises glandulares graníticos (8a)

Los ortonaises glandulares graníticos son rocas muy abundantes en esta Hoja. Se localizan en dos sectores de la misma, en el oriental donde constituyen una delgada banda dentro de la zona de cizalla dúctil de Berzosa, y en el occidental, donde ocupan grandes extensiones en ambas laderas del valle del Lozoya.

Los ortonaises glandulares graníticos del sector oriental (neis de Berzosa), forman parte de una banda bastante continua que se prolonga desde el macizo de La Cabrera por el sur hasta el límite con los recubrimientos mesozoicos-terciarios, unos kilómetros al oeste de la población de Riaza, continuándose en el pequeño macizo metamórfico de Honrubia, ya dentro de la depresión del Duero. Estos neises, bien conocidos desde hace tiempo (BISCHOFF, *et al.*, 1973; GARCIA CACHO, 1973; FERNANDEZ CASALS y CAPOTE, 1971) se sitúan en el dominio metamórfico de grado medio (subzona de la distena, dentro de la zona de moscovita-sillimanita; CAPOTE *et al.*, 1981).

Los ortonaises del sector occidental de la Hoja son equiparables a los del resto de la sierra de Guadarrama. Desde el punto de vista metamórfico se localizan en el dominio de alto grado (zona del feldespato potásico-sillimanita).

Este grupo de ortonaises lo integran rocas cuarzo-feldespáticas con el denominador común de contener abundantes glándulas de feldespato, aunque en proporciones

variables de unas zonas a otras, y moderada cantidad de biotita (5 a 10 por 100 aproximadamente). Las glándulas son en su mayor parte de feldespato potásico y su tamaño es variable incluso dentro de un mismo afloramiento, siendo por lo general de 1-4 cm, aunque se pueden encontrar con cierta frecuencia glándulas más grandes. Su forma varía desde idiomorfa (en las glándulas más grandes) a ovoide (textura *augen*), en las más pequeñas y en las rocas más deformadas. Están siempre envueltas por la foliación regional. El estudio textural confirma que estas glándulas son siempre anteriores a la primera foliación visible, por lo que se trata de cristales proterógenos heredados de una primitiva roca ígnea porfídica.

Se describen seguidamente las características de los ortoneises de cada sector.

Ortoneises del sector oriental. Neis de Berzosa (8a)

Estos ortoneises son bastante heterogéneos debido a variaciones rápidas en el tamaño y distribución de las glándulas y se asocian a frecuentes cuerpos laminares de leuconesises.

Muestran una foliación milonítica, con lineación de estiramiento asociada, a la esquistosidad dominante (S2). Esta foliación, muy penetrativa en la zona donde se localizan estos neises, oblitera casi por completo a otra más antigua (S1). Por otro lado se observa una esquistosidad superpuesta menos penetrativa y más irregular en su distribución, que define junto con la anterior estructuras de tipo S-C indicativas de un accidente extensional dúctil superpuesto cuya traza es aproximadamente coincidente con la zona de cizalla de F2 (GONZALEZ CASADO, 1986).

Los neises de Berzosa son pues, texturalmente, rocas glandulares, miloníticas, en las que ha tenido lugar una reducción de tamaño de grano acompañada por una recrystalización que afecta de manera desigual a los distintos minerales.

La asociación mineral característica la forman cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y moscovita, con granate, turmalina, apatitio, circón y opacos accesorios. Los minerales secundarios, producto de la retrogradación, son corrientemente clorita y moscovita-sericita.

El cuarzo suele tender a concentrarse en varillas recrystalizadas (*ribbon quartz*).

El feldespato potásico forma las glándulas que generalmente están constituidas por dos cristales con macla de Carsbald, de tamaño variable (hasta 6 cm), y con inclusiones de cuarzo, plagioclasa y pajuelas de biotita. Muestran deformación interna, con extinción ondulante y a veces, en zonas muy deformadas, recrystalización a un agregado policristalino que puede sustituir por completo a los individuos proterógenos. Es una ortosa pertítica, aunque en relación con la deformación muestra mayor o menor grado de microclinización. También hay feldespato potásico como componente de la mesostasis, por lo general más microclínico.

La plagioclasa forma también parte de la población de glándulas, aunque más escasas que las de feldespato potásico, y también es componente de la mesostasis. En el primer caso, y como rasgo más distintivo, contienen abundantes pajuelas de moscovita orientadas según direcciones cristalográficas. En todos los casos se trata de una oligoclasa ácida.

La biotita y la moscovita definen la foliación de la roca. Son mayoritariamente cristales proterógenos derivados de la primitiva roca ígnea. Muestran también subestructuras de deformación tales como doblamientos y kinkados y localmente recrystaliza-

ción. Hay también una parte pequeña de la moscovita que es retrógrada y que se forma tardíamente por procesos hidrotermales, a expensas de los feldespatos.

El granate es un mineral accesorio relativamente frecuente. Muestra bordes resorbidos por la mesostasis y anubarramiento. Son probablemente también relictos de origen ígneo, aunque no se puede descartar un origen metamórfico.

La turmalina también es pretectónica, pues suele estar deformada.

La heterogeneidad de estos neises, producto al menos en parte de la propia heterogeneidad de la deformación en la zona de cizalla, ha llevado a considerarlo tradicionalmente como de origen volcánico-sedimentario (por ejemplo BISCHOFF *et al.* 1973; FERNANDEZ CASALS, 1974; CAPOTE *et al.* 1977; NAVIDAD, 1978; GONZALEZ CASADO, 1986) o bien plutónico (ARENAS *et al.* 1980). Aunque no existen dataciones de estos neises, sí las hay de un neis muy semejante localizado en la región de Hiendelaencina y que ocupa una situación metamórfica y estructural parecida (neis Antoñita de SCHAFFER 1969). Este neis datado mediante isócrona Rb-Sr en roca total ha arrojado una edad de 500 ± 26 m.a., esto es, límite Cámbrico-Ordovícico (VIALETTE *et al.* 1986); datos obtenidos mediante U/Pb en circones (BISCHOFF *et al.*, 1986) indican una edad algo más antigua 500-560 m.a. Se trata, por lo tanto, de un ortoneis prehercínico equivalente al mismo ciclo magmático que el resto de los ortoneises de la sierra de Guadarrama.

Ortoneises del sector occidental (8a)

Estos neises son bastante homogéneos en cuanto a tamaño y distribución de glándulas. Estructuralmente suelen ser rocas plano-lineares con una foliación regional dominante (S1-2) que envuelve a las glándulas. Esta foliación es un bandeado composicional que consiste, al igual que en los neises bandeados ya descritos, en una alternancia de capas de espesor variable (milimétrico a centimétrico) cuarzo-feldespáticas y láminas ricas en biotita y sillimanita. Esta foliación está a su vez casi siempre afectada por la fase tres (F3), que genera desde macroplegues a una microcrenulación responsable de la lineación visible en estos neises y que a veces puede ser muy acentuada, sobre todo en las zonas de charnela. Localmente la foliación es transpuesta por una S3, conservándose entonces en microlitos muy irregulares. A la lineación de crenulación hay que añadir una lineación mineral debida a la orientación de los haces de sillimanita y una lineación de estiramiento representada por sombras de presión cuarzo-feldespáticas en torno de las glándulas, así como por la propia geometría de los nódulos fibrolíticos (elipsoidales) relativamente corrientes en estos neises. Las tres son subparalelas.

Por otro lado, estos ortoneises de alto grado presentan con cierta frecuencia una estructura nebulítica caracterizada por la difuminación progresiva de la foliación y la transformación de la roca en una masa granitoide cargada de material restítico (estas rocas se describen en el capítulo de «Rocas ígneas hercínicas». Estas estructuras nebulíticas se interpretan como resultado de la movilización de la roca por efecto de la migmatización progresiva de la roca en condiciones postcinemáticas (post-F₃). Asimismo, en estos neises es donde mejor se observan las estructuras migmatíticas de tipo crocidita-diccionita. Estas estructuras fueron descritas por vez primera en el Guadarrama por WAARD (1950), en la región de Miraflores de la sierra-puerto de La Morcuera, y consisten en movilizaciónes granitoides autóctonos del neis, con nódulos

estictolíticos, y que se localizan en el plano de pequeñas bandas de cizalla dúctil extensionales de dirección aproximada E-O y posteriores a la F3 (CASQUET *et al.* 1988).

En estos ortoneises son relativamente frecuentes los enclaves de distintos tipos: rocas de silicatos cálcicos, paraneises, cuarzo, y rocas microgranudas y porfídicas oscuras procedentes de primitivos enclaves cogenéticos.

Mineralógicamente estos neises son rocas sencillas. La asociación mineral progradada consiste en cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y sillimanita, con cordierita, ocasionalmente granate, circón, apatito, a veces turmalina, xenotima y monacita como accesorios.

El feldespato potásico es el componente de la mayoría de las glándulas, y también se encuentra en la mesostasis formando un agregado granoblástico junto al cuarzo y la plagioclasa en las capas leucocráticas. Las glándulas consisten por lo general en dos individuos con macla Carsbald. Son ortosas más o menos microclinizadas y suelen mostrar texturas de deformación: extinción ondulante, fracturas, granulación con recristalización en sombras de presión, etc. Muestran por lo general coronas de reemplazamiento formadas por pequeños cristallitos de plagioclasa ácida con gotas de cuarzo (mirmequitas) y reemplazamientos de la misma naturaleza a favor de fisuras. Contienen inclusiones relictas de cuarzo, biotita y plagioclasa procedentes de la etapa ígnea. A veces se observan glándulas policristalinas procedentes, como se ha dicho más arriba, de la deformación y recristalización de los individuos proterógenos. El feldespato potásico de la mesostasis es por lo general microclina.

La plagioclasa se encuentra normalmente como componente de la mesostasis. A veces se encuentra también como megacristales pequeños (aproximadamente 1 cm). La composición varía entre An₁₅₋₂₅ (oligoclasa ácida).

La sillimanita se asocia normalmente a biotita en forma de haces fibrolíticos aunque también se encuentra como inclusiones aciculares en la plagioclasa y en menor proporción en el cuarzo y el feldespato potásico de la mesostasis, evidenciando así la presencia de una fracción fundida, de la que la sillimanita sería un mineral restítico. También se encuentra la sillimanita como verdaderos nódulos elipsoidales fibrolíticos, aunque son menos frecuentes que en otros tipos de neises.

La cordierita es escasa y siempre asociada a biotita y sillimanita en las láminas melanocráticas. Por el contrario es relativamente abundante en las zonas nebulíticas y en los movilizados crocidítico-dicioníticos, donde forma nódulos estictolíticos con biotita y sillimanita. La evidencia textural indica que la cordierita procede de la destrucción de la biotita durante la fusión avanzada de la roca, en su mayor parte después de la F3. La reacción progradada será del tipo



Las transformaciones retrógradas son más o menos intensas. Destaca la moscovitización a favor principalmente de la sillimanita, pero que también afecta al feldespato potásico a favor de fisuras, a la plagioclasa y a los bordes de los cristales de biotita, en este caso en liberación de opacos. A más baja temperatura tiene lugar una sericitización y cloritización a expensas de la plagioclasa y de la biotita principalmente. La cordierita se transforma en agregados de micas finas (pinnita).

Los afloramientos de ortoneises glandulares próximos a la parte oriental del macizo granítico de La Cabrera, presentan efectos de metamorfismo de contacto.

Los minerales neoformados son andalucita y cordierita, que lo hacen respectivamente a expensas de sillimanita y biotita. También se forman espinela verde, corindón y opacos. En las zonas más internas de la aureola se llega a formar una segunda generación de sillimanita a expensas de la regional y del polimorfo andalucita.

Estos ortoneises son interpretados actualmente como rocas procedentes de la deformación y metamorfismo de granitos porfídicos de edad Ordovícica inferior (VIALETTE *et al.* 1986 y 1987), o algo más antigua (BISCHOFF *et al.* 1986).

Ortoneises glandulares tipo Majada del Cojo (8b)

Estos neises se han encontrado sólo en la parte occidental de la Hoja. Forman cuerpos pequeños, lenticulares, tanto dentro de los ortoneises bandeados como dentro de los ortoneises macroglandulares graníticos. Los dos más importantes reconocidos son el de Majada del Cojo, junto a los altos de La Morcuera y el de Los Collados, que es cortado por la carretera de Miraflores a Rascafría aproximadamente a la altura del km 18,6.

Estos neises presentan abundantes megacristales de feldespato de aproximadamente 2-3 cm de tamaño, en una mesostasia de grano grueso. La foliación es coincidente con la regional (S1-2). El rasgo más destacable es que en la parte más interna de estos pequeños cuerpos la deformación es escasa, reconociéndose perfectamente la textura granítica porfídica de la roca original. En estas zonas la biotita se presenta en nódulos de 1-2 cm policristalinos, más o menos estirados. Hacia el exterior, la foliación se hace progresivamente más acusada, los megacristales más ovoides (*augen*) y las agrupaciones biotíticas tienden a coalescer formando bandas continuas. La roca pasa a ser texturalmente un verdadero neis glandular.

En estas rocas se observan algunos enclaves pequeños ricos en biotita.

Las relaciones con los neises circundantes están difuminadas por la deformación en los contactos, por lo que no se puede establecer con seguridad una cronología relativa.

Texturalmente son rocas glandulares o blastoporfídicas de grano grueso, formadas por los siguientes minerales principales: cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, sillimanita, granate y cordierita, con apatito, circón y opacos como accesorios y moscovita, sericita, clorita, rutilo sagenítico, pinnita y leucoxeno secundarios.

Las rocas más interesantes son las facies menos deformadas, verdaderos meta-granitos porfídicos, en los que no obstante se observan importantes fenómenos metamórficos.

El feldespato potásico se presenta como componente de los megacristales y de la mesostasis. En el primer caso es característica la macla de Carsbald, que también se observa a veces en los cristales de la mesostasis. En ambos casos se trata de cristales proterógenos.

La plagioclasa se presenta como componente de la mesostasis, en cristales también proterógenos, subidiomorfos, reemplazados en mayor o menor grado por un agregado recristalizado granoblástico de pequeños cristales. Es una oligoclasa (An₂₀₋₂₅ aproximadamente), con un débil zonado normal continuo. Aparte de la recristalización, un rasgo interesante de la plagioclasa es que los cristales están plagados de pequeñas inclusiones aciculares de sillimanita orientada según direcciones cristalográficas del mineral huésped [(010) y (001) principalmente]. Estas inclusiones se con-

tinúan en las partes recrystalizadas, observándose entonces una disminución de su densidad. El origen de estas inclusiones es por el momento desconocido. VILLA-SECA (1983), las atribuye a exolución de la propia plagioclasa ligada a la deformación en zonas de cizalla. Este no es el caso de estos neises y por lo tanto no puede descartarse otro origen.

El granate es sin duda el mineral más interesante de estas rocas. Se presenta como pequeños granos irregulares relictos, conservados dentro de agregados subesféricos de sillimanita, cordierita y biotita, procedentes de su sustitución pseudomorfa. Estos agregados son muy abundantes, por lo que la cantidad de granate anterior al episodio metamórfico de alta T/P debió de ser considerable. Asimismo, dada la ausencia de evidencia textural de reacciones anteriores a dicho episodio metamórfico, parece probable que estos granates sean premetamórficos.

La cordierita se encuentra sólo en los pseudomorfos del granate. Se altera en mayor o menor grado a pinnita. Su formación, al igual que la de la sillimanita es probablemente posterior a la foliación regional, dado que las pseudomorfosis de los granates no muestran deformación significativa.

La sillimanita es prismática y procede en su mayor parte de la destrucción del granate. No obstante, se observan también microagregados de sillimanita y biotita con abundante plagioclasa granoblástica, en los que no se han encontrado restos de granate y cuyo origen resulta desconocido.

La biotita es otro mineral que presenta transformaciones metamórficas significativas en las facies menos deformadas. Se encuentra en forma de grandes placas de coloración pardo-rojiza, relictas de la primitiva roca ígnea. Están rodeadas de una corona más o menos completa formada por un intercrecimiento simplectítico de cuarzo y pequeñas pajuelas de una segunda biotita que adopta una cierta disposición radial respecto al cristal proterógeno.

Todas estas transformaciones descritas, consistentes en recrystalizaciones y formación de nuevos minerales, indican que estas rocas han experimentado, al menos, un metamorfismo de alta T/P en condiciones de alto grado, y en el que el papel de la deformación ha sido subordinado. Es asimismo de destacar la ausencia en estas rocas de estructuras migmatíticas, tales como nebulitizaciones, tan frecuentes en los ortoneises glandulares graníticos descritos anteriormente. Ello apunta hacia una mineralogía primaria y un quimismo distintivos para estos neises tipo Majada del Cojo.

Ortoneises microglandulares (9)

Se trata de un tipo peculiar de ortoneises que sólo han sido reconocidos hasta el momento en esta Hoja. Se localizan en la parte occidental de la misma, donde forman una serie de cuerpos de geometría lenticular unas veces localizados entre los ortoneises bandeados y los tipos glandulares graníticos, y otras dentro de estos últimos. El paso de los neises microglandulares a los tipos macroglandulares graníticos es muy rápido, por lo que probablemente se trata de un contacto intrusivo. Las relaciones con los tipos bandeados son menos evidentes, aunque por lo general el paso es rápido, siendo además los tipos bandeados rocas más pobres en sílice. No se puede descartar en algunos casos la posibilidad de un tránsito gradual. En base a los datos de campo caben dos interpretaciones: a) los neises microglandulares constituyen una unidad intrusiva independiente de los demás ortoneises y b) se trata de una facies

local (¿facies de borde?) de los tipos bandeados más biotíticos con glándulas dispersas.

Las características de estas rocas y su relación con los otros dos ortoneises se pueden observar bien al este de Lozoya, en el corte de la carretera local de Rascafría a la general N-I.

Estos neises se distinguen de los demás por contener abundantes glándulas de cuarzo y feldespato de pequeño tamaño (0,5-1 cm) y lentillas o nidos de biotita policristalinos, por lo general muy estirados. A veces se observan glándulas dispersas de feldespato potásico de hasta 3-4 cm de tamaño. La distribución de glándulas y nidos biotíticos es siempre homogénea.

Estos neises presentan una estructura plano-linear bien definida. En la mayoría de los casos la foliación visible es la S_{1-2} regional. Esta envuelve claramente a las glándulas, que son por lo tanto proterógenas y heredadas de la primitiva roca ígnea. La migmatización, variable en intensidad de unos puntos a otros, se traduce en la aparición de un bandeo composicional semejante al descrito en los ortoneises macroglándulares graníticos. Como consecuencia, la textura microglándular puede llegar a borrarse, pasando a tipos de aspecto bandedo. La lineación es un rasgo siempre presente en estas rocas al igual que en los demás ortoneises. La más evidente es la de microcrenulación debida a la F_3 retrovergente. También se observa una lineación de estiramiento, visible en las lentillas biotíticas y como sombras de presión alrededor de las glándulas. También hay una lineación de crecimiento mineral representada por la orientación de la sillimanita. Estas lineaciones son subparalelas. La de crenulación y la de crecimiento mineral son además probablemente sincrónicas.

En estos neises se observan con cierta frecuencia enclaves monominerales de cuarzo, a veces de tamaño decimétrico, y de probable origen filoniano. Sin embargo, son muy escasos los enclaves de otra naturaleza, a diferencia de los otros tipos de ortoneises presentes en la zona.

Texturalmente son rocas blastoporfídicas con una mesostasia foliada de aspecto a veces blastomilonítico y otras claramente migmatítica.

Mineralógicamente están compuestos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita, sillimanita y frecuentemente cordierita como minerales principales progradados. Como accesorios son frecuentes circón, turmalina, apatito y opacos. Los minerales secundarios generados durante la retrogradación de la roca son moscovita, sericita, pinnita, leucoxeno y clorita principalmente.

El cuarzo es componente de la población de glándulas y también de la mesostasia. En el primer caso se trata de individuos monocristalinos y con mayor frecuencia policristalinos resultantes de la recrystalización de los primitivos fenocristales ígneos. Se observan superpuestas subestructuras de deformación interna y restauración, tales como extinción ondulante y poligonización en mosaicos. Estos cuarzos presentan morfologías globulosas con entrantes ameboides de la mesostasis, reliquias de primitivos golfos de corrosión magmáticos.

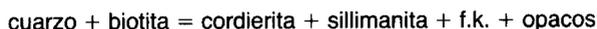
El feldespato potásico que forma las glándulas es una ortosa micropertítica con extinción ondulante y microclinización variable. Los bordes de estos cristales son muy irregulares, a veces muy recrystalizados (textura en mortero), e interpenetrados con la mesostasia. En esta última el feldespato potásico es siempre microclina.

La plagioclasa de glándulas y mesostasia es un oligoclasa ácida-albita (aproximadamente An_{10-15}). En algunas muestras de plagioclasa se encuentra también como

glándulas policristalinas granoblásticas procedentes probablemente de la recristalización de primitivos fenocristales.

La sillimanita, abundante en algunos casos, se presenta en la variedad prismática y se asocia corrientemente a la biotita y a la cordierita, aunque se puede encontrar también como inclusiones en los demás minerales de la mesostasia en los tipos más migmatíticos (mineral restítico).

La cordierita es frecuente, aunque no está presente en todas las rocas. Se presenta en metablastos grandes, postcinemáticos respecto a la S_{1-2} , con macla compleja y cribados de inclusiones de minerales opacos, biotita y sillimanita, esta última en agregados fasciculares con cierta tendencia a la disposición radial. Probablemente esta cordierita está ligada a la migmatización y se formó mediante una reacción del tipo:



Se altera en grado variable a agregados micáceos finos (pinnita).

La biotita se presenta en agregados policristalinos lenticulares (nidos) de dimensión —el eje largo— a veces centimétrica. Estos agregados van coalesciendo hasta definir capas micáceas continuas en los tipos bandeados más migmatíticos. Se asocia sillimanita.

La moscovita se presenta en placas grandes de bordes irregulares con extinción ondulante. Es un mineral retrógrado que se forma principalmente a expensas de la sillimanita y del feldespato potásico.

El significado y la edad de estos ortoneises microglandulares es discutible. FERNANDEZ CASALS (1974) y CAPOTE y FERNANDEZ CASALS (1975), son los primeros en reconocer y describir estas rocas. Estos autores los interpretan como porfiroides de origen volcánico que formarán parte de una cobertera volcano-sedimentaria apoyada sobre un zócalo precámbrico formado por los ortoneises macroglandulares graníticos descritos anteriormente.

En esta Hoja nos inclinamos por un origen plutónico para estos ortoneises, al igual que para los restantes de la sierra de Guadarrama. Respecto a la edad, y aunque no se dispone por el momento de dataciones absolutas, parece razonable asimilar estos neises al mismo ciclo magmático que el resto de los ortoneises de la sierra de Guadarrama.

Leuconeises (11)

Los cuerpos de leuconeises muestran unos contactos muy netos con los bandeados de uno y otro tipo. Dentro de esta unidad hay dos facies diferentes, una muy leucocrática, con un contenido en micas inferior al 2-3 por 100 en general de fábrica planar o planolinear, con glándulas feldespáticas dispersas, y otro tipo con micas en proporción comprendida entre el 5 y el 10 por 100 con glándulas más abundantes. Ambos tipos se asocian en las unidades cartografiadas y aparecen formando bandas de espesor irregular, bien visibles en las canteras al suroeste de Buitrago. En raras ocasiones se han visto enclaves de neises bandeados, y en las canteras al oeste de Buitrago y en otras localidades se pueden encontrar en las facies más glandulares enclaves biotíticos de grano fino.

En las facies más leucocráticas de fábrica planolinear son comunes los nódulos estirados de granate rosado y turmalina.

Las facies más claras y con glándulas dispersas tienen, como se ha indicado, biotita accesoria. Su textura es granoblástica bandeada, formada por feldespato potásico predominante, con finas pertitas, indentado con plagioclasa (albita-oligoclasa ácida) y cuarzo. La biotita está en placas dispersas dando la foliación, y es muy habitual la presencia de fibrolita en nódulos elipsoidales con cuarzo. Como otros accesorios hay apatito, circón y opacos. Cuando se observan glándulas de feldespato potásico, éstas están indentadas con la mesostasis y pueden tener macla de tipo Carlsbad, pertitas en venas y en parches.

El granate de los nódulos es rosado, precinemático, e incluye cuarzo, turmalina y feldespato potásico. Se encuentra transformado en biotita verde. La turmalina, deformada, está zonada y muestra pleocroísmo verde.

Aparece moscovita, en general tardi, aunque metamórfica en los afloramientos más orientales al oeste de Buitrago parece ser más temprana.

Las facies glandulares tienen la misma composición cualitativa, con monocristales de feldespato potásico de hasta 4-5 cm, y biotita en proporción suficiente para constituir bandas continuas. Esporádicamente se observa zonación residual en las plagioclasas, y como accesorios circón y apatito a veces anubarrado.

Los enclaves biotíticos tienen textura granolepidoblástica y están formados por cuarzo y plagioclasa, con feldespato potásico ausente o intersticial. Se observa rutilo, apatito automorfo con núcleos huecos y circón también automorfo.

3.1.2. Rocas ígneas hercínicas

3.1.2.1. Rocas plutónicas

Granitoides migmatíticos (4)

Se trata de masas de granitoides heterogéneos procedentes de la migmatización extrema de los distintos ortoneises presentes en la zona, aunque es por lo general mucho más intensa en los tipos de composición más ácida, esto es, en los ortoneises macroglandulares graníticos. Asimismo son muy abundantes en las proximidades del macizo granítico de La Cabrera, en su parte occidental. Destaca, en particular, la zona comprendida entre El Tomillar y la cumbre de Mondalindo, donde las masas de granitoides inhomogéneos, procedentes aquí de los neises bandeados, llegan a constituir más del 80 por 100 de la superficie aflorante.

Estos granitoides son generalmente masas de diatexitas nebulíticas autóctonas de dimensiones métricas a hectométricas, en las que la foliación regional se desdibuja progresivamente hasta perderse por completo. La heterogeneidad es debida a la abundancia de material restítico, principalmente glándulas del primitivo neis más o menos reabsorbidas por el fundido, *schlieren* relictos de la foliación, grumos de biotita y sillimanita y nódulos estictolíticos ricos en cordierita.

En algunos casos, estas masas diatexíticas han debido de tener movilidad suficiente para desplazarse de la zona de origen, constituyendo así pequeños macizos para-autóctonos.

Es de destacar que la nebulitización afecta también a los repliegues de la fase tres (F3), lo que indica que el máximo térmico se alcanzó en esta zona profunda con posterioridad a dicha fase (CAPOTE *et al.* 1981).

Como se deduce de lo anterior, los granitoides migmatíticos son rocas muy variables en cuanto a tamaño de grano, textura, índice de color y homogeneidad.

El tamaño de grano varía de medio a fino, situándose el promedio entre 3-1 mm. Son algo inequi granulares, ya que parte de los feldespatos son algo mayores que el resto de los minerales de la matriz (3-8 mm), o porfídicos, debido a la presencia de megacristales dispersos relictos de glándulas primitivas. Estos últimos raras veces superan una proporción de diez individuos por metro cuadrado y su tamaño, muy variable, oscila entre 2 y 10 cm. Son xenomorfos y poseen secciones casi equidimensionales y redondeadas.

Existen tanto tipos biotíticos relativamente oscuros como variantes leucocráticas, además de tipos intermedios.

Los granitoides diatexíticos varían de netamente inhomogéneos (diatexitas nebulíticas) a relativamente homogéneos según el contenido de material restítico. En los tipos más oscuros en los que la cordierita es abundante, los cristales de este mineral notablemente euhedrales y siempre muy pintizados, llegan a alcanzar tamaños de hasta 1 cm. En los tipos más leucocráticos puede aparecer algo de granate accesorio. Asimismo en estos últimos tipos se encuentra turmalina y/o moscovita. La evidencia textural sugiere que ésta última es en todos los casos un mineral tardi-magmático o deutérico formado a expensas de otros minerales ricos en aluminio (feldespato y sillimanita, principalmente).

Leucogranitos con turmalina variablemente deformados (6)

Estas rocas se presentan principalmente en la ladera septentrional del valle del Lozoya y adquieren gran desarrollo en la vecina Hoja de Prádena.

Forman cuerpos pequeños, desde algunos metros a varios centenares, de variada geometría. Por lo general son groseramente elípticos y alargados en dirección NE-SO aproximadamente. También los hay circulares y claramente filonianos. En la Hoja de Prádena dominan estos últimos, agrupándose en haces con varios kilómetros de recorrido. En esta Hoja sólo se han representado los cuerpos más importantes, aunque la densidad real es a veces muy elevada.

Son rocas leucocráticas de grano fino en las que como único mineral fémico visible a simple vista destaca la turmalina. Estructuralmente varían desde isotropos a orientados, con una fábrica planar más o menos definida, de origen tectónico, y dirección semejante al eje largo de estos pequeños cuerpos intrusivos y atribuible a una fase tectónica tardía.

Respecto a la edad, estos pequeños macizos de leucogranitos con turmalina son probablemente algo más antiguos que el macizo de La Cabrera y posteriores a la fase tres (F3), ya que cortan a los propios movilizados migmatíticos posteriores a esta fase.

Estos leucogranitos presentan texturas variables desde equigranulares a inequi granulares, con zonas locales porfídicas. Las texturas de deformación se traducen en

subestructuras de tipo extinción ondulante, poligonización y recristalización en el cuarzo, morteros en bordes de grano en el feldespato potásico y doblamientos y fracturas en la plagioclasa y en los prismas de turmalina.

La composición mineral consiste en cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa como componentes principales, con turmalina, biotita, moscovita, apatito, circón y algún opaco accesorio. Esporádicamente pueden presentarse sillimanita, cordierita y granate. Como minerales secundarios se observan clorita, sericita, pinnita y rutilo saagenítico.

El macizo plutónico de La Cabrera (5a, 5b, 6)

Este macizo intrusivo tiene un afloramiento de forma elíptica irregular con un eje mayor en dirección aproximada N 70° E que se extiende entre las localidades de Cervera de Buitrago y las inmediaciones de Miraflores de la Sierra. La mayor parte del mismo se encuentra situado en la Hoja de Buitrago de Lozoya, adentrándose ligeramente en dos sectores del límite septentrional de la Hoja de Torrelaguna. Este plutón toma su nombre de la localidad de La Cabrera, situada en el cuadrante suroriental del afloramiento.

Estos granitoides intruyen en los ortoneises y metasedimentos descritos anteriormente. Estos materiales presentan un grado metamórfico variable que aumenta de este a oeste, de tal forma que el plutón en su borde oriental es intrusivo en metasedimentos de grado medio con estauroлита y distena (subzona de la distena), mientras que en los sectores más occidentales lo hace en ortoneises y metasedimentos de alto grado con sillimanita o sillimanita y cordierita que pueden estar afectados por importantes procesos de migmatización.

El contacto con todos estos materiales es neto y de carácter intrusivo en la mayor parte del perímetro del plutón, observándose un metamorfismo de contacto bastante intenso, cuyos efectos son más espectaculares sobre los materiales de menor grado metamórfico regional del borde oriental (BELLIDO, 1980). No obstante, a escala microscópica, sus efectos son también muy marcados sobre los ortoneises incluso a nivel de afloramiento, y en las inmediaciones del contacto pueden apreciarse removilizaciones con pérdida de la estructura néisica, lo que parece indicar que se ha producido en alguna medida fusión parcial inducida por la intrusión. Estos efectos pueden observarse en la zona de contacto situada al sur del embalse de El Villar. A nivel de detalle puede observarse que estos granitos cortan a todas las estructuras de esquistosidad y plegamiento de los materiales encajantes.

Las morfologías asociadas a los afloramientos graníticos de esta unidad son bastante variadas y en parte dependen de la tipología granítica. Así, los afloramientos correspondientes a las adamellitas y granitos de grano medio y grueso de la facies común suelen presentar morfologías aplanadas y con escaso resalte sobre la tendencia topográfica local. Estas rocas con frecuencia forman grandes lancharos de amplio radio de curvatura y grandes bloques aplanados o bolos con escasas irregularidades superficiales. Buenos ejemplos de este tipo de morfologías pueden observarse en la zona del Lanchar de la Condesa, a unos 2 km al suroeste de La Cabrera, o en la zona comprendida entre el espaldar de la sierra de La Cabrera y Lozoyuela.

Las morfologías asociadas a las facies leucograníticas son el general más agresivas e irregulares y los afloramientos correspondientes a este grupo litológico suelen

determinar resaltes topográficos o bolos irregulares de tamaño bastante heterogéneo que son muy abundantes en las áreas de afloramientos leucograníticos, cuya acumulación forma elevaciones y montículos cónicos. Un claro ejemplo de este tipo de morfologías es el correspondiente a los picos de Las Cabreras, situados a unos 2 km al oeste de El Berrueco.

Otro tipo de morfología muy característico de las rocas leucograníticas de este plutón es el que se observa en relación con los relieves de la sierra de La Cabrera y Cancho Gordo. En estos relieves se aprecia una fuerte disimetría entre el aspecto de la vertiente norte y la sur. Así, en la vertiente meridional existe una fortísima ruptura de pendiente con paredes verticalizadas, que culminan con un conjunto de torreones y castilletes determinados por la separación de los bloques graníticos por un sistema de diaclasación subvertical muy desarrollado. Estas abruptas paredes graníticas enlazan con la superficie topográfica de base, a través de un talud con fuerte inclinación, determinado en parte por la acumulación de derrubios graníticos.

En la vertiente norte, por el contrario, el relieve es mucho más suave, con una pendiente topográfica mucho más reducida y menos irregular.

También en afloramientos leucograníticos correspondientes a masas con disposición groseramente tabular y bajos buzamientos, se observan desarrollos de lanchares amplios, pero bastante más irregulares que los correspondientes a las rocas de facies común.

Otro rasgo característico de la morfología de los afloramientos de estas rocas está determinado por la presencia de bloques irregulares más o menos angulosos y paralelepíedicos y por la irregularidad en el espaciado del diaclasado, que en general es bastante más denso que en los afloramientos de rocas de la facies común.

Desde el punto de vista litológico, las rocas de esta unidad son mayoritariamente adamelliticas, granitos y leucogranitos biotíticos, si bien entre los términos más básicos pueden encontrarse localmente variedades granodioríticas. Cartográficamente, bajo el epígrafe de facies común se han agrupado todos los términos adamelliticos y graníticos de grano medio y medio grueso, y si bien localmente se pueden identificar términos composicionales más básicos (granodioritas) y facies de variación de enfriamiento rápido, estos tipos carecen de entidad cartográfica a la escala empleada y su tránsito a las variedades comunes se verifica de manera insensible y gradual. También pueden encontrarse sectores en los que se observa una ligera disminución generalizada del tamaño de grano, pero manteniéndose las características principales de la facies común. Estas variedades litológicas son relativamente frecuentes en los sectores de afloramiento comprendidos entre el puerto de Canencia y Canencia y en las elevaciones correspondientes a Cabeza de Arcón y El Pendón, al suroeste de Bustarviejo. También, como variaciones sobre la facies común, pueden observarse granitos biotíticos porfídicos con una densidad variable de megacristales de feldespato potásico, generalmente mal individualizados frente al resto de los componentes minerales y con tamaños que pueden variar entre 1 y 3 cm. En estas rocas el carácter porfídico destaca fundamentalmente sobre las superficies meteorizadas, siendo sus características morfológicas similares a las de la facies común. Los afloramientos más extensos de granitos porfídicos se encuentran en las laderas situadas al sur de las elevaciones de El Mondalindo y La Albardilla, al norte de Bustarviejo. Estas facies porfídicas se han distinguido en el mapa con una sobretrama.

El contacto entre los leucogranitos con las rocas de las facies común es de carácter variable, pudiendo encontrarse contactos netos correspondientes a filones o a

cuerpos tabulares con escaso buzamiento, pero de dimensiones generalmente moderadas o pequeñas, o contactos transicionales y de carácter gradual, observándose términos completamente intermedios entre ambos tipos de roca y que a veces, como en algunas zonas próximas al vértice de El Pendón, resulta problemático incluir en el grupo del leucogranitos o de rocas de la facies común. Este tipo de contactos transicionales puede observarse de forma muy detallada en la zona sur de los picos de Las Cabreras y en el área comprendida entre Cancho Gordo, Valdemanco y El Mojón.

Las estructuras visibles en este complejo plutónico son en general de escasa importancia y en ningún caso se aprecian orientaciones atribuibles a efectos tectónicos. Localmente pueden observarse estructuras de flujo magmático muy llamativas, como por ejemplo los bandeados composicionales que se ven en los taludes de la carretera nacional I a la altura del Pico de la Miel en leucogranitos, o los *schlierens* y bandeados micáceos múltiples que se encuentran en granitos de grano medio-grosso de facies común en las canteras de la zona de El Lanchar de la Condesa, a unos 2 km al suroeste de la población de La Cabrera. En las rocas leucograníticas, las heterogeneidades atribuibles al flujo magmático son más numerosas y se manifiestan como bandeados de tipos texturales (pegmatitas o aplitas), o composicionales debido a diferencias en el contenido en biotita.

La presencia de enclaves en este macizo es también muy reducida, restringiéndose principalmente a enclaves microgranudos de composición tonalítica o granodiorítica biotítica, de color gris medio a gris oscuro y de grano fino a muy fino. Generalmente son equigranulares, aunque pueden presentarse también tipos porfíricos con microfenocristales de cuarzo y de plagioclasa. Estos enclaves tienen formas elipsoidales y tamaños decimétricos a centimétricos, aunque en algún caso, por ejemplo en las proximidades de Cervera de Buitrago, puedan alcanzar dimensiones del orden métrico. Como regla general, estos enclaves son más frecuentes en las zonas marginales del plutón y asociados a las facies más básicas. En los leucogranitos son bastante escasos y sólo ocasionalmente se ha encontrado algún microgranudo de color gris pálido en áreas próximas a La Cabrera.

Aparte de este tipo de enclaves pueden encontrarse xenolitos de metasedimentos y ortoneises del conjunto encajante junto a las zonas de contacto. Estos enclaves son poco numerosos y de localización muy restringida, y tienen formas planares y angulosas y dimensiones que varían entre algunos centímetros y decamétrico-hectométricas, como los xenolitos de ortoneises glandulares que se encuentran junto al vértice de El Pendón.

También pueden localizarse muy esporádicamente algunos pequeños enclaves biotíticos (surmicáceos) de tamaños centimétricos, con formas planares y angulosas que pueden aparecer incluidos en cualquiera de las variedades graníticas.

Otro tipo de inclusiones que se observan en estos granitoides corresponden a los nódulos cordieríticos que se presentan en alguno de los leucogranitos, cuya aparición se produce con carácter esporádico.

La actividad filoniana asociada a este plutón está representada por un importante conjunto de diques y masas de morfología y dimensiones muy variables de aplitas y leucogranitos biotíticos, cuyas dimensiones varían entre las de pequeños filones de potencia centimétrica y grandes masas de dimensiones cartografiables. Los contactos de estas rocas con los granitoides encajantes varían entre rectilíneos muy netos y soldados, y completamente graduales y difusos, lo que indica un período de inyec-

ción y emplazamiento muy dilatado para los leucogranitos. Dentro de estos leucogranitos biotíticos y biotíticos con moscovita pueden localizarse bolsadas y filones pegmatíticos con una mineralogía muy variada, entre la que se encuentran cuarzo, plagioclasa albitica, feldespato potásico y biotita, y pueden aparecer moscovita, granate y ocasionalmente turmalina.

En relación con las rocas de la facies común pueden encontrarse también bolsadas pegmatíticas que no superan en general 2 m de dimensión mayor. Estas pegmatitas tienen una mineralogía fundamental constituida por cuarzo, albita, feldespato potásico y biotita, pudiendo aparecer según los casos moscovita y granate, y habiéndose encontrado esporádicamente lepidolita y casiterita. En relación con estas pegmatitas pueden observarse rellenos algo más tardíos de prehnita, clinzoisita y calcita, así como de una mineralogía hidrotermal mucho más compleja.

También entre las manifestaciones filonianas de este macizo pueden encontrarse algunos diques y venas de cuarzo, generalmente de pequeña importancia, siendo posible que algunos de estos diques de dirección muy norteada se asocien al campo filoniano regional independiente de este plutón. Asimismo se encuentran pequeños filones y venas de cuarzo asociados a zonas de episienitización y fracturación.

Atravesando este plutón se encuentran numerosos filones de pórfidos graníticos y granodioríticos que se agrupan fundamentalmente en un haz con directriz N100-110 E. Este conjunto filoniano se extiende regionalmente fuera del ámbito de influencia de este plutón y es posible que se asocie a un conjunto de manifestaciones filonianas de carácter más amplio y sin conexión genética directa con él. Estos pórfidos graníticos se describen en un capítulo aparte.

Adamellitas y granitos biotíticos de grano medio a grueso (5)

La facies común del plutón de La Cabrera está compuesta por adamellitas y granitos biotíticos equigranulares, de grano medio a grueso, carentes de cualquier tipo de orientación deformativa.

Los minerales principales son: cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Entre los minerales accesorios pueden encontrarse según los casos, anfíbol, moscovita, circón, apatito, opacos, monacita, fluorita, allanita y con carácter esporádico pueden aparecer clinopiroxeno, andalucita, sillimanita y espinela. Como minerales secundarios se encuentran clorita, sericita, moscovita, opacos, prehnita, epidota, clinzoisita y carbonatos.

La textura de estas rocas es hipidiomorfa equigranular de grano medio a grueso, encontrándose transición a texturas de grano medio más fino y heterogranulares en los tipos transicionales a las variedades leucocráticas. También se encuentran rocas de grano medio algo más fino en zonas próximas a los bordes del macizo. Con carácter restringido pueden encontrarse facies porfídicas debido a la presencia de megacristales de feldespato potásico.

El cuarzo forma cristales equidimensionales alotriomorfos de tamaño variable que pueden alcanzar hasta 8 mm. Sus bordes pueden ser parcialmente subidiomorfos frente al feldespato potásico y a algunos cristales de plagioclasa, pero también es frecuente la situación inversa. Estos cristales pueden contener inclusiones de plagioclasa y biotita, y en menor proporción de feldespato potásico, y en algunos casos pueden presentar extinción ondulante.

También este mineral puede aparecer como inclusiones de pequeño tamaño subidiomorfas o subredondeadas en el feldespato potásico, y con menor frecuencia en la plagioclasa, donde las inclusiones pueden tener también hábitos más irregulares. Con carácter mucho más restringido puede formar inclusiones muy pequeñas en la biotita.

En proporciones muy limitadas se encuentra formando parte de intercrecimientos mirmequíticos en los bordes de algunas plagioclasas.

El feldespato potásico se encuentra como cristales de tamaño muy variable y con hábitos principalmente alotriomorfos e intersticiales, y con menos frecuencia con un débil carácter subidiomorfo. Tiene pertitas en films o en venas, que pueden estar algo irregularizadas por sustitución. Con menor frecuencia presenta pertitas en parches. La macla de Carlsbad es frecuente. Es bastante común que en los límites entre distintos cristales se encuentren cordones irregulares de granulos de albíta y también se observan agregados irregulares de pequeños cristales albíticos que constituyen sustituciones sobre este mineral. Puede contener inclusiones poiquilíticas de cuarzo, plagioclasa y biotita, que son más frecuentes en los individuos mayores.

En algunas de las variedades más ácidas se observa que los engrosamientos por sustitución de las pertitas son más importantes, siendo a su vez más frecuentes las pertitas en parches. En las variedades más básicas se hacen más comunes los hábitos intersticiales.

En las variedades porfídicas una parte del feldespato potásico se destaca como megacristales, cuyos hábitos varían desde casi alotriomorfos, los más pequeños, a subidiomorfos con bordes irregulares los mayores, que pueden superar los 2 cm. En estos megacristales son frecuentes las inclusiones poiquilíticas del resto de los componentes de la matriz.

La plagioclasa forma cristales subidiomorfos a alotriomorfos de tamaño bastante variable, que pueden alcanzar hasta algo más de 5 mm de dimensión mayor. Su composición media corresponde a una oligoclasa (An_{22-26}). Tiene maclación polisintética y compleja, que en general es más nítida en los individuos más básicos. La zonación fluctúa entre oscilatoria compleja y continua, y tiende a difuminarse en las zonas externas más ácidas. Con frecuencia presenta sericitización, epidotización y prehnitización preferencial en el núcleo. Presenta márgenes ácidos lobulados o irregulares en contacto con el feldespato potásico, que pueden ser mirmequíticos y tener inversión de macla. Puede contener inclusiones de biotita, y en menor proporción de cuarzo en gotas. Puede constituir agregados en sinneusis que son frecuentes en las variedades más básicas.

La plagioclasa también se encuentra en menor proporción en forma de granulos albíticos que se localizan preferentemente en los contactos entre cristales de feldespato potásico.

En las rocas más básicas son más frecuentes los cristales de plagioclasa de mayor idiomorfismo, y de zonación oscilatoria más intensa y nítida. Asimismo, en estas rocas la plagioclasa es más abundante y su composición fluctúa entre An_{30} y An_{36} .

Ocasionalmente puede presentar parches de sustitución de feldespato potásico.

La biotita puede estar reducida a proporciones accesorias en la variedades más ácidas. Este mineral forma cristales idiomorfos a subidiomorfos cuya coloración varía de castaño o castaño rojizo a amarillento pálido. No son raras las inclusiones de prismas finos de apatito que pueden presentar pautas de distribución zonal, así como de

circón, aunque éstas son menos abundantes. Puede tener bordes simplectíticos en contacto con el feldespato potásico y también, aunque con mucha menos frecuencia, en contacto con la plagioclasa. También puede aparecer formando algunos pequeños agregados policristalinos en los que no son raras las inclusiones de apatito, opacos y circón.

En las rocas más ácidas la biotita en general es menos idiomorfa, y puede presentar alguna sustitución incipiente por moscovita.

En las rocas más básicas, el idiomorfismo es en general mayor, y pueden encontrarse biotitas con coloraciones castañas con tintes oliváceos. También en las rocas más básicas puede encontrarse la biotita formando parte de algunos microagregados granudos junto con plagioclasa y cuarzo.

Entre los minerales accesorios, el anfíbol puede encontrarse con relativa frecuencia, aunque en proporciones en general muy escasas. Es más común en las variedades más básicas, y con frecuencia se encuentra con inclusiones en la plagioclasa. Sus hábitos varían entre alotriomorfos e idiomorfos y sus tamaños suelen ser muy pequeños. El tipo más común corresponde a un anfíbol hornbléndico de color verdoso de variable intensidad. También puede aparecer como agregados policristalinos irregulares de cristales con hábitos fibrosos, y de color verde más pálido o incoloro que a veces parece sustituir a otro mineral ferromagnesiano. Con frecuencia está parcialmente sustituido por biotita.

El clinopiroxeno sólo se ha localizado en una muestra, en la que aparece como pequeños gránulos alotriomorfos de color verdoso sucio pálido, que se encuentran incluidos en la plagioclasa y tienen una fina aureola de anfíbolitización.

El apatito es el mineral accesorio más común y difundido. Forma prismas finos o acículas, que principalmente están incluidas en la biotita, aunque también se encuentra en forma de acículas incluido en la plagioclasa, siendo más frecuente esta modalidad de aparición en las rocas más básicas.

El circón forma pequeños cristales idiomorfos incluidos en la biotita, en la que produce punteado pleocroico negruzco. También puede estar incluido en la plagioclasa menos frecuentemente. En algunos casos se encuentran circones redondeados o con núcleos redondeados.

La moscovita es muy escasa como accesorio, y puede aparecer como láminas pequeñas alotriomorfas con bordes muy irregulares, de crecimiento tardío sobre la biotita y el feldespato potásico.

La allanita aparece con relativa frecuencia como cristales idiomorfos-subidiomorfos de colores crema, anaranjados o rojizos que pueden presentar marcadas zonaciones y amortización parcial. Puede estar incluida en cuarzo, feldespato potásico o biotita, formando halos pleocroicos en esta última.

La monacita se encuentra como inclusiones idiomorfos o subidiomorfos en la biotita, que pueden ser mayores que el circón, pero son bastante menos frecuentes. También produce halo pleocroico.

Los minerales opacos primarios son bastante escasos y pueden aparecer como gránulos alotriomorfos o subidiomorfos incluidos en la plagioclasa o menos frecuentemente en la biotita.

La fluorita es bastante escasa, aunque no es infrecuente y suele aparecer como gránulos de sustitución incluidos en las biotitas cloritizadas.

La sillimanita, la andalucita, la espinela y la cordierita se asocian exclusivamente en estas rocas a la contaminación y digestión de xenolitos.

Los minerales secundarios se asocian prácticamente en su totalidad a los procesos de degradación de la plagioclasa y de la biotita, a las que sustituyen parcialmente o pseudomorfizan. Así, la clorita, los opacos, la esfena, la prehnita, la epidota y el feldespato potásico se encuentran formando sustituciones sobre las biotitas, y la sericita, la clinozoisita y también la prehnita y la epidota forman parte de los productos de degradación de la plagioclasa.

En menor proporción y esporádicamente se pueden encontrar cuarzo, albita y carbonato entre los minerales secundarios.

Todos estos minerales suelen en su mayor parte encontrarse ligados a los minerales de cuya degradación proceden, aunque también pueden constituir cristalizaciones independizadas y con hábitos frecuentemente intersticiales.

Subfacies de grano medio (tipo Canencia) (5)

Las rocas incluidas dentro de esta agrupación se caracterizan por presentar un tamaño de grano inferior al que se observa para la facies común, observándose tránsitos completamente graduales con ella. Con respecto a sus características mineralógicas y composicionales, estas variedades litológicas son completamente similares a muchos de los términos incluidos dentro del espectro de variación de la facies común. No se han distinguido por ello en la cartografía. Esta facies es frecuente entre el puerto y el pueblo de Canencia, así como en las elevaciones de Cabeza Arcón y el Pendón al suroeste de Bustarviejo.

Textualmente estas rocas son tipos hipidiomorfos equigranulares de grano medio, con granulometría en general más homogénea que la facies común. Composicionalmente en este grupo están representados tipos graníticos y adamellíticos.

Las características de los minerales son muy parecidas a las de la facies común, pudiendo destacarse como uno de los rasgos distintivos el hábito de la biotita. Así, este mineral forma generalmente cristales más finos, menos idiomorfos y con bordes más irregulares, que tienden a presentar más frecuentemente tonalidades algo más rojizas. También en estas rocas se observa en general una mayor presencia de inclusiones de circón en la biotita y una mayor heterogenidad de tamaños de este mineral.

La plagioclasa en estas rocas tiende a formar individuos menos idiomorfos que en la facies común y la zonación suele ser menos intensa, aunque sus características pueden ser prácticamente indistinguibles de las de la facies común.

Las características que presentan el resto de los minerales principales, así como los minerales accesorios, son análogas a las de la facies común, limitándose por tanto las distinciones a una disminución del tamaño del conjunto.

Los procesos de alteración son también similares a los que se observan en la facies común, tanto en cuanto a la intensidad como en cuanto a la naturaleza de los productos secundarios.

Tipos marginales de enfriamiento rápido (5)

Estas rocas se encuentran asociadas a las proximidades de los contactos y realmente carecen de entidad cartográfica, presentando unas características composicionales completamente análogas a las de las rocas de facies común, si bien tienden

con frecuencia a adquirir mejor desarrollo en las zonas en las que las rocas de estas facies pertenecen al espectro más básico. No se han distinguido en la cartografía.

Las características mineralógicas de estas rocas son similares a las de la facies común, por lo que únicamente se atenderá en la descripción a los aspectos más distintivos.

Su textura es porfídica inequigranular, destacándose claramente dos generaciones de minerales principales. La primera está constituida por fenocristales y la segunda forma parte de una matriz de grano más fino, contrastado con respecto a los fenocristales pero de aspecto y tamaño variable, dependiendo de los casos.

Entre los fenocristales se encuentra invariablemente el cuarzo, que se presenta como individuos subidiomorfos o redondeados y con golfos de corrosión, que alcanzan tamaños de hasta 5 mm y que en las rocas en las que la matriz adquiere mayor tamaño de grano pierden idiomorfismo.

La plagioclasa tiene composiciones que varían entre oligoclasa y andesina, y también se encuentra siempre como fenocristal con hábitos subidiomorfos-idiomorfos o parcialmente subredondeados. Presenta zonación continua difusa u oscilatoria geométrica, tendiendo con relativa frecuencia a formar agregados glomerulares. En las rocas con matriz más gruesa pierde idiomorfismo por crecimiento de bordes ácidos, que tienden a engranarse con los componentes de la misma.

La biotita es otro de los componentes fenocristalinos que aparecen de forma invariable. Forma fenocristales idiomorfos-subidiomorfos que pueden tener bordes irregulares, serrados o dentados y engranados con la matriz. Puede alcanzar tamaños de hasta 2,5 mm, pero predominan los individuos menores. También puede presentarse como individuos con bordes más netos y similares a los que aparecen en las rocas de facies común. Asimismo puede constituir agregados policristalinos de pequeño tamaño.

El feldespato potásico puede también aparecer como fenocristales subidiomorfos de hasta 2-4 mm engranados con la matriz, aunque este mineral es menos común como componente fenocristalino en estas rocas.

También en algunas ocasiones puede encontrarse anfíbol entre los fenocristales, aunque siempre restringido a proporciones accesorias, pudiendo aparecer como individuos cristalinos casi completamente transformados a biotita.

La matriz de estas rocas está constituida por un agregado de grano fino a medio o heterogranular hipidiomorfo, que consta fundamentalmente de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa en proporciones variables y dependientes del grado de evolución de la roca. Con carácter subordinado pueden encontrarse microlitos de biotita en la matriz.

Por lo que respecta a la mineralogía accesorias y secundaria de estas variedades marginales, sus características son completamente similares a las de la facies común.

Leucogranitos de grano fino y medio (6)

Dentro del conjunto considerado como facies leucocráticas del plutón de La Cabrera se incluyen una serie de leucogranitos predominantemente biotíticos que pueden presentarse en variedades de grano fino, de grano fino-medio heterogranulares o de grano medio.

Los minerales principales de estos granitos son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita.

Como minerales accesorios pueden aparecer moscovita, circón, apatito, opacos, monacita, cordierita, fluorita, scheelita y allanita.

La mineralogía secundaria está representada por clorita, epidota, opacos, prehnita, clinozoisita, esfena, rutilo, cuarzo, feldespato potásico y albita.

Las texturas de estas rocas pueden variar entre equigranulares hipidiomorfas de grano fino a heterogranulares y equigranulares de grano medio. Con relativa frecuencia pueden destacarse sobre el conjunto cristales de cuarzo, y láminas o pequeños agregados de biotita que les confieren un carácter inequigranular. También pueden presentarse tránsitos a texturas micropegmatíticas.

El cuarzo se encuentra como cristales bien individualizados con hábitos equidimensionales alotriomorfos y de tamaño muy variable, pero predominando los menores de 1 mm. También en algunos casos puede tener límites subidiomorfos frente al feldespato potásico y a la plagioclasa. En algunas rocas de textura inequigranular algunos cristales de cuarzo pueden presentar tendencias groseramente subredondeadas y tamaños superiores a los 5 mm. Puede contener inclusiones de plagioclasa, biotita y menos comúnmente de feldespato potásico.

Este mineral puede también encontrarse formando parte de intercrecimientos simplectíticos o micropegmatíticos con el feldespato potásico y la plagioclasa, o en forma de inclusiones subredondeadas o subidiomorfas en el feldespato potásico y en la plagioclasa. Con carácter restringido puede aparecer como inclusiones o como crecimientos irregulares de corrosión en biotitas cloritizadas.

El feldespato potásico forma individuos de tamaño bastante variable, en general inferior a 3 mm y con hábitos predominantemente alotriomorfos, aunque puede en algún caso desarrollar formas parcialmente subidiomorfas. Es poco perfitico, con perfitas en *films*, en venas o en lenticulas poco continuas, pudiendo presentar también perfitas de sustitución en los límites entre cristales de feldespato potásico o en el contacto entre estos cristales y la plagioclasa. Ocasionalmente puede destacarse como fenocristales tabulares esporádicos, con el borde completamente engranado con la matriz. También el feldespato potásico puede formar parte de intercrecimientos simplectíticos y micropegmatíticos.

Es bastante generalizada la tendencia al enturbiamiento irregular del feldespato en estas rocas.

En las rocas de características transicionales a la facies común tiende a aparecer como cristales mayores, con más inclusiones poiquiliticas y algo más perfiticos.

La plagioclasa forma cristales de tamaño seriado muy variable, predominando los de tamaño inferior a 2 mm. Su hábito es muy variable, entre alotriomorfo y subidiomorfo, siendo mayor el idiomorfismo de los cristales mayores. Su composición media corresponde a una oligoclasa ácida (An_{13-17}). Presenta zonación que varía desde oscilatoria geométrica tenue en algunos de los individuos mayores, a continua difusa, que es la más común. Desarrolla con frecuencia bordes ácidos en contacto con el feldespato potásico, que en algunos casos pueden ser mirmequíticos. Presenta alteraciones a sericita, prehnita y epidota que pueden extenderse irregularmente a todo el individuo o más comúnmente concentrarse en el núcleo. Puede también encontrarse formando intercrecimientos simplectíticos con el cuarzo y el feldespato potásico, o como pequeñas inclusiones en el feldespato potásico y menos frecuentemente en el

cuarzo. Este mineral, además, puede aparecer como gránulos albiticos irregulares, asociado a sustituciones sobre el feldespato potásico.

La biotita forma comúnmente láminas finas con secciones aciculares frecuentes, hábitos poco idiomorfos y bordes irregulares. Tiene color castaño a castaño oscuro, pleocroico a tonos castaños amarillentos claros. También puede aparecer como cristales más gruesos poco idiomorfos, que contienen más inclusiones de circón que los tipos anteriores, y que pueden presentar pautas de distribución groseramente zonales. Entre las inclusiones pueden encontrarse escasos cristales de apatito. Los cristales de biotita pueden presentar bordes mirmequíticos en contacto con el feldespato potásico.

Los fenómenos de cloritización son en general bastante importantes en estas rocas, pudiendo encontrarse a veces la biotita casi totalmente cloritizada, y siendo muy común que la biotita presente aspecto sucio, debido a la presencia de inclusiones asociadas a los procesos de degradación incipiente.

En las rocas con texturas micropegmatíticas tiende a presentarse casi exclusivamente como láminas finas con secciones aciculares, cuyo color varía de castaño oscuro a castaño rojizo.

También puede encontrarse la biotita entre los productos de transformación de la cordierita.

En las rocas transicionales a la facies común, aparece como cristales de mayor idiomorfismo, más gruesos y más ricos en inclusiones de apatito y circón.

Entre los distintos procesos de transformación de la biotita también pueden observarse moscovitizaciones, y más raramente corrosiones irregulares marginales por albita.

Entre los minerales accesorios puede encontrarse moscovita, que a veces forma agregados intersticiales radiados y más comúnmente aparece como cristales independientes o crecimientos de sustitución, con bordes muy irregulares sobre el feldespato potásico, plagioclasa, biotita y cordierita.

La cordierita puede aparecer como cristales y masas fundamentalmente alotriomorfas o intersticiales, casi completamente transformados a agregados complejos de biotita, moscovita y clorita o a agregados finos pinníticos o de productos amorfos amarillento-anaranjados. En algún caso puede presentar ligeras tendencias subidiomorfas.

El apatito es en general muy escaso y puede aparecer como inclusiones idiomorfas en la biotita. Tiende a ser más abundante en las rocas transicionales a la facies común.

El circón aparece como pequeños cristales idiomorfos-subidiomorfos dispersos en el conjunto mineral, o en forma de inclusiones en la biotita, que produce un punteado pleocroico. Puede estar alterado en relación con los procesos de cloritización.

La monacita aparece formando algunos gránulos subidiomorfos a idiomorfos, incluidos en la biotita en la que producen halos pleocroicos.

La allanita forma algunos gránulos subidiomorfos o subredondeados pequeños, de color amarillento o anaranjado rojizo, parcialmente isotropizados, que pueden estar incluidos en biotita, en los feldespatos o en el cuarzo. Los cristales son menores, menos idiomorfos y más escasos que en la facies común.

La fluorita es escasa, pero no es infrecuente y suele aparecer como gránulos interfoliares alotriomorfos en las biotitas cloritizadas.

Los minerales opacos son muy escasos y pueden encontrarse como pequeños

gránulos alotriomorfos o subidiomorfos de sección rectangular. Ocasionalmente pueden encontrarse con hábitos intersticiales al cuarzo y al feldespato potásico.

La schellita se ha encontrado en una ocasión como escasos gránulos equidimensionales alotriomorfos de hasta 0,5 mm asociados al cuarzo y a los feldespatos potásicos.

Como minerales secundarios pueden encontrarse prehnita, sericita, epidota y clinzoisita asociados a transformaciones sobre la plagioclasa y clorita, opacos, esfena, rutilo, prehnita, epidota, feldespato potásico y moscovita en relación con los procesos de degradación de la biotita.

También en relación con las alteraciones de la biotita pueden encontrarse con menor abundancia albita y cuarzo. Parte de estos minerales secundarios pueden desligarse de los minerales de cuya alteración proceden y cristalizan de forma independiente.

3.1.2.2. Rocas filonianas

Pórpidos graníticos y adamellíticos (1)

En este apartado se incluye un conjunto filoniano de composición granítica-granodiorítica que se encuentra cortando al plutón de La Cabrera, aunque estos filones se extienden fuera del ámbito de afloramiento del macizo granítico e intruyen también sobre los metasedimentos y ortoneises encajantes.

La mayor parte de este conjunto filoniano constituye un ancho haz de diques que tienen unas directrices principales comprendidas entre N 120° y 100° E y se extiende entre el embalse de El Atazar, Lozoyuela y Las Navas de Buitrago. También dentro del área de afloramiento del macizo de La Cabrera se localiza otro importante dique de pórfido aislado, el E de Buitrago, cuya dirección varía entre N 160° E y N 140° E. La potencia de estos diques puede superar localmente los 50 m y su longitud puede alcanzar del orden de unos 5 km. Sus afloramientos, debido a la mayor resistencia a la meteorización, se suelen marcar como resaltes topográficos que se asocian a irregularidades lineales sobre la tendencia topográfica local. Asimismo, su afloramiento se evidencia por un denso canturreal de bloques y fragmentos angulosos de tamaño variable, dispersos en las inmediaciones.

El aspecto de estas rocas viene condicionado por la presencia de grandes fenocristales tabulares de feldespato potásico cuyas dimensiones fluctúan entre 0,5 y 5 cm, que destacan sobre una matriz porfídica, con frecuentes fenocristales menores inmersos en una pasta micrográfica-granofídica y a veces vítrea.

Entre estos fenocristales se encuentran cristales subidiomorfos redondeados o ameboides de cuarzo de hasta 7 mm, fenocristalitos idiomorfos de plagioclasa que pueden alcanzar hasta 1 cm y fenocristales idiomorfos de biotita generalmente inferiores a 5 mm. La proporción de fenocristales es muy variable, encontrándose variedades de pórfidos afaníticos o con muy escasos fenocristales que suelen asociarse a las facies de borde de algunos diques.

Con bastante frecuencia, los fenocristales pueden presentar orientaciones preferentes de flujo, coincidentes con la dirección de inyección magmática.

En estos filones, con relativa frecuencia se encuentran enclaves microgranudos granodioríticos-tonalíticos de formas elipsoidales, completamente análogos a los que aparecen en los granitoides, así como enclaves angulosos de los materiales encajantes plutónicos o metamórficos.

Los contactos con la roca encajante son rectilíneos y muy nítidos, pudiendo observarse generalmente márgenes afaníticos de enfriamiento. Con relativa frecuencia los contactos pueden presentar ligeras mecanizaciones debido al rejuego de las fracturas.

Los procesos de episienitización o alteración secundaria pueden ser muy importantes, sobre todo en el haz de pórfidos comprendido entre El Atazar, Lozoyuela y Cervera de Buitrago, siendo en este caso problemático determinar si las episienitizaciones se encuentran conectadas con el proceso de inyección filoniana o se relacionan con procesos hidrotermales asociados a fracturas más tardías.

Estas rocas están compuestas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita como minerales principales. Los accesorios son apatito, circón y opacos. En los tipos más básicos aparece anfíbol y ocasionalmente ortopiroxeno.

El cuarzo forma en estas rocas fenocristales o grupos policristalinos globulosos que pueden alcanzar hasta 10 mm, idiomorfos, subidiomorfos o subredondeados y ameboides con golfos de corrosión. Se encuentran parcialmente agrietados. También se encuentra este mineral como componente importante de la matriz, formando parte de intercrecimientos granofídicos finísimos con cuarzo y plagioclasa ácida o como gránulos alotriomorfos intersticiales.

La plagioclasa forma fenocristales de hasta 6 mm que a menudo se agrupan en sinneusis y definen texturas glomeroporfídicas. Tiene hábitos idiomorfos o subidiomorfos y con frecuencia está fuertemente sericitizada y epidotizada, no apreciándose el carácter de la zonación ni el maclado original, encontrándose sólo un maclado polisintético sobreimpuesto. Su composición fluctúa entre oligoclasa ácida y andesina ácida (An_{12-33}). En rocas menos alteradas se observa que la plagioclasa puede tener un zonado oscilatorio concéntrico a veces muy intenso y zonación en parches irregulares en el núcleo. En algún caso pueden presentar una aureola de recrecimiento micrográfico muy fino. Asimismo este mineral se presenta formando parte de intercrecimientos micrográficos y granofídicos en la matriz o como pequeños cristallitos alotriomorfos. En estos últimos casos es una plagioclasa de composición muy ácida. Los fenocristales pueden presentar parches de sustitución por feldespato potásico. Pueden encontrarse fenocristales de plagioclasa albitica que por su hábito y por restos de feldespato potásico que quedan en su interior parecen proceder de la albitización de este mineral. También aparece la albita como parches de sustitución irregulares con maclación en damero sobre el feldespato potásico.

El feldespato potásico puede presentarse como grandes fenocristales idiomorfos subidiomorfos. Puede tener aureolas de recrecimientos granofídicos. A veces puede estar fuertemente albitizado, observándose en ocasiones fenocristales de plagioclasa ácida con fuerte picoteado sericítico y restos de feldespato potásico en su interior que parecen proceder de la sustitución prácticamente total de este componente. En gran parte, este mineral aparece como componente de la matriz formando crecimientos granofídicos, micropegmatíticos o sacaroides junto con cuarzo y plagioclasa ácida. También puede encontrarse en la matriz formando algunos cristallitos pequeños parcialmente subidiomorfos.

La biotita forma fenocristales idiomorfos-subidiomorfos a menudo totalmente clori-

tizados y llenos de inclusiones de los subproductos de su alteración. En las rocas menos alteradas se ve que tiene coloración castaño rojiza, pleocroica a tonos amarillentos claros, y en ella son frecuentes las inclusiones de apatito. También en proporción restringida se encuentra como láminas pequeñas muy finas con secciones aciculares dispersas en la matriz, pudiendo encontrarse tipos intermedios entre estos microlitos y los fenocristales. Ocasionalmente se han observado en torno a algún fenocristal aureolas de resorción integradas por opacos y biotita más fina.

Entre los minerales accesorios aparece el apatito, que forma pequeños cristallitos prismáticos asociados a la biotita o dispersos, y acículas muy finas que principalmente se encuentran incluidas en la plagioclasa.

El anfíbol se encuentra en forma de restos de color verdoso a verde pálido fuertemente sustituidos por biotita, que corresponden a antiguos fenocristales de este mineral.

El circón se encuentra como pequeñas inclusiones en las biotitas cloritizadas. A menudo están parcialmente alteradas y en torno a ellas se conserva el halo pleocroico. Tienen hábitos idiomorfos-subidiomorfos.

Los minerales opacos primarios son escasos y se reducen a pequeños cristallitos de hábito variable que suelen asociarse a la biotita.

El ortopiroxeno se encuentra como pequeñas esquizas incoloras o crema pálidas, pleocroicas a tonos asalmonadas muy tenues. Sólo se ha observado su presencia en una ocasión y está casi completamente transformado en anfíbol, posteriormente biotizado.

Los minerales secundarios son en general muy abundantes y proceden fundamentalmente de la transformación de biotita y plagioclasa. Los más comunes y abundantes son clorita, sericita, clinozoisita, epidota, esfena, opacos, rutilo y moscovita.

Estos minerales se asocian a pseudomorfosis o sustituciones irregulares sobre los minerales originales, o se encuentran menos comúnmente dispersos en el conjunto, con hábito y cristalinidad variable.

Diques de cuarzo (3)

Los diques de cuarzo son relativamente escasos en esta Hoja, comparada con otros sectores del Guadarrama. El recorrido de estos diques no supera por lo general el kilómetro, con potencias del orden de 1-2 m. Su dirección es por lo general NE-SO y NO-SE, y acompañan a sistemas de fracturas muy tardías. Los más importantes se localizan en la parte norte de la Hoja, y hay alguno que corta al macizo de La Cabrera.

3.2. CONDICIONES DEL METAMORFISMO

El hecho más significativo en esta Hoja es la existencia en su extremo oriental de un tránsito desde el dominio de alto grado al grado bajo metamórfico en una distancia pequeña. Como se ha visto, la mayor parte de la Hoja, perteneciente al dominio del Guadarrama, se encuentra en condiciones de alto grado con migmatización generalizada en rocas de composición apropiada (estromatitas a granitoides diatexiticos). El

tránsito grado alto-grado bajo tiene lugar al pasar al dominio de Somosierra y coincide espacialmente con el accidente dúctil de Berzosa, como se ha podido establecer claramente más al norte, donde la sucesión zonal es más completa (CAPOTE *et al.* 1977; CAPOTE *et al.* 1981; ARENAS *et al.*, 1981; CASQUET y NAVIDAD, 1985; GONZALEZ CASADO, 1986).

La sucesión zonal es el resultado de la evolución P-T-t compleja de las rocas de cada dominio en la zona de transición, lo que se refleja en una notable variedad mineralógica y una complicada historia textural.

El metamorfismo se inicia probablemente con blastesis de granate durante la F1 (aunque no se ha encontrado ningún mineral relictos, el granate se cita en la memoria sin-F₁, pág. 7, que pueda atribuirse con seguridad a esta etapa). El pico metamórfico (máximo térmico del metamorfismo), es diacrónico de una zona a otra. Como han señalado CASQUET y NAVIDAD (1985), éste se alcanza antes en el límite grado bajo-medio, esto es junto a la isograda cloritoide (-)/estaurolita (+), (sin-F₂ temprana) y más tarde en grado alto (post-F₃). En otras palabras, cada zona adquiere su configuración mineral definitiva en momentos distintos. Sin embargo, se puede seguir hablando en términos generales de una evolución temporal del metamorfismo en términos de regímenes P/T. Se distingue una primera etapa (M1) con relaciones P/T intermedias, con una sucesión de tipo almandino-distena-sillimanita (metamorfismo de tipo Barrowiense) y una segunda (M2), con relaciones P/T más bajas caracterizada por una sucesión zonal de tipo andalucita-sillimanita-cordierita (metamorfismo tipo Stonehevián). Esta última se relaciona con la instalación en el dominio del Guadarrama de un domo térmico (FUSTER, *et al.* 1974; LOPEZ RUIZ *et al.*, 1975; ARENAS *et al.* 1981; CASQUET y NAVIDAD, 1985; GONZALEZ CASADO, 1986).

Un hecho significativo es el adelgazamiento que se observa hacia el sur de las distintas zonas metamórficas y que es muy notable en esta Hoja. Este hecho, de difícil explicación, es probablemente el resultado de la superposición sobre la zona de cizalla de F₂ de una banda de cizalla dúctil extensional cuyo funcionamiento sería posterior a la F₃ (GONZALEZ CASADO y CASQUET, 1987). Finalmente, y en condiciones frágiles muy tardías, el sistema zonal quedará retocado localmente por fallas longitudinales, algunas reactivadas en el Alpino, como las que se observan en el extremo sureste de la Hoja, que romperán la continuidad zonal mencionada más arriba (GONZALEZ LODEIRO *et al.* 1988).

Las reacciones involucradas en las paragénesis minerales de las distintas rocas han sido tratadas en diversos trabajos, siendo el primero el de GARCIA CACHO (1973). Sus referencias se han incluido en los capítulos pertinentes.

Las condiciones P/T del metamorfismo regional han sido muy variables de unos puntos a otros y los valores de su edad se desconocen por el momento, aunque se pueden hacer ciertas consideraciones. Así, en la aureola del macizo de La Cabrera, en su parte centro-occidental, el grado de migmatización de las rocas encajantes, principalmente neises glandulares y bandeados, aumenta claramente hacia el contacto, pudiendo sugerir así que el emplazamiento del macizo ha tenido lugar en condiciones próximas al máximo metamórfico en el dominio de alto grado, reforzando los efectos del mismo en la parte interna de la aureola. La edad de los granitoides de la facies común de este macizo es de 310 ± 14 m.a (VIALETTE *et al.* 1981). Este podrá ser por lo tanto, un valor aproximado para el pico metamórfico. No obstante la reinterpretación de estos datos puede suministrar edades más recientes, con lo que estas edades pueden ser algo diferentes.

Respecto al metamorfismo de contacto provocado por el macizo de La Cabrera en su parte oriental, ha sido tratado en detalle por BELLIDO (1980). Las observaciones efectuadas durante la realización de esta Hoja coinciden con las de este autor. En resumen, se observan las siguientes: 1) Desestabilización de la moscovita y biotita en las zonas más internas de la aureola con neoformación de andalucita, sillimanita, feldspato potásico y cordierita como reemplazamiento. 2) Desestabilización de la estaurolita y el granate regional con formación de pseudomorfos consistentes en andalucita, cordierita, espinela, corindón y opacos principalmente. Las condiciones propuestas por BELLIDO (1980) para la parte media de la aureola son 660 °C y 1.7 Kb.

3.3. GEOQUIMICA

3.3.1. Rocas metamórficas paraderivadas

En la tabla 1 está incluido un análisis (n.º 9137) de una roca metapelítica esquistosa y su norma CIPW correspondiente. Presenta una proporción de corindón normativo superior al 10 por 100 que corresponde a una roca de ascendencia pelítica, quizá alterada secundariamente dada la proporción elevada de agua composicional.

Hay también dos análisis (n.ºs 9130 y 9132) de rocas de silicatos cálcicos (con diópsido, granate cálcico y algo de anfíbol secundario) que se caracterizan por su débil contenido de cuarzo, ortosa y albita normativos. Una de ellas, el 9130, tiene incluso wollastonita potencial.

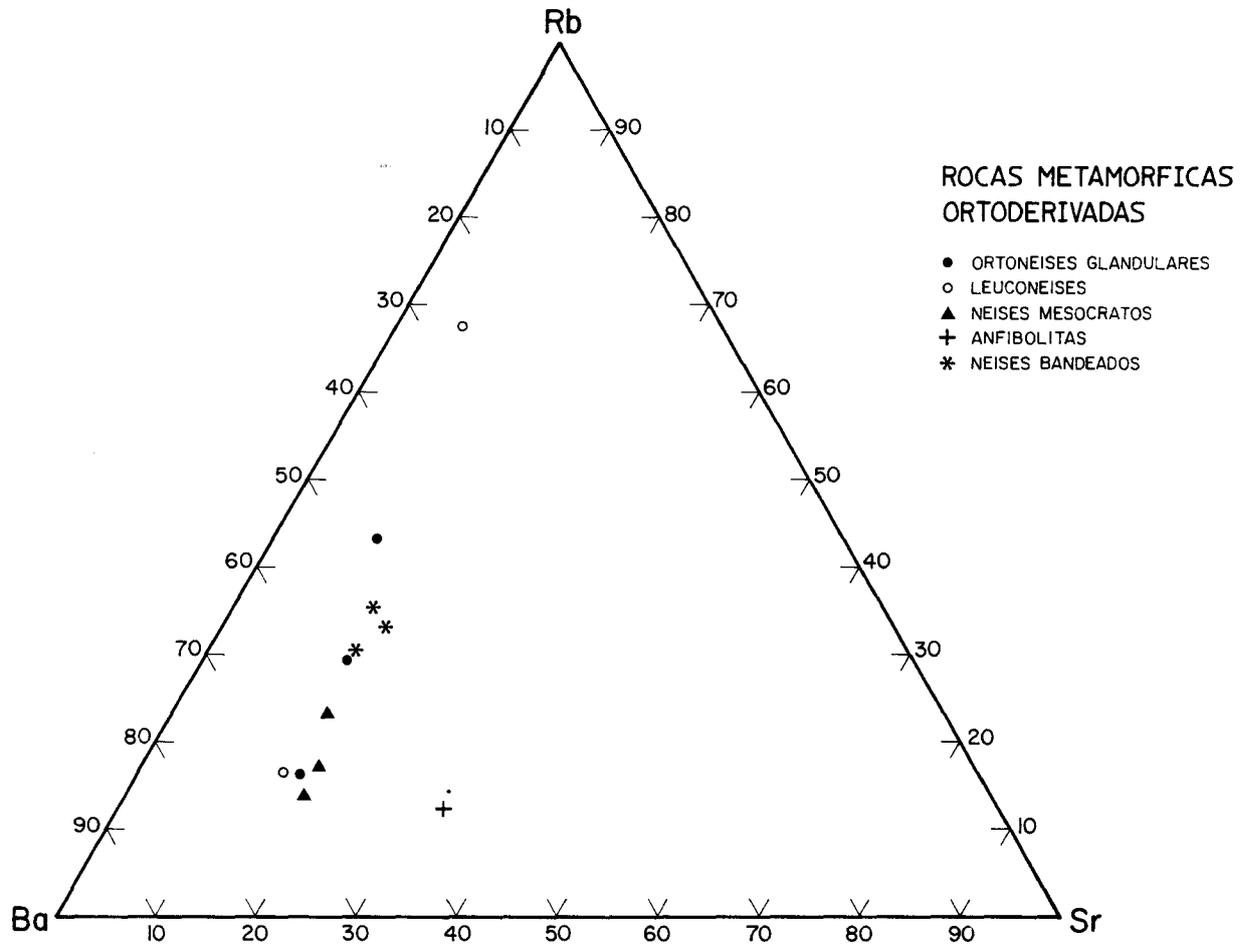
El número reducido de análisis químicos de este grupo paraderivado impide hacer generalizaciones sobre su variabilidad geoquímica.

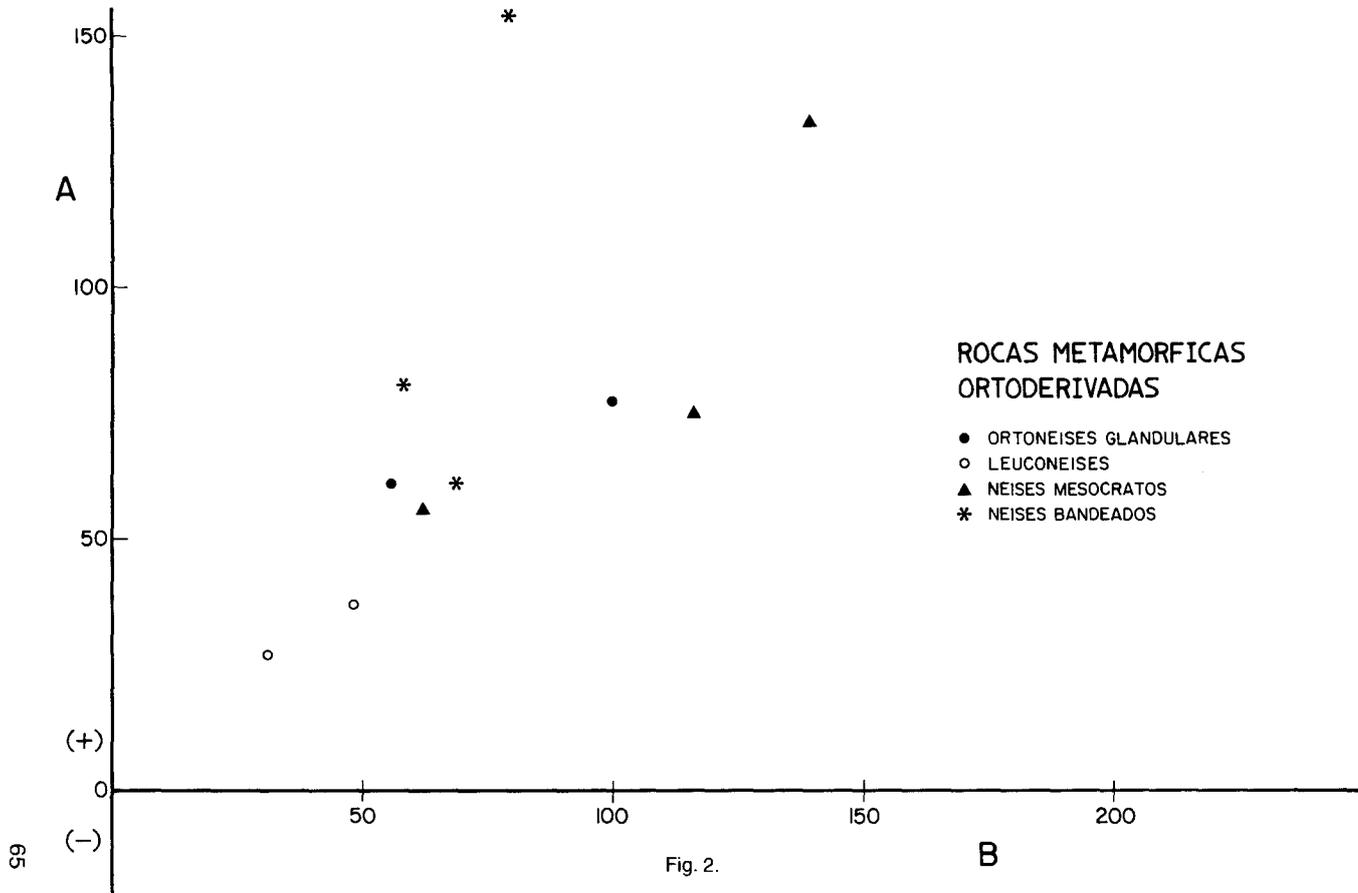
3.3.2. Rocas metamórficas ortoderivadas

El grupo de análisis más abundante de la Tabla 1 corresponde a los neises feldespáticos de carácter ortoderivado. Desde los neises mesocratos (9100, 9095, 9154) pasando por los glandulares (9145, 9151), hasta los leuconeises (9110, 9147) existe una tendencia de variación relativamente bien definida que se repite en otros sectores de la sierra de Guadarrama. Así en la variación de los elementos menores Ba, Rb, Sr desde los términos más básicos y menos evolucionados se observa una tendencia al aumento de la relación Ba/Rb con débil reducción concomitante de la proporción de estroncio (Fig. 1). En el diagrama A-B de DE LA ROCHE (1976) aunque hay pocos datos (Fig. 2), se observa una disposición lineal dentro del campo metalumínico. También en el diagrama R_1 - R_2 (Fig. 3) de DE LA ROCHE (1980) todas las rocas quedan situadas en el campo de los granitoides colisionales de BATCHELOR y BOWDEN (1985).

Considerando aisladamente cada uno de los grupos considerados en la cartografía, los neises mesocratos (salvo el 9154) presentan contenidos en cuarzo normativo inferiores al 30 por 100 con valores de HY también normativa superiores al 10 por 100; es también característica de este grupo de rocas una proporción bastante elevada de corindón. Los ortoneises glandulares tienen mayor contenido de sílice libre y relaciones OR/AB cercanas a la unidad. Los leuconeises tienen más del 35 por 100 de

Fig. 1





cuarzo potencial y menor proporción de corindón normativo aunque uno de ellos (9010) tiene nódulos de fibrolita visibles a simple vista.

El grupo de rocas analizadas, clasificadas en los grupos de neises bandeados (9161, 9123, 9133) no presentan desde el punto de vista geoquímico particularidades distintivas claras respecto a los neises ortoderivados considerados en el párrafo anterior, proyectándose (Fig. 1 a 3) en los mismos sectores que los ortoneises glandulares. Solamente la roca 9061 se aparta algo de la tónica general. Para caracterizar mejor a este grupo de neises se requiere mayor cantidad de datos analíticos.

Una anfibolita (Tabla 1, n.º 9156) con textura granoblástica, procedente de Mangirón, presenta un quimismo correspondiente a un basalto toleítico subsaturado, moderadamente olivínico, con proporción elevada de hiperstena normativa. Tienen analogías con las ortoanfibolitas más básicas descritas por VILLASECA (1985) localizadas en la Hoja de Turégano (18-18), donde han sido consideradas como representantes de un ciclo magmático posterior al que origina los diferentes ortoneises descritos y anterior al de los granitoides hercínicos más tardíos.

3.3.3. Granitoides hercínicos

Del plutón de La Cabrera, emplazado en su mayor parte dentro de esta Hoja, existe una abundante información geoquímica. BELLIDO (1979) y BELLIDO y BRANDLE (1979), han encontrado una buena correlación geoquímica entre los tipos texturales observables en el terreno y sus caracteres geoquímicos mediante análisis factorial (Q-Mode).

En la Tabla 2 se incluyen las medias establecidas por estos autores. Los granitos más abundantes, de grano medio a grueso, tienen valores de sílice comprendidos entre el 70 y el 75 por 100 de sílice, mientras que los granitos aplíticos y de grano fino superan por término medio aquel valor. Los términos más básicos, con valores de SiO₂ menores del 70 por 100, se localizan en las zonas marginales del magma granítico inicial enfriado en el contacto.

TABLA 1

	9137	9130	9132	9100	9095	9154	9045	9151	9010	9147	9061	9123	9133	9156
SiO ₂	63.09	49.85	55.66	64.23	66.59	72.30	67.56	71.15	73.73	75.02	70.11	71.95	73.21	48.00
Al ₂ O ₃	17.69	9.57	13.17	16.79	16.29	14.12	16.05	14.34	13.20	13.06	15.11	14.08	14.16	15.12
Fe ₂ O ₃	7.15	14.08	9.07	6.23	5.10	2.95	4.44	2.67	2.37	1.83	3.35	3.25	2.35	11.97
MgO	2.12	3.45	3.16	2.10	1.80	0.84	1.54	0.80	0.59	0.26	1.22	0.98	0.77	7.94
CaO	0.52	19.61	15.30	1.26	1.47	0.84	1.43	0.80	0.70	0.50	0.99	1.05	0.60	9.05
Na ₂ O	1.38	0.40	0.72	2.61	3.31	2.73	3.00	3.02	2.04	3.66	3.35	2.64	2.48	2.00
K ₂ O	3.53	0.61	0.41	3.11	3.95	4.81	4.17	4.39	6.13	4.30	4.41	4.30	4.38	1.44
MnO	0.07	1.35	0.48	0.08	0.05	0.02	0.04	0.03	0.01	0.03	0.03	0.04	0.03	0.18
TiO ₂	0.83	0.43	0.60	0.70	0.60	0.32	0.54	0.24	0.29	0.13	0.33	0.31	0.25	2.07
P ₂ O ₅	0.10	0.21	0.21	0.15	0.18	0.13	0.19	0.16	0.33	0.19	0.16	0.15	0.15	0.29
p.f.	3.59	1.17	1.40	2.35	0.80	1.03	1.10	1.54	0.90	1.18	1.10	1.38	1.24	2.18
Norma C.I.P.W.														
Q	33.85	9.49	16.98	29.01	24.21	33.67	27.08	23.87	35.63	35.28	28.58	35.12	38.34	—
Or	20.92	0.35	2.42	18.38	23.40	28.42	24.64	25.94	36.22	25.41	26.06	25.47	25.85	8.57
Ab	11.76	3.38	6.18	22.17	28.09	23.19	25.47	25.55	17.35	31.06	28.43	22.34	20.99	17.01
An	1.99	24.14	31.45	5.25	6.18	3.34	6.03	3.08	1.53	1.30	3.97	4.27	2.14	27.95
Di	—	58.39	36.21	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12.40
Hy	13.16	—	1.20	12.21	10.11	5.39	8.70	5.04	4.05	2.81	6.49	6.13	5.20	18.58
Ol	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5.36
Mt	1.58	3.12	2.01	1.38	1.13	0.65	0.98	0.59	0.52	0.40	0.74	0.72	0.63	2.65
Il	1.58	0.82	1.16	1.35	1.14	0.63	1.03	0.47	0.55	0.27	1.03	0.61	0.49	3.95
Ap	0.24	0.82	0.52	0.40	0.45	0.33	0.45	0.38	0.78	0.47	0.38	0.38	0.36	0.71
C	10.84	—	—	7.19	4.28	3.18	4.58	3.49	2.63	1.89	3.35	3.51	4.55	—

Rocas metamórficas paraderivadas: Micacita feldespática: 9137

Rocas de silicatos cálcicos: 9130, 9132

Rocas metamórficas ortoderivadas: Neises mesocratos: 9100, 9095, 9154

Ortoneises glandulares: 9010, 9147

Neises bandeados: 9161, 9123, 9133

Anfibolita: 9156

TABLA 2

SiO ₂	67.79	72.99	76.02
Al ₂ O ₃	15.75	14.04	12.99
Fe ₂ O ₃	0.84	0.54	0.29
FeO	2.42	1.40	0.72
MnO	0.05	0.04	0.03
MgO	1.17	0.54	0.22
CaO	2.72	1.45	0.90
Na ₂ O	3.39	3.20	3.30
K ₂ O	3.59	4.37	4.58
TiO ₂	0.46	0.22	0.09
P ₂ O ₅	0.13	0.07	0.03
H ₂ O	1.33	0.87	0.58
Elementos traza			
Ba	635	432	122
Rb	168	228	286
Sr	183	117	50
C.I.P.W.			
Q	25.84	33.30	36.89
Or	21.63	26.12	27.30
Ab	29.19	27.42	28.18
An	13.74	7.29	4.51
Hy	6.09	3.23	1.56
Mt	1.25	0.80	0.42
Il	0.89	0.42	0.17
C	1.37	1.42	0.97

B) Media de rocas granodioríticas del Plutón de La Cabrera (SiO₂ 70 %).

C) Media de rocas «intermedias» del Plutón de La Cabrera (70 % SiO₂ 75 %).

D) Media de rocas graníticas diferenciadas del Plutón de La Cabrera (SiO₂ 75 %).

Datos de BELLIDO (1979).

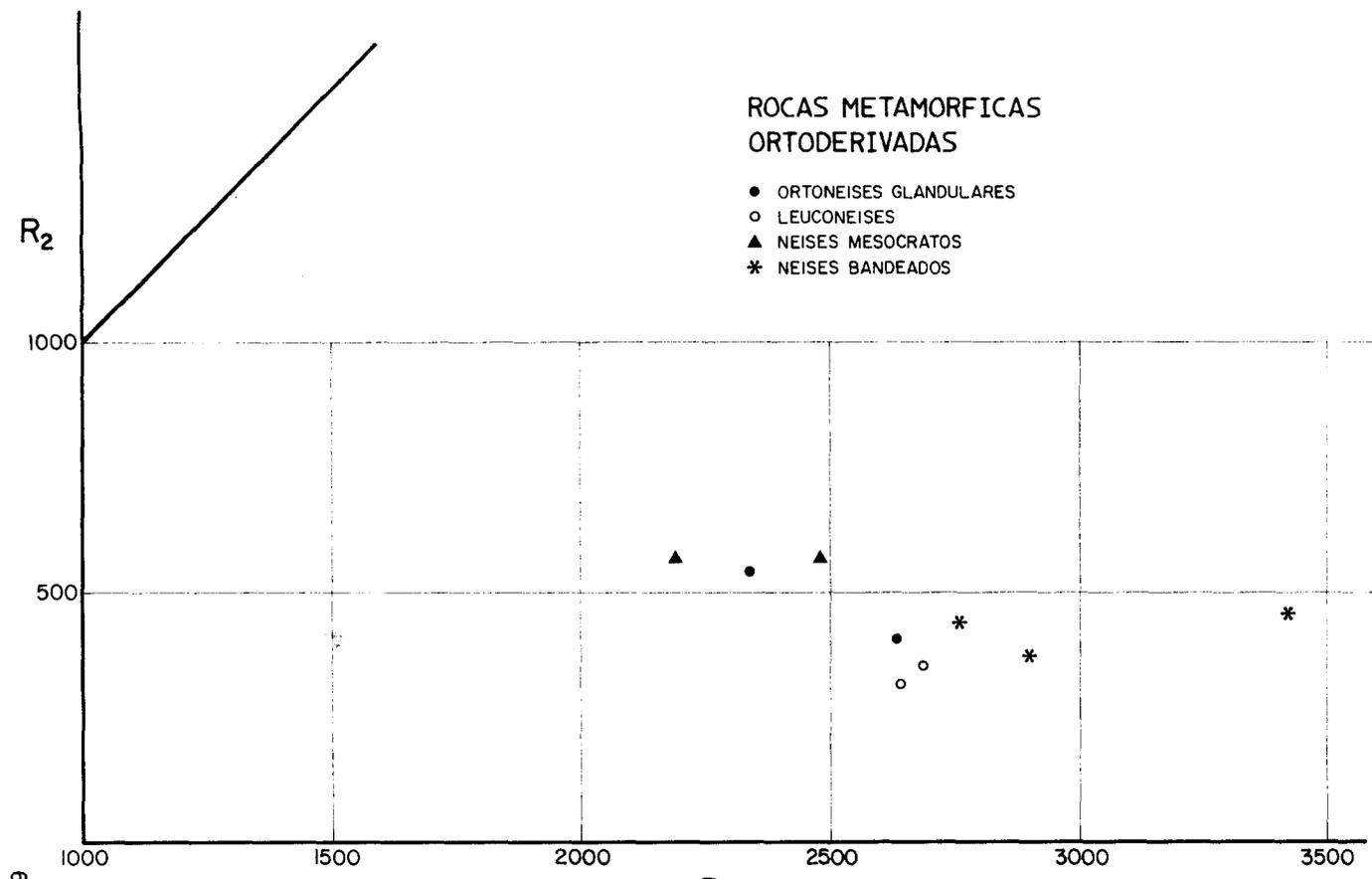
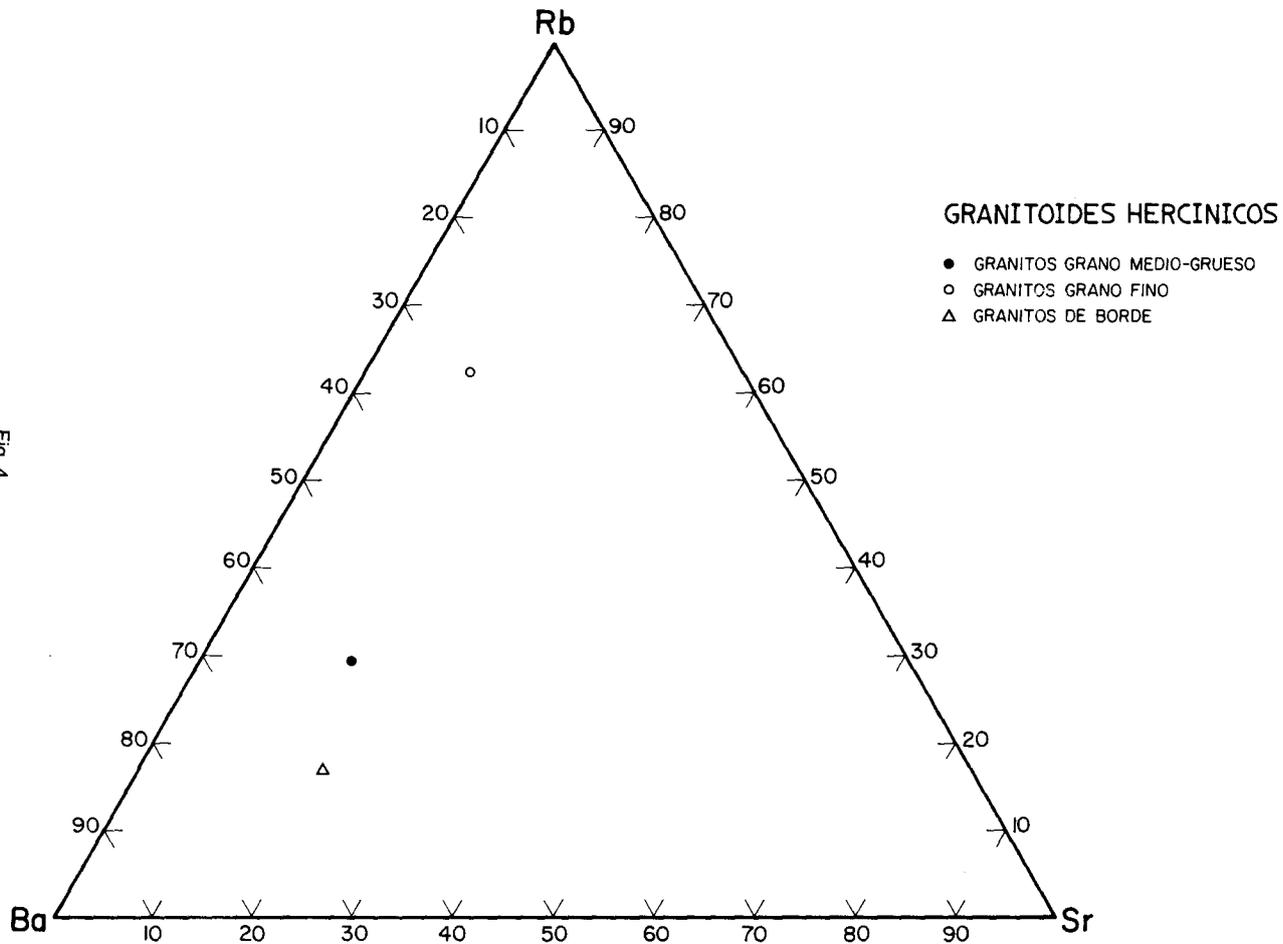


Fig. 3. R₁

Fig. 4



4. TECTONICA

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

La orogenia herciniana es la responsable de los principales eventos tectónicos, además de metamórficos e ígneos que hoy se observan en los materiales precámbrico-paleozoicos. La intensidad de la deformación y del metamorfismo asociados a ella impiden reconocer la posible existencia de deformaciones anteriores en los materiales metasedimentarios de la región.

4.1. OROGENIA HERCINIANA

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

Desde el punto de vista estructural pueden dividirse los materiales hercínicos en dos dominios separados por la falla de La Berzosa.

Al este de la falla encontramos materiales del Precámbrico y Paleozoico inferior, con metamorfismo de grado bajo y medio y una estructuración producida fundamentalmente durante las fases primera y tercera.

Del lado occidental de la falla solamente afloran materiales precámbricos, con un metamorfismo por encima de la isógrada de la sillimanita, y con la fábrica de primera fase transpuesta casi totalmente por la segunda, y ésta replegada intensamente por la tercera.

Estos dominios coinciden con los establecidos por CAPOTE *et al.*, 1981 y corresponderían a los de Somosierra-Ayllón y Guadarrama respectivamente.

4.1.1. Primera fase de deformación (D_1)

Durante el transcurso de D_1 se produce una deformación penetrativa continua que afecta a todos los materiales metamórficos de la Hoja, en su régimen deformacional con una fuerte componente de cizalla simple subhorizontal con vergencia al este (MACAYA *et al.*, en prensa).

4.1.1.1. Dominio oriental

En esta zona de la Hoja aflora una pequeña parte del flanco normal del anticlinal de D_1 de Hiedelaencina (GONZALEZ LODEIRO, 1980), muy trastocado por deformaciones posteriores. Esta megaestructura de D_1 es un gran anticlinal tumbado, vergente al E, cuyo flanco inverso está afectado por una banda de cizalla de segunda fase (GONZALEZ LODEIRO, 1981; GONZALEZ LODEIRO *et al.*, 1988).

La esquistosidad S_1 es la estructura penetrativa más desarrollada en esta región, aunque, con frecuencia, se encuentra crenulada por la tercera fase.

4.1.1.2. *Dominio occidental*

En esta zona la única estructura reconocible de esta primera fase es un relicto de S_1 en porfidoblastos de granate y estauroлита. La foliación principal que se ve en el campo es siempre una transposición de esta estructura por las fases posteriores. Asimismo no ha sido posible reconocer grandes estructuras de esta fase.

4.1.2. **Segunda fase de deformación (D_2)**

Se caracteriza por una deformación muy heterogénea que da lugar a bandas de cizalla dúctiles de espesor desde centimétrico hasta kilométrico y, en las zonas más deformadas, una fuerte milonitización (MACAYA *et al.*, en prensa).

Esta fase de deformación tiene la misma dirección y vergencia que D_1 por lo que se puede deducir que forman parte de un proceso continuo de deformación tangencial, que se inicia con la formación de pliegues tumbados, que posteriormente se orientan hasta una posición subhorizontal y culmina con el desarrollo de zonas de cizalla dúctil y milonitas en los flancos inversos de los pliegues.

4.1.2.1. *Dominio oriental*

En esta zona la deformación de segunda fase no se desarrolla en la parte correspondiente a esta Hoja. Sin embargo, más al este, en el núcleo de la antiforma de D_3 de El Cardoso, sí aparece la foliación S_2 . Esto supone que esta zona se encuentra por encima de la banda de cizalla (GONZALEZ LODEIRO *et al.*, 1988).

4.1.2.2. *Dominio occidental*

Aquí la estructura penetrativa más evidente en muchos casos es la foliación S_2 . Sobre todo en los neises bandeados, es normal encontrar charnelas discertadas de pliegues D_2 en el bandeo neísico. En los metasedimentos en el embalse de Puentes Viejas, al N de la Hoja, también se encuentran buenos ejemplos de pliegues D_2 de escala métrica.

Las fábricas planolineares que, a menudo, se encuentran en litologías como neises bandeados y metasedimentos, sobre todo paraneises, también son atribuibles a esta fase.

No se han identificado estructuras mayores correspondientes a esta fase, pero sin duda debe haberlas, ya que los neises de La Berzosa y los neises de Cincovillas son litológicamente correlacionables.

4.1.3. **Tercera fase de deformación (D_3)**

Durante esta fase se produce un replegamiento retrovergente generalizado, más apretado en el dominio occidental, que induce una deformación intensa y penetrativa en todas las áreas.

4.1.3.1. *Dominio oriental*

Al este de la falla de La Berzosa la macroestructura más patente generada en la D_3 es el sinforme de Peña de Cabra (GONZALEZ LODEIRO *et al.*, 1988). Dicha estructura es el pliegue más occidental que aparece en el flanco inverso del anticlinorio de El Cardoso, apareciendo su flanco O limitado por la falla de La Berzosa en una zona en la que se cortan las formaciones progresivamente más recientes conforme nos desplazamos hacia el sur.

Dicho sinforme no se observa en el sector de Riaza, donde la falla de La Berzosa se sitúa directamente al O del antiforame de El Cardoso; en consecuencia, la dirección del plano de falla es oblicua a las superficies axiales de los pliegues D_3 , deduciéndose una cronología relativa para dicho accidente, posterior, al menos, a la formación de las anteriores macroestructuras (GONZALEZ LODEIRO *et al.* 1988; MACAYA *et al.*, en prensa).

En el pequeño sector que aflora en esta Hoja sólo se observa parte del flanco occidental de la sinforma de Peña de Cabra, que se encuentra constituido por una serie de sinformas y antiformas menores muy trastocadas por deformaciones posteriores.

Se trata de una estructura de dirección N-S cuya inclinación de las líneas de charnela oscila entre 15 y 25° al S a lo largo del flanco observado.

Presenta una foliación de plano axial S_3 , con carácter de esquistosidad de crenulación, cuyos planos presentan direcciones desde NS a NO 15° E y buzamientos desde 40 a 70° al E. El desarrollo de dicha foliación es bastante irregular; así en los niveles estructuralmente más altos (Llandeilo) se manifiesta por la orientación de biotita y cuarzo, el microplegado de una esquistosidad previa (S_1) y una esquistosidad de crenulación, en alguna zona bastante apretada, que resulta poco penetrativa y que desaparece al pasar a las intercalaciones cuarcíticas o a la cuarcita armoricana.

Los meso y micropliegues D_3 presentan superficies axiales orientadas de manera semejante a la foliación descrita y son de las clases 1C en las capas competentes y 3 en las incompetentes (RAMSAY, 1962). Los ejes de los pliegues presentan una buena concentración en torno a la dirección N 175° E y buzamiento 16° S.

4.1.3.2. *Dominio occidental*

En esta zona la deformación correspondiente a esta fase se produce en condiciones de sillimanita o sillimanita-feldespató potásico, generándose una deformación penetrativa en áreas extensas.

Es la responsable de algunos de los pliegues cartografiados. Los pliegues generados presentan una vergencia hacia el O buzando su superficie axial de 30 a 70° al E, en general, aunque en ocasiones puede llegar a estar subhorizontal debido al efecto de fases tardías de replegamiento. Produce desde esquistosidad de crenulación a una *schistosity* que casi borra a las esquistosidades anteriores, conservándose relictos de la S_1 o $S_1 + S_2$ en alguna charnela. Su desarrollo es variable en función de la litología a la que afecta, así mientras se produce una intensa esquistosidad de crenulación y a veces una *schistosity* en metasedimentos, en los ortoneises bandeados biotíticos, se desarrolla muy bien una esquistosidad de crenulación y en los ortoneises glandulares, sin embargo, se suele producir un reaplastamiento o una desorganización de la esquistosidad principal (S_2 o $S_1 + S_2$) y a veces desarrollo de micropliegues.

Los pliegues generados en esta fase suelen ser asimétricos, con un engrosamiento importante de charnelas, y una geometría variable, predominando en general los pliegues muy apretados, a veces casi isoclinales, sobre otros más abiertos. Los ejes de los micropliegues varían de dirección al estar afectados por fases de deformación posteriores, principalmente D_4 , y son sensiblemente paralelos a una lineación mineral. En general se suelen hundir hacia el S.

Algunos de los pliegues mayores cartografiados, como las sinformas de Piñuécar-Buitrago y de Cincovillas, pertenecen a esta etapa deformativa.

4.1.4. Cuarta fase de deformación (D_4)

Durante esta etapa se repliegan suavemente las estructuras anteriores, originándose pliegues de gran longitud de onda y pequeña amplitud, con direcciones próximas a N-S y planos axiales subverticales.

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

4.1.5. Quinta fase de deformación (D_5)

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

Origina pliegues de dirección E-O de gran longitud de onda y pequeña amplitud, no habiéndose observado en relación con ellos ninguna esquistosidad de crenulación. La interferencia entre los pliegues generados en esta fase y los de la anterior (D_4) da lugar localmente a un modelo en «domos y cubetas».

A esta etapa se puede atribuir el giro de amplio radio de las estructuras al S de la Hoja de Prádena (al N de ésta) y al N de la presente Hoja de Buitrago, donde la foliación principal pasa de ir N 20-30° E (en Prádena) a N 140-160° E (en Buitrago).

4.2. DEFORMACIONES FINIHERCINICAS

Entre las meso-estructuras visibles en esta hoja, que pueden considerarse asociadas a esta etapa, hay un conjunto de zonas «nebulitizadas» (S.S. Estilictitas), (definidas en esta misma región por WAARD 1950 como croiciditas), 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 movimiento de falla normal, al igual que las estructuras internas de las bandas de estictolitas (por ejemplo rotaciones asimétricas). La dirección de estas estructuras varía en esta zona entre los N 50-80 E, es decir en general muestran una marcada dirección submeridiana, su buzamiento oscila entre 80-60 sur. Estas mismas estructuras han sido interpretadas por CASQUET *et al.* (1988),

como indicadores de una etapa temprana de extensión homogénea en el ámbito del S.C.E. Este período de extensión sería previo a las etapas de idéntico régimen tectónico que se describen a continuación.

Las estructuras mayores finihercínicas de esta hoja tienen gran importancia a la hora de definir la macroestructura pre-Alpina 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 Berzosa (estructura de F_2 hercínica), que con dirección N-S y buzamiento aproximado de 60° E, produce el hundimiento de toda la región situada al este de hoja (GONZALEZ CASADO y CASQUET, 1988), esta estructura lleva asociados importantes procesos hidrotermales tardíos en el labio hundido (por ejemplo zona andalucita hidrotermal op. cit.). Estas estructuras dúctiles pueden reactivarse durante etapas más tardías, inclusive durante etapas alpinas y/o etapas neotectónicas, pudiendo reconocerse superpuesto al trazado dúctil normal (dirección N-S y buzamiento de 50-60 al E), fallas frágiles que retocan las estructuras anteriores (GONZALEZ CASADO, 1987; GONZALEZ 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 Madarquillos (GIL TOJA, 1987), de dirección N-S, buzando aprox. 45 al este y con movimiento de falla normal.

4.2.1. Etapa Malagón

Esta etapa se encuentra definida en todo el ámbito del S.C.E., por zonas de cizalla y haces de diques de pórfidos graníticos con direcciones E-W y fuertes buzamientos (CAPOTE *et al.* 1987). En la hoja que nos ocupa, no está definida por estas orientaciones. Los diques de pórfido granítico muestran direcciones entre N 90-140 E (Fig. 5), siendo las direcciones predominantes las N 115-135 E, llegan a existir algunos diques con direcciones N 160 E, estas direcciones implican que la extensión en esta región sigue una dirección NE-SW durante la etapa de emplazamiento de los diques, en lugar de la dirección N-S del resto del S.C.E. Esto podría explicarse al encontrarnos en el borde este de la zona donde se localizan las importantes extensiones finihercínicas en el S.C.E. (CASQUET *et al.* 1988).

4.2.2. Etapa Hiendelaencina

Al igual que la etapa anterior, este período de deformación se observa en todo el ámbito regional del S.C.E. Es un importante período de fracturación (etapa de deformación tardihercínica en S.S.), durante el cual se generan fracturas y diques (mayoritariamente de cuarzo), que actúan como desgarres o fallas normales direccionales (CAPOTE *et al.* 1987), las orientaciones de estas estructuras muestran la existencia de dos familias, una con fallas entre N 15-35 E y otra entre N 70-90 E, y la dirección media de máximos esfuerzos horizontales que originan los movimientos descritos se sitúa según los N 55 E. Este es el caso de los diques de cuarzo y fallas existentes en esta hoja (Fig. 6), donde se puede apreciar como la dirección más frecuente es la pró-

Fig. 6 Direcciones de diques de cuarzo

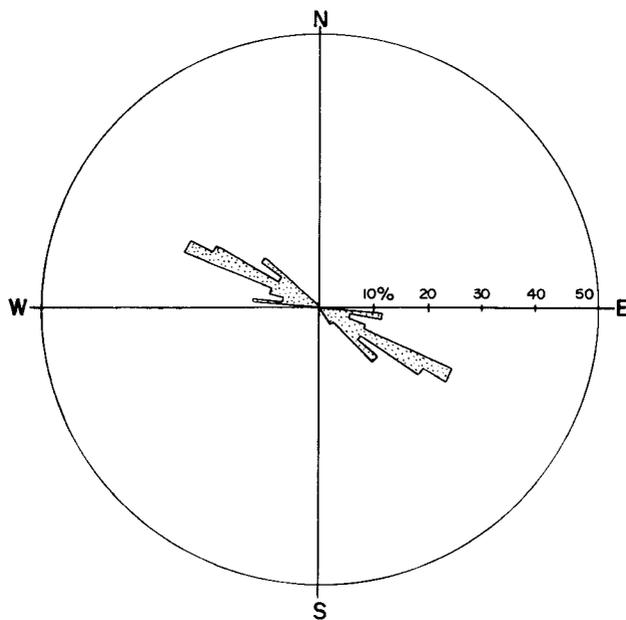
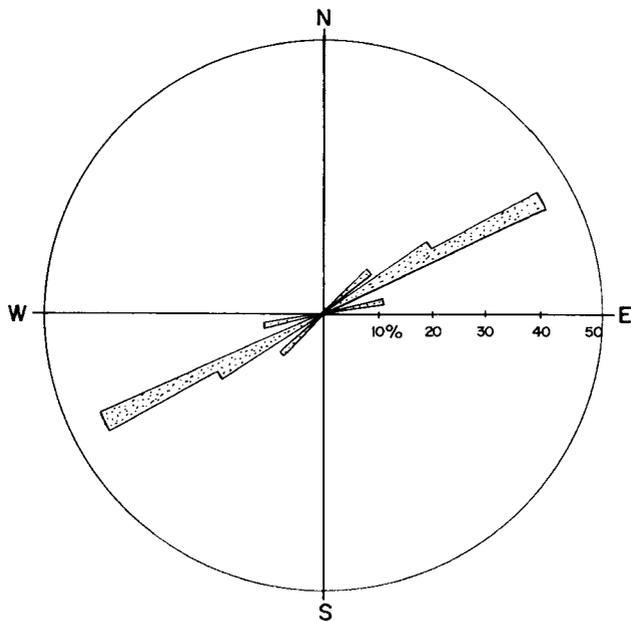


Fig. 5 Direcciones de pórfidos graníticos

xima a los N 70 E, aproximadamente el 45 % de los diques medidos. Algunas de las fallas y diques de la familia N 15-35 E o lo que es lo mismo NNE-SSW llevan asociadas mineralizaciones de diversos tipos de sulfuros (por ejemplo, en Gargantilla del Lozoya y en Bustarviejo).

4.3. OROGENIA ALPINA

Las etapas de deformación alpinas originan el gran horst inverso del valle del Lozoya y de la esquina SE de la hoja.

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

4.3.1. **Etapla 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. **Etapla Guadarrama**

Caracterizada por direcciones de compresión transversales a la sierra del Guadarrama, es decir desde los N 140 a los N 170 E, origina el movimiento de dos conjuntos de fallas, uno con direcciones entre NOE-N 20 E y el otro entre N 70 E-90 E. También se forman durante el mismo todos los grandes pliegues postpaleozóicos que con direcciones próximas a la NE-SW recorren esta hoja. Durante esta etapa se origina el gran Grabben inverso que con dirección próxima a la N 70 E existe en la parte central de esta hoja, al igual que el que limita todo el bloque levantado del S.C.E. por el sur (esquina SE de la hoja).

Las fracturas que con direcciones NE-SW limitan estos bloques son siempre grandes fallas inversas, en las cuales se puede incluso llegar a superponer los materiales Paleozoicos sobre los Mesozoicos.

Asociados a estos cabalgamientos y fallas inversas se originan pliegues en rodilla en la cobertura mesozoico-cenozoica, pliegues que tienen direcciones de ejes subparalelas a las de las fallas. Estos pliegues tienen frecuentemente uno de sus flancos invertidos (el cabalgado). Su vergencia es principalmente hacia el NW aunque también pueden presentar vergencia SE. El período de actuación de esta etapa es intra-Miocena (Aragoniense).

Las fallas de dirección N 0-20 E desplazan a los diques de pórfido en la horizontal, generalmente en sentido sinistral. Esta familia también retoca claramente en la esquina SE de la hoja, al borde E del granito de la Cabrera, a las barras de cuarcita Armoricana, a pliegues de F_3 y a la zona de cizalla dúctil normal de Berzosa (descrita en el primer apartado).

Otra falla importante dentro de la familia N 70-90 E, es la falla del Atazar (FER-NANDEZ CASALS, 1979), la cual discurre en parte entre el Berrueco y el Atazar (Hoja

de Valdepeñas de la Sierra). Esta falla desplaza al límite este del granito de la Cabrera dextralmente y a la barra de cuarcita Armoricana del borde E de la hoja sinex-tralmente. FERNANDEZ CASALS (1979) calculó el desplazamiento vertical de esta falla, en la hoja vecina de Valdepeñas (op. cit), siendo el resultado un salto vertical mínimo de 2.000 m. Otras características de esta falla es ser inversa (labio cabal-gante el Sur) y buzard hacia el sur. El desplazamiento contrario de la cuarcita armoricana (So Buza al este) y del granito de la Cabrera sólo puede explicarse con el tra-zado de esta falla inversa, si el límite este de dicho afloramiento granítico buza hacia el oeste.

4.3.3. Deformaciones Neotectónicas

En las proximidades de Redueña, aparecen unos conglomerados cuaternarios con geometría de canal que presentan en su contacto con las margas cretácicas una deformación (reorientación de los cantos) apreciable. Las direcciones de fracturación medidas dan direcciones norteadas, implicando una dirección de compresión reciente N-S, lo que concuerda con lo que en la hoja de Torrelaguna se describe como «fase Torrelaguna».

5. GEOMORFOLOGIA

5.1. CARACTERISTICAS GEOMORFOLOGICAS GENERALES

La zona que constituye la Hoja de Buitrago del Lozoya presenta, como rasgos más destacados del relieve, las sierras de La Morcuera y La Cabrera que, en cierta manera, la delimitan hacia el sur, así como las estribaciones de los montes Carpeta-nos hacia el norte. Las depresiones interiores, de origen fundamentalmente tectóni-co, constituyen otro elemento fundamental en esta zona. Ambas, elevaciones y depresiones, configuran la fisonomía característica de toda sierra estructurada en bloques.

Como ocurre en todo el Sistema Central, así como en la mayoría de los macizos antiguos reactivados, la geomorfología de esta zona está controlada por las grandes superficies de erosión y las formas asociadas a ellas. A estos rasgos morfológicos básicos se superponen otros, derivados de procesos actuales y/o subactuales, que van a constituir las formas de detalle.

Así pues, en general, las características geomorfológicas de estas zonas se pue-den subdividir en dos grandes apartados:

1. Las superficies de erosión, que, junto a la morfoestructura, configuran a grandes rasgos el paisaje actual.
2. El modelado reciente, cuaternario y pliocuaternario que, superpuesto a lo anterior, determina las formas de detalle.

5.1.1. Las superficies de erosión

La sierra de Guadarrama y sus bordes presentan una fisonomía característica de grandes superficies de aplanamiento ya citadas por distintos autores, (FISCHER, 1894; SCHMIEDER, 1915; STICKEL, 1929; etc.). Es SCHWENZNER (1937), sin embargo, quien plantea por primera vez un modelo evolutivo que estructura dichas superficies según un esquema similar al desarrollado por PENCK (1923, Ref. 1972) y conocido como de la «escalera de piedemonte».

Siguiendo dicho modelo, el relieve actual se debería a un proceso conjunto de elevación y arrasamiento que conduciría a la formación de una estructura «escalonada» que se concreta en una superficie de cumbres, de edad intraterciaria, y tres de meseta, la M3, o de paramera, finimiocena, y las M2 y M1 de piedemonte, pliocenas.

Posteriormente, SOLE (1952) y BIROT y SOLE (1954), plantean un nuevo modelo que centra toda la morfología actual en una sola fase o ciclo, el postmioceno. Según dichos autores, el Sistema Central estaría constituido por una penillanura finimiocena que queda desnivelada mediante una tectónica de bloques, siendo durante el Plioceno, y bajo unas condiciones de aridez y semiaridez, cuando se formarían las llanuras que hoy configuran los piedemontes o rampas.

Otro modelo evolutivo para estas zonas lo constituye el planteado por PEDRAZA (1978), según el cual se partiría de una gran planicie fundamental o generatriz «tipo penillanura» poligénica y heterocrona, es decir, resultante de diferentes ciclos morfológicos (poligénesis) y finalizada en distintas épocas (heterocrona).

Esta superficie generatriz sería inicialmente abombada por la orogenia alpina (finales del Cretácico-principios del Eoceno), y posteriormente (finales del Terciario), compartimentada en bloques hasta configurar la morfología actual. Al mismo tiempo que se produce esta desnivelación en bloques, los bordes van siendo erosionados dando distintos escalones, primero en un proceso de lavado tipo *etchplain*, y después en uno de remodelación tipo *pediment*.

Como ya apuntaron BIROT y SOLE (1954), los movimientos tectónicos desniveladores que evidencian esta compartimentación en bloques son mucho más recientes que cualquier proceso de aplanamiento, ya que se producen incluso durante el Cuaternario, afectando fundamentalmente a los bloques que constituyen los *horst* y los *grabens*. De acuerdo con ello, la consolidación de las zonas culminantes y de las depresiones, puede ser muy reciente.

GARZON (1980), considera como generatriz una superficie tipo *etchplain* elaborada a finales del Cretácico y remodelada como penillanura durante el Terciario. Los restos de dicha superficie serían los que hoy constituyen las cumbres del Sistema Central, mientras que los piedemontes corresponderían a esa superficie tipo *etchplain* exhumada tras ser fosilizada por los sedimentos terciarios. FERNANDEZ (1987), sigue también esta idea, otorgando un papel destacado a los procesos de exhumación en la morfogénesis del Sistema Central.

Como ya ha sido señalando por diferentes autores (PEDRAZA, 1978; CABRA *et al.*, 1983; CENTENO *et al.*, 1983, etc.), en toda esta zona se observan una serie de cerros y hombreras entre la superficie de cumbres y la de paramera, o entre esta última y los piedemontes. Estas formas podrían ser interpretadas como residuos de esa posible etapa de formación de una superficie tipo *etchplain* sugerida por los autores antes mencionados.

Independientemente del modelo genético que pueda deducirse, el relieve de esta

zona se ajusta a la fisonomía general del Sistema Central, es decir: un conjunto de planicies escalonadas. Dichas planicies son correlacionables con las definidas en las cuencas o fosas adyacentes del Duero y Tajo, y son: la de cumbres y las de meseta (M3, M2 y M1) en el macizo, y las superficies de campiña y de los páramos en la cuenca.

5.1.2. El modelado de detalle

La tónica general en todo el Sistema Central es de predominio de las acciones degradantes frente a las agradantes. Las laderas y demás escarpes de articulación se presentan por lo general limpios, apenas recubiertos de un manto edáfico de poco espesor. Es en las depresiones y vegas de los grandes ríos, donde aparecen los fenómenos deposicionales, aunque en la zona de Buitrago los sistemas de aterramiento fluvial no están muy desarrollados, pudiéndose únicamente observar alguna terraza en el valle alto del Lozoya.

Los procesos generadores del modelado de detalle pueden agruparse en tres grandes grupos: fenómenos fluviales y asociados, responsables de la formación de la mayoría de los elementos geomorfológicos representados en esta zona, ya sean de carácter erosivo (gargantas, rellanos articulados, glacis erosivos,...) o de carácter deposicional (conos aluviales, terrazas, glacis s.s.,...); fenómenos gravitacionales, los que originan los depósitos que tapizan las laderas, aunque el agente generador sea fundamentalmente la gravedad, a menudo se encuentran asistidos por otro tipo de proceso, tales como arroyada, solifluxión, etc.; fenómenos glaciares y periglaciares, un tipo de proceso mucho más escaso y localizado que los anteriores. Los elementos glaciares representados en este área se reducen a pequeños glaciares de circo localizados en las zonas más altas de la ladera, en su límite con la superficie de cumbres, que presentan un desarrollo no muy importante en sus morrenas, y cuya cronología sigue siendo discutida. Asimismo, los fenómenos periglaciares presentan su máxima intensidad en las zonas de altas de cumbres y parameras, así como en la ladera alta. Fundamentalmente se trata de procesos solifluidales y de gelifración, más o menos asistidos por otro tipo de fenómenos tales como la gravedad, que probablemente presentaron un mayor desarrollo en épocas glaciares que en la actualidad.

5.2. EL SISTEMA CARTOGRAFICO

Dada la ausencia de una sistemática generalizada y precisa en el campo de la cartografía geomorfológica, así como de unas unidades básicas que sirvan de referencia geométrica, genética y evolutiva, cada especialista opta por el modelo cartográfico que mejor se adapte a las características particulares de cada área.

En este caso, y dadas las particulares características geomorfológicas del Sistema Central, se ha optado por un sistema cartográfico desarrollado por algunos de nosotros (PEDRAZA, 1978; CENTENO, 1983; CENTENO *et al.*, 1983; RUBIO, 1984), en el que se delimitan las unidades geomorfológicas mayores como referencia básica. De esta manera, se diferencian unas porciones del relieve que se han generado según unos procesos, 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 son lo que constituyen las UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS.

Estas unidades pueden ser compartimentadas en formas de menor rango, que establecen las referencias geométricas y genéticas mínimas en que pueden ser divididas cada unidad, son lo que constituyen los ELEMENTOS GEOMORFOLÓGICOS. Estos elementos pueden agruparse según varias categorías:

Propios: Son aquellos elementos que caracterizan a una unidad; por lo 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 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 que la distorsionan desde un punto de vista geométrico, genético y/o evolutivo. Esta asociación puede ser por:

- HERENCIA, como es el 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 generadores de la unidad. Son, por tanto, elementos que tienden a sustituir a los propios y característicos de la unidad en base a definir una nueva.

5.3. DESCRIPCIÓN DE LAS UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS

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 que dan lugar a las divisorias principales de la región. Son característicos algunos relieves residuales tipo *monadnock* así como extensas áreas donde aflora un sustrato alterado.

Como consecuencia del rango de altura en que aparece, por encima de los 2.000 m, en toda la superficie se encuentran signos de actividad periglacial de distinta intensidad: suelos estructurados, guirnaldas, rosetones, céspedes almohadillados, etc. La distribución de estos elementos coincide con la de la unidad.

5.3.2. Superficie tipo penillanura en parameras/hombreras

Corresponde a la superficie de meseta M3 de SCHWENZNER (1937). Su morfología es igual a la de cumbres, con relieves residuales tipo *monadnock* y gran abundancia de alteraciones y navas. Dentro del Sistema Central los mejores ejemplos de esta superficie corresponden a las parameras abulenses. Fuera de allí queda reducida a pequeños rellanos colgados a media ladera o culminando elevaciones secundarias. En la Hoja que nos ocupa, esta unidad está representada ampliamente en la superficie que culmina la sierra de La Morcuera, así como en una serie de hombreras y alineaciones que la rodean.

Los procesos fundamentales que se dan en esta superficie son, como en la de cumbres, sobre todo periglaciares, aunque de menor intensidad.

5.3.3. Escarpes de articulación formando 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, gravitacional, glaciar, etc.

En general, aunque a veces sea difícil reconocer planos o escarpes de falla, son asociables a grandes fracturas, lo que hace que se interpreten como desniveles de origen tectónico.

Un hecho generalizado en todo el Guadarrama es la presencia, más o menos continua a lo largo de toda la ladera, de una serie de depósitos de removilizaciones de muy escaso espesor, asociados a suelos, alteraciones, etc., que en la mayoría de los casos no pueden ser considerados como un auténtico coluvión.

5.3.4. Relieves residuales poligénicos formando *inselbergs*

A lo largo de todos los piedemontes del Sistema Central, e incluso asociados a ciertos tramos de las laderas, se encuentran múltiples relieves que pueden ser considerados como residuales. Su fisonomía escarpada y su contraste neto con la base donde se asientan, hace que puedan ser catalogados en el contexto de *inselbergs*.

En esta zona este tipo de morfología presenta gran desarrollo, y, aunque su planicie culminante pueda asociarse a la de las parameras, tal profusión y continuidad hace pensar en una morfología autónoma, capaz de ser encuadrada en el contexto de unidad.

La presencia de diferentes rellanos culminantes, y sus correspondientes articulaciones e inflexiones de base, hacen pensar en un génesis según etapas asociadas a diferentes ciclos, de ahí su calificativo de poligénicos. El desencadenante «genético» de esta unidad corresponde a un proceso de lavado durante el Mioceno, llegando a generar una superficie tipo *etchplain*, tal como ya ha sido apuntado en otras zonas (ver Mapa Geológico de San Martín de Valdeiglesias).

5.3.5. Depresiones interiores formando piedemontes/corredores

La estructura general de esta unidad la presenta como una zona hundida respecto al entorno inmediato. Tiene por ello un control estructural neto, lo cual queda patente en el trazado de sus límites, que a grandes rasgos se ajustan al de grandes accidentes tectónicos.

Dentro de esta unidad se engloban las depresiones del alto Lozoya (que se continúa en la Hoja vecina de Segovia), la de Canencia (de menores dimensiones e importancia), y la de Buitrago (que se extiende hacia el sur, enlazando con la de Miraflores-Redueña, localizada en la Hoja de Torrelaguna).

De todas ellas, la primera es quizá la única que se puede considerar como una verdadera fosa tectónica, siendo uno de los mejores ejemplos de *graben* dentro del Sistema Central. Está delimitada por dos grandes sistemas de fallas, las de la ladera meridional de los montes Carpetanos y las de la ladera septentrional de la sierra de La Morcuera. El fondo de esta depresión presenta una convergencia neta con los relieves externos del macizo, es decir, los de las cuencas del Duero y del Tajo. Tal convergencia deriva de la presencia de depósitos mesozoicos y terciarios que recubren el fondo de la depresión.

La pequeña depresión de Canencia es mucho más reducida, no pudiéndose considerar como una verdadera fosa, aunque indudablemente el factor tectónico haya jugado un papel importante en su formación. Carece de sedimentos de cobertera, excepto las formaciones superficiales recientes, siendo las formas de carácter erosivo las que predominan. Converge netamente con los piedemontes tipo rampa.

La depresión de Buitrago es la de mayores dimensiones de esta zona. Al igual que las demás tiene un importante condicionamiento tectónico en su formación, que le confiere esa orientación NS. Presenta sedimentos terciarios en su borde oriental, que a su vez están limitados por fracturas de igual orientación, estando recubiertos por depósitos pliocuaternarios y cuaternarios. Esta depresión converge claramente con las superficies tipo pediment, quedando aislada por la existencia de relieves residuales tipo inselberg. Hacia el sur, conecta con la depresión de Miraflores-Guadalix-Redueña mediante un corredor limitado por la sierra de La Cabrera y los cerros labrados sobre material metamórfico al sur del Berrueco.

Aparte de estas tres depresiones, en el sur de la Hoja, se localiza un pequeño corredor al oeste de Bustarviejo, recorrido por el Arroyo del Valle, que va a enlazar ya en la Hoja de Torrelaguna, con la depresión de Miraflores-Redueña. Esta pequeña depresión o corredor carece de sedimentos, excepto las formaciones superficiales más recientes, convergiendo por ello con los piedemontes tipo rampa.

5.3.6. Superficie tipo pediment formando rampa

Se corresponde esta unidad con las dos superficies de meseta M1 y M2 de SCHWENZNER (1937). Estas elevadas son características del Sistema Central, haciendo de enlace entre las elevaciones y las fosas del Duero y del Tajo.

Se trata de planicies en general degradadas por la incisión fluvial. Su arranque está por lo general bien definido mediante una ruptura de pendiente neta, siendo característica la presencia de relieves residuales.

En su trazado aparecen dos escalonamientos que corresponden a otras tantas fases de desnivelación tectónica y/o modelado, diferenciándose así la superficie tipo pediment formando rampa inferior, que enlaza directamente con las elevaciones aunque pueda quedar interrumpida por depresiones que, en ocasiones, se prolongan hasta la misma unidad de ladera (se corresponde con el nivel M2 de SCHWENZNER); y la superficie tipo pediment formando rampa superior, que constituye en realidad un falso pediment, ya que está generado a costa del pediment superior, unas veces por simple desnivelación tectónica, y otras por desnivelación y fenómenos modeladores, los cuales han tenido un desarrollo irregular, en algunas zonas de simple retoque del pediment desnivelado, y en otras de verdadera sustitución del mismo. Se corresponde con la superficie M2 de SCHWENZNER.

5.3.7. Vertientes glacis y formas de sustitución y/o degradación de las otras unidades

Su significado a nivel de unidad es discutible. En la Hoja de Buitrago está escasamente representada, siendo únicamente en el sector SE donde se puede llegar a definir una auténtica sustitución de otras unidades. Su génesis hay que asociarla con los primeros estadios en la definición de los encajamientos de la red hidrográfica actual. Se trata de rellanos generados mediante un proceso degradante sobre una unidad previa, asociables a cauces fluviales, no siempre acordes con los trazados actuales.

Desde el punto de vista genético evolutivo pueden clasificarse formas de transición entre las morfologías de planicies generalizadas precuaternarias, y las llanuras encajadas o aterrazamientos cuaternarios.

Según se desarrollen en uno u otro contexto, se diferencian: vertientes glacis y formas de sustitución y/o degradación de las otras unidades desde el macizo cristalino, que en esta zona queda restringida al área situada justo al norte de los relieves estructurales cretácicos de Torrelaguna; y vertientes glacis y formas de sustitución y/o degradación de las otras unidades sobre la cuenca terciaria, labrada sobre los materiales terciarios que se extienden a partir de los relieves estructurales arriba mencionados, desarrollándose hacia el sur en los mismos.

5.3.8. Relieves estructurales de plegamiento

Se trata de formas exhumadas por la degradación fluvial, actuando sobre los depósitos que las fosilizan, es decir, las series terciarias. En la zona SE de la Hoja, en el contacto macizo-cuenca, configuran unos relieves de transición o borde. En el valle del Lozoya los materiales cretácicos aflorantes no tienen entidad suficiente como para incluirlos dentro del contexto de esta unidad, presentando una estructura bastante irregular por la densidad de fallas que distorsionan estas formaciones. Así pues, están referenciados únicamente a nivel de elementos geomorfológicos en la cartografía.

5.4. ELEMENTOS GEOMORFOLOGICOS

5.4.1. Elementos asociados a las superficies de erosión

Estos elementos constituyen, en general, formas relictas que no están en equilibrio con las condiciones morfogenéticas actuales y/o subactuales, generadas durante el período de formación de las unidades geomorfológicas sobre las que se definen.

Los elementos de este tipo más generalizados en todo el Sistema Central son los relieves residuales, que responden a diferentes tipologías.

Los relieves residuales tipo *monadnock* son formas alomadas, con articulaciones suavizadas, y que presentan continuidad geográfica con el trazado de la superficie

donde se encuentran. Se localizan en las superficies de cumbres y de paramera. Este tipo de relieves corresponde a las formas que caracterizan los resaltes propios de una superficie «tipo penillanura» y se entienden tal cual los entendiera DAVIS (1899), si bien la penillanura se asocia a una génesis policíclica (KLEIN, 1959) y no sólo al sistema morfogénico o de «erosión normal».

Otro tipo de relieves no presenta una asociación específica a una génesis determinada, pudiendo tener un carácter de forma asociada a una determinada litología, relieves residuales lineales, o no presentar ningún tipo de característica determinante, en cuyo caso los englobamos dentro del término general de relieves residuales sin significado específico.

5.4.2. Rellanos, culminaciones, hombreras y cerros poligénicos

Se trata de formas residuales originadas por los procesos de degradación y/o sustitución de las unidades morfológicas. Estos procesos están por lo general ligados a los fenómenos fluviales, aunque no en exclusividad, por los que se les denomina poligénicos.

Dependiendo de su morfología y significado se han dividido en diferentes grupos, el primero de ellos constituido por los denominados cerros testigo, cuya culminación puede ser plana o en cresta, denunciando la existencia de una morfología previa ya sustituida. Igual significado tienen muchos cerros testigo alomados. Se localizan por lo general en piedemontes y depresiones.

Con carácter morfológico diferente, aunque de igual significado genético, aparecen una serie de rellanos o planicies de escaso desarrollo, que forman hombreras y collados. Ambos han sido generados por acción denudadora básicamente fluvial, y/o pluvial, y/o nival, estando asociados a estructuras falladas. Se localizan, por tanto, en las laderas.

5.4.3. Escarpes

Aunque la gran mayoría tienen en común su posición en relieves de encajamiento fluvial, en su génesis no pueden descartarse otros procesos como los de arroyada, nivales, etc., e incluso una cierta influencia estructural. De este modo deben aludirse como escarpes poligénicos. Sólo en algunos casos concretos pueden asociarse a fenómenos tectónicos recientes, por ello se les alude como escarpes de falla.

En este sentido debe precisarse que, en esta zona, al igual que en todo el Sistema Central, lo cual se ha señalado frecuentemente, la mayoría de los escarpes y laderas tienen un determinismo estructural bastante neto. Sin embargo aquí nos referimos a escarpes asociables a procesos más recientes.

Los escarpes de relieves residuales tipo *inselberg*, diferenciados en esta zona, tienen un desarrollo amplio y uniforme, que en muchos casos les asemeja a la unidad de ladera. Su génesis es compleja, pues, aunque en muchos casos sean asociables a la red de fracturas, hay que tener en cuenta que se trata de relieves generados en distintas etapas, mezclándose distintos tipos de procesos en ellas, como son exhumaciones, pedimentación y/o procesos fluviales semiactuales.

5.4.4. Elementos glaciares

Pobrementemente representados en esta Hoja, tienen su importancia dado que constituyen parte del conjunto glaciar de los montes Carpetanos, cuyo máximo desarrollo se da en la vecina Hoja de Segovia.

Son formas de agradación y degradación producidas durante la última fase glaciar existente en la sierra de Guadarrama. Dado su limitado desarrollo, no llegan a presentar una entidad suficiente como para englobarlos dentro de una unidad, definiéndose como elementos sobrepuestos sobre las unidades de ladera y de cumbres.

Son glaciares de circo de escasa dimensión, presentando la mayoría de ellos un complejo morrénico sencillo, sin crestas asociables a diferentes fases, estadios o pulsaciones glaciares.

La coincidencia de determinadas cabeceras torrenciales con este tipo de elementos hace que los depósitos de till típicamente glaciares se encuentren remodelados por la acción fluvial o fluviotorrenciales, produciéndose unos materiales mixtos, de génesis compleja, a los que denominamos depósito mixto torrencial-till. De igual forma, pueden considerarse los depósitos que hoy forman turberas y que se desarrollan en depresiones y antiguos lechos glaciares que presentaba un recubrimiento de till, a los que denominamos depósitos mixtos till-nava.

5.4.5. Elementos periglaciares y nivales

Corresponden a las formas propias de los procesos periglaciares actuales, y/o antiguos, desarrollados sobre estas zonas. Carecen de entidad geométrica y genética como para ser establecida la categoría de unidad y se definen como elementos sobrepuestos y degradantes de las superficies tipo penillanura en cumbres y parameras, así como de los tramos superiores de las laderas.

Dependiendo de las dimensiones, carácter y reparto de los elementos generados mediante estos procesos, se han dividido a grandes rasgos en cartografiables o no cartografiables.

En el segundo grupo, elementos no cartografiables, se han incluido dentro del término general de suelos estructurados todos aquellos elementos que presentan una repartición homogénea a través de toda la superficie de una o varias unidades. Este es el caso de enlosados, guirnaldas, rosetones, etc., que se definen preferentemente en la superficie de cumbres.

Dentro del grupo de elementos cartografiables se diferencian los nichos de nivación, caracterizados por su morfología de cuenca o nicho, con un ligero labrado, o incluso pulido, por hielo o nieve compactada, que se encuentran situados generalmente en cabeceras o cuencas de recepción torrencial. Los canchales, dentro también de este tipo de elementos, se deben fundamentalmente a procesos gravitacionales, aunque asistidos por procesos debidos a la presencia de hielo, tales como la crioclastia. Por lo general están muy bien representados en todo el Sistema Central, apareciendo en las zonas más altas de las laderas. Se instalan en cuencas de recepción torrencial que previamente habían desmantelado las posibles alteraciones y depósitos superficiales, dejando la roca al descubierto, lo que facilita estos procesos. También hay que destacar ciertos procesos generados por las aguas tanto pluviales como de fusión nival, y que han sido englobados dentro del término arroyada mixta.

Los procesos solifluidales son los más importantes en extensión, ya que se encuentran afectando a la mayoría de las superficies de cumbres y parameras, y parcialmente a las laderas. Se trata de movimientos de suelo generadores de formas específicas tales como lenguas, terracillas, lóbulos, etc., sin que necesariamente implique un cambio en su estructura. En general, son procesos estacionales activos, con límites difícilmente precisables, en los que se asocian geliflujión y soliflujión estricta. En determinadas zonas de ladera, concretamente en su parte más baja donde se articula con la depresión del Lozoya, se han diferenciado un tipo de depósitos solifluidales específicos, ya que se trata de unos materiales muy finos sobre los que se dan procesos gravitacionales y solifluidales, y que han sido cartografiados bajo el término de depósito mixto coluvial solifluidal en materiales finos.

5.4.6. Elementos estructurales de plegamiento

Se trata de formas generadas por el plegamiento de las unidades mesozoicas, que en esta Hoja están muy poco representadas, dado el escaso afloramiento de estos materiales, tratándose de cuestras y crestas que quedan restringidas al sector más suroriental de la Hoja, y que constituyen parte del sistema de cuesta de Torrela-guna. También en la depresión del Lozoya se pueden diferenciar algunos relieves de este tipo de mucha menor importancia.

5.4.7. Elementos fluviales y asociados

Estos elementos son los que presentan mayor desarrollo, dado que los procesos fluviales y/o asociados son los que juegan un papel más importante en la morfogénesis. A ellos se deben las únicas acciones degradantes con entidad suficiente como para llegar a definir nuevas morfologías. Los elementos diferenciados responden a funcionamientos a veces muy dispares, pero siempre controlados por la presencia de aguas ya sean concentradas o semiconcentradas, libres o no, con circulación excepcional, estacional o permanente, y con dinámicas muy variadas. Dependiendo del carácter erosivo o deposicional de los elementos, vamos a subdividirlos en dos grandes grupos, aunque a veces, dado el carácter complejo de alguno de estos elementos, sea difícil encuadrarlos dentro de uno u otro grupo.

5.4.7.1 Elementos fluviales con carácter erosivo

Dentro de este grupo se encuentran los rellanos articulados que aparecen por lo general en el fondo de las depresiones, y en los relieves del borde del macizo y de la cuenca. Se definen, por tanto, igualmente sobre materiales cristalinos como sobre sedimentarios. Sobre ellos se encajan los restantes elementos fluviales, y su vergencia hacia el cauce principal hace que puedan ser definidos como rellanos erosivos tipo glacis, previos a los procesos de aterrazamiento fluvial.

Dentro de las formas de incisión fluvial generadas a partir de torrenteras, arroyos y ríos, podemos distinguir, según sea su morfología: gargantas, cuyo desarrollo vertical es mucho mayor que su anchura, aunque en ocasiones ésta sea suficiente para albergar un pequeño fondo aluvial; y cañones o gargantas en artesa, con paredes

muy escarpadas y anchura de valle mayor, lo que suele implicar un fondo aluvial. En esta zona, estas formas han sido aprovechadas para la construcción de los principales embalses.

Otro tipo de elementos con carácter marcadamente erosivo son las cabeceras torrenciales. Son formas con fisonomía en circo, más o menos irregular por su cierre y extensión hacia la zona de desagüe.

En algunos casos, estas formas de incisión lineal, fundamentalmente gargantas, presentan un cambio brusco en su perfil longitudinal, que puede haber sido producido por numerosos factores, como un cambio en la pendiente al pasar de una unidad a otra, o puede tener un condicionante tectónico o de variación composicional de la roca a la que disectan.

5.4.7.2 *Elementos fluviales con carácter deposicional*

Dentro de este segundo grupo de elementos fluviales, caracterizados por la aparición de un depósito asociado a una forma, los glacis, son formas con pendiente notable dirigida hacia los cauces fluviales actuales y que arrancan desde distintos tipos de escarpes. Asociados a los procesos de encajamiento inicial de la red hidrográfica, hay un conjunto de ellos asociados a la génesis de las vertientes glacis. Se trata de glacis de erosión, que disectan por igual a materiales cristalinos y sedimentarios de relleno, presentes tanto en la depresión de Lozoya como en la de Buitrago. Los glacis con depósito son formas de características similares, y asociados al mismo conjunto de procesos, que presentan una delgada capa de materiales, producto del sustrato donde se desarrollan. Se ha denominado glacis mixtos a un tipo especial de formas fundamentalmente de carácter erosivo, pero que presentan un recubrimiento sedimentario discontinuo. Los glacis terraza son formas mixtas resultantes de la asociación de depósitos aluviales y coluviales y/o de tipo conos de deyección de los cauces afluentes.

En la Hoja de Buitrago del Lozoya, los depósitos aluviales no presentan gran desarrollo, quedando bien definidos únicamente en el valle del Lozoya. Las terrazas que han podido ser definidas en este valle son asociables genéticamente a conos de deyección, con una litología eminentemente conglomerática de bloques, cantos y gravas, motivada por su origen torrencial o fluvio torrencial. Se han distinguido dos niveles de terrazas, a +3 y +5 m el más moderno, y entre +6 y +10 m el más antiguo. Los canales actuales son generalmente rectilíneos sencillos y con un régimen pluvial o pluvionival con un estiaje marcado. Los aluviones y/o terraza actual ocupan la práctica totalidad del fondo del cauce, ajustándose a la litología del sustrato y con granulometrías variables, cantos y bloques en los fondos de torrentera, y gravas y arenas en la mayoría restante.

Los conos de deyección son formas debidas a corrientes fluviales de alta energía que anteriormente corrían encajadas formando gargantas y, al llegar al fondo de depresiones o a la rampa, es decir al piedemonte, producen la descarga de materiales. En la Hoja que nos ocupa aparecen muy repartidos, aunque no muy abundantes. Se han clasificado en conos de deyección de primera o segunda generación, atendiendo a la disposición relativa entre ellos cuando aparecen relacionados, como es el caso de la depresión del Lozoya, o en base a la mayor o menor degradación del material que los conforma. Un tercer tipo, asociado generalmente a los conos más anti-

guos, o de primera generación, son los conos de deyección con escaso recubrimiento aluvial. Se trata de elementos asociables morfológicamente a los conos aluviales, pero cuyo carácter es fundamentalmente erosivo, presentando un recubrimiento sedimentario de muy poco espesor o incluso inexistente.

Como depósitos mixtos se han reconocido dos tipos: aluvial-coluvial en fondos de valle y depresiones, y aluvial (de conos de deyección) coluvial. Se trata de depósitos donde se mezclan materiales aluviales del funcionamiento de canales, en el primer caso, o del funcionamiento esporádico de conos aluviales en el segundo, con materiales coluviales de arrastre de las vertientes por arroyada. Se presentan en pequeñas depresiones alargadas (arroyos de escaso encajamiento, tramos de canales de circulación irregular, etc.), los del primer tipo, y en el fondo de depresiones mayores, donde la posibilidad de descarga esporádica de conos de deyección sea mayor, los del segundo tipo.

Las navas son zonas deprimidas con retención de agua, decantaciones, desarrollo de hidromorfismo y generación de suelos de césped. En las depresiones u omblicos y bordes de lagunas asociadas a los circos glaciares, lo que se desarrolla preferentemente es la turba. En general, son zonas donde se producen sedimentaciones por descarga a partir de aportes fluviales, pluviales, gravitacionales y/o nivales, dando depósitos mixtos aluvial-coluvial. Estas depresiones a veces presentan paredes confinantes más escarpadas dando navas encajadas.

5.4.7.3. *Elementos gravitacionales y mixtos*

Corresponden a elementos deposicionales que se superponen a todas las morfologías previas, y que nunca llegan a tener categoría de unidad. Son formas asociadas a un depósito producido fundamentalmente por fenómenos de autotraslación, es decir, materiales en cuyo desplazamiento el agente externo desencadenante es fundamentalmente la gravedad. Este proceso implica la presencia de un desnivel importante que le favorezca. Los coluviones son materiales de granulometría variada, que se encuentran tapizando las laderas, siendo más importantes en su base; en muchos casos se limitan a un simple recubrimiento edáfico. Cuando el transporte de material se encuentra asistido por agua que empapa los materiales implicando un aumento en su plasticidad, se producen movimientos en masa o deslizamientos.

5.4.8. **Elementos kársticos**

Corresponden a pequeñas depresiones tipo dolina definidas sobre material aluvial. Se trata, pues, de un karst cubierto elaborado sobre los materiales carbonatados mesozoicos, y fosilizado por los depósitos aluviales del río. En esta Hoja sólo se ha detectado uno de dimensiones muy pequeñas, en el alto valle del río Lozoya, siendo mucho más abundantes en este mismo valle dentro de la vecina Hoja de Segovia.

5.4.9. **Alteraciones del sustrato**

Como ya ha sido señalado con anterioridad, los materiales del Sistema Central presentan una notable alteración en muchas zonas, estando aún sujetos a discusión

su significado y edad. Dado lo persistente y notable de dicho fenómeno, así como la dificultad de su cartografía de detalle, se ha optado por dar una aproximación espacial, señalando con un símbolo aquellos lugares en los que el fenómeno es muy neto. Aunque en algunos casos pueda haber también removilizaciones, edafización, etc., aquí nos referiremos sólo al estado del sustrato que se caracteriza por la presencia de regolito.

6. HISTORIA GEOLOGICA

Como ha sido indicado anteriormente, la falla de Berzosa separa las rocas metamórficas del área en dos grandes conjuntos: al este, facies con metamorfismo regional débil (presentes sólo en la esquina SE de la Hoja), y al oeste rocas con mayor grado de metamorfismo (metasedimentarias y neises glandulares e incluso en zonas con migmatización generalizada) en relación con las principales deformaciones acaecidas durante la orogenia hercínica. El plutón de La Cabrera postcinemático, aunque también hercínico, sólo intruye en las segundas. Teniendo en cuenta todo esto, la reconstrucción histórico-geológica es relativamente desconocida en las áreas de mayor grado metamórfico. Para la reconstrucción histórica y paleogeográfica será de utilidad examinar datos de regiones comparables (noroeste peninsular).

Con toda probabilidad, los materiales más antiguos representados en la Hoja corresponden a los metasedimentos (esquistos y paraneises con intercalaciones calcosilicatadas) aflorantes entre las formaciones néisicas glandulares. Actualmente se acepta para estos metasedimentos una edad Precámbrica superior (CAPOTE y FERNANDEZ CASALS, 1975) y una equivalencia con las formaciones del complejo esquistograuváquico (MACAYA *et al.* en prensa, DIEZ BALDA, 1966, GONZALEZ LODEIRO, *et al.*, 1968) definidas, con menor grado metamórfico, en el norte de Portugal y centro-oeste de España. En esta óptica, la serie metasedimentaria se habría depositado en un ambiente de talud continental (ciertos caracteres turbidíticos) pero muy próxima a ambientes de plataforma.

Las relaciones temporales de los neises glandulares con los metasedimentos han sido y son, aún, objeto de polémica. Actualmente, se ha abandonado la idea de que los neises representen un zócalo de los metasedimentos [ya que en otras regiones —Miranda do Douro (Portugal) y Hiendelaencina (Guadalajara)— e incluso en la que nos ocupa, al «eliminar» la deformación hercínica, los neises glandulares quedan a muro de los sedimentos] y se piensa, por el contrario, que son materiales paleointrusivos en ellos, estando el desacuerdo en la edad de la paleointrusión.

Diversas edades absolutas (método Rb-Sr) obtenidas por VIALETTE *et al.* (1986) en otras partes del Sistema Central ($500-470 \pm 26-10$ m.a.); por BISCHOFF *et al.* (1986) en Hiendelaencina (540-560 m.a.) y por ALLEGRET (1983) y LANCELOT *et al.* (1985) en Miranda do Douro (618 m.a.), siempre en formaciones néisicas comparables, parecen indicar que este paleomagmatismo estaría en relación con la fase sárdica, o mejor aún con el final de la orogenia cadomiense, ya que en ningún lugar atraviesan materiales cámbricos bien datados o caracterizados.

No quedan, en la Hoja ni en su región, evidencias estructurales de este posible ciclo orogénico, aunque la deformación y el metamorfismo hercínicos pueden haberse borrado.

Probablemente durante el Cámbrico —y quizá durante una parte final del Precámbrico superior— acaecen procesos erosivos que dismantelan la posible cordillera cadomiense. Estos procesos habrían sido comunes a toda la zona centroibérica.

Se inicia el ciclo hercínico con la sedimentación de las alternancias cuarcítico-pizarrosas del Tremadoc («capas de Constante»), a las que siguen la cuarcita armoricana arenigiense («formación Alto Rey») y las pizarras oscuras del Llanvirn-Llandeilo («capas de Rodada»). El ambiente de depósito de estas formaciones evolucionó desde intertidal (Tremadoc), supratidal o lagoonal (Arenig), hasta de shelf facies (Llanvirn-Llandeilo).

No se conocen en la Hoja formaciones posteriores a «Rodada», aunque en áreas próximas o comparables del resto del macizo Ibérico se sabe que durante el resto del Ordovícico y el Silúrico prosiguen condiciones sedimentarias parecidas —con compartimentaciones de la cuenca y lagunas estratigráficas ocasionales—, de plataforma predominantemente calcárea durante el Devónico inferior y medio (área de Atienza, Guadalajara), y turbidíticas en el Devónico superior-Carbonífero inferior (región de Zamora).

Acaece la deformación hercínica principal en el lapsus de tiempo comprendido entre el Carbonífero inferior y el Estefaniense (Carbonífero superior), según datos de conjunto de toda la zona centroibérica. En zonas próximas, orientales a la Hoja, la edad pre-estefaniense de la deformación está bien documentada por la presencia de materiales estefano-pérmicos, discordantes sobre Ordovícico (área de Retiendas-Valdesotos, provincia Guadalajara).

La deformación hercínica principal produce en los materiales néisicos y metadesimentarios, la estructuración identificable (ver capítulo de «Tectónica») y un metamorfismo polifásico. Las dos primeras fases de deformación se generan en un régimen tangencial, produciéndose al final de la segunda (F_2) cizallamientos dúctiles y milonizaciones vergentes al este (es decir, hacia el exterior del orógeno) en condiciones intensas de metamorfismo, con presiones intermedias (distena-almantino). Contemporáneamente con esta segunda fase pudieran haberse producido procesos de migmatización que dieron lugar a cuerpos graníticos sincinemáticos de carácter parautoctono. La tercera fase (F_3) es una etapa de plegamiento retrovergente (vergente ahora al oeste-noroeste, es decir, hacia el interior de la cadena), asociada a la cual se produce un metamorfismo de elevada temperatura (sillimanita-cordierita) que prosigue aún después y que culmina con un pico térmico y la migmatización más importante. La deformación hercínica finaliza con una o más fases de replegamiento suave, sin estructuras penetrativas asociadas.

Todos los fenómenos metamórficos citados se refieren sobre todo a la zona situada al oeste de la falla de Berzosa. Al este, los materiales ordovícicos quedan siempre en bajo grado (cloritoide), alcanzándose el grado medio (estaurolita-granate) en los materiales infrayacentes a la cuarcita armoricana.

El plutón de La Cabrera es tardío y post-tectónico (al menos, post- F_3) ya que intruye, provocando metamorfismo de contacto y cortando las isógradas regionales, en los materiales metamórficos. Se trata, pues, de un plutón alóctono, que debe tener su origen anatéctico a partir de niveles más profundos corticales del orógeno. Lo mismo

debe ser cierto para los numerosos diques y stocks aplítico-turmalínicos presentes en la zona.

Según diversos autores, la causa geodinámica de los eventos deformativos y metamórficos citados es un proceso orogénico o tectónico colisional, que origina primero un engrosamiento cortical (por superposición de láminas cabalgantes: F_1 y F_2) y después, al culminar, un retroplegamiento y ascenso progresivo de las isógradas térmicas y de las condiciones anatécticas (F_3 y post- F_3).

Durante el Estefaniense-Pérmico tiene lugar el inicio de la sedimentación postorogénica de la cordillera hercínica, con sedimentación molásica y con importantes fenómenos de *rifting* (fracturación tardihercínica) cuyas direcciones en la Hoja y sus alrededores han sido denominadas etapa Malagón (E-O) y etapa Hiendelaencina (N 20°-30° E y N 70°-90° E, posterior) y cuyos juegos, de desgarre y distensivos, y su orden temporal, son objeto de estudio. A favor de ellos o de sus conjugados han debido emplazarse los diques de pórfido y de cuarzo presentes.

Durante el Triásico y Jurásico prosigue, sin duda en diversos ciclos erosivos y morfogénicos, muy desconocidos, la erosión de la cordillera y de sus materiales molásicos. Hay que señalar que varios kilómetros más al este, ambos periodos corresponden a sedimentación primero continental y después marina somera.

Los primeros registros sedimentarios en la Hoja corresponden al Cretácico, que supone una transgresión marina generalizada sobre buena parte del macizo ibérico hacia el oeste. Los sedimentos cretácicos corresponden, pues, a una plataforma continental de carácter mixto, siliciclástico y carbonatado, y de cuyo estudio estratigráfico fino se deducen diversas oscilaciones (avances —carbonatos— y retrocesos —procesos edáficos, costras ferruginosas—) del nivel del mar, desde el Turoniense superior hasta el final del Campaniense, siendo las influencias continentales (sedimentación de terrígenos, procedentes del zócalo hercínico) más patentes al principio de la transgresión cretácica (Turoniense superior). La sedimentación cretácica debe finalizar en el Maastrichtiense o principios del Paleógeno con materiales detríticos (procedentes también del zócalo hercínico) y sulfatados (depósitos lagunares de tipo *sebkhas*).

La presencia, durante el Paleógeno, de conglomerados de cantos calcáreos, nos habla del desmantelamiento parcial de la cobertera cretácica en relación con los primeros movimientos alpinos.

Se han reconocido tres etapas tectónicas alpinas en la región. La primera, denominada Ibérica y edad de probable intraoligocena, corresponde a la comprensión que estructuró la cordillera Ibérica y da lugar a fallas N 10°-30° E y N 60°-100° E. A ésta le sigue la etapa N-S, asociada a desgarres 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 ésta juegan fallas inversas de bajo ángulo (20°-30°) y direcciones N 20°-40° E y N 75° E y sistemas de desgarres ligeramente inversos de igual dirección o ligeramente normales con direcciones N 130°-155° E. Esta última corresponde a la elevación hoy día visible de la sierra de Guadarrama, y su edad debe ser intramiocena. Se estructuran, entonces, los relieves actuales y se individualiza la fosa del Lozoya.

La sedimentación miocena, continental, se inicia en el Aragoniense, generalmente mediante abanicos aluviales a partir de los relieves de la sierra, y cuya secuencia sedimentaria suele ser negativa, es decir, de mayor energía hacia techo, lo que testimonia un crecimiento progresivo del relieve. Es de ambiente árido, como lo indica la presencia de depósitos evaporíticos (yeso y otros sulfatos) y arcillas filiformes en

las partes más distales de los mencionados abanicos (área de Madrid, fuera de la Hoja). Esta sedimentación prosigue hasta el Vallesiense.

La sedimentación continental prosigue durante el Plioceno y el Cuaternario, aunque con características cada vez menos áridas. Se va configurando la red hidrográfica actual y su sistema de terrazas debido a oscilaciones del nivel de base del mar en el Pleistoceno. Algún ligero plegamiento en depósitos pleistocenos próximos a la sierra (fosa del Lozoya) testimonia que, durante el Cuaternario, los movimientos tectónicos han continuado produciéndose.

7. GEOLOGIA ECONOMICA

7.1. MINERIA Y CANTERAS

Las mineralizaciones de la Hoja manifiestan un proceso metalogénico que está fuertemente relacionado con el emplazamiento de la masa granítica que ocupa la parte sur de la misma y asociado al contacto del granito con el neis o próximo a él. Dicho contacto forma los límites probables de un metalotecto relacionado con mineralizaciones de Sn-W. Los indicios y concesiones mineras se distribuyen alrededor de la masa intrusiva y el zonado es manifiesto, pues los minerales de alta temperatura, wolframio, casiterita, arsenopirita y calcopirita, se sitúan próximos al mencionado contacto, y las asociaciones hidrotermales de más baja temperatura, las minas de blenda-galena de Gargantilla y las de barita de Lozoyuela se separan más de este último.

La mineralización inicial es de arsenopirita, y posteriormente muestra fases típicamente hidrotermales con formación de blenda, galena, barita, etc. Han existido al menos dos periodos de mineralización y un periodo de no deposición con posterioridad a la formación de la arsenopirita y anterior a la cristalización de los restantes minerales metálicos.

Las particulares características geológicas de la Hoja y de sus zonas mineralizadas, han sido la causa de la proliferación de concesiones de explotación, permisos de investigación, etc., en la misma. Las minas fueron demarcadas a partir de 1863 (Minas: Provincia en Bustarviejo; San Roque en Gargantilla, etc.), aumentando las denuncias mineras hasta 1890 y disminuyendo a partir de esa fecha. Las concesiones se agruparon, según el recurso, en zonas muy concretas de la Hoja.

Las denuncias mineras de hierro se localizan en el S y SE de Garganta de los Montes (minas Constanca, Harold, La Esperanza, etc.), aunque al mismo tiempo se adosaban otras denuncias para arsénico (minas Marte y Felisa) y cobre (minas Buena Estrella, María, La Verdad, etc.). Al NO de Bustarviejo (paraje Cuesta de la Plata) entre los años 1863 y 1890 se forma un pequeño grupo de minas, denunciadas unas para piritita (minas Providencia, Emilia, San Miguel y Elvira) y otras para hierro (La Llave, Esperanza y Amy) aunque se explotó arsenopirita fundamentalmente (mina San Migueí).

Al sur del km 3 de la carretera comarcal 604 se agruparon una serie de concesiones denunciadas o para hierro (minas Amparo, El Cuadrón, etc.) o para cobre (minas La Chilena, Felisa, Doña Flora, etc.). Al NO de Lozoyuela, en el cruce de la carretera N-I con la citada anteriormente se concentraron una serie de concesiones mineras denunciadas principalmente para cobre (minas San José, La Competidora, Consuelo, Charlet, etc.). Las concesiones de plomo se agruparon al sur de Gargantilla del Lozoya (minas Sinforosa, La Restaurada, Bienvenida, etc.). A continuación se describen las características y paragénesis más importantes de las principales mineralizaciones citadas.

Mineralizaciones de pirita arsenical

La zona minera citada al NO de Bustarviejo presenta una mineralización de relleno en una zona de falla (mina Elvira), más allá del contacto granito-neis. La roca de caja es neis migmatítico y el plano de fractura presenta un buzamiento N 60° E. Con la pirita arsenical suelen ir pequeñas cantidades de calcopirita y blenda y la ganga es cuarzosa, o una asociación pegmatítica formada por cuarzo y mica blanca. Estos últimos minerales, junto con calcopirita y blenda, rellenan de forma incompleta las fracturas de la arsenopirita, sin efectuar una sustitución apreciable de la misma, con inclusiones idiomorfas de arsenopirita en cuarzo. La calcopirita forma pequeñas inclusiones más o menos circulares distribuidas en la blenda, originando la llamada textura de emulsión.

Las inclusiones se encuentran distribuidas irregularmente y la segregación no parece regida por las direcciones cristalográficas de la blenda. Existe una incipiente sustitución de calcopirita por láminas finísimas de covellita, que forma vetillas que cruzan las secciones de calcopirita o coronas que se sitúan alrededor de estas últimas. La arsenopirita suele estar alterada en escorodita de grano muy fino y presenta texturas coloidales. La alteración es de tipo pseudomórfico y progresa a partir de las fracturas del mineral primario o de los contactos arsenopirita-cuarzo.

Mineralizaciones de cobre

Las zonas de Garganta de los Montes y NO del Lozoya presentan una mineralización cuprífera pobre que arma en el neis migmatítico y a corta distancia del contacto granito-neis. La forma de las concesiones y la dirección dada a las labores indican que la mineralización es sensiblemente paralela a las diaclasas transversales del neis, que tienen dirección aproximada NNO. La mineralización presenta una asociación de arsenopirita, marcasita, calcopirita y blenda con ganga de cuarzo. Son muy escasas arsenopirita y blenda y más abundantes marcasita y calcopirita. Todos los minerales metálicos, a excepción de la arsenopirita, que forma pequeñas inclusiones en la ganga, rellenan las fracturas del cuarzo, sin efectuar una apreciable sustitución del mismo. Es notable la relación calcopirita-blenda, formando la blenda inclusiones en parte irregulares (las de mayor tamaño) y otras regulares en forma de estrella en la calcopirita.

Mineralizaciones de plomo

Se manifiestan al sur de Gargantilla del Lozoya y presentan una mineralización de tipo hidrotermal de blenda, calcopirita, galena y covellita con ganga de barita y cuarzo

microcristalino. La covellita efectúa una sustitución selectiva atacando preferentemente a secciones de galena. El metasomatismo es irregular y no está guiado por las direcciones de cruceo del mineral primario. También se forman coronas incompletas de covellita alrededor de las secciones de blenda y más frecuentemente de las de calcopirita. La ausencia de arsenopirita, presencia de galena y textura del cuarzo, indican una menor temperatura de formación que las mineralizaciones del área de Bustarviejo, Garganta y Valdemanco y por lo mismo se encuentran a mayor distancia del contacto granito-neis.

Mineralizaciones de barita

Aunque han existido otras concesiones en la Hoja, la más importante ha sido la mina María del Carmen, en el término de Lozoyuela. La barita se presenta como agregados formados por secciones tabulares con extinción en abanico. Frecuentemente se ven dos series de cruceos cortándose a 90°. La barita, que es anterior al cuarzo, resulta parcialmente sustituida por éste último. El proceso, esencialmente automórfico, es guiado por los espacios intergranulares de la barita, y las secciones de cuarzo en ellas diseminadas son idiomorfas conteniendo numerosas inclusiones de barita regularmente distribuidas.

Además de las mineralizaciones citadas, actualmente existen dos concesiones de explotación denunciadas para turba (n.º 2.523 Manolo y n.º 2.524 Antonio), ubicadas aproximadamente en el puerto de Canencia (Bustarviejo), que presentan una morfología estratiforme relacionada con un proceso genético sedimentario.

La explotación de rocas y minerales industriales en la Hoja está localizada al S y SE de la misma, destacando las canteras de granito sobre el resto de las explotaciones. A continuación se relacionan los diferentes materiales que son o han sido objeto de explotación.

GRANITO

Son muy numerosas las canteras dedicadas a la extracción y explotación de este material, constituyendo una actividad importante en la Hoja. Las explotaciones se localizan en el afloramiento granítico de S-SE, del cual se obtienen 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) con muy baja mecanización en las canteras. No obstante, al S del apeadero de F.C. de Bustarviejo-Valdemanco se encuentran labores más importantes para la extracción de granito con fines ornamentales. Otras canteras explotan el granito como árido de construcción, aunque en cualquier caso se han obtenido granulometrías gruesas (la mayor parte de la producción se ha destinado a macadan). Las distintas explotaciones activas de la Hoja se localizan principalmente entre Bustarviejo y Valdemanco; también próximas al V.G. Monte y en el paraje Lanchar de la Condesa, así como en la carretera de Sieteiglesias a El Berrueco.

ARENAS

Las arenas objeto de explotación en la Hoja corresponden a depósitos cretácicos y cuaternarios. Los depósitos cretácicos se localizan en el término municipal de

Lozoya (arroyo Navajero), donde se ubica una cantera con una producción muy escasa, empleándose la arena como árido. Aparecen como niveles buzando al NO y con dirección N 60° E, parcial o totalmente cubiertas por niveles de calizas margosas y/o arenosas.

Las explotaciones de arenas cuaternarias se localizan en Bustarviejo y Valdemanco. Corresponden a masas meteorizadas de forma irregular que se encuentran sobre rocas graníticas de cuya meteorización proceden (lehm granítico); son arenas arcósicas con una importante fracción arcillosa, que las hace adecuadas para su utilización como préstamos e inadecuadas para áridos. Actualmente están inactivas estas explotaciones.

NEIS

Prácticamente la mayoría de las canteras han explotado neises feldespáticos bastante alterados con mayor o menor grado de metamorfismo, que se han utilizado como áridos (generalmente préstamos) en obras próximas a las explotaciones. Los yacimientos se localizan entre Manjirón y el embalse del Villar, norte de Gargantilla del Lozoya a Navarredonda, Lozoya y norte de Garganta de los Montes.

Al norte de Manjirón (paraje Casa de la Dehesa) se ubicaron pequeñas canteras que explotaban un neis migmatítico, el cual partían en bloques rectangulares de 2 x 0,30 m, que eran utilizados en alambradas para cercar los prados.

PORFIDO

Las explotaciones corresponden a diques de 1 a 10 m de potencia subverticales, de corridas muy variables. Encaja en granitos y neises feldespáticos, con direcciones NE-SO, la mayoría con sus reservas útiles agotadas. Las explotaciones (inactivas) se localizan al SE de Valdemanco y en la vertiente norte del Cerro del Cuadrón, en la carretera de Lozoya a Lozoyuela. Los recursos de estas explotaciones se utilizaron como áridos en aglomerantes bituminosos. También se encuentra un importante haz de filones porfídicos con directrices ONO-ESE que se extiende entre Lozoyuela y Cervera de Buitrago, aunque las labores de cantería sobre ellos son insignificantes.

CALIZAS

Se localizan los afloramientos al SE de la Hoja norte de Torrelaguna, y en la zona del Lozoya. Son calizas cretácicas que se apoyan sobre arenas silíceas, tienen disposición monoclinas con dirección N 60° E y buzamientos suaves 15°-30° al SE. Se trata de una serie de calizas más o menos dolomíticas entre las que se intercalan niveles de margas y margas arenosas. En un 90 % han sido explotadas para la obtención de áridos de machaqueo, siendo generalmente poco abrasivos para la maquinaria de trituración. En ocasiones parte de la producción se destinó a la industria del vidrio como aporte de MgO y CaO.

CUARZO

Se han explotado los yacimientos filonianos existentes en El Cuadrón (Garganta de los Montes) y principalmente en La Cabrera, abandonándose los mismos al agotar

sus reservas. Han existido varias concesiones de explotación de este material (mina de Cristal, Palomita, San Antonio y Purísima, etc.), todas ellas en La Cabrera.

8. HIDROGEOLOGIA

La superficie de la Hoja está comprendida prácticamente en su totalidad en la cuenca hidrográfica del Tajo. Dentro de la Comunidad Autónoma de Madrid se distinguen en síntesis las siguientes unidades hidrogeológicas: sustrato granito-paleozoico, calizas mesozoicas del borde del Guadarrama y Terciario detrítico (AGUILO M., Editor 1983), aunque esta última unidad no se manifiesta en la Hoja.

El sustrato granítico-paleozoico, hidrogeológicamente se considera impermeable, si bien pueden existir pequeños acuíferos localizados en fracturas, que mantienen pequeños caudales de aguas de excelente calidad. Posee unos recursos subterráneos que únicamente pueden ser utilizables para cubrir demandas muy pequeñas, con problemas de persistencia de caudal en estiajes prolongados. Los posibles focos de contaminación (vertidos de residuos sólidos o aguas residuales) sólo afectan en la práctica a las aguas superficiales.

Las calizas mesozoicas del borde del Guadarrama se manifiestan en el SE de la Hoja, así como en la zona Rascafría-Lozoya, formando parte del sistema acuífero n.º 17 de la cuenca del Tajo. El sistema está definido por una serie de formaciones de edad Cretácica, que descansan directamente sobre el zócalo paleozoico de naturaleza granítica y/o metamórfica. Con una extensión del orden de 300 km², tienen forma tabular y presentan una acusada vergencia hacia el centro de la cuenca.

La base de este sistema acuífero está constituida por los materiales de la facies Utrillas (arenas blancas caoliníferas, areniscas e intercalaciones de bancos conglomeráticos, etc.), con una potencia muy variable y un máximo que alcanza los 60 m. Su interés hidrogeológico es muy relativo y depende mucho del contenido en arcillas, pudiendo en ocasiones constituir acuífero con permeabilidad primaria por porosidad intergranular. A continuación aparece un tramo constituido por calizas y margas (inferior) y calizas, dolomías y areniscas calcáreas (superior). Hidrogeológicamente, el conjunto se puede considerar acuitardo. Sobre este tramo aparece otro compuesto por calizas margosas y dolomías recristalizadas cuyo espesor varía entre 10 y 60 m. Se trata del mejor acuífero de toda la serie cretácica, dado su alta permeabilidad, debida al fuerte grado de carstificación que presenta.

Hacia el techo la serie continúa con una alternancia de calizas margosas y margas, coronando un paquete calcáreo algo karstificado, compuesto de calizas compactas de grano fino algo arenosas y dolomíticas. En ocasiones se sitúa otro paquete de brechas calizo-dolomíticas que constituyen un acuífero kárstico por fisuración que tiene bastante interés desde el punto de vista hidrogeológico.

Cabe citar en este apartado los importantes embalses existentes en la Hoja: embalse de Pinilla al O, río Sequillo al N; Puentes Viejas, Tenebroso y Villar al NE y al SE el embalse de El Atazar. Estos embalses poseen unos recursos regulados con conjunto de 337 Hm³/año, asignados al Canal de Isabel II. Tanto los embalses como

sus aducciones y elementos macroinfraestructurales, forman parte del llamado sistema norte del citado canal, en el que están integrados los recursos provinientes de la cuenca del Jarama y de sus afluentes: Lozoya, Guadalix y Manzanares, discutiendo sus aducciones principales (canales Bajo, Alto, de Santillana y del Atazar) en sentido sensiblemente norte-sur.

9. BIBLIOGRAFIA

- AGUILO 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. & 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* 37:14-32.
- ALONSO, A. (1981). *El Cretácico de la provincia de Segovia (borde norte del Sistema Central)*. U.C.M. Seminarios de Estratigrafía 7:1-271.
- ALONSO, A.; FLOQUET, M; MELENDEZ, A & SALOMON, J. (1982). «7 Cameros-Castilla.» In: *El Cretácico de España*. Universidad Complutense. Madrid: 245-456.
- ALONSO, A. & MAS, J.R. (1982). «Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al norte y sur del Sistema Central». *Cuad. Geol. Iber.* 8:145-166.
- ALVAREZ LOBATO, F. (1982). «Contribución al estudio tectónico de la región de Santa María la Real de Nieva». *Temas Geol. Min.* 61:87-108.
- ALVAREZ-RAMIS, C. (1981). «Estudio de *Frenelopsis oligostomata* (Romariz) Alvin, procedente del Cretácico superior de Torrelaguna (Madrid)». *Est. geol.*, 37 (1-2):83-87.
- ALVAREZ-RAMIS, C. (1981). «Les Macroflores du Crétacé Moyen continental de l'Espagne». In: KOENINGUER, J.C. & PONS, D. (Coords.)» Les végétaux macrofossiles du Crétacé Moyen de l'Europe Occidentale et du Sahara. *Cretaceous Research*, 2:352-355.
- ALVAREZ-RAMIS, C. & DOUBINGER, J. (1980). «Los microfósiles vegetales del Cretácico superior de Torrelaguna (Madrid)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol)*. 78:205-215.

- ALVAREZ-RAMIS, C.; FERNANDEZ-MARRON, M.T. y GOMEZ PORTER, P. (1984). «Etude de quatre niveaux á 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, M.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FERNANDEZ CASALS, M.J.; FUSTER, J.M.; GONZALEZ LODEIRO, J.F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M.; VILLASECA, C. (1981). El metamorfismo y estructura de las series preordovicicas del S.C.E. y plutonismo asociado. *Cuad. Geol. Iber.* Vol. 7., 53-97.
- APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CARABALLO, J. M.; PEINADO, M. & TINAO, J. M. (1975). «Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central español.» *Mem. IGME* 88:1-145.
- APARICIO, A.; BELLIDO, F.; BRANDLE, J. L.; GARCIA CACHO, L. & SANTOS, V. (1983). «Caracterización de los granitoides hercínicos del sector centro-oriental del Sistema Central español.» *Est. Geol.* 39:271-306.
- APARICIO, A.; CASQUET, C. y BARRERA, J.L. (1973). «Petrogénesis del stock granítico tardicinemático de Rascafría-El Paular (Sistema Central español)». *Est. Geol.* 24, 479-487.
- APARICIO, A. & GARCIA CACHO, J. (1982). «Geotermómetros y geobarómetros en el área metamórfica del Sistema Central español.» *Bol. Geol. Min.* 93:426-435.
- ARENAS, R., CASQUET, C. & PEINADO, M. (1980). «El metamorfismo del sector de Riaza (Somosierra, Sistema Central español). Implicaciones Geoquímicas y Petrológicas.» *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.* 1:117-146.
- ARENAS, R.; GONZALEZ LODEIRO, F. & PEINADO, M. (1982). «La zona de cizalla de Berzosa-Riaza en el sector septentrional. Influencia sobre la configuración de las zonas metamórficas.» *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.* 3:123-161.
- ARRIBAS, M.E.; DIAZ, M.; LOPEZ, N. & PORTERO, J.M. (1983). «El abanico aluvial paleógeno de Beleña de Sorbe (Cuienca del Tajo).» Facies, relaciones espaciales y evolución. *10 Congr. Nac. Sed.* Menorca: 134-139.
- BABIN, R. B. (1971). «Estudio meso y microtectónico del macizo metamórfico del Vellón.» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 69:5-27.
- BARD, J. P.; CAPDEVILLA, R & MATTE, Ph. (1970). «Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, metamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et Guadarrama (Espagne Centrale).» *C. R. Acad. Sci. Paris, D.* 270: 2.630-2.633.
- BARRERA, J. L.; BELLIDO, F.; BRANDLE, J. L. & PEINADO, M. (1981). «Espectro geoquímico de los granitoides tardihercínicos del Macizo Hespérico (sector español).» *Cuader. Geol. Iber.* 7:219-234.
- BATCHELOR, R.A. y BOWDEN, P. (1985). «Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters». *Chemical Geology* 48, 43-55.
- BELLIDO, F. (1979). *Estudio petrológico y geoquímico del plutón granítico de La Cabrera (Madrid)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense. Madrid. 1-331.
- BELLIDO, F. (1980). «Estudio del metamorfismo de contacto producido por la intrusión del plutón granítico de La Cabrera (Sistema Central español)». *Est. Geol.* 36:85-92.
- BELLIDO, F. & BARRERA, J.L. (1979). «Nódulos cordieríticos en el granito de La Cabrera» (Sistema Central español) *Est. Geol.* 35:279-294.
- BELLIDO, F. y BRANDLE, J.L. (1979). «An application of Q-mode factor analysis to the geochemical study of a granitic pluton (La Cabrera, Sistema Central, Spain).» *Sci. de la Terre* 13 (111-123).

- BELLIDO, F.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. & VILLASECA, C. (1981). «Caracteres generales del cinturón hercínico en el sector oriental del Sistema Central español.» *Cuad. Geol. Iber.* 7:15-52.
- BIROT, P. & SOLE SABARIS, L. (1954). Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española. C.S.I.C. Inst. «Juan Sebastián Elcano», 87:79 pp.
- BISCHOFF, L.; SCHÄFER, G.; SCHMIDT, K. & WALTER, R. (1973). «Zur geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentral Spanien).» *Münst. Forsch. Geol. Paläont.* 28-275.
- BISCHOFF, L.; WILDERG, H. & BAUMAN, A. (1986). «Uranium/lead ages of zircons from gneisses of the Sistema Central Spain.» *Intern. Conf. Iber. Terranes Proj.* 233:39.
- BRANDEBOURGER, E. (1984). *Les granitoides hercyniens tardifs de la Sierra de Guadarrama (Système Central, Espagne) Petrographie et geochimie*. Tesis Doctoral: 1-209.
- CABRA, P.; GOY, J.L.; HOYOS, M. & 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. (1971). *Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del norte de la provincia de Avila*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense Madrid. 1-289.
- CAPOTE, R. (1973). «Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del norte de la provincia de Avila.» *Bol. Geol. Min.* 84:425-437.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C. & FERNANDEZ CASALS, M.J. (1981). «La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español.» *Cuad. Geol. Iber.* 7:455-470.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C. & FERNANDEZ CASALS, M.J. (1982). «Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: Modelo de evolución tectonometamórfica.» *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.* 76 (2): 313-331.
- CAPOTE, R. & FERNANDEZ CASALS, M. J. (1971). «Esquistosidad y tectónica superpuesta en el Paleozoico inferior del afloramiento metamórfico de Muñico (provincia de Avila).» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 69 (2): 175-185.
- CAPOTE, R. & FERNANDEZ CASALS, M. J. (1975). «Las series anteordovícicas del Sistema Central.» *Bol. Geol. Min.* 86 (6): 551-596.
- CAPOTE, R. & FERNANDEZ CASALS, M. J.; GONZALEZ LODEIRO, F & 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. & VEGAS, R. (1986). «El Paleozoico de los alrededores de Avila.» *Est. Geol.* 24:181-189.
- CAPOTE, R.; GONZALEZ CASADO, J. M. & 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.
- CAPOTE, R.; PEREJON, A. y VILAS, L. (1981). «Presencia de estructuras estromatolíticas en las calizas cristalinas de Santa María de la Alameda (Madrid, Sistema Central Español).» *Cuad. Geol. Ibérica* 7, 625-632.
- CASQUET, C. (1973). *Estudio geológico del afloramiento metamórfico de la sierra de San Vicente (Toledo)*. Tesis Licenciatura. Universidad Complutense. Madrid.
- CASQUET, C. (1986). «C-O-H-N fluids in quartz segregations from a major ductile

- shear zone: The Berzosa Fault, Spanish Central System.» *Jour. Met. Geol.* 4:117-130.
- CASQUET, C. & FERNANDEZ CASALS, M. J. (1981). «Las anfibolitas de la región de Buitrago del Lozoya (Sistema Central)». *Cuad. Geol. Iber.* 7:121-134.
- CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; GONZALEZ CASADO, J.M.; PEINADO, M.; VILLA-SECA, C. (1988). «Extensional tectonics and granite emplacement in the Spanish Central System». *Rev. Euro. Geotraverse.*
- CASQUET, C. & NAVIDAD, M. (1985). «El metamorfismo en el Sistema Central. Estudio comparativo entre dos ámbitos en base a la zonalidad del granate.» *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.* 79 (4):523-548.
- CASQUET, C. & TORNOS, F. (1981): «Metamorfismo regional e implicaciones geotermométricas en el alto valle del Lozoya (Sistema Central español).» *Cuad. Geol. Iber.* 7:135-150.
- CENTENO, J.D. (1983). «Clasificación y síntesis geomorfológicas de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español).» Tesis de Licenciatura. Univ. Comp. Madrid: 1-125.
- CENTENO, J.D.; PEDRAZA, J. & ORTEGA L.I. (1983). «Estudio geomorfológico del relieve de la Sierra de Guadarrama y nuevas aportaciones sobre su morfología glaciaria.» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Geol.* 81 (3-4): 153-171.
- CORRALES, I.; CARBALLEIRA, J.; CORROCHANO, A.; POL, C. & ARMENTEROS, I. (1978). «Las facies miocenas del sector sur de la cuenca del Duero.» *Publ. Dept. Est. Univ. Salamanca.* 9:1-15
- DAVIS, W.M. (1899). «The geographical cycle.» *Geographical Journal*, 14:481-504.
- DIEZ BALDA, M. A.; VEGAS, R. & GONZALEZ LODEIRO, F. (En prensa). «Structure of the Autochthon of the Central Iberian Zone.» Enviado a *Hercynica*.
- DOBLAS, M.; CAPOTE, R. & CASQUET, C. (1983). «Fenómenos de cizalla en los granitoides de la sierra de San Vicente (sierra de Gredos).» *Stv. Geol. Salm.* 18 Núm. extr.: 27-38.
- DUNHAM, R.J. (1962). «Classification of carbonate rocks according to depositional texture.» *Classification of Carbonate Rocks* (W.R. HAM, Ed.). *Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.* 1:108-121.
- FEBREL MOLINERO, T.; FUSTER CASAS, J. M. & DE PEDRO, F. (1958). Hoja Geológica n.º 484 E. 1:50.000. Buitrago del Lozoya I.G.M.E.
- FERNANDEZ CASALS, M. J. (1974). «Significado geotectónico de la formación gneises de La Morcuera.» *Stv. Geol. Salm.* 7:87-106.
- FERNANDEZ CASALS, M. J. (1976). *Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito Paleozoico-metamórfica de Somosierra (Sistema Central español)*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense. Madrid: 1-305.
- FERNANDEZ CASALS, M. J. (1979). «Las deformaciones hercínicas del límite Somosierra-Guadarrama (Sistema Central).» *Est. Geol.* 35:169-192.
- FERNANDEZ CASALS, M. J. & CAPOTE, R. (1970). «La tectónica paleozoica del Guadarrama en la región de Buitrago del Lozoya.» *Bol. Geol. Min.* 81: 562-568.
- FERNANDEZ CASALS, M. J. & CAPOTE, R. (1971). «Los neises glandulares del Guadarrama oriental.» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 69:69-80.
- FERNANDEZ CASALS, M. J. & GUTIERREZ MARCO, J. C. (1985). «Aspectos estratigráficos de la cadena hercínica en el Sistema Central.» *Rev. R. Acad. Exac. Fis. Nat.* 79 (4):487-509.
- FERNANDEZ GARCIA, P. (1987). *Geomorfología del sector comprendido entre el S.*

- Central y el Macizo de Sta. María la Real de Nieva (Segovia)*. Tesis Doctoral, Univ. Complut. de Madrid. 335.
- FISCHER, R. (1894). «Versuch einer wissenschaftlichen Orographie der Iberischen Halbinsel.» *Dr. A. Pettermanns Mitteil*, 40:249-259 y 277-285.
- FRIEDMAN, G.M. (1988). «Histories of coexisting reefs and terrigenous sediments: the Gulf of Elat (Red Sea), Jauma Sea and preogene basin of Neguev. Israel. En L.J. Doyle and H.H. Roberts ed. *Clastic Transition*. Elsevier.
- FUSTER J. M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCIA CACHO, L.; MORA, A. & PEINADO, M. (1974). «Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central español.» *Bol. Geol. Min.* 85:595-600.
- GARCIA CACHO, L. (1973). *Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesiva en el sector oriental del Sistema Central español*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense. Madrid: 1-319.
- GARZON, M.G. (1980). *Estudio geomorfológico de una transversal en la sierra de Gredos oriental (Sistema Central Español)*. Ensayo de una cartografía geomorfológica. Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid.
- GARZON, M.G. & LOPEZ MARTINEZ, N. (1978). «Los roedores fósiles de Los Barros (Ávila). Datación del Paleógeno continental en el Sistema Central.» *Est. Geol.* 34:571-575.
- GIL TOJA, (1987). «Estudio geoestructural de la zona metamórfica de Buitrago del Lozoya-Montejo de la Sierra (S.C.E.)» Tesis Lice. U.C.M.
- GOMEZ PORTER, P. (1984). Nota sobre la macroflora del Cretácico Superior del embalse de El Vellón. *COL-PA* 39:61-64.
- GONZALEZ CASADO, J. M. (1986). «La estructura y las series preordovícicas de Riaza (Sistema Central español).» *Rev. Nat. Proc. Geol.* 4.
- GONZALEZ CASADO, J. M. (1987). «Revisión de la zonación metamórfica y los procesos de blastesis-deformación de la región de Somosierra (Sistema Central español).» *Est. Geol.* 42 (3-4): 209-216.
- GONZALEZ CASADO, J. M. (1987). *Estudio geológico de la zona de cizalla de Berzosa-Honrubia (Sistema Central español)*. Ed. Univ. Comp. Madrid: 1-294.
- GONZALEZ CASADO, J. M. (1987). «Las últimas fases de deformación hercínicas en la región de Buitrago-Honrubia (S.C.E.).» *Rev. Mat. Proc. Geol.* Vol. V., 125-134.
- GONZALEZ CASADO, J.M. & CASQUET, C. (1987). «Relaciones blastesis-deformación del granate en la Zona de Civalla de Berzosa.» *Geogaceta*, 2:36-37.
- GONZALEZ CASADO, J. M. & CASQUET, C. (1988). «Estructuras distensivas y procesos metamórficos asociados a la zona de cizalla de Berzosa.» *Geogaceta* 4:5-6.
- GONZALEZ CASADO, J.M.; CASQUET, C. (1988). «Significado de las estructuras tardías, S-C de la región de Berzosa-Honrubia (S.C.E.).» *Cuadernos Lab. Xeol. de Laxe*. 12, 243-250.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1980). *Estudio geológico estructural de la terminación oriental de la sierra del Guadarrama (Sistema Central español)*. Tesis Doctoral. Universidad Salamanca. 1-334.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981). «Estudio geológico de la terminación oriental de la Sierra del Guadarrama (Sistema Central español).» *Serie Resúmenes de Tesis Doctorales*. Universidad Salamanca. 276:1-31.
- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981). «La estructura del anticlinorio del Olló de Sapo, en la región de Hiendelaencina (extremo oriental del Sistema Central español).» *Cuad. Geol. Iber.* 7:535-546.

- GONZALEZ LODEIRO, F. (1981). «Posición de las series infraordovícicas en el extremo oriental del Sistema Central y su correlación.» *Cuad. Lab. Xeol. Laxe.* 2:125-134.
- GONZALEZ LODEIRO, F.; MARTIN PARRA, L. M.; & 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.
- HAMMAN, W. & SCHMIDT, 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.
- IBARROLA, E.; VILLASECA, C.; VIALETTE, Y., FUSTER, J. M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, C. & CASQUET, C. (1987). «Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System).» *Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Hespérico.* Libro Homenaje a L. C. García Figuerola, pp. 377-384.
- I.G.M.E. (1973). *Mapa Metalogénico de España.* E. 1:200.000. Hoja n.º 38. Segovia.
- I.G.M.E. (1981). *Archivo Histórico de Registros Mineros.* Madrid.
- I.G.M.E. (1981). *Síntesis de datos hidrológicos y de calidad destinados al Plan Hidrológico Nacional de la cuenca del Tajo.*
- I.G.M.E. (1982). *Actualización y mejora del inventario de rocas industriales en la provincia de Madrid.*
- I.G.M.E. (1982). *Mapa hidrogeológico de Madrid.* Diputación de Madrid.
- I.G.M.E. (1987). *Catastro Minero Nacional. Dirección General de Minas.* Hoja E. 1:50.000. N.º 484. Buitrago de Lozoya.
- JULIVERT, M.; FOTBOTE, J. M.ª; RIBEIRO, A. & NABAIS CONDE, L. E. (1972). *Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares.* E. 1:100.000, Memoria Explicativa; 1-113 (1974). IGME.
- KLEIN, C.I. (1959). Surfaces polygéniques et surfaces polycycliques. *Bull. Ass. Géogr. Franç.* 282-283:51-68.
- LA ROCHE, H. DE (1980). Granites chemistry through multicationic diagrams. *Scie. de la Terre Ser. Inf. Geol.* 13, 65-88.
- LANCELOT, J. R.; ALLEGRET, A. & IGLESIAS, M. (1985). «Outline of Upper Precambrian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons.» *Earth Planet. Sci. Lett.* 74:325-337.
- LEGUEY, S.; CASAS, I.; MEDINA, J. A. & HOYOS, M. A. (1976). «Estudio mineralógico de las calizas cristalinas del puerto de Somosierra. (Provincia de Segovia).» *Bol. Geol. Min.* 87:528-537.
- LEGUEY, S.; MARTIN DE VIDALES, J. & CASAS, J. (1984). «Diagenetic Paligorskite in marginal continental detrital deposits located in the South of the Tertiary Duero Basin (Segovia, Spain).» In: *Paligorskite-Sepiolite. Occurrences, Genesis and Uses.* (A. Singer y E. Galan Eds). Developments in Sedimentology. Ed. Elsevier. 37:149-158.
- LOPEZ RUIZ, S.; APARICIO, A. & GARCIA CACHO, L. (1975). «El metamorfismo de la Sierra Guadarrama. Sistema Central español.» *Mem. IGME.* 86:1-127.
- LOTZE, F. (1929). «Stratigraphie und tektonik des Keltiberischen Grundgebirges (Spanien).» *Abh. Ges. Wiss. Gött. Math.-Phys. K1.* (N. ser.), 14(2):1-320.

- LOTZE, F. (1945). «Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Messeta.» *Geotekt. Forsch.*, 6, 78-92. Trad. en Publ. Extr. Geol. España, 5, 149-166 (1951).
- MACAYA, J.; GONZALEZ LODEIRO, F.; MARTINEZ CATALAN, J. R. & ALVAREZ, F. (En prensa). «Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding in the basement of the Hercynian Orogen and their relationships with structures in the metasedimentary cover in the Sierra of Guadarrama (Spanish Central System).» Enviado a *Tectonophysics*.
- MATTE (1968). «Précisions sur le Précambrien supérieur schisto-greus de l'Ouest des Asturies. Comparaison avec les autres affleurements précambriens du Nord-Ouest de l'Espagne.» *Rev. Geogr. Phys. Géol. Dyum* (2.^a Ser.) 10 (3): 205-211.
- MENDES, F.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E. & FERNANDEZ SANTIN, S. (1972). «L'âge de quelques granites de la Sierra de Guadarrama (Système Central Espagnol).» *Rev. Fac. Sci. Lisboa 2 G*. 17: 345-365.
- MENENDEZ AMOR, J. (1952). «Un nuevo yacimiento de plantas fósiles.» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 50:131-132.
- NAVIDAD, M. (1978). *Significado petrológico y geoquímico de las series glandulares en los sectores noroccidental y central del macizo Ibérico*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense. Madrid. 1-235.
- NAVIDAD, M. (1979). «Las series glandulares del sector central del macizo Ibérico (Guadarrama centro-occidental).» *Est. Geol.* 35:31-48.
- NODAL RAMOS, M.T. y AGUEDA VILLAR, J.A. (1976). «Características de la sedimentación cretácico-terciaria en el borde septentrional de la Cuenca del Tajo.» *Est. Geol.* 32(1):115-120.
- PEDRAZA, J. de (1978). «Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central español)». Tesis Doctoral Univ. Comp. Madrid. 1-459.
- PEINADO, M. (1985). «Los ortoneises del Sistema Central. Evidencia de un ciclo pre-hercínico.»
- PENCK, W. (1972). *Morphological Analysis of Landforms. A Contribution to Physical Geology*, Hafuer P.C., 430 pp. N. York (primera edición en lengua inglesa publicada en 1953 por Macmillan and Co. Londres). (Trabajo original en alemán, publicado en 1924).
- PEREZ REGODON, J. (1970). *Guía Geológica Hidrogeológica y Minera de la provincia de Madrid*. Reed. 1979. Memorias del Inst. Geol. y Min. de España. T. 76.
- POL, C.; CORRALES, I.; CORROCHANO, A. & CARBALLEIRA, J. (1977). «Las facies detríticas del Mioceno del sector sur de la cuenca del Duero.» *VIII Congr. Nac. Sedim. Oviedo-León*.
- PORTERO, J.M. & AZNAR, J.M. (1984). «Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo)». *I. Congr. Esp. Geol.* 3:253-263.
- RAMSAY, J.G. (1962). «The geometry and mechanics of formation of "similar" type folds.» *Jour Geol.*, 70:309-327.
- ROBERTS, H.H. & MURRAY, S.P. (1988). *Gulf of Northern Red Sea. Lopsitional settings of distinct siliciclastic carbonate interfaces*. En L.J. Doyle and H.H. Roberts ed. *Clastic Transition*. Elsevier.
- SCHÄFER, G. (1969). «Geologie und petrographie in östlichen Kastilichen Haupt-scheidegebirge (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 Grenzgeberte von Guadarrama und hesperidischen Ketten.» *Sond. Abth. d. Ges. Wissch 2* Gottigen Mat. -Phys. 16 (3):689-748. (Trad. M. San Miguel.- «Zona limítrofe del Guadarrama y las cadenas hespéricas». *Publ. Ext. Geol. Esp.* 4:234-295, 1948).
- SCHWENZNER, J.E. (1937). Zür Morphologie des Zentralspanischen Ochlands. *Geogr. Abh.*, 3 Rei Heft Stuttgart (Trad. C. VIDAL BOX) en *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 14:121-147. 1943.
- SERRANO PINTO, M. & GIL IBARGUCHI, I. «Revisión de datos geocronológicos e isotópicos de granitoides hercínicos de la región galaico-castellana.» *Publ. Museu Lab. Miner. Geol. Fac. Cienc.* Porto. MI (171-181).
- SOERS, E. (1972). «Stratigraphie et geologie 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 Terán. *Ed. Montanes y Simon*, 500 págs. Barcelona.
- SOMMER, W. (1965). «Stratigraphie und tektonik in Osteichen Guadarrama-Gebirge (Spanien).» *Münt. Forsch. Geol. Paläont.* 1:1-159.
- TORNOS, F. (1981). *Petrología de las rocas metamórficas del alto valle del Lozoya (Sistema Central español)*. Tesis Licenciatura. Universidad Complutense. Madrid. 1-152.
- TORNOS, F. & CASQUET, C. (1982). «Caracterización de gneises glandulares del alto valle del Lozoya (Sistema Central español) en base al quimismo de las biotitas y estado estructural del feldespato potásico». *Bol. Geol. Min.* 93:68-78.
- UBANELL, A. G. (1981). «Significado tectónico de los principales sistemas de diques en un sector del Sistema Central español.» *Cuad. Geol. Iber.* 7:607-624.
- VIALETTE, Y.; BELLIDO, F.; FUSTER, J.M. & IBARROLA, E. (1981). «Datos geocronológicos sobre el granito de La Cabrera.» *Cuad. Geol. Ibérica*, 7, 325-335.
- VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M; PEINADO, M. & VILLASECA, C. (1986). «Orogenic granitic magmatism of prehercinian age.» *Terra Cognita* ICOG 6 meeting 6 (2): 1.606.
- VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J. M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M; PEINADO, M. & VILLASECA, C. (1987). «Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System).» *Neues Jarh. Miner. Mh. Jg.* 10:465-479.
- VILLASECA, C. (1983). *Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la sierra de Guadarrama*. Tesis Doctoral. Universidad Complutense. Madrid. 1-331.
- VILLASECA, C. (1985). «Los granitos de la sierra de Guadarrama.» *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.* 79 (4): 573-587.
- WAARD, D. (1950). «Poligenetic structures in augengneis of the Sierra de Guadarrama (Spain).» *Bull. Co. Geol. Finlande.* 23, 54-66.