



MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Segunda serie - Primera edición



NAVA DE LA ASUNCIÓN

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

NAVA DE LA ASUNCIÓN

Primera edición

MADRID, 1991

Fotocomposición: Fotocomposición Crisol, S. A.
Impresión: TAVE'82
Depósito Legal: M-15.301-1991
NIPO: 232-91-001-4
Impreso en España – *Printed in Spain*

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por dos equipos pertenecientes a la Agrupación de empresas EGEO, S. A. – GEOPRIN S. A., y al Dpto. de Petrología de la Universidad Complutense de Madrid en el marco del convenio establecido entre el I.T.G.E. y la U.C.M.

Han intervenido en la realización de la misma los siguientes autores:

Mapa Geológico

- Mesozoico, Terciario y Cuaternario: J. Martínez-Salanova (EGEO, S. A.).
- Rocas metamórficas e ígneas: F. Alvarez (Univ. Salamanca), C. Casquet (U.C.M.), J. M. Fúster (U.C.M.), L. M. Martín Parra (EGEO, S. A.) y M. Peinado Moreno (U.C.M.).

Mapa Geomorfológico

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

Memoria

- Introducción, Estratigrafía e Historia Geológica: L. M. Martín Parra (EGEO, S. A.) y J. Martínez-Salanova (EGEO, S. A.).
- Petrología: C. Casquet, J. M. Fúster, M. Peinado Moreno y J. Escuder (GEO-PRIN S. A.).
- Tectónica: Hercínica: F. Alvarez y L. M. Martín Parra; Tardihercínica y Alpina: R. Capote (U.C.M.), J. M. González Casado (U.C.M.) y G. de Vicente (U.C.M.).
- Geomorfología: P. Fernández (U.C.M), T. Bardají (U.C.M), M. A. Sanz (U.C.M) y J. D. Centeno (U.C.M).
- Geología Económica: A. Merlo (GEOPRIN, S. A.).

Asesoría en Geología Estructural

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

Asesoría en Sedimentología

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

Asesoría en Geomorfología

J. Pedraza (U.C.M).

Paleontología

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

Análisis por difracción de rayos X.:

M. Signes Ororay y J. Bastida Cuairan.

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

INDICE

	<u>Páginas</u>
1. INTRODUCCION	9
1.1. SITUACION GEOGRAFICA	9
1.2. ANTECEDENTES	9
1.3. ENCUADRE GEOLOGICO	12
1.4. METODOLOGIA SEGUIDA EN LA CONFECCION DE LA HOJA ..	15
2. ESTRATIGRAFIA	16
2.1. CAPAS DE SANTA MARIA (Complejo Esquisto Grauváquico)	16
2.2. CAPAS DE DOMINGO GARCIA (Ordovícico)	17
2.3. SEDIMENTOS CRETACICOS	18
2.3.1. Arenas, arcillas y gravas. Formación «Arenas y arcillas de Segovia» (16). Areniscas silíceas (17)	18
2.3.2. Dolomías rojas y arcillas (18)	19
2.3.3. Dolomías tableadas, margas y arcillas. Formación «Dolomías tableadas de Caballar» (19)	20
2.3.4. Formación «Calizas y dolomías de Castrojimeno»	22
2.3.4.1. Areniscas con cemento dolomítico, miembro «Areniscas dolomíticas de Hontoria» (20)	22

2.3.4.2.	Margas, dolomías y areniscas. Miembro «Dolomías de Montejo» (21)	23
2.3.5.	Dolomías, margas y arcillas. Formación «Dolomías y margas de Valle de Tabladillo» (22)	24
2.3.6.	Gravas, arenas silíceas y arcillas (23)	24
2.4.	SEDIMENTOS Terciarios	26
2.4.1.	Sedimentos paleógenos	26
2.4.1.1.	Conglomerados de cantos y bloques polimícticos (24)	27
2.4.1.2.	Arenas, limos y arcillas (25)	28
2.4.2.	Sedimentos neógenos	28
2.4.2.1.	Cantos y arenas (28): a) litoareníticas, b) arcósicos	30
2.4.2.2.	Arenas (27): a) litoareníticas, b) arcósicas	30
2.4.2.3.	Limos y arenas (26): a) litoareníticos, b) arcósicos	30
2.4.3.	Pliocuaternario	31
2.4.3.1.	Arenas, limos y cantos (Glacis) (30)	31
2.4.3.2.	Cantos, arenas y limos (Coluviones, Conos de deyección) (29)	31
2.4.4.	Cuaternario s.s.	32
2.4.4.1.	Cantos y arenas (Terrazas) (31, 32, 33)	32
2.4.4.2.	Arenas eólicas (34)	32
2.4.4.3.	Arenas, limos, gravas y cantos (Aluvial, Fondos de valle) (35)	32
2.4.4.4.	Limos orgánicos (Fondos de charcas) (36)	32
2.4.4.5.	Antrópico (37)	32
3.	PETROLOGIA	33
3.1.	DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES	33
3.1.1.	Complejo Esquisto-Grauváquico	33
3.1.1.1.	Pizarras, cuarcitas y rocas asociadas en zonas de bajo grado metamórfico (12, 13, 14)	33
3.1.1.2.	Esquistos metapelíticos y metasamíticos con estauroлита y granate (11)	35
3.1.1.3.	Esquistos metapelíticos-metasamíticos en granitos deformados (11)	36
3.1.2.	Ordovícico (15)	36
3.1.3.	Rocas ígneas prehercínicas	37
3.1.3.1.	Ortoneises glandulares (10)	37
3.1.4.	Rocas graníticas hercínicas	38
3.1.4.1.	Leucogranitos de dos micas esquistosados (5) ..	39
3.1.4.2.	Granitos (tipo Aragoneses) (6)	40

	<u>Páginas</u>
3.1.4.3. Adamellitas (tipo Armuña) (7)	41
3.1.4.4. Adamellitas (tipo Balisa) (8, 9)	41
3.1.5. Rocas filonianas (1, 2, 3, 4)	43
3.2. CONDICIONES DEL METAMORFISMO	44
3.2.1. Metamorfismo regional	44
3.2.2. Metamorfismo térmico	45
3.3. GEOQUIMICA	46
3.3.1. Rocas metamórficas paraderivadas	46
3.3.2. Granitoides hercínicos	46
4. TECTONICA	52
4.1. DEFORMACION PREHERCINICA	52
4.2. OROGENIA HERCINICA	52
4.2.1. Primera fase de deformación (D ₁)	52
4.2.2. Segunda fase de deformación (D ₂)	54
4.2.3. Tercera fase de deformación (D ₃)	56
4.2.4. Deformaciones tardihercínicas	57
4.2.4.1. Deformaciones finihercínicas	57
4.2.4.2. Etapa Malagón	58
4.2.4.3. Etapa Hiendelaencina	58
4.3. DEFORMACIONES ALPINAS	59
4.3.1. Etapa Ibérica	59
4.3.2. Etapa Guadarrama	59
4.3.3. Etapa Torrelaguna	61
4.2.2. Segunda fase de deformación (D ₂)	
5. GEOMORFOLOGIA	61
5.1. CARACTERISTICAS GEOMORFOLOGICAS GENERALES	61
5.2. LAS SUPERFICIES DE ARRASAMIENTO	62
5.3. EL MODELADO DE DETALLE. LA EVOLUCION CUATERNARIA	63
5.4. SISTEMA CARTOGRAFICO	64
5.5. DESCRIPCION DE UNIDADES	65
5.5.1. Alta superficie en granito	65
5.5.2. Superficie inferior exhumada	65
5.5.3. Superficie culminante	66
5.5.4. Relieves estructurales	66
5.5.5. Sistema de glaciares	66
5.5.6. Sistema de llanuras	67
5.5.7. Sistema de aterrazamiento-superficies asociadas	67
5.5.8. Superficie de cola	68
5.5.9. Laderas	68

5.6. DESCRIPCIÓN DE ELEMENTOS	68
5.6.1. Elementos asociados a formas de erosión	68
5.6.2. Elementos coluviales	70
5.6.3. Elementos fluviales y de procesos asociados	70
5.6.4. Eólico y elementos asociados	72
6. HISTORIA GEOLOGICA	73
7. GEOLOGIA ECONOMICA	77
7.1. MINERIA Y CANTERAS	77
7.2. HIDROGEOLOGIA	78
8. BIBLIOGRAFIA	81
INDICE DE TABLAS	
Tabla 1	51

1. INTRODUCCION

1.1. SITUACION GEOGRAFICA

La Hoja de Nava de la Asunción se sitúa en el borde SE de la depresión del Duero, al NO de la sierra de Guadarrama y tiene un perfil topográfico relativamente llano.

La cota más alta de la Hoja se encuentra en el cerro Monte (1.003 m) en el sector centro-sur de la misma, entre el arroyo de Balisa y el río Eresma. Otro relieve característico es el cerro Cuesta Grande (986 m) en el sector centro-norte, próximo a la localidad de Domingo Garcia (Fig. 1).

El punto más bajo de la Hoja se encuentra a unos 780 m, en su sector N, donde el río Eresma abandona la misma, estando la cota media en unos 900 m.

El río más importante es el Eresma, siguiéndole en importancia los ríos Voltoya, Pirón y Moro, así como el arroyo de Balisa, siendo los dos últimos y el Voltoya, afluentes del Eresma.

Toda su extensión corresponde a la provincia de Segovia, siendo sus poblaciones más importantes Carbonero el Mayor, Bernardos, Santa María la Real de Nieva y Armuña.

1.2. ANTECEDENTES

La revisión más actualizada, aunque esquemática, del conocimiento geológico del Sistema Central español, se encuentra en el trabajo de BELLIDO *et al.* (1981), realizado con motivo de la VII Reunión de Geología del Oeste Peninsular. Anterior-

mente, BARD *et al.* (1970) trazan los rasgos más generales de esta región. Por su parte, CAPOTE & VEGAS (1968) se ocupan de los afloramientos metamórficos de la provincia de Avila, definiéndolos y haciendo una revisión sistemática, aunque sucinta, de ellos.

La estratigrafía de los materiales metasedimentarios es tratada conjuntamente para todo el Sistema Central o para amplios sectores de éste, en los trabajos de CAPOTE & FERNANDEZ CASALS (1975), CAPOTE *et al.* (1977) y FERNANDEZ CASALS & GUTIERREZ MARCO (1985).

Los trabajos más importantes, que también de un modo más o menos general, estudian la tectónica, son los de CAPOTE *et al.* (1981), UBANELL (1981), CAPOTE *et al.* (1982), CAPOTE (1983, 1985) y MACAYA *et al.* (en prensa).

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

Los trabajos de BARRERA *et al.* (1981), fundamentalmente geoquímicos, el de APARICIO *et al.* (1983) y, finalmente, el de BRANDEBOUGUER (1984), también se ocupan del estudio sistemático de los granitos. Por último, VILLASECA (1985) realiza una revisión breve del conocimiento actual sobre ellos y apunta una interpretación petrogenética para los mismos.

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

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

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

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

El primer trabajo que hace referencia directa a la Hoja de Nava de la Asunción, es el de CORTAZAR (1891). MALLADA (1896 a y b) cita la presencia de neises turmalíferos en los alrededores de Hoyuelos.

RZEPKA (1979) estudia el sector S del macizo de Santa María la Real de Nieva, haciendo especial hincapié en los granitoides y el metamorfismo de contacto asociado.

ALVAREZ (1982) realiza un estudio de los materiales metasedimentarios de todo el macizo de Santa María la Real de Nieva, en el que describe la sucesión estratigráfica atribuyendo los materiales esquistosos inferiores al complejo Esquisto-Grauváquico (el más ampliamente representado) y la serie más cuarcítica superior al Ordovícico inferior. En este mismo trabajo describe un metamorfismo regional de bajo grado para todo el área excepto para el sector NE, en que se alcanza el grado medio. Asimismo, describe la estructura en la que distingue dos fases principales de deforma-

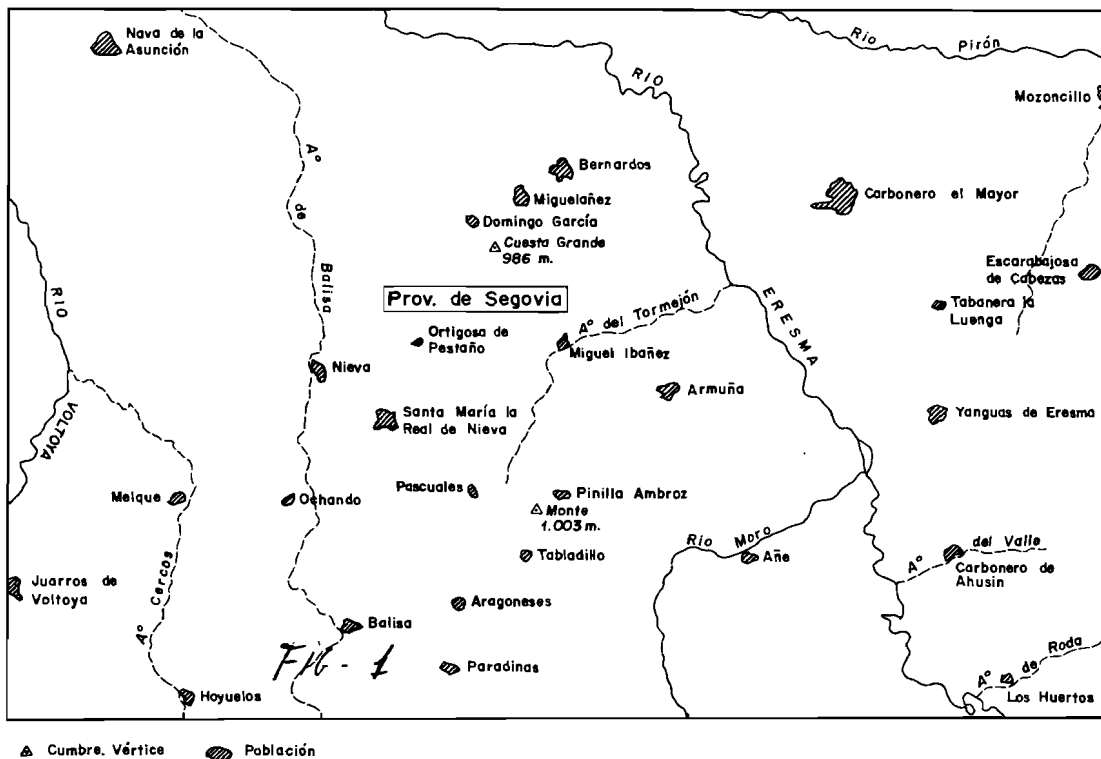


Fig. 1. Esquema geográfico de la hoja

ción seguidas por un cortejo de fallas tardihercínicas. La primera de las fases principales produce pliegues con esquistosidad de plano axial y vergencia OSO, mientras que la segunda, que sólo se manifiesta localmente, desarrolla una esquistosidad de crenulación y micropliegues con plano axial subhorizontal.

Recientemente, ALVAREZ *et al.* (1988), estudian las deformaciones tardihercínicas en el macizo de Santa María la Real de Nieva.

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

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

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

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

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

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

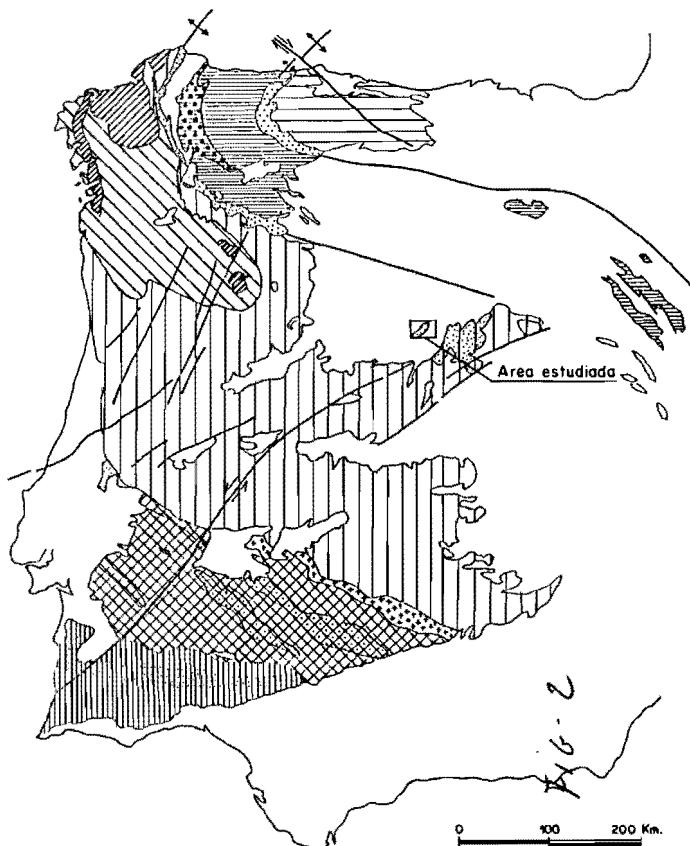
ALONSO y FLOQUET (1982) estudian la sedimentación para el Turoniense y ALONSO y MAS (1982) comparan y correlacionan las unidades cretácicas al norte y sur del Sistema Central.

De las arcillas y arenas silíceas blancas que aparecen sobre las margas y dolomías cretácicas se ha ocupado, en los afloramientos de estas facies en la vecina Hoja de Valverde del Majano (482), CASAS *et al.* (1975) y LEGUEY *et al.* (1984), de sus características petrológicas, y CASAS y LEGUEY (1976), de su sedimentología. Tradicionalmente, e incluyendo a estos autores, se las consideran terciarias, sin embargo, con la aparición de restos fósiles cretácicos en las proximidades de Armuña (BUSCALIONI y SANZ, 1987; y SANZ y BUSCALIONI, 1987) se caracteriza sin duda la edad de estos sedimentos, y si bien su techo pudiera llegar a ser Paleógeno, estos materiales están incluidos dentro del gran ciclo sedimentario Cretácico.

1.3. ENCUADRE GEOLOGICO

Los materiales que componen la Hoja, se agrupan en dos conjuntos netamente diferentes, uno constituido por rocas ígneas y metamórficas pertenecientes al macizo Hercínico, de edades Precámbrico-Paleozoicas, y otro por sedimentos mesozoicos, terciarios y cuaternarios, correspondientes al borde meridional de la submeseta norte (ver esquema estructural de la Hoja).

Los materiales hercínicos que constituyen el macizo metamórfico de Santa María la Real afloran a favor de un «horst» alpino alargado según la dirección NE-SO. Den-



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

Fig. 2. Situación del área de estudio en el macizo Hespérico, modificado de JULIVERT *et al.* (1972), según AREAS *et al.* (1988).

tro de ellos se distinguen dos conjuntos de rocas: a) Un conjunto de rocas ígneas que aflora en la parte meridional del macizo, y b) un conjunto de rocas metamórficas, en su mayor parte de grado bajo, aunque en los bordes nororiental y meridional del macizo alcanzan el grado medio. El contacto entre ambos conjuntos es mecánico, debido a las deformaciones tardihercínicas, aunque el metamorfismo de contacto que presentan las metapelitas evidencia la proximidad del contacto intrusivo original que seguramente se extiende por debajo de ellas.

Las características estratigráficas de los metasedimentos permiten incluir este macizo en la Zona Galaico-Castellana de LOZTE (1945) o bien en la Centro-Ibérica de JULIVERT *et al.* (1972) (Fig. 2), que se caracterizan por la presencia de neises precámbricos tipo «Ollo de Sapo» y similares, y/o de una serie pizarrosa muy potente denominada «Complejo Esquisto-Grauváquico» de edad Precámbrico-Cámbrico inferior, sobre la que reposa discordante y con carácter transgresivo el Ordovícico inferior con conglomerados en la base.

BELLIDO *et al.* (1981) realizan una subdivisión del Sistema Central más detallada, en la que no se incluye el afloramiento metamórfico-granítico de Santa María la Real de Nieva. De todos modos, por sus características parece relacionable con el dominio occidental, por ellos descrito, caracterizado por:

- Presencia de series ordovícicas y preordovícicas, predominando las segundas.
- Grado metamórfico variable de alto a bajo, predominando este último.
- Gran extensión de los cuerpos granitoides.

CAPOTE *et al.* (1981 b) subdividen, a su vez, el Sistema Central en tres grandes complejos estructurales denominados de O a E: Complejo de Gredos, Complejo de Guadarrama y Complejo de Somosierra-Ayllón, siendo sus límites cabalgamientos cuya posición coincide sensiblemente con los del trabajo anterior. Aunque en su esquema tectónico general del Sistema Central no incluyen el macizo de Santa María de Nieva, de los límites trazados en el mismo para los distintos complejos parece deducirse la pertenencia de este macizo al Complejo de Guadarrama, si bien por sus características estratigráficas (Ordovícico discordante sobre el Complejo Esquisto-Grauváquico), podría pertenecer al Complejo de Gredos.

La Orogenia Hercínica es la responsable de los principales eventos tectónicos y metamórficos que afectan a estos materiales, diferenciándose varias fases de deformación con la consiguiente superposición de estructuras (MACAYA *et al.*, en prensa). Las dos primeras son de carácter dúctil con desarrollo de esquistosidad, pliegues vergentes hacia las zonas externas de la cadena y, durante la segunda, al desarrollo de bandas miloníticas de cizalla. La tercera da lugar a pliegues retrovergentes con esquistosidad de crenulación de plano axial. Las últimas etapas, de carácter más frágil, producen la fracturación del conjunto y pliegues de gran longitud de onda y poca amplitud (ALVAREZ *et al.*, 1988).

Los sedimentos mesozoicos más antiguos que aparecen en esta zona del borde meridional de la cuenca del Duero se remontan al Cretácico superior, y los de mayor extensión de afloramientos pertenecen al Terciario.

1.4. METODOLOGIA SEGUIDA EN LA CONFECCION DE LA HOJA

En la realización de la Hoja han intervenido dos equipos de trabajo; uno, compuesto por geólogos del departamento de Petrología y Geoquímica de la Universidad de Madrid y otro, compuesto por geólogos de la Agrupación de Empresas GEO-PRIN, 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 (Fig. 3). A su vez, el departamento de Petrología y Geoquímica se ha encargado de sintetizar toda la información petrológica y confeccionar el correspondiente capítulo de la presente memoria, mientras que la Agrupación de Empresas ha sido la responsable de la interpretación tectónica del conjunto y de la realización de los cortes geológicos que se incluyen en La Hoja, así como de la cartografía y estudio de los sedimentos mesozoicos, terciarios y cuaternarios.

ESQUEMA CARTOGRAFICO

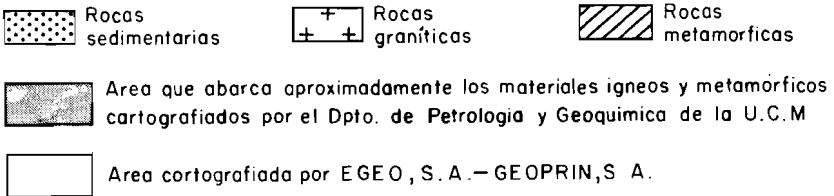
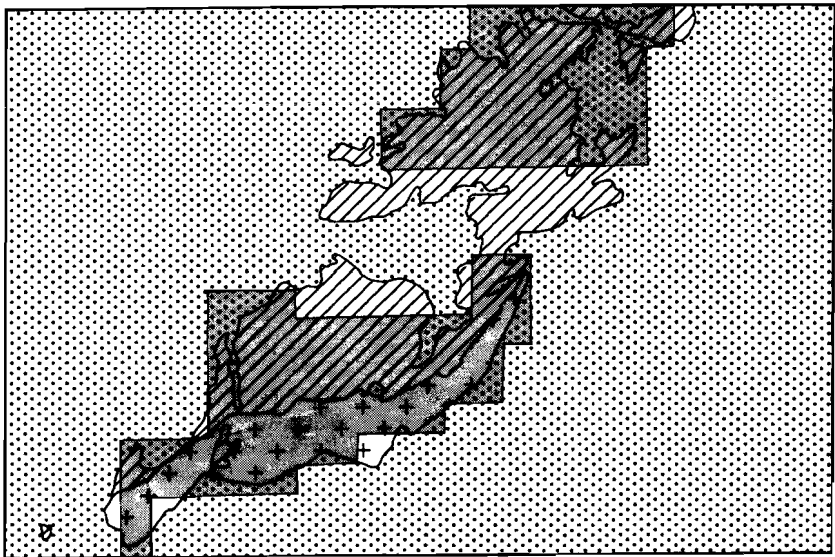


Fig. 3.

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

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

2. ESTRATIGRAFIA

2.1. CAPAS DE SANTA MARIA (Complejo Esquistó-Grauváquico)

Está constituido por una potente serie de pizarras arenosas de color gris-verdoso con frecuentes niveles de areniscas y cuarcitas blanquecinas que son especialmente abundantes en la parte superior de la serie, cerca de la discordancia, y en la parte más baja de ésta, cerca de los granitos.

Es frecuente, sobre todo en la mitad inferior de la sucesión (alrededores de Santa María y Ochando), que existan niveles de alternancias de areniscas con granoselección y lutitas que presenta un aspecto listado característico. Sin embargo, por lo general, predominan los tramos en los que la homogeneidad en cuanto al tamaño de grano y color hacen muy difícil distinguir la estratificación. Es de resaltar la existencia de niveles intercalados de pizarras negras muy homogéneas, alguno de los cuales, de 20 a 30 m de espesor, es explotado en las inmediaciones de Bernardos para pizarras de techar.

Localmente se observan intercalaciones lentejonares de mármoles y, en las zonas de mayor metamorfismo, de niveles anfíbólicos de espesor centimétricos y poca extensión lateral.

En el área situada al sureste de Domingo García, y más concretamente en la cuesta oriental del cerro de San Isidro, se observa inmediatamente por debajo de la discordancia con los materiales ordovícicos un tramo de pizarras verdosas con abundantes cantos pelíticos aplastados de color verde oscuro, de hasta 30 cm de longitud, que normalmente presentan un fino bandeado debido a la alternancia de nivelillos arenosos y limolitas. Junto a ellos también aparecen nódulos cloríticos de hasta 10 cm de diámetro que producen sombras de presión respecto a la esquistosidad

principal. También es de destacar la presencia de cristales de pirita de origen diagenético.

En la mayor parte del afloramiento, las metapelitas están constituidas principalmente por cuarzo, clorita, mica blanca, plagioclasa y en algunos casos biotita, y presentan una esquistosidad del tipo *slaty cleavage*; al S del macizo, junto a los granitos, se les superpone un metamorfismo de contacto que desarrolla blastos de andalucita-cordierita, en la actualidad completamente transformados en cloritas, que confieren a las rocas un aspecto mosqueado. Al E de la falla de Carbonero el Mayor (sector NE del macizo) se observa un grado más alto de metamorfismo regional, de modo que en los esquistos se encuentra además granate, estaurilita y, a veces, distena, y la esquistosidad principal es del tipo *schistosity*.

Atribuimos estos materiales al Complejo Esquisto-Grauváquico por su semejanza con algunas unidades del mismo descritas en la zona centro-ibérica por distintos autores (MORENO, 1977; DIEZ BALDA, 1980, 1986; RODRIGUEZ ALONSO, 1979, 1985) y por estar fosilizados mediante contacto discordante por los materiales del Ordovícico inferior.

No se han encontrado en esta Hoja otros fósiles que permitan precisar la edad de esta secuencia. Sin embargo, por correlación con series del complejo descritas y datadas por otros autores (DIEZ BALDA Y FOURNIER-VINAS, 1981) la atribuimos una edad comprendida entre el Precámbrico superior y el Cámbrico inferior.

2.2. CAPAS DE DOMINGO GARCIA (Ordovícico)

Esta unidad comienza con un banco de cuarcitas, de 1 a 2 m de espesor, que pasa lateralmente a pizarras cuarcíticas en algunos puntos. Sobre él se sitúa una serie de alternancias de cuarcitas y pizarras; las cuarcitas aparecen en bancos cuya potencia oscila entre 10 cm y 3 m. También se observan localmente bancos conglomeráticos de matriz silíceas con cantos milimétricos de cuarzo.

En los tramos cuarcíticos se reconocen abundantes estratificaciones cruzadas y, más raramente, *ripples* que confirman, a escala del macizo, la polaridad normal de la serie. Asimismo, en el muro de los bancos cuarcíticos se pueden observar localmente pistas de *Cruciana furcifera* y *Cruciana goldfussi*.

La potencia observada de estos materiales es de unos 250 m, no pudiéndose conocer su potencia total debido a que su parte superior está cubierta por el Terciario.

Los minerales fundamentales que componen las rocas de esta sucesión son cuarzo, clorita y mica blanca, siendo los filosilicatos mucho más abundantes en los niveles más pizarrosos.

Los datos faunísticos existentes, así como la ausencia de niveles cuarcíticos potentes que caracterizan la facies típica de la cuarcita armoricana, nos lleva a asignar a esta unidad una edad Tremadoc.

Los materiales ordovícicos más próximos a los de esta Hoja, se encuentran en el afloramiento de Ojos Albos en la Hoja de El Espinar (507), al S de ésta. En este afloramiento concordantemente bajo la cuarcita armoricana y discordantemente sobre materiales correlacionables con la F. Aldeatejada (capas del Mediana) se sitúa una alternancia de cuarcitas y pizarras (capas del Voltoya), similar a la aquí observada. Esta alternancia ha proporcionado datos faunísticos que hacen pensar en una edad Tremadoc superior (Hunnebergiense superior) a Arenig., para esta sucesión.

2.3. SEDIMENTOS CRETACICOS

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

2.3.1. Arenas, arcillas y gravas. Formación «Arenas y arcillas de Segovia» (16). Areniscas silíceas (17)

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

Es una formación esencialmente detrítica siliciclástica cuyo espesor puede alcanzar los 30 m. En general parece bastante homogénea, sin embargo, se observan de base a techo tres tramos con granulometría distinta. El basal sería areno-gravoso, el intermedio areno-arcilloso y el superior areno-gravoso. En toda la región no se ha observado esta división, bien porque no existe bien por dificultades de observación.

Los cuerpos arenosos de esta formación 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 por cuarzo y en menor proporción por feldespatos y micas, parcialmente transformados a caolín.

Otras granulometrías que forman los cuerpos son gravas, cantos y arcillas. Las gravas y cantos aparecen unas veces en la base de los cuerpos arenosos, formando a modo de tapiz y otras constituyendo la totalidad del cuerpo. En el primer caso se 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, dentro de los cuerpos de granulometría mayor. También aparece arcilla en forma de película rodeando a los granos de cuarzo, o bien tapizando superficies de reactivación (*mud drapes*).

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

Además de los materiales detríticos anteriormente descritos, se encuentran en esta unidad encostramientos de óxido férrico. Estos aparecen de dos formas distintas, unos son horizontales y otros verticales, encontrándose los segundos unidos a los primeros por debajo 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.

Intercalado en esta formación aparece, en las proximidades de Carbonero el Mayor, la unidad denominada «Areniscas silíceas» (17), consistente en cuerpos de areniscas bastante homométricas, de tamaño de grano medio a grueso, con estratificación cruzada y fuertemente cementados por sílice.

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

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

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

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

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

La edad de la formación es difícil de establecer, si bien ALONSO (1981) le adjudica una edad que oscila entre el Coniaciense medio, para la base de la formación, y el Coniaciense medio-superior, para el techo, deducida mediante criterios de correlación estratigráfica. Con todo, es posible también una edad Turoniense, ya que en el sur de la sierra, esta formación, creemos que pasa lateralmente a otra unidad datada como Turoniense.

2.3.2. Dolomías rojas y arcillas (18)

Es una unidad nueva, no definida anteriormente como tal, si bien la constancia de los sedimentos que la integran, así como su extensión, ya que se encuentran también en las hojas de Segovia (483), Valverde del Majano (482) y Torrelaguna (509), aconsejan su diferenciación. Su espesor es muy reducido, pues no supera los 3 m, apareciendo de una forma discontinua.

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

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

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

Las areniscas con cemento dolomítico se componen de cuarzo y se presentan en forma de pequeños cuerpos de 0,5 m de grosor, intercalándose dentro de las dolomías, éstas tienen a veces un aspecto desorganizado, apareciendo los granos dispersos en una matriz arcillosa.

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

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

Posteriormente, se produjo una parcial dedolomitización, que tuvo como consecuencia la liberación de iones de hierro que al oxidarse imprimieron el color rojo característico de la unidad.

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

2.3.3. Dolomías tableadas, margas y arcillas. Formación «Dolomías tableadas de Caballar» (19)

Esta formación fue definida por ALONSO *et al.* (1982), manifestándose también en las hojas de Torrelaguna (509), Valverde del Majano (482), Segovia (483) y Turé-

gano (457). Su espesor es variable, pero no supera los 10 m, estando su techo en contacto erosivo con la unidad suprayacente.

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

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

Los cuerpos tabulares tienen base plana y erosiva, apoyándose bien sobre las intercalaciones arcillosas, bien sobre otros cuerpos planares. Internamente presentan estratificación cruzada de bajo ángulo y planar, que suele estar situada en la base, mientras que hacia el techo se encuentran *ripples* de corriente y de oscilación; también se observa en los cuerpos una granoclasificación positiva, que oscila entre arena gruesa en la base a limos en el techo.

La base de los cuerpos puede estar fuertemente bioturbada. Existe además otro tipo de bioturbación, consistente en largas perforaciones verticales que se incurvan distalmente y se ramifican, formando 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. El cuarzo es el principal componente detrítico, encontrándose en mucha menor proporción glauconita y cantos blandos.

La interpretación sedimentológica que se hace de la unidad puede ser algo polémica. Así, una interpretación puede ser considerar a los cuerpos tabulares como secuencias de somerización (*shallowing upwards*), dado que en algunos puntos se han observado algas laminares, brechas de cantos planos y desecaciones a techo de algunas secuencias (ALONSO *et al.*). Otra interpretación distinta es el identificarlas como turbiditas, correspondiendo los cuerpos tabulares a secuencias de Bouma. Las turbiditas estarían relacionadas con episodios de tormenta, los cuales han sido registrados en las «Areniscas y arcillas de Hontoria». Esta segunda interpretación estaría además apoyada, a nuestro juicio, por la ausencia de estromatolitos algales, ya que la laminación paralela que podría representarlos corresponde, donde mejor se las ha podido observar, a corrientes tractivas, no a laminación algar. También se justifica por la ausencia de estructuras de emersión, a techo de los cuerpos, los cuales son frecuentes en secuencias de somerización, así como por la clara relación que se da entre este miembro y «Areniscas y arcillas de Hontoria», el cual se ha originado en parte mediante tormentas. Además la bioturbación, que afecta a los cuerpos, no se inicia hasta que se ha sedimentado todo el cuerpo, a diferencia de las secuencias de somerización donde la bioturbación va al paso de la formación de la secuencia; esto quiere decir que la sedimentación del cuerpo sería rápida. Una posibilidad de integrar ambas opciones es la de considerar el medio como una plataforma interna protegida, con episodios de tormenta reflejados en niveles interpretados como secuencias de Bouma.

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

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

Posteriormente a la sedimentación de la unidad y antes de que se depositasen los sedimentos suprayacentes, los cuales se sedimentaron sobre una fuerte superficie erosiva, se produjo la dolomitización de la misma. Más tarde se sucedieron procesos de disolución parcial de los granos de cuarzo y dedolomitización de la unidad. Todos estos procesos se originaron en ambientes vadosos y freáticos, lo que implica que antes que se depositara la formación marina suprayacente, este miembro, igual que «Areniscas y arcillas de Hontoria», sufrió periodos de emersión.

La formación «Dolomías tableadas de Caballar» tiene una edad, según ALONSO (1981), Coniacense medio-superior.

2.3.4. Formación «Calizas y dolomías de Castrojímeneo»

La formación «Calizas y dolomías de Castrojímeneo» está representada en la presente Hoja por los miembros «Areniscas dolomíticas de Hontoria» y «Dolomías de Montejo» (ALONSO *et al.*, 1982).

2.3.4.1. *Areniscas con cemento dolomítico. Miembro «Areniscas dolomíticas de Hontoria» (20)*

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

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

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

Intercalados entre los depósitos siliciclásticos se encuentran estromatolitos algales y construcciones arrecifales; los primeros muestran porosidad fenestral y corres-

ponden a *mudstone* y *wackstone* según DUNHAM (1962), los segundos están formados principalmente por rudistas (hipurítidos y radiolítidos) y otros moluscos, además de fangos carbonatados. Las construcciones arrecifales de rudistas adoptan dos formas, unas tienen un aspecto lenticular y una extensión que no supera los 50 m (*patches*), mientras que otros adquieren una extensión lateral que supera los 100 m y con morfología estratiforme.

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

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

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

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

2.3.4.2. *Margas, dolomías y areniscas. Miembro «Dolomías de Montejo» (21)*

El miembro «Dolomías de Montejo» (ALONSO *et al.*, 1982) pertenece a la misma formación que el miembro «Areniscas dolomíticas de Hontoria», sobre el cual se apoya. Esta unidad es transgresiva o erosiva sobre las inferiores, ya que hacia el noroeste de la Hoja se apoya sobre la formación «Arenas y arcillas de Segovia», no estando representadas las unidades intermedias.

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

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

Las diferencias existentes entre los dos miembros de la formación no son grandes, si bien los cuerpos arenosos de esta unidad tienen una relación espesor-longitud menor que la que tienen las areniscas del miembro «Areniscas dolomíticas de

Hontoria», también las conchas de moluscos son más abundantes que en la unidad infrayacente.

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

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

2.3.5. Dolomías, margas y arcillas. Formación «Dolomías y margas de Valle de Tabladillo» (22)

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

Los niveles margo-arcillosos se presentan intercalados entre los cuerpos dolomíticos, siendo su color verde y rojo, dentro de estos niveles y de los estratos de dolomía se encuentran dispersos cristales de yeso tipo «selenita» y algunas silicificaciones.

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

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

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

2.3.6. Gravas, arenas silíceas y arcillas (23)

Se sitúan inmediatamente sobre los afloramientos cretácicos carbonatados atribuidos al Campaniense.

En principio es generalizada la opinión de que existe una neta separación entre las facies carbonatadas cretácicas y los sedimentos silíceos, que suponen terciarios LEGUEY *et al.* (1984), PORTERO *et al.* (1984). Sin embargo, el aspecto litológico como de estructuras sedimentarias de estos últimos es semejante al que presentan otras cuñas detríticas intracretácicas de la región, tales como las «Arenas de Carabias» y las «Arenas y arcillas de Segovia», por lo que cabría esperar de unas un tratamiento demasiado desligado de las otras, sino más bien lo contrario. Sus analogías litoestratigráficas y mineralógicas con esas indentaciones claramente cretácicas las sitúan *a priori* en ese contexto.

Además no existe ninguna evidencia de que ese contacto presente discordancia angular, ni tampoco se encuentran en esas arenas silíceas elementos carbonatados que impliquen la erosión de sedimentos cretácicos en esa época. La prueba concluyente de la edad de estos depósitos ha sido finalmente dada por la aparición de fósiles de vertebrados inequívocamente cretácicos, como veremos más adelante.

Sin embargo, existe una discontinuidad entre estos sedimentos detríticos y las facies carbonatadas, marcada por la erosión de la formación infrayacente como se observa en la Hoja de Segovia. Pero esta situación ya se habría producido anteriormente durante el Cretácico superior.

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

El máximo espesor de la formación puede superar los 50 m. Aunque por lo general presenta una potencia irregular.

Estos sedimentos detríticos silíceos tienen características litológicas y estructurales, así como unos límites, que permitirían definir con ellos una unidad formal, pudiéndose distinguir además tres diferentes subunidades dentro de ellos, no observables plenamente en el ámbito de esta Hoja, pero sí en otras adyacentes, como Segovia (483) o Valverde del Majano (482).

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

— La subunidad basal tiene un espesor de unos 15 m y está formada por arenas de cuarzo, encontrándose en menor proporción feldespatos y micas; estos últimos están parcialmente alterados. Intercalados con las arenas hay arcillas con colores blancos, verdes y rojos. Los depósitos arenosos se organizan en cuerpos lenticulares que interiormente muestran estratificación cruzada y superficies de reactivación; la dirección de desplazamiento de los cuerpos es N 30° E, teniendo dos sentidos opuestos de movimiento. A su vez, las arcillas se presentan unas veces en forma de lentejones intercalados entre los cuerpos arenosos, otras en forma de láminas recubriendo las superficies de reactivación y otras dispersas entre los granos, recubriéndolos a modo de película.

— La subunidad formada por arcillas tiene unos 20 m de espesor y está formada por arcillas verdes, pardas y algún nivel de color negro. Intercalados con las arcillas se encuentran escasos paquetes de arenas de cuarzo, estas arenas están muy alteradas, habiendo sido cementadas por calcedonita y ópalo. Otro dato importante a

reseñar dentro de este tramo es la presencia de pedotúbulos silíceos, de algunos centímetros de longitud, situados entre las arcillas.

— La subunidad superior es litológica y estructuralmente parecida a la basal, si bien es de un carácter detrítico más grueso y presenta encostramientos ferruginosos, que aparecen con más frecuencia que en el tramo basal. También, debido al carácter más grueso de este tramo, aparecen gravas, que se disponen o bien en la base de los cuerpos de arenas o bien formando estratos con estratificación cruzada.

Dadas las características litológicas y estructurales descritas, pensamos que el medio donde se produjo la sedimentación de esta unidad corresponde a un medio de transición marino-continental. En este medio la influencia marina se marca, entre otras estructuras, por la dirección de desplazamiento de los cuerpos detríticos, que coinciden con direcciones de desplazamiento de formaciones marinas cretácicas anteriores; además, esta dirección, tiene dos sentidos opuestos de movimiento, lo cual indica una posible influencia de las mareas, criterio que viene apoyado por la presencia de arcilla tapizando las superficies de reactivación (*mud drapes*), siendo esta última frecuentemente encontrada en depósitos mareales. A su vez, la influencia continental o subaérea se refleja por la presencia de huesos de vertebrados, de pedotúbulos y por las películas de arcillas rodeando los granos de cuarzo, así como por la dispersión de una matriz arcillosa, lo que nos indica que la unidad estuvo sometida a edafizaciones.

En las proximidades de Armuña se han encontrado restos fósiles de vertebrados cretácicos: 2 cocodrilos (BUSCALIONI y SANZ, 1987), 3 «dinosaurios» y abundantes restos de tortugas (SANZ, 1986; y SANZ y BUSCALIONI, 1987). Los cocodrilos se han interpretado como formas endémicas o con un origen en el continente de Gondwana, por lo que siguen sin aclararse las relaciones paleogeográficas de la península ibérica en el Cretácico superior. Respecto a los «dinosaurios» se ha identificado un *Ornithischia* indet. (herbívoros, en su mayoría bípedos) y dos *Saurischia*: un *Theropoda* indet. (carnívoros bípedos) y un titanosaurio (*Sauropodomorpha*, cuadrúpedos herbívoros), que probablemente posea el cuerpo cubierto parcialmente por una «armadura» dérmica, de la que se han encontrado en Armuña algunas piezas (osteodermos).

Posteriormente a la sedimentación de la unidad se produjeron procesos diagenéticos, que originaron la alteración de los granos de cuarzo y su cementación silícea. Otro proceso, realizado probablemente durante la diagénesis, es la formación de costras ferruginosas. Todos estos procesos son propios de ambiente vadoso y freático.

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

2.4. SEDIMENTOS TERCIARIOS

2.4.1. Sedimentos paleógenos

Los depósitos cretácicos anteriormente descritos están recubiertos por sedimentos de naturaleza litológica variada, pero con características comunes que permiten

englobarlos dentro de una secuencia deposicional, y que estaría a su vez subdividida en otras de orden menor. El contacto con los sedimentos cretácicos es una superficie de erosión, no observándose pliegues que sean fosilizados por estos sedimentos.

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

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

2.4.1.1. *Conglomerados de cantos y bloques polimícticos (24)*

Los materiales que integran este apartado son bloques, cantos y, en menor proporción, arena, estando cementados localmente por carbonatos.

Al igual que en la vecina hoja de Turégano (457) esta unidad aparece en dos tramos separados por los sedimentos, más finos, de la unidad descrita más adelante. A pesar de la mala calidad de los afloramientos en el ámbito de la Hoja pueden encontrarse buenos puntos de observación en el río Eresma, al norte de Bernardos.

La naturaleza litológica de los bloques y cantos es diversa, así unos son de origen ígneo o metamórfico y otros carbonáticos. En los afloramientos que bordean el sur del macizo de Santa María la Real de Nieva, que actúa como área de aporte para este momento, los cantos presentan una composición principal de esquistos grauváquicos, sin embargo, en las proximidades de Armuña los cantos graníticos son dominantes, confirmando la procedencia de los sedimentos de las áreas adyacentes. Al norte del macizo los materiales, esquistos grauváquicos, proceden de otra zona, situada al NO, ya que las paleocorrientes que se han podido medir así parecen atestiguarlo, por lo que durante el paleógeno debió existir un relieve de relativa importancia no aflorante actualmente.

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

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

2.4.1.2. *Arenas, limos y arcillas (25)*

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

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

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

2.4.2. **Sedimentos neógenos**

Apoyándose en los sedimentos de las formaciones anteriores mediante una discordancia angular y erosiva, se encuentran materiales de litología y granulometría muy variada, cuyos límites estarían indicados por dos discordancias situadas en la base y en el techo. Esto implicaría la existencia de un ciclo sedimentario, que integraría a varias facies sedimentarias, de las cuales trataremos a continuación. Las distintas facies han sido consideradas por anteriores autores como independientes las

unas de las otras, no integrándolas en una misma secuencia deposicional, adjudicándoles edades que variaban desde el Oligoceno al Cuaternario.

La composición litológica de las facies se ve muy afectada por el área madre de donde proceden, así en este sector del Sistema Central hay dos áreas madres con diferente litología. Una está formada por rocas con cuarcitas y pizarras de edad Cámbrico-Ordovícica y la otra por granitos y rocas metamórficas de grado alto y medio. Tenemos como resultado abanicos con distinta composición litológica, que cuando se unen entre sí forman litologías mezcladas. Los primeros tienen su origen en el macizo metamórfico de bajo grado de Ojos Albos y los segundos en los macizos graníticos de la sierra de Guadarrama. El resultado es que cada facies se presenta con dos litologías dominantes diferentes, la que es arcósica y la que es litoarenítica. Estas facies son «Cantos y arenas», «Arenas» y «Limos y arenas» de origen cuarcítico y pizarroso, y con las mismas denominaciones texturales, pero de procedencia granítico-neísica.

La diferencia litológica de los abanicos tiene además una expresión en la morfología y en el color de los sedimentos. Al ser los sedimentos procedentes de áreas con metamorfismo de bajo grado ricas en minerales ferromagnesianos, al alterarse liberan hierro, que al oxidarse otorgan un vivo color rojo a los sedimentos, llamándoles por esto «Series rojas» [ver Hoja de El Espinar (507)], esta tinción no se observa en los sedimentos arcósicos. Por otra parte, los materiales graníticos y neísicos son más alterables que los cuarcíticos, esto hace que los abanicos alimentados por materiales de bajo metamorfismo estén mejor conservados que los que tienen un área madre granítica.

La edad de estos materiales puede ser estimada, pese a no haber encontrado fauna en los sedimentos, ya que en hojas próximas, al sur de la sierra de Guadarrama, se encuentran unidades equivalentes a éstas que tienen una edad que varía desde el Ramblense al Vallesiense. Así son correlacionables con un yacimiento de macromamíferos del Ramblense (Mioceno inferior), situado en la Hoja de Colmenar Viejo (534) (J. MORALES, com. pers.) y con los depósitos del área de Madrid que contienen yacimientos del Aragoniense inferior al Vallesiense de macro- y micromamíferos (HOYOS *et al.*, 1985; SESE *et al.*, 1985; y ALBERDI *et al.*, 1985). Una síntesis del Neógeno de las cuencas del Duero y del Tajo, donde se relacionan sedimentación y eventos tectónicos con sus dataciones relativas ha sido dada por LOPEZ-MARTINEZ *et al.* (1986).

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

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

El tránsito de esta unidad a la infrayacente de edad Eoceno-Oligoceno es mediante una discordancia erosiva y angular, que se observa bien cuando existe una diferencia litológica y granulométrica entre las formaciones, por tanto, cuando la litología y granulometría son similares, como ocurre cuando los sedimentos paleógenos tienen carácter arcósico, resulta difícil diferenciarlas.

2.4.2.1. Cantos y arenas (28): a) Litoareníticas, b) Arcósicos

Los materiales que presenta esta unidad son cantos de tamaño medio o pequeños y arena gruesa. Debido a las distintas áreas madres de donde proceden hay dos litologías diferentes que llegan a mezclarse en zonas de contacto. Una de ellas es litoarenítica y está formada por cantos de cuarcita y pizarra, y tiene un característico color rojo. La otra es arcósica, debido a su procedencia granítica y néisica.

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

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

2.4.2.2. Arenas (27): a) Litoareníticas, b) Arcósicas

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

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

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

La sedimentación de esta subunidad se realiza mediante corrientes de agua que tenían cauces amplios y poco profundos, circulando a través de una llanura cubierta por estos canales. Los cursos de agua arrastraban fangos arenosos, cuyo desplazamiento no es continuo, sufriendo interrupciones ligadas posiblemente a descensos del caudal de agua y marcados por superficies de reactivación. Los canales cuando dejaban de funcionar eran edafizados. La edafización se aprecia en la pérdida de organización interna de los cuerpos arenosos y las películas de óxidos y de arcillas que bordean los granos de cuarzo. El espesor de la subunidad puede superar los 80 m.

2.4.2.3. Limos y arenas (26): a) Litoareníticos, b) Arcósicos

Lateralmente los depósitos precedentes pasan a limos arenosos y arenas finas. En ellos se distinguen las dos litologías descritas en los párrafos anteriores, la litoarenítica procedente de un área metamórfica de bajo grado, que tiene un color rojo característico y la arcósica procedente de rocas graníticas y néisicas. Los sedimentos se organizan en

cuerpos tabulares poco potentes de 0,1 a 0,5 m de espesor, pero de gran extensión lateral. Son esencialmente limos, conteniendo intercalados algunos estratos de arena fina.

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

Los estratos con sedimentos más finos también muestran edafizaciones además de hidromorfismo, lo cual implica que sufrieron un mal drenaje.

En esta facies se encuentran algunos cuerpos limosos que están cementados por carbonatos.

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

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

2.4.3. Pliocuaternario

2.4.3.1. Arenas, limos y cantos (*Glacis*) (30)

Son depósitos gravitacionales o de arroyada que articulan laderas con fondos de valle.

Los materiales que componen estos depósitos son arenas, cantos y limos con abundante matriz. La litología depende de la naturaleza de las rocas adyacentes de los que se alimentan estos sedimentos.

Su génesis está ligada principalmente al encajamiento de la red fluvial.

2.4.3.2. Cantos, arenas y limos (*Coluviones, Conos de deyección*) (29)

Se localizan en las márgenes de los cursos fluviales, relacionados con salidas de barrancos y ramblas.

Se componen generalmente de arenas y arcillas, procedentes de la erosión de sedimentos terciarios, y de cantos y gravas con matriz arenosa, en las zonas próximas a los relieves de rocas paleozoicas. La litología depende de los materiales existentes en la cuenca de recepción.

2.4.4. Cuaternario s.s.

2.4.4.1. Cantos y arenas (Terrazas) (31, 32, 33)

Las terrazas, en el ámbito de la Hoja, tienen un tratamiento muy desigual. Las más desarrolladas son las que corresponden a los ríos Voltoya y Eresma, donde se han diferenciado tres niveles.

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

2.4.4.2. Arenas eólicas (34)

Se encuentran prácticamente por toda la Hoja, con grandes extensiones en toda la zona noroeste. Son arenas finas y limos poco o nada consolidados, de colores claros.

2.4.4.3. Arenas, limos, gravas y cantos (Aluvial, Fondos de valle) (35)

Los depósitos más peculiares son las arenas y arcillas procedentes de la erosión del esquisto grauváquico, de colores amarillentos con pequeños niveles más oscuros, de cantos de pizarra. Presentan una estratificación cruzada de bajo ángulo bien marcada, pudiendo estar asociados lateralmente con los depósitos eólicos tan abundantes en la zona.

2.4.4.4. Limos orgánicos (Fondos de charcas) (36)

Corresponden a depósitos detríticos finos que rellenan fondos de áreas deprimidas y mal drenadas, ocupando extensas zonas, principalmente en los interfluvios del sur de la Hoja.

Entre las localidades de Balisa y Paradinas la superficie de estos depósitos se encuentra tapizada por materiales provenientes de la formación «Arenas y arcillas de Segovia» del Cretácico, cuyos afloramientos se encuentran muy próximos, y que aportan caolín y cantos dispersos de cuarzo y cuarcita.

2.4.4.5. Antrópico (37)

Se han representado aquellos depósitos, producto de la actividad humana, con entidad cartografiada. Corresponden a escombreras de canteras de pizarras.

3. PETROLOGIA

3.1. DESCRIPCION DE LOS MATERIALES

3.1.1. Complejo Esquisto-Grauváquico

Se atribuyen a esta formación la extensa serie de pizarras, filitas y esquistos que se extienden por el sur hasta los accidentes tectónicos que la separan de los granitoides hercínicos.

Aparte de las diferencias debidas al aumento del metamorfismo regional, creciente hacia el E de la Hoja, y de las debidas al metamorfismo térmico en las zonas inmediatas a los granitoides, existen variaciones litológicas primarias debidas fundamentalmente a la naturaleza de los sedimentos iniciales, unas veces más arcillosos o lutíticos y otras más silíceos o grauváquicos. No es infrecuente encontrar dentro de la serie niveles arenosos o cuarcíticos de poco espesor (en general decimétricos) interestratificados entre otros más pizarrosos especialmente en las zonas más meridionales de la formación. Aunque de escasa extensión superficial, se han encontrado también algunos bancos de espesor métrico de mármoles y esquistos calcáreos en las proximidades de las ruinas del poblado de Fuentes de Carbonero y al NO de esta localidad cerca de la carretera a Bernardos. Por último, en las cercanías de Pinilla-Ambroz aparecen algunos pequeños niveles de pizarras negras grafitosas que incluyen lentejones líditicos de hasta varios decímetros de espesor. Estos niveles no parecen tener gran continuidad lateral.

Se describen separadamente los materiales predominantemente pizarrosos, que no han sobrepasado el grado bajo de metamorfismo y que se extienden por las zonas centrales de la Hoja hasta los granitoides hercínicos, de los de carácter esquistoso que aparecen en las zonas más orientales de la formación esquisto-grauváquica. También se describen por separado los pequeños afloramientos de esquistos metapelíticos-metasamíticos que están incluidos dentro de los granitoides más deformados, pues no tienen continuidad espacial con el resto de la formación.

3.1.1.1. *Pizarras, cuarcitas y rocas asociadas en zonas de bajo grado metamórfico (12, 13, 14)*

Los materiales predominantes son pizarras de color gris ceniza en corte reciente y más claro, a veces verdoso, en las zonas meteorizadas. En general son bastante homogéneas, aunque en numerosos puntos se aprecian bandeados composicionales debidos a la alternancia de niveles más claros, arenosos con otros algo más oscuros lutíticos; las capas de distinta composición son de pocos milímetros de espesor.

Las pizarras al E de Bernardos, de tonalidad más oscura, se han explotado artesanalmente, y en la actualidad en canteras más industriales, para la obtención de placas de techar y losas de pavimentos. Forman un nivel bastante homogéneo en el que, además de los componentes detríticos, aparece una proporción apreciable de carbonatos.

Salvo en zonas de accidentes tectónicos locales la pizarrosidad está suavemente inclinada hacia el N (por término medio unos 20°). La dirección, que en los sectores más occidentales está orientada más de 100° E, gira gradualmente hasta valores cercanos a los 30° E en las zonas más orientales.

La foliación corresponde a los planos axiales de D1 (S1) con dispersión de ejes, debida probablemente a una etapa deformativa anterior que afectó al complejo esquistograuváquico; el buzamiento al N se debe al plegamiento por una fase posterior (D3) que formó pliegues de dirección NO-SE vergentes al SO. Con frecuencia se observan kinkados y crenulaciones de la pizarrosidad con ejes orientados en general en dirección submeridiana.

Al microscopio los materiales dominantes de esta serie muestran pequeñas diferencias de granulometría y en el contenido en cuarzo y plagioclasa detríticos. Incluso en las pizarras aparentemente más homogéneas, se perciben bandeados composicionales de espesor hasta milimétrico. Según la proporción de microclastos y matriz se pueden denominar filitas cuarzofilitas plagioclásicas, metagrauvacas o metasamitas.

La plagioclasa detrítica está maclada polisintéticamente y el cuarzo, además de formar granos aislados, puede aparecer en forma de fragmentos de cuarcita de tamaño algo mayor. Son frecuentes pequeñas placas de mica blanca y de clorita, preinmáticas, paralelas a los planos de bandeo composicional. La matriz, en general abundante, está formada por cuarzo, fengita y clorita, y a veces estilpnomelana.

En algunos niveles, y más especialmente en los bancos explotados de Bernardos, existen carbonatos intersticiales. Estas muestras con carbonatos tienen además pequeñas biotitas de fuerte pleocroísmo.

Los accesorios más frecuentes son apatito, turmalina, circón, pirita, ilmenita y más esporádicamente rutilo. El apatito, especialmente hacia el techo de la formación, se concentra a veces en niveles lenticulares de hasta 1 cm de espesor, asociado a mica blanca.

Los niveles metasamíticos son cuarcitas con algo de fengita y clorita verde o marrón intersticiales. Tienen apatito, circón, turmalina y opacos accesorios. También hay cuarcitas plagioclásicas con proporciones elevadas de este mineral; en estas últimas se han encontrado también lentejones milimétricos de apatito y a veces carbonatos y biotita.

Algunos «boudines» centimétricos, donde destacan porfidoblastos de color oscuro, están formados por cuarzo, plagioclasa y haces de estilpnomelana.

Los paquetes carbonáticos del NO de Carboneros están formados por mármoles y calcofilitas. Los mármoles tienen textura granoblástica y están formados por carbonatos, cuarzo intersticial, mica incolora y opacos tabulares dispersos. Las calcofilitas están formadas por una matriz fina de filosilicatos (probablemente talco), placas de mica marrón y clorita, y nódulos de carbonatos con opacos y microclina.

Las pizarras negras de Pinilla Ambroz son de grano muy fino y están constituidas por mica blanca, cuarzo y materia carbonosa dispersa; se encuentran diminutas laminillas de clorita marrón. Los niveles litélicos asociados están formados por cuarzo criptocristalino, con materia carbonosa finamente dispersa; en ellos hay venillas posteriores de cuarzo recristalizado.

En la zona meridional, en las proximidades de las rocas graníticas y de la unidad de leucogranitos y esquistos, se observa una fuerte recristalización térmica ya descrita por RZEPKA (1979) y ALVAREZ (1982), que origina la formación de porfidoblas-

tos helicíticos de cordierita, cuya fábrica interna es rectilínea. Posteriormente han sido afectados por una crenulación, que se deforma frente a los porfidoblastos y que está acompañada por neoformación de biotita en pequeñas placas rectangulares. Estas biotitas tienen elongación paralela a los planos axiales de las crénulas; se forma también sobre los porfidoblastos de cordierita o sus productos de alteración. Es de resaltar que aunque el grado de pinnitización de la cordierita es muy intenso, la biotita no se encuentra alterada.

En las proximidades de Armuña los fenómenos de contacto están asociados a una fuerte hidrotermalización, turmalinización y moscovitización tardías.

3.1.1.2. *Esquistos metapelíticos y metasamíticos con estauroлита y granate (11)*

El complejo esquistos-grauváquico hacia el E de la Hoja está formado por esquistos de dos micas que han alcanzado el grado medio de metamorfismo regional. En ellos son visibles a simple vista pequeños prismas alargados de estauroлита en los niveles metapelíticos y también pequeños granates, éstos más abundantes en los niveles más metasamíticos. Litológicamente el conjunto forma una serie en donde alternan capas metapelíticas, en general de espesores métricos, con otras metasamíticas, de espesores decimétricos. Esporádicamente, como al O del Molino de la Quintana, aparecen niveles métricos de cuarcitas. La serie está penetrada por venas aplopegmatíticas y turmaliniticas y por venas irregulares de cuarzo orientadas 30° E.

La estauroлита comienza a aparecer al E de una línea orientada en dirección NNE que pasa algo al O de la carretera 601 de Carbonero a Valladolid (Falla de Carbonero el Mayor). La estauroлита y el granate son visibles en muestra de mano, la primera como prismas alargados que raramente sobrepasan los dos milímetros de dimensión mayor.

La esquistosidad principal en el sector de mayor grado metamórfico está orientada en general entre el N y el NE con buzamientos moderados hacia el O (15 a 40°), es decir, bastante cruzada con respecto a la orientación dominante en las pizarras con menor grado metamórfico. Las alineaciones minerales (estauroлита) están orientadas prácticamente en la dirección 90° con sumersión en general débil (15°) hacia el O. Los ejes de crenulación y kinkado se orientan y sumergen en dirección N.

Petrográficamente, los esquistos tienen grano medio y fino y una esquistosidad bien definida afectada por crenulación heterogénea en cuyos flancos llega a formarse una nueva generación de micas. En su borde occidental, al norte de Carbonero el Mayor, se encuentran fuertemente filonitizados.

Están formados por cuarzo, plagioclasa, moscovita, biotita, estauroлита, granate y distena esporádica. Como otros accesorios hay ilmenita, sulfuros, turmalina, circón y apatito.

La esquistosidad dominante es de segunda fase, dada la presencia de arcos poligonales y elementos residuales.

La biotita es escasa en los planos de esquistosidad y forma cristaloblastos con inclusiones helicíticas de cuarzo que sugieren su crecimiento intercinemático o en un momento temprano de la segunda fase. La estauroлита es idioblástica, a veces con textura rotacional, así como el granate. La distena, muy escasa, está contenida en los planos de S1. No se han visto relaciones mutuas entre dichos minerales índice. Los sulfuros son también previos a la fase 2.

Las relaciones temporales observadas entre las fases de deformación y las blastesis de los minerales índice son análogas a la interpretación realizada por ALVAREZ LOBATO (1982). Según este autor la esquistosidad visible en la serie de grado bajo antes descrita sería la primera.

Los niveles samíticos intercalados están formados por cuarzo y plagioclasa en proporciones equivalentes con escasa mica blanca y clorita en agregados. Muestran granate en cristales centimétricos esqueléticos, con estructura rotacional.

Aunque pudiera haber una fractura en el contacto entre la serie de grado bajo y la de grado medio, el tránsito parece ser progresivo a través de unas facies de cristalinidad gradualmente más elevada con biotitas o estilpnomelanas precinemáticas.

3.1.1.3. *Esquistos metapelíticos-metasamíticos en granitos deformados (11)*

En el sector comprendido entre Hoyuelos y el Arroyo de Balisa, dentro de leucogranitos deformados aparecen inclusiones de esquistos metapelíticos-metasamíticos, de dimensiones variables entre unos decímetros y unos pocos hectómetros. En el plano se han representado las de dimensiones mayores, situadas al N de Hoyuelos y al E del vértice Liebreros.

Las estructuras internas de los esquistos son, a grandes rasgos, concordantes con las de los granitoides esquistosados, pero no en el detalle. Por otra parte, en algunos casos es visible una crenulación y deformación posterior a la esquistosidad principal, que no es perceptible en los granitoides encajantes, que penetran en forma de venas y diques aplítico-pegmatíticos subconcordantes y discordantes en las zonas de contacto de las inclusiones de mayor tamaño.

Desde el punto de vista litológico, los esquistos son rocas oscuras muy micáceas con intercalaciones centimétricas a decimétricas de cuarcitas impuras. Con frecuencia se encuentran en ellos venas y «boudins» de cuarzo y pegmatitas. Los esquistos parecen más fragmentos del sustrato metamórfico pregranítico que de las pizarras de Santa María la Real de Nieva situadas al norte del accidente tectónico principal.

Microscópicamente, son rocas de grano medio y bandeado bien definido. Las bandas claras están formadas por cuarzo y oligoclasa maclada; las micáceas por moscovita y biotita con eventual cordierita en cristales elongados. Como accesorios aparecen circón, turmalina, apatito y opacos. Los niveles samíticos son de cuarzo y plagioclasa con escasas biotita y moscovita formando planos espaciados; llevan circón, opacos y apatito, el último removilizado a veces en venas de cuarzo.

Están afectados por pliegues de tercera fase, en cuyas charnelas se polygonizan las micas y a veces se neoforma moscovita según sus planos axiales. Puede haber bandas de fractura oblicuas con adularia.

3.1.2. **Ordovícico (15)**

Esta unidad está formada por bancos de espesor decimétrico a métrico de cuarcitas y metaconglomerados silíceos con frecuentes alternancias hacia el techo de niveles de metapelitas silíceas y pizarras de tonalidades gris claro. Los afloramientos, desconectados en el nivel actual de erosión, insinúan una banda orientada en direc-

ción NE-SO desde los relieves de Cuesta Grande, al S de Domingo García, hasta la orilla izquierda del río Pirón, junto al Molino de Carrascal.

En las cuarcitas se conservan con frecuencia las primitivas estructuras sedimentarias (estratificaciones cruzadas, «ripples» y huellas de superficie) que indican techo hacia el NO.

Los conglomerados son de cantos cuarzosos en matriz silíceo grosera, presentando los clastos subrodados o rodados deformaciones acordes con la pizarrosidad general.

En los afloramientos del relieve de Cuesta Grande se han encontrado bien conservadas pistas de *Cruciana furcifera* y *Cruciana goldfussi* (ALVAREZ LOBATO, 1982), además de *Scholithus* deformados en los niveles más finos. En los otros afloramientos señalados en el plano, son más escasas las huellas de superficie. La ausencia de potentes niveles cuarcíticos con la facies típica de la cuarcita armoricana hacen suponer que esta unidad puede corresponder al Tremadoc.

En la base de la formación ordovícica, debajo de las cuarcitas, aparecen pizarras muy silíceas que contienen cantos de pizarras más cloríticas y de color verdoso; estos clastos, aunque muy aplastados y estirados, están claramente delimitados de las pizarras que los contienen, en ellos se encuentran a veces laminaciones de espesor milimétrico debidas al mayor o menor contenido en clorita y con frecuencia pequeños fenoblastos idiomorfos y deformados de piritita limonitizada. En algunos casos la esquistosidad interna de estos clastos pizarrosos no es totalmente coincidente con la esquistosidad principal de las pizarras que los contienen.

Estos niveles con cantos pizarrosos pueden corresponder a la base de la formación ordovícica o al techo de las pizarras del conjunto esquisto-grauváquico.

Al igual que los materiales del complejo esquisto-grauváquico, las cuarcitas y niveles pizarrosos interestratificados presentan una foliación principal de tipo *slaty cleavage* que corresponde a planos axiales de pliegues de D1 (S1). La foliación está plegada y retrovertida por pliegues posteriores de la D3 hercínica con vergencia hacia el SO.

En observación microscópica, las cuarcitas están constituidas por cuarzo de bordes suturados con variable y, en general, escasa proporción de plagioclasa, mica blanca, clorita y turmalina, circón, apatito y opacos como accesorios.

Los niveles más conglomeráticos están formados por fragmentos a veces centimétricos de cuarzo, cuarcitas y algunos pizarrosos en una matriz en proporciones variables de mica blanca, y clorita con pleocroísmo verde o marrón. Como accesorios existen circón, turmalina, apatito y opacos.

Los fragmentos de rocas cloríticas situados debajo de las cuarcitas ordovícicas están constituidos bien por clorita y cuarzo, bien por sericita con cuarzos de gran tamaño con extinción ondulante, en una matriz cuarzo-sericítica con opacos.

3.1.3. Rocas ígneas prehercínicas

3.1.3.1. *Ortoneises glandulares* (10)

Aparecen en un pequeño afloramiento en el fondo del valle del arroyo de Balisa, al O del vértice de Termesado. Son neises con megacrístales de 4 a 6 cm de dimen-

sión mayor rodeados de una matriz cuarzo-feldespática rica en biotita. En la zona meridional del afloramiento, cerca del contacto con el granito de Balisa, dentro del neis se han encontrado inclusiones lenticulares de grano fino más ricas en mica con esquistosidad interna concordante con la del neis; pueden ser antiguas inclusiones microgranudas del protolito granítico inicial.

En las vertientes del valle, estos neises glandulares están infiltrados por leucogranitos de dos micas también esquistosados, por lo que a lo largo del corte del arroyo se suceden paquetes de neis y de aplitas y pegmatitas deformadas de espesor decamétrico a hectométrico. La esquistosidad general está orientada en este sector entre 60 y 90° con buzamientos en general superiores a los 50° hacia el NNO. El conjunto está además afectado por fallas normales orientadas 45-55°, buzando también hacia el NO.

Petrográficamente, estos neises están constituidos por porfidoblastos elongados de feldespato potásico perfitico, y de plagioclasa prismática con zonación marginal y múltiple, e inclusiones de cuarzo globular cuando está incluida en el feldespato alcalino. Tienen a veces prismas de andalucita moscovitizada.

La biotita es rojiza y conforma los planos de foliación; con ella se asocian, y se generan a sus expensas, cordierita y sillimanita fibrosa. De manera tardía se neoforma moscovita. Como accesorios tienen apatito, circón y opacos.

En el borde norte del afloramiento aparecen intensamente filonitizados y con neoformación de clorita en los planos de deformación.

3.1.4. Rocas graníticas hercínicas

El conjunto de rocas plutónicas forma un estrecho afloramiento orientado en dirección general NE-SO desde el pueblo de Armuña hasta el límite meridional de la Hoja en Hoyuelos, prolongándose algo al S dentro de la Hoja inmediata de Valverde del Majano. Por su flanco NO los granitoides entran en contacto tectónico con la formación esquistograuváquica. Por su flanco meridional el límite está marcado por fallas alpinas sobre las que apoya flexionado el Cretácico o el Terciario de la cuenca segoviana.

En el conjunto de granitoides, desde el punto de vista estructural, son diferenciables dos tipos muy contrastados: unos leucogranitos moscovíticos o de dos micas (con texturas aplíticas, pegmatíticas o de pórfidos) muy esquistosados, que se extienden por el flanco más septentrional del afloramiento desde Hoyuelos hasta el meridiano de Pascuales. Otro tipo lo forman los granitos y adamellititas poco o nada deformados, salvo en zonas de fracturación, que se extienden por el flanco sur del afloramiento plutónico. A su vez, en este último tipo, son diferenciables tres unidades: granitos bastante leucocráticos a veces moderadamente deformados (tipo Aragoneses), adamellititas (tipo Armuña) y adamellititas porfídicas (tipo Balisa). Los contactos entre estas tres unidades se establecen mediante fallas por lo que es difícil establecer sus relaciones temporales mutuas; no obstante, por el grado de deformación, más patente en el granito de Aragoneses, parece que éste sea el más temprano. La adamellitita de Balisa, poco deformada parece la más tardía. Sin embargo, teniendo en cuenta que el accidente tectónico que separa a los granitoides del complejo esquistograuváquico, puede haber actuado en un periodo de tiempo prolongado, la mayor o menor deformación no es un criterio cronológico definitivo.

3.1.4.1. *Leucogranitos de dos micas esquistosados (5)*

Forman una banda alargada en las direcciones NE-SO y E-N desde la zona de Hoyuelos hasta las proximidades de la carretera de Segovia a Santa María de Nieva. Se ensancha hacia el SO aunque está en buena parte cubierta por arcosas transgresivas de Terciario superior.

El contacto septentrional es el accidente tectónico de Santa María de Nieva (BERGAMIN *et al.*, 1988), que tiene una orientación NE-SO entre la zona de Hoyuelos y el arroyo de Balisa y E-O entre este último río y las proximidades de Pascuales. Fallas tardihercínicas y alpinas desplazan este contacto septentrional en varios sectores. Por el sur también existe contacto tectónico con el Cretácico, a veces jalonado con inyecciones de cuarzo. Los granitos de Balisa al N de este pueblo, penetran intrusivamente a estos granitoides muy esquistosados. El contacto E. con los granitos de tipo Aragoneses es brusco, aunque difícil de precisar dada la pobreza de afloramientos. Se supone que es una falla transversal a los accidentes principales.

Dentro del afloramiento el grado de deformación de estos granitoides es variable, acentuándose en general hacia las proximidades del contacto septentrional, en donde puede definirse una esquistosidad penetrativa generalizada. Al alejarse del accidente de Santa María se encuentran sectores en donde existe filonitización y esquistosidad de fractura con pautas análogas de orientación. La orientación de estas estructuras es subparalela a la traza del accidente septentrional, dominando las direcciones comprendidas entre los 60 y los 100-110° con buzamientos en general al NO, con frecuencia superiores a los 50°.

En amplios sectores, especialmente desde la zona de Hoyuelos hasta el arroyo de Balisa, predominan leucogranitos de dos micas de grano medio a grueso con frecuentes bandeados en los que alternan capas de espesor decimétrico con texturas aplíticas con otras de carácter pegmatítico. En las bandas aplíticas se observan contenidos variables de micas y turmalina con distribución gradada en sentido normal al espesor; las de carácter pegmatítico suelen tener menor continuidad lateral, formando lentejones sin contactos definidos con las facies aplíticas en los que destacan cristales de dimensiones centimétricas de cuarzo, feldespatos moscovita, turmalina negra y berilo.

Aunque no siempre coincidentes, las estructuras composicionales son subparalelas a las estructuras deformativas (esquistosidad de flujo o de fractura), lo cual apoya la idea de que el emplazamiento y cristalización de estos leucogranitos está estrechamente relacionado con el tiempo y con los fenómenos de deformación.

En la parte más oriental del afloramiento de leucogranitos son frecuentes los tipos de grano medio a fino con estructuras algo porfídicas debidas a la aparición de pequeños fenocristales, de menos de 1 cm, de cuarzo y también de feldespatos. También están deformados, observándose el estiramiento de los fenocristales de cuarzo y una foliación incipiente dentro de la matriz marcada por la orientación subparalela de los minerales micáceos.

A pesar de las heterogeneidades texturales mencionadas, estas rocas son siempre leucograníticas, con una gran variación en la proporción relativa entre plagioclasa y feldespatos potásico, llegando este último mineral a estar en proporciones accesorias. La plagioclasa es siempre albítica u oligoclasa ácida.

Bajo el microscopio sus texturas son porfidoclasticas, con sectores más o menos deformados y orientados, encontrándose protomilonitas y milonitas según el grado de

deformación que se concentra en bandas preferentes. Las rocas menos deformadas tienen textura hipidiomorfa con los feldespatos alineados y cuarzo intersticial.

La plagioclasa aparece en prismas maclados con lógicos síntomas de deformación y a veces zonación marginal. El feldespato potásico está en cristales xenomorfos con más frecuencia intersticiales y muestra variable de peritización, en varios sistemas, desde «films» a parches.

La cantidad de biotita de color rojizo es siempre accesoria, y es frecuente la presencia de granate rosado disperso, de andalucita prismática, a veces cordierita totalmente pinnitizada y muy escasa sillimanita. La turmalina está frecuentemente sobre feldespatos y en ocasiones está alterada a productos micáceos; es más abundante en las rocas de textura pegmatítica.

Se genera moscovita sobre fases previas, feldespatos o silicatos ricos en aluminio y en los planos de foliación. Como otros accesorios hay berilo, a veces intercrecido con granate, apatito y circón.

3.1.4.2. Granitos (tipo Aragoneses) (6)

Forman un afloramiento alargado en dirección SO-NE separado por fallas tardías o poshercínicas de las unidades litológicas que lo rodean. A su vez está fragmentado por fallas NO-SE con algún componente lateral en una serie de pequeñas unidades escalonadas hacia el NE. El pequeño afloramiento de granitos rodeado de Cretácico situado en el sector de la Cuesta del Moro, al SO de Aragoneses, es también del mismo grupo.

Los granitos de este tipo son rocas de color crema, en general muy desagregadas superficialmente, por lo que en el terreno es muy frecuente encontrar solamente granítico, en el que abundan fragmentos de las venas y diques de aplita a ellos asociados, dando la falsa impresión de que están recubiertos por depósitos sedimentarios.

Los granitos de tipo Aragoneses son rocas bastante leucocráticas con contenidos muy bajos en minerales micáceos, casi siempre menores del 5%. Se observa en ellos, además de biotitas idiomorfas, algo de moscovita secundaria y en algunos casos agregados milimétricos de clorita y moscovita. El carácter textural más sobresaliente es la tendencia a presentar estructuras porfídicas, con cuarzos redondeados o subidiomorfos y cristales de feldespato de hasta 1 cm de diámetro en una matriz de grano fino, fundamentalmente cuarzofeldespática.

En estos granitos no se han observado xenolitos ni inclusiones microgranudas. Por el contrario, son en ellos muy frecuentes diques o venas aplíticas, en general de poco espesor y de traza irregular, con contactos netos, aunque indentados, con los minerales del propio granito.

En este grupo de granitos, especialmente en el sector de Tabladillo y al SE de Pini-lla Ambroz, se observan estructuras de foliación magmática con direcciones comprendidas entre los 60 y 120°, y buzamientos elevados. Están además afectados por fracturación frágil que en algunos casos produce filonitización. En amplios sectores asociados a la fracturación tardihercínica se desarrollan fenómenos de alteración hidrotermal con formación de episenitas (norte de Tabladillo).

Petrográficamente, estos materiales son leucogranitos, en general isótropos estructurales, aunque deformados de modo cataclástico en zonas de fractura. Parecen estar vinculados con los de tipo Balisa por sus afinidades mineralógicas.

Son porfiríticos con gran desarrollo de cuarzo de morfología globosa y crecimiento temprano, cuya textura parece indicar un emplazamiento somero; también se observan crecimientos gráficos en la matriz. Son de grano fino a medio a veces grueso, con plagioclasa prismática de composición albita a oligoclasa ácida maclada. En algunos casos tienen núcleos más ricos en anortita, corroídos, zonación oscilatoria de pequeña variación; los márgenes albiticos son muy frecuentes. El feldespato potásico es intersticial, escasamente peritítico con desarrollo de perfitas en parches. También forma cristales con maclas de tipo Carlsbad y albitización en las intercaras de dos individuos, hay intercrecimientos frecuentes entre ambos feldespatos.

La biotita es escasa y forma placas aisladas de color pardo y bordes blásticos de color verdoso; como accesorios tienen circón, opacos, apatito y allanita metamictica.

En los afloramientos situados más al NE aparecen esporádicamente cordieritas prismáticas pinnitizadas; al mismo tiempo la biotita tiene pleocroísmo rojizo, existiendo en la roca síntomas de moscovitización tardía.

3.1.4.3. *Adamellitas (tipo Armuña) (7)*

Forman un pequeño afloramiento de adamellitas moderadamente micáceas (10%) de grano medio a grueso, con escasos fenocristales centimétricos de feldespato potásico. Muy esporádicamente presenta algunos enclaves microgranudos de dimensiones centimétricas. En algunos puntos se han observado bandeados composicionales con capas de espesor menor a un decímetro con contenidos variables de biotita.

El afloramiento está limitado al N por las pizarras del esquistograuváquico y al S por los materiales arenosos del Cretácico inferior apoyados sobre una fractura con buzamiento alto al SE. Por el O están separados del granito, de Aragonese, por una zona de fractura orientada en dirección NO-SE.

Estas rocas corresponden a adamellitas de grano grueso, escasas granodioritas, y a leucogranitos de grano fino, todas ellas peraluminicas.

Las primeras tienen textura hipidiomorfa, en ocasiones deformadas con plagioclasa prismática, a veces en sinneusis, con núcleos corroídos, zonado oscilatorio y albita marginal. El feldespato potásico es peritítico en varios sistemas, a veces con maclas de tipo Carlsbad y de microclina tarda; el cuarzo es de cristalización anterior a 1. Se encuentran mirmequitas en los contactos entre ambos feldespatos, que pueden estar indentados. La biotita rojiza forma placas aisladas y son frecuentes los prismas redondeados de cordierita, en general pinnitizada. Se aprecia una intensa moscovitización subsólida. Los accesorios son circón, apatito y escasos opacos, y esporádicamente turmalina aislada, asociada a biotita o a cordierita.

Las facies de grano fino están eventualmente deformadas; en ellas predomina el feldespato alcalino sobre la plagioclasa. Tienen iguales características mineralógicas que en los de grano grueso, pues existen también en ellos cordierita abundante y moscovita tardía.

3.1.4.4. *Adamellitas (tipo Balisa) (8, 9)*

Las rocas de este grupo aparecen en varios afloramientos, uno al N del pueblo de Balisa y dos muy reducidos en el borde S de la Hoja, al S y E de Hoyuelos.

El afloramiento principal situado en las inmediaciones del pueblo de Balisa tiene una extensión inferior a los 3 km. Son rocas de grano medio a fino con megacristales de feldespato potásico de 3-4 cm de dimensión mayor, que a veces presentan estructuras de flujo magmático de orientación variable.

Estos granitoides en superficie producen breccol con grandes bolos aislados, uno de los cuales, el Botón de Balisa, culminado por un crucero, representa un punto de singular interés en el interior del pueblo.

Tienen inclusiones básicas microgranudas distribuidas muy irregularmente y esporádicamente «schlieren» más micáceas de traza sinuosa e irregular. El afloramiento por su flanco sur está limitado por accidentes tectónicos de las cubetas rellenas de sedimentos cretácicos o neógenos. Por su flanco N, al E del arroyo de Balisa, penetra intrusivamente en los neises glandulares del Termesado. Al E del arroyo de Balisa, las adamellitas, por el contrario, desarrollan una facies microgranudas de aplitas biotíticas no orientadas, con tendencia a pasar a texturas porfídicas, que a su vez están separadas por una fractura de desgarre lateral de los leucogranitoides esquistosados asociados con los neises de la zona del Termesado.

Los pequeños afloramientos situados al S y E de Hoyuelos están rodeados por el Cretácico inferior arenoso. El de mayor dimensión se prolonga hacia el sur dentro de la Hoja de Valverde del Majano (n.º 482). Son rocas de grano medio a grueso, sin orientación apreciable, en los que destacan fenocristales de 3-4 cm de feldespato potásico irregularmente distribuidos. Tienen también algunas inclusiones básicas microgranudas y xenolitos de rocas metamórficas. Están transformadas en leucograníticas por lo que apenas pueden reconocerse los afloramientos. En ellos son muy frecuentes diques de espesor reducido de aplitas y pegmatitas rosadas, más resistentes a la erosión, que dan bloques sueltos en la superficie del terreno.

Petrográficamente, las rocas de este grupo varían entre adamellitas y granodioritas biotíticas de grano medio a grueso. Las adamellitas tienen por término medio menos del 30 % de cuarzo, más del 30 % de plagioclasa (oligoclasa), proporciones algo menores de feldespato potásico y cantidades de biotita cercanas o superiores al 10 %. Tienen texturas monzoníticas típicas, con cristales de plagioclasa subidiomorfos con núcleos cálcicos corroídos y zonación normal y oscilatoria y zonas externas más albiticas en las que se desarrollan mirmequitas cuarzosas en contacto con el feldespato potásico. También el cuarzo se presenta en fenocristales centimétricos de cristalización anterior al feldespato potásico; a veces se han transformado en mosaicos policristalinos con bordes suturados.

El feldespato potásico forma cristales prismáticos centimétricos intercrecido en los bordes con cuarzo y plagioclasa; está maclado según Carlsbad y pertitzado según dos sistemas con morfología de «films» y venas; hay además feldespato potásico intersticial. Existen albitizaciones y recristalizaciones en los contactos mutuos entre feldespatos potásicos.

La biotita, en láminas de color rojo-pardo, tiene bordes dactilíticos de color más verdoso e incluye circón y apatito dispuestos concéntricamente. No obstante, la desagregación superficial de estos granitos, la mica está poco cloritizada. Esporádicamente aparece hornblenda verde incluida en los núcleos de la plagioclasa.

Además de circón y apatito incluidos en la biotita, aparecen apatitos aciculares con núcleos huecos, allanita metamítica y escasa clinozoisita intersticial. La moscovita secundaria es muy escasa; no se han encontrado en estas rocas silicatos aluminicos.

En la facies de borde que aparece al N del afloramiento de Balisa dominan los tipos microgranudos prácticamente hololeucocráticos sin ninguna orientación visible. Están formados por un mosaico de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa con escasas láminas de biotita parda y algo de moscovita secundaria. En algunos casos destacan por su mayor tamaño pequeños fenocristales redondeados de cuarzo y más escasos de feldespato.

Los enclaves microgranudos de origen ígneo son cuarzodioritas biotíticas, con textura plagiidiomorfa, con plagioclasas macladas y zonadas, y cuarzo intersticial; tienen abundantes cristales de circón, esfena, opacos y apatito acicular. Las inclusiones de origen metamórfico son de neises biotíticos en los que por efectos térmicos se ha formado espinela, cordierita y corindón. Las venas aplíticas que atraviesan las adamellitas son muy leucocráticas; las más frecuentes tienen texturas sacaroideas con proporciones equivalentes de cuarzo, feldespato alcalino y plagioclasa. La mayor parte de ellas tienen menos del 1 % de biotita y algo de moscovita hidrotermal. Hay algunas con abundante moscovita secundaria que crece sobrepuesta al resto de los minerales; tienen escasa biotita, turmalina y algo de granate alotriomorfo con crecimiento intersticial y poiquilítico.

3.1.5. Rocas filonianas (1, 2, 3, 4)

Aparte de las pequeñas venas o diques aplíticos asociados a los distintos tipos de granitoides anteriormente descritos, en esta Hoja aparecen diques de rocas granitoides y de rocas intermedias de cierta continuidad lateral, además de crestones de cuarzo hidrotermal que en general jalonan zonas de fractura. Son más abundantes en los sectores de rocas graníticas hercínicas que en el complejo esquistograuváquico.

Entre las aplitas destaca un dique de más de 10 m de potencia orientado unos 60° E, al S de Santa María la Real de Nieva, que atraviesa las pizarras afectadas por metamorfismo térmico cerca del contacto con los granitoides deformados.

Su composición mineralógica es muy variable de acuerdo con su diversidad textural. Son en general leucogranitos y leucomonzogranitos con textura de aplítica a pegmatítica. La plagioclasa, que varía de albita o oligoclasa ácida, es prismática; rara vez está levemente zonada y es mirmequítica; junto con cuarzo forma fenocristales de hasta 1 cm, con feldespato potásico intersticial. Puede haber crecimientos gráficos entre ambos feldespatos y cuarzo.

La biotita está en placas esqueléticas o agrupada en bandas de flujo. Como accesorios se encuentran circón escaso, apatito, berilo, turmalina y en algunos diques granate rosado disperso, así como andalucita. Esporádicamente aparece casiterita y en venas en la serie metamórfica scheelita ocasional. Suele haber una moderada moscovitización, a veces en rosetas.

En las formaciones graníticas los diques más abundantes son de pórfidos; en general, tienen trazas sinuosas con direcciones cercanas a los 100 y espesores reducidos que no sobrepasan nunca los 5 m. Algunos, como los situados al O de Balisa, son de carácter felsítico, con bandeados magmáticos plegados fluidalmente; se han emplazado como vidrios en condiciones muy superficiales, aunque están hoy recristalizados. Alguno de los diques de pórfido, situados en los granitoides deformados, han experimentado también una fuerte deformación originándose texturas miloníticas.

También hay un dique de pórfido en el ángulo NE de la Hoja, al N del Molino de la Quintana, con pequeños fenocristales de cuarzo y feldespatos.

La composición de los pórfidos es monzogranítica y granítica. Los fenocristales son de cuarzo ameboide, plagioclasa maclada, feldespato potásico y biotita. En los más básicos se encuentra epidota intersticial y esfena, y en los graníticos, moscovita secundaria, pseudomorfo de probable cordierita y granate esporádico. Las texturas de la matriz son microcristalinas, a veces esferulíticas con intercrecimientos gráficos y con aureolas granofídicas en torno a los fenocristales.

Los diques bandeados antes mencionados están descritos en RZEPKA (1979). Son de composición leucogranítico con los fenocristales algo deformados por el flujo plástico y cierta diferenciación composicional entre cuarzo y feldespato según el bandedo.

Los diques básicos e intermedios son poco abundantes y sólo se han encontrado en el granito de Balisa. Uno de ellos tiene dirección E-O y corresponde a una microdiorita. Otro con dirección NE-SO es una micromonzodiorita posterior a los diques de pórfido. El primero tiene textura microdiabásica, está constituido por plagioclasa zonada y maclada, clinopiroxeno incoloro y homblenda verde, ambos intersticiales a los feldespatos. Puede haber cuarzo intersticial y está hidrotermalizado con formación de anfíbol de tipo actinolítico, clorita, carbonatos, prehnita y epidota. Como accesorios tiene opacos, esfena y apatito.

El segundo tiene fenocristales de cuarzo con aureolas reaccionales de clinopiroxeno y de plagioclasa corroída con núcleos micrográficos con feldespato potásico. La matriz consta de microlitos de plagioclasa con núcleos de feldespato potásico y láminas aciculares cloríticas procedentes de biotita y probable anfíbol.

Los crestones de cuarzo en su mayoría están orientadas dentro del primer cuadrante y tienen espesores muy variables a lo largo de su trazado. Los más notables son los que pasan por el vértice de Termesado al NO de Balisa y el de Pinilla Ambroz. Están formados por cuarzoes brechoides con varias épocas de crecimiento.

3.2. CONDICIONES DEL METAMORFISMO

Los materiales de la Hoja están afectados por un metamorfismo regional y un metamorfismo térmico sobrepuesto, que aparece al N del *detachment* que separa los granitoides del conjunto esquistoso-grauváquico.

3.2.1. Metamorfismo regional

Es plurifacial y muestra diferentes características a uno y otro lado de la zona de *detachment* de Santa María la Real de Nieva. En el bloque relativamente hundido, el grado metamórfico aumenta hacia el este, de manera que los materiales ordovícicos y el techo de los de edad precámbrica superior se mantienen en grado bajo, en su mayor parte dentro del campo de estabilidad de clorita + fengita.

Eventualmente, si la composición es adecuada, con mayor probabilidad en los materiales con proporciones relativas elevadas en hierro, aparece estilpnomelana.

En rocas con carbonatos aparece biotita precoz, debido probablemente a la baja temperatura de reacción de la dolomita con feldespato potásico.

La temperatura mínima del metamorfismo debía estar en torno a los 400° (NITSCH, 1970) sin que se pueda en este caso aquilatar las condiciones báricas.

La asociación común es por tanto:

cuarzo + albita + fengita + clorita ± estilpnomelana ± biotita

En los esquistos del área de Carbonero el Mayor y hacia el NE de la Hoja, se alcanza el grado medio con la aparición de la paragénesis siguiente:

cuarzo + plagioclasa + moscovita + biotita + estauroлита ± granate ± distena

En estas rocas, con dos esquistosidades visibles, los minerales índice se forman en relación con la primera esquistosidad y en la interfase, pero permanecen estables durante la segunda, salvo en zonas de filonitización, en las que se producen en grado bajo con neoformación de clorita y fengita.

Se trata de una asociación que aparece en el Guadarrama oriental y en sectores locales del Sistema Central (Hoja n.º 532) donde evoluciona hacia paragénesis de menor presión, hecho no observado en esta Hoja, quizá por la escasa extensión de los afloramientos. Las condiciones mínimas para esta asociación son de unos 5 Kbs-550° C.

No está claro si la transición del grado bajo al medio es progresiva o no, dada la presencia de recubrimientos que impiden una observación continuada sobre el terreno. Sin embargo, la presencia de biotitas intercristalinas en las rocas más avanzadas del grado bajo, de estauroлитas con pequeña cristalinidad, y la presencia de granate en rocas pobres en micas, hacen pensar en un incremento térmico gradual aunque no se puede excluir un pequeño salto debido a una fractura de orientación submeridiana.

En el labio levantado de la estructura de desgarre existe también metamorfismo de grado medio en los esquistos incluidos, como «septa» en los leucogranitos orientados, con una asociación mineral:

cuarzo + moscovita + biotita + plagioclasa + cordierita

que representa una presión inferior a la del grado medio del sector norte ya citado. Eventualmente, se pudo haber llegado a grado alto con desestabilización de moscovita y aparición en los ortoneises de cordierita y sillimanita.

En estos materiales hay una importante recristalización con posterioridad a la segunda fase, con neoformación de moscovita sobre las fases anteriores. La deformación de los granitoides se verifica también en condiciones de estabilidad de moscovita, desarrollada ampliamente en los planos de foliación.

3.2.2. Metamorfismo térmico

El metamorfismo local que aparece en el borde y al N del «detachment», tiene carácter térmico y presenta distintas pautas. El más llamativo es una banda que delimita el lado meridional del bloque relativamente hundido con neoformación de blastos de cordierita sobre una fábrica ya orientada por la primera fase deformativa.

Con posterioridad a la blastesis de cordierita, se genera una crenulación acompañada de formación de biotita de menor tamaño que la cordierita; el origen de esta crenulación fue situado en la segunda fase por RZEPKA (1979) y ALVAREZ LOBATO (1982). Se alcanzó allí una temperatura mínima de unos 500° C, con presión moderada. En el trabajo de BERGAMIN *et al.* (1988), se sugiere que el aumento térmico se debe a la superposición de un bloque cortical a más temperatura como consecuencia del *detachment* que limitaría ambos sectores, aunque no se puede descartar el efecto térmico pregranítico.

En la zona de Armuña aparece neoformación de quiasolita sobre esquistos grafitosos y neoformación de moscovita en condiciones postectónicas (ya descritas en RZEPKA, 1979), debidas a la influencia térmica del granito del mismo nombre, que en este sector es a veces intrusivo sobre los materiales pizarrosos.

También la andalucita presente en los ortoneises glandulares del sector del Ternesado pudiera ser debida a metamorfismo de contacto del granitoide de Balisa.

Por último, se alcanzan condiciones de corneanas piroxénicas en los endocontactos sobre enclaves centimétricos con la neoformación de corindón, espinela, cordierita y desestabilización de sillimanita y biotita. RZEPKA (1979) cita en estos endocontactos fusión parcial local de los materiales xenolíticos.

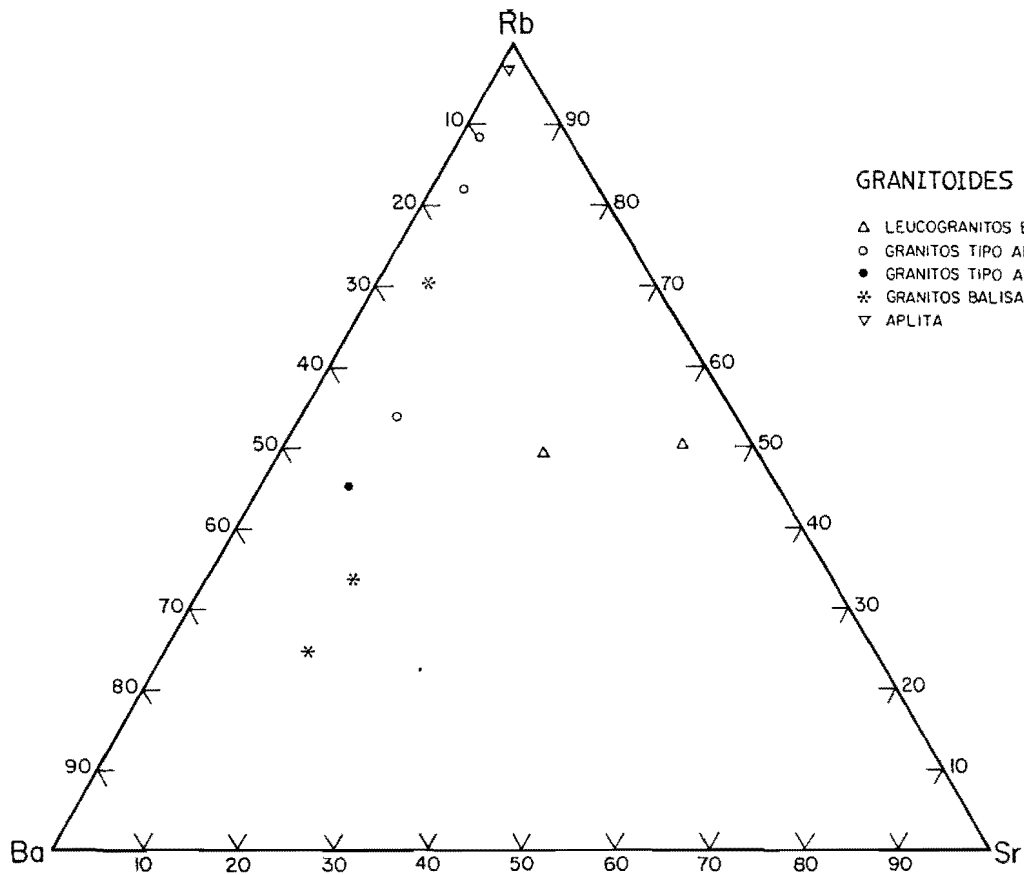
3.3. GEOQUIMICA

3.3.1. Rocas metamórficas paraderivadas

Sin duda la variabilidad composicional de las series detríticas prearenigienses debe ser considerable, especialmente si se tiene en cuenta la amplia variación de proporción de cuarzo y feldespatos detríticos observada tanto sobre el terreno como en sección delgada. El análisis 9.009 (Tabla 1) corresponde a una filita relativamente poco cuarzosa de las explotaciones de pizarras de Baldeserrano, al E de Bernardos. Se trata de un tipo de ascendencia graváquica poco maduro, ya que en su composición mineral potencial tiene más del 40 % de minerales feldespáticos; la proporción de corindón normativo (6,6 %) es relativamente reducida para este tipo de rocas, que procederían de protolitos ricos en limos y minerales poco alterados con una proporción relativamente reducida de minerales arcillosos.

3.3.2. Granitoides hercínicos

Los leucogranitos deformados de dos micas inmediatos a la zona de «*decroachment*» de Santa María (n.º 9.088 y 9.077, Tabla 1) tienen una composición química correspondiente a granitos muy evolucionados, probablemente modificada por los procesos de deformación y cataclasis a que han estado sometidos durante y después de su emplazamiento. A estos procesos pueden achacarse la relativa pobreza en potasio y la elevada proporción de sodio que condicionan una composición normativa en donde la plagioclasa albítica llega a formar aproximadamente la mitad de peso de la roca. Son también moderadamente cuarzosas si se comparan con otros tipos muy diferenciados, como por ejemplo los de Aragoneses; son además moderadamente peraluminicas con contenidos en corindón cercanos o superiores al 2 %. Respecto a



su contenido en elementos menores, estos granitoides se apartan claramente de los granitos menos deformados (Fig. 4), destacando su riqueza relativa en Sr; posible-mente esto sea debido a los procesos de movilización hidrotermal asociados a la deformación y fracturación intensa que han experimentado estos granitoides.

Los leucogranitos de Aragoneses (NAS-1, 9.027 y 9.087, Tabla 1), aunque a veces algo deformados, son tipos más normales dentro del grupo de los granitos muy diferenciados o evolucionados. Tienen proporciones de albita normativa algo superiores a las de ortosa y cantidades bajas de ferromagnesiano y accesorios metálicos. Aunque en uno de los análisis aparece una proporción moderada de corindón (n.º 1) parecen ser más frecuentes los tipos con tendencias metaaluminosas.

En el diagrama Ba-Rb-Sr (Fig. 4) se disponen dentro del tramo enriquecido en Rb con respecto al Ba, para valores relativos muy bajos de Sr, característicos de los granitos muy diferenciados o evolucionados. Por sus relaciones A-B de DE LA ROCHE (Fig. 5) todos quedan en el campo de los leucogranitos con valores bajos de A, o ligeramente negativos, es decir, presentan afinidades metaaluminicas.

El granito de Armuña (n.º 1 y 9.031, Tabla 1), aunque algo más rico en ferromagnesianos y accesorios metálicos que los del tipo de Aragoneses, tiene bastantes analogías con el grupo antes descrito, aunque se diferencia más claramente de ellos por su carácter peraluminico ($C = 1,4 \%$).

Por último, las rocas plutónicas más tardías de la serie, las adamellitas porfídicas de Balisa (n.º 2 y 9.086) tienen composiciones análogas a las rocas de este tipo frecuentes en el Sistema Central español, con cuarzo libre en menor proporción del 30 % y plagioclasas potenciales más ricas en anortita. Una de ellas (9.086) es claramente metaaluminica, mientras que la otra (n.º 2) presenta proporciones relativamente elevadas de corindón que pueden ser debidas a procesos de alteración, ya que en estas rocas es raro encontrar minerales con exceso de alúmina en observación microscópica.

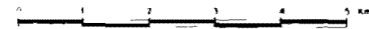
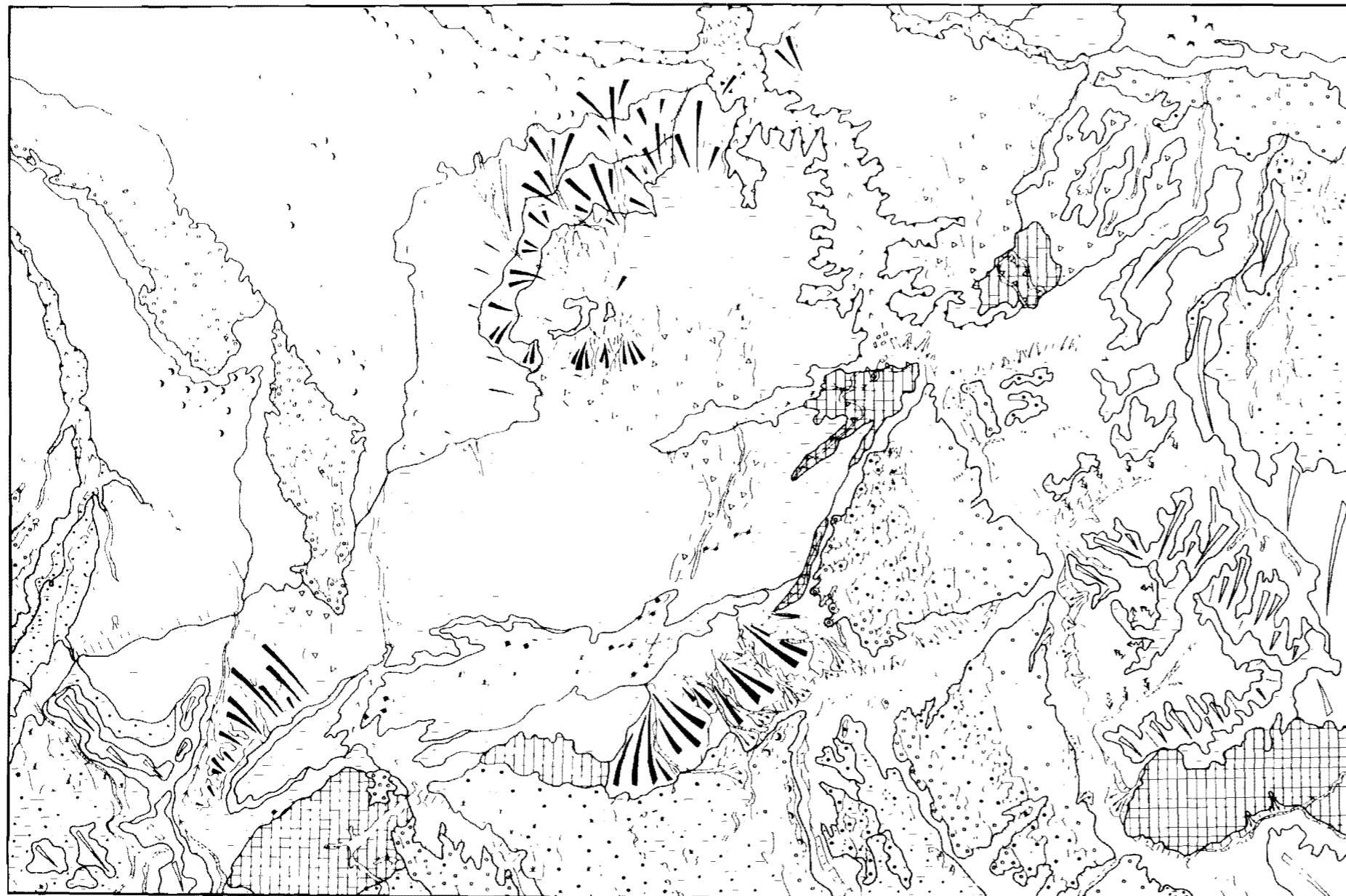
La facies marginal de Balisa, representada por un tipo de pórfido de aspecto algo orientado (n.º 9.089), tiene evidentes analogías con los granitos leucocráticos de Aragoneses; también es algo peraluminica.

Por último, el dique de aplita situado al S de Santa María la Real de Nieva (n.º 9.070) es una roca muy diferenciada, con una proporción de sílice libre muy alta y un contenido en corindón muy elevado (a veces se ven granates y pseudomorfos de cordierita) en donde también es difícil tomar muestras no alteradas.

Considerados conjuntamente, si se exceptúan los leucogranitos orientados, los granitoides hercínicos de esta Hoja se comportan de forma análoga a otros granitoides de la sierra de Guadarrama. La relación Ra/Rb decrece sistemáticamente en el tipo Aragoneses, que son las rocas más leucocráticas junto con los diques de aplita póstomos; a medida que crece aquella relación disminuye también la proporción relativa de Sr (Fig. 4).

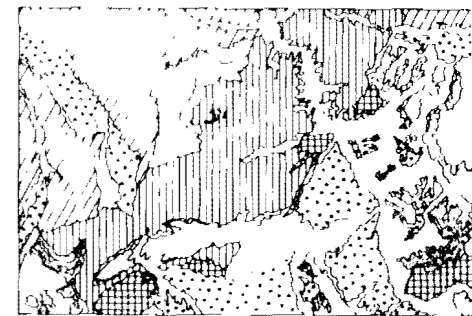
En el diagrama A-B de DEBON y LE FORT (Fig. 5) todos los granitoides de la Hoja tienen valores relativamente bajos (si se exceptúa la aplita filoniana) del valor A, e incluso algunos de ellos llegan a penetrar tímidamente en el campo metaaluminico. El número de análisis existentes es reducido para poder precisar tendencias definidas dentro de este sector del diagrama.

Por último, en el diagrama R1-R2 de DE LA ROCHE (Fig. 6) todas las rocas analizadas quedan dentro del grupo de granitos colisionales, con valores de R2 en general inferiores a 500 para valores de R1 comprendidos entre 2.200 y 2.900.



ELEMENTOS GEOMORFOLOGICOS	INDICADORES GEOMORFOLOGICOS TENDENCIA DE SUPERFICIE Y ANCHO DE FONDO PUEDES O LUMBRIANES EN DENTELADA PUEDES O TALUDAS F SISTEMA DE UVA SISTEMA DE ANCHAS NO EMP DE AFANIZAMIENTO NOROCCIDENTE AL ADAS SUPERFICIE DE COLA ACERAS	
	SUPERFICIE DE EROSION Y ELEMENTOS ASOCIADOS RELIEVO ORIGINAL DE SUPERFICIE Y ANCHO DE FONDO RELEVAMIENTO DEPOSITOS Y EROSION RELEVOS RESIDUALES Y OROCLIVADO RELEVOS RESIDUALES ALIVADO RELIEVO RESIDUAL LINEAL ESCARPE ESTRUCTURAL RELIEVO EN GRABES	
	GRAVITACIONAL Y MIXTO DESLIZAMIENTO	
	FLUVIAL Y ELEMENTOS ASOCIADOS TOMBOS Y VAYAS ZONAS DE ENCARCIMIENTO ARANOS Y CORCHOS ALUVIALES ZONAS DE DEFECCION ALUVIAL LLANURA DE INUNDACION TERRAZA DE FONDO DE VALLE TERRAZAS BAJAS TERRAZAS MEDIAS TERRAZAS ALTAS MEANDRO ABANDONADO ESCARPE DE TERRAZA (ARTICULACION ENTRE SUPERFICIES) BARRIANTES AMBARRAMIENTO Y ACARAVAMENTO	
ELEMENTOS GEOMORFOLOGICOS	EOLICO Y ELEMENTOS ASOCIADOS RELEVAMIENTO ARENOSO (MORTO O VIVO) COMPLEJOS DUNARES LUMBRIANES DE BARRIANTES	

AUTORES: P. FERNANDEZ, J. O. GENTILINI, M. A. JANZ Y R. RAMOS



UNIDADES GEOMORFOLOGICAS

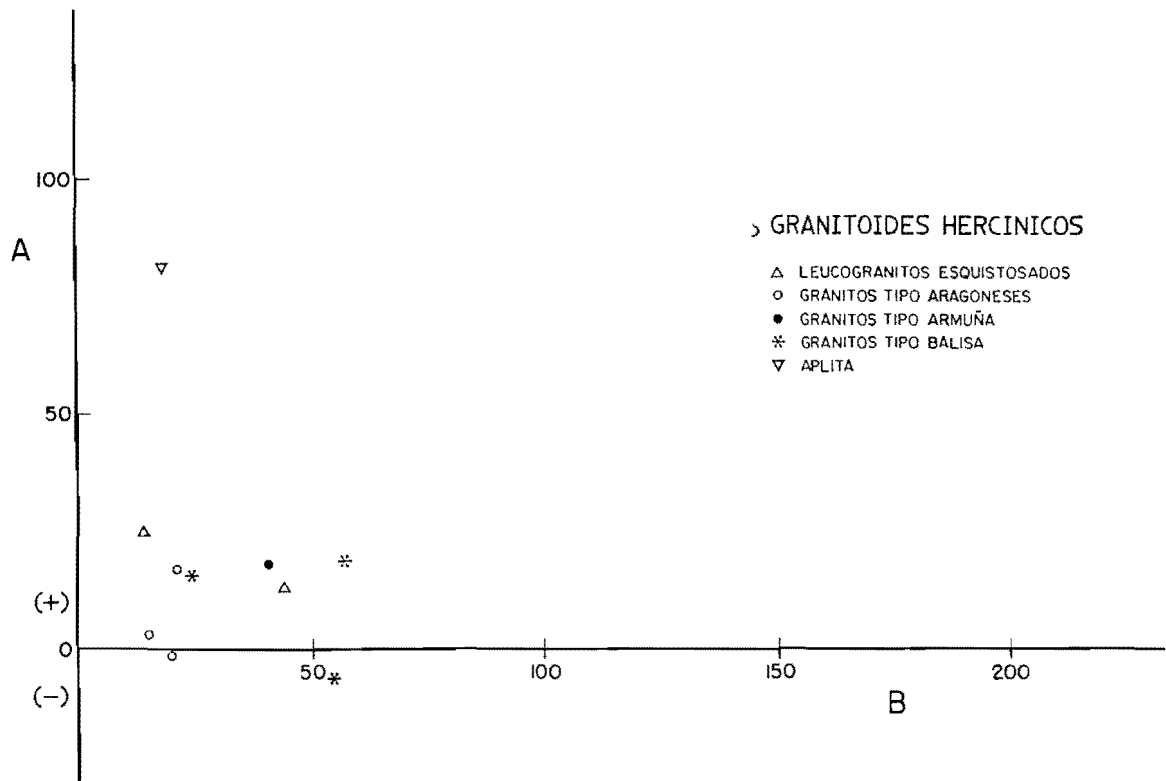


Fig. 5. Diagrama A-B de DE LA ROCHE (1976) con las tipologías establecidas por DEBON y LE FORT (1983) para los granitoides hercínicos.

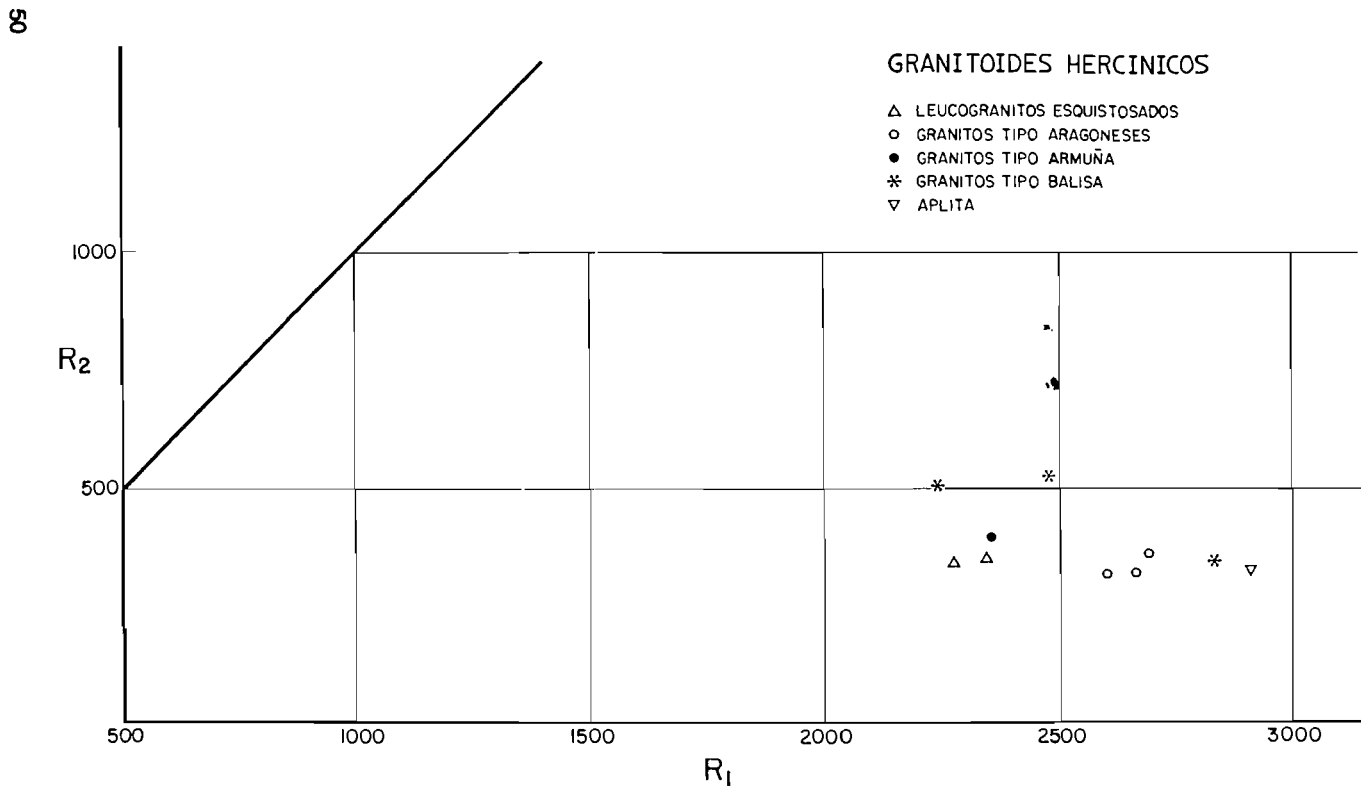


Fig. 6. Diagrama R_1 - R_2 de DE DE LA ROCHE (1980) y tipologías establecidas por BATCHELOR y BOWDEN (1985), para los granitoides hercínicos.

	9009	9088	9077	Nas-91	9027	9087	9031	Nas-2	9086	9089	9070
SiO ₂	66.29	74.38	74.55	75.74	76.30	76.44	72.96	70.98	71.53	76.39	75.79
Al ₂ O ₃	15.20	14.49	15.24	13.28	12.42	12.56	13.98	14.55	14.06	12.63	14.60
Fe ₂ O ₃	6.37	0.93	0.54	1.25	1.29	0.99	2.03	2.64	2.55	1.29	1.03
MnO	0.07	0.13	0.01	0.06	0.05	0.04	0.04	0.06	0.05	0.03	0.05
MgO	2.49	0.06	0.07	0.19	0.15	0.11	0.54	0.78	0.76	0.27	0.06
CaO	0.78	0.48	0.46	0.87	0.60	0.67	0.89	1.88	1.85	0.81	0.36
Na ₂ O	2.48	5.11	6.04	3.44	3.91	3.82	3.83	3.31	3.88	3.50	3.26
K ₂ O	3.02	3.62	2.04	4.74	4.55	4.51	4.69	4.30	4.24	4.20	4.07
TiO ₂	0.82	0.02	0.03	0.14	0.07	0.05	0.22	0.38	0.30	0.13	0.31
P ₂ O ₅	0.08	0.27	0.12	—	—	—	0.19	0.10	0.11	0.05	0.05
H ₂ O	2.47	0.78	1.03	0.39	0.65	0.80	0.85	0.66	0.73	0.75	0.73
Ba	571	24	43	155	51	27	233	461	267	77	5
Rb	140	169	92	235	285	248	235	189	174	222	506
Sr	148	143	53	45	11	5	51	115	83	18	4
Zr	183	13	10	—	48	38	72	—	97	26	—
Cr	571	24	117	—	131	115	166	—	125	111	109
Norma C.I.P.W.											
Q	32.1	29.8	30.6	34.8	33.9	34.8	29.5	29.1	26.6	37.3	40.1
Or	17.8	21.4	12.1	28.0	26.9	26.7	27.7	25.4	25.1	24.9	24.1
Ab	21.0	43.2	51.1	29.1	33.1	32.3	32.4	25.0	32.8	29.6	27.6
An	3.3	0.6	1.5	4.3	2.9	3.3	3.2	8.7	8.4	3.7	1.5
Hy	12.9	1.5	0.8	2.0	1.9	1.5	3.6	4.7	4.9	2.1	1.0
Di	—	—	—	—	0.1	—	—	—	2.1	—	—
Mt	1.5	0.2	0.1	0.3	0.3	0.2	0.5	0.6	0.5	0.3	0.2
Il	1.6	—	0.1	0.2	0.1	0.1	0.4	0.7	0.6	0.2	0.6
Ap	0.2	0.6	0.3	—	—	—	0.4	0.2	0.3	0.2	0.1
C	6.6	1.9	2.5	0.9	—	0.2	1.4	1.3	—	1.0	4.3

Rocas metamórficas preordovícicas: 9009: filita biotítica.

Leucogranitos de dos micas esquistosados: 9088, 9077.

Granitos (Tipo Aragoneses): Nas-1, 9027, 9087.

Granitos (Tipo Armuña): 9031.

Adamellititas porfídicas (Tipo Ballisa): Nas-2, 9086, 9089.

Aplita (Dique): 9070.

4. TECTONICA

Las estructuras que afectan a los materiales de la región estudiada han sido producidas en su mayor parte por las orogenias alpina y hercínica, aunque también existen indicios de una deformación prehercínica en las rocas del complejo esquistograuváquico.

La orogenia hercínica es la responsable de los principales eventos tectónicos, además de metamórficos e ígneos que hoy se observan en los materiales precámbrico-paleozoicos, en tanto que la orogenia alpina lo es de la fracturación y estructuración de estos bloques y de la adaptación a ellos mediante pliegues o fallas de los sedimentos mesozoicos, terciarios, e incluso a veces, cuaternarios. Es durante esta última orogenia cuando el macizo de Santa María la Real de Nieva se estructura como un *horst* alargado en la dirección SSO-NNE y se produce el levantamiento del Sistema Central.

4.1. DEFORMACION PREHERCINICA

En el afloramiento metamórfico de Santa María la Real de Nieva, se observa la existencia de una discordancia entre la alternancia de cuarcitas y pizarras del Ordovícico inferior y los materiales del complejo esquistograuváquico infrayacentes. De este hecho, así como de la dispersión existente en las lineaciones de intersección entre la estratificación (So) y la S1 en el complejo esquistograuváquico, puede deducirse la existencia de pliegues prehercínicos (sárdicos), sin esquistosidad ni metamorfismo asociados.

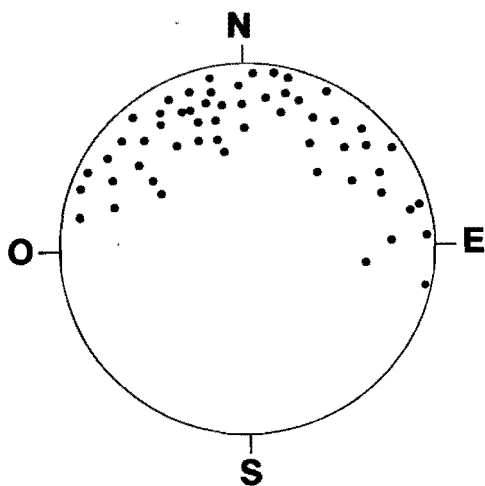
4.2. OROGENIA HERCINICA

Se ha reconocido en la región la existencia de tres fases principales de deformación hercínica, con metamorfismo regional asociado, y dos de fracturación tardihercínica. Las tres primeras sólo afectan a las rocas metamórficas orto y paraderivadas representadas en la región en tanto que las dos últimas afectan también a las rocas graníticas.

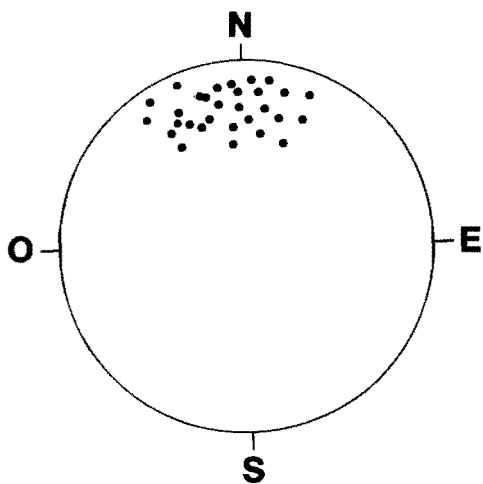
4.2.1. Primera fase de deformación (D₁)

El afloramiento metamórfico de Santa María la Real de Nieva constituye en conjunto parte del flanco normal de un gran pliegue de primera fase de amplitud kilométrica y de vergencia aparente hacia el OSO. Esta vergencia anómala es debida a la tercera fase de deformación que, como se explica en el apartado correspondiente, produce a escala regional pliegues retrovergentes de gran envergadura (MACAYA *et al.*, en prensa) y da lugar a muchos casos a la inversión de las estructuras anteriores. Según esto, el macizo metamórfico de Santa María constituiría el flanco inverso de un gran pliegue de primera fase vergente al E que habría sido girado y vuelto a posición normal por la tercera fase de deformación hercínica (Fig. 7).

Los pliegues mayores de primera fase pueden observarse cartográficamente en los materiales ordovícicos que afloran en las inmediaciones de Domingo García; la



A: L1 CEG, 55 medidas
Proyección equiareal



B: L1 Ord, 30 medidas
Proyección equiareal

Fig. 7. Orientación de las lineaciones de intersección. L1 (So/Si) en: A) Capas de Santa María (C. E. G.) y B) Capas de Domingo García (Ordovícico).

orientación de los ejes de sus charnelas oscila alrededor de la dirección N-S y su inclinación es, por término medio, de 5 a 20° hacia el N; son pliegues cilíndricos, asimétricos, que presentan un ángulo entre flancos de 60 a 90° y cuyo flanco corto suele estar subvertical.

Los pliegues de orden menor se desarrollan preferentemente en los tramos de alternancias de cuarcitas y esquistos del Ordovícico, así como en las capas del complejo esquistograuváquico; son más apretados y señalan igualmente vergencias hacia el OSO, siendo de destacar que la dispersión que se observa en la dirección de los pliegues de esta fase es mucho mayor en los materiales del complejo esquistograuváquico que en los del Ordovícico. Esto ha sido explicado por la existencia de una fase de plegamiento preordovícica (F. sárdica) que no produjo esquistosidad y que sería la responsable del carácter discordante del contacto entre el Ordovícico y el complejo esquistograuváquico (ALVAREZ, 1982, MACAYA, *et al.*, en prensa).

La primera fase de deformación desarrolla una esquistosidad (S_1) muy penetrativa que es plano axial de los pliegues antes citados y es la superficie de anisotropía más marcada a escala de afloramiento, si se exceptúan algunos sectores donde las deformaciones posteriores llegan a borrarla casi totalmente. Así, al E de la falla de Carbonero el Mayor (ALVAREZ *et al.*, 1988), y localmente al S del macizo metamórfico, son más visibles las superficies de esquistosidad generadas por la segunda y tercera fase de deformación, por otra parte, en los ortoneises glandulares y en las metapelitas de medio-alto grado metamórfico que llevan asociadas (Capas del Hoyuelo), en los que a menudo se encuentra una sola foliación, ésta podría corresponder a S_1 o bien a un reaplastamiento de S_1 durante la segunda fase ($S_1 + S_2$). Sus características se corresponden en la mayor parte de los afloramientos con las de una esquistosidad del tipo *slaty cleavage*, y sólo en los niveles estructurales más profundos se reconoce como una *schistosity*.

La posición de la S_1 varía de un punto a otro de la región debido principalmente a los accidentes tardíos que han arqueado las estructuras anteriores, pero por lo general su posición media oscila entre N 80° E y N 150° E, buzando siempre al N unos 20 ó 30°, salvo en las proximidades de los granitos donde llega a estar subvertical.

La orientación del elipsoide de deformación finita correspondiente a esta fase puede ser determinada por el estiramiento de los cantos de cuarzo en los niveles conglomerados del Ordovícico, siendo aproximadamente perpendicular a la lineación de intersección L_1 y ejes de los pliegues. Asimismo, en algunos tramos del complejo esquistograuváquico que contienen sulfuros, aparecen cubos de pirita con sombras de presión simétricas en relación a S_1 , en las que recrystalizan paralelamente fibras de cuarzo que señalan la dirección del crecimiento mineral; la dirección de estiramiento deducida de estos crecimientos es aproximadamente E-O, y por tanto perpendicular a los ejes de los pliegues de la primera fase.

4.2.2. Segunda fase de deformación (D_2)

Se caracteriza por una deformación muy heterogénea de cizalla que da lugar en amplias zonas del Sistema Central al desarrollo de zonas de cizalla dúctil subhorizontales, con fuerte milonitización de los ortoneises (MACAYA *et al.*, en prensa) y en algunos casos a cabalgamientos (Fig. 4).

Parece haber una transición gradual entre estas dos primeras fases, como si

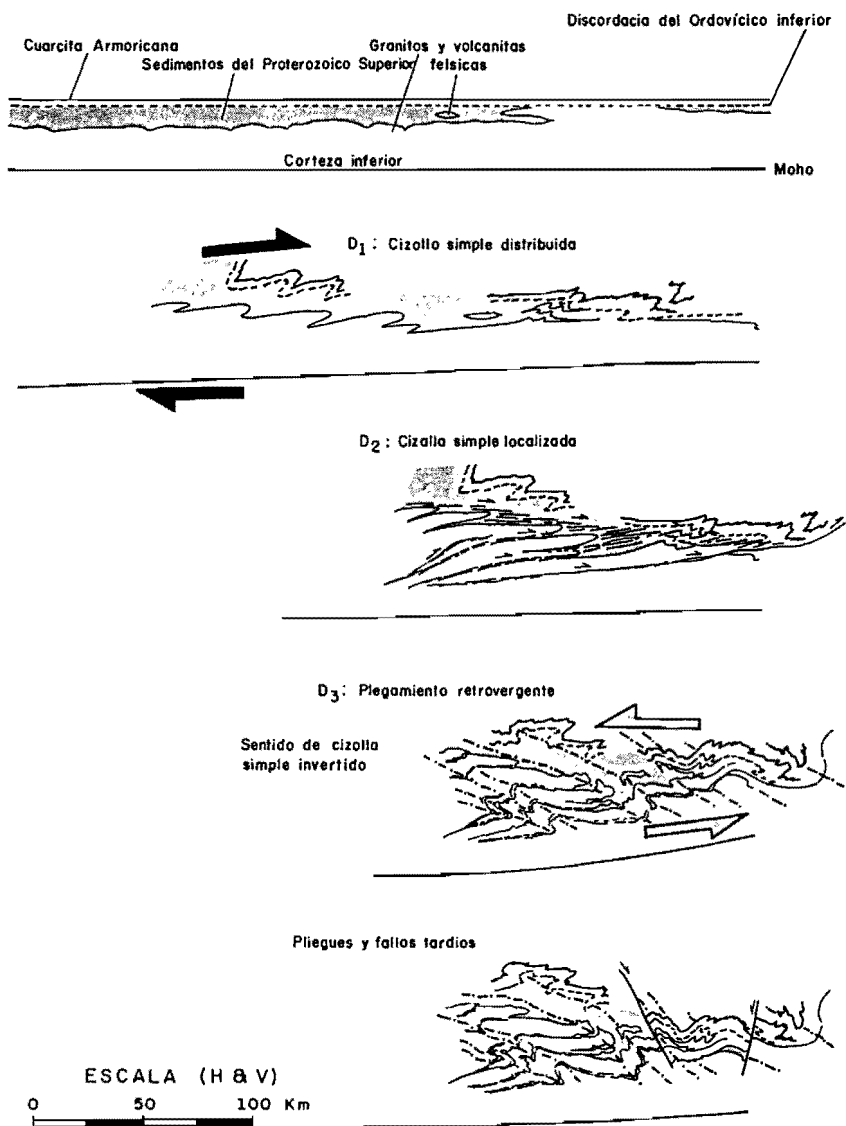


Fig. 8. Secuencia evolutiva para la deformación hercínica en la sierra de Guadarrama, según MACAYA *et al.* (en prensa).

ambas formaran parte de un proceso continuo de deformación, que se inicia con la formación de pliegues, que gradualmente se reorientan hasta una posición subhorizontal y culmina con el desarrollo de zonas de cizalla dúctil en algunos de los flancos inversos (Fig. 8).

En el macizo metamórfico de Santa María la Real de Nieva, solamente se observan estructuras de D2 en el sector NE, al E de la falla de Carbonero (ALVAREZ *et al.* 1988) y localmente en el sector S.

Al E de la falla de Carbonero, la cual tiene componente normal con labio O hundido, se observa una esquistosidad de crenulación muy penetrativa (S_2) con bandedo tectónico asociado y en ocasiones con desarrollo de una esquistosidad principal de carácter milonítico que muestra cuarzos «acintados». Esta deformación se desarrolla sobre materiales pelítico-arenosos del complejo esquistos-grauváquico con granate y estaurolita de pre a sin cinemáticos con D_2 , habiéndose observado en un punto próximo a la localidad de Carbonero el Mayor, la presencia en lámina delgada de metablastos de distena.

Asimismo, en los ortoneises y en las metapelitas de grado metamórfico medio-alto existentes en el sector meridional del macizo, se puede comprobar que la foliación principal es, en muchos casos, un bandedo tectónico debido a la segunda fase de deformación y que, en ocasiones, tiene carácter milonítico.

Estos hechos son indicativos de la posible existencia en los niveles estructurales más bajos del macizo, de una zona de cizalla dúctil asociada a la segunda fase de deformación análoga a las que han sido descritas por MACAYA *et al.* (en prensa) al E de la falla de Berzosa.

4.2.3. Tercera fase de deformación (D_3)

La tercera fase de deformación da lugar a un episodio de plegamiento retrovergente generalizado que induce una deformación intensa y penetrativa en amplios sectores del Sistema Central y, localmente, la inversión de las estructuras preexistentes (GONZALEZ LODEIRO *et al.*, en prensa). Esta fase es la responsable de la posición actual de los pliegues de primera fase en la región de Santa María la Real de Nieva, los cuales, restaurados a su posición original tendrían su plano axial buzando hacia el O y vergencia hacia el E (Fig. 4).

En el macizo metamórfico de Santa María la Real de Nieva, las estructuras que se reconocen asociadas a esta fase son pliegues mayoritariamente de dirección SSE-NNO vergentes hacia el OSO y a una esquistosidad de crenulación que buza suavemente y que se distribuye heterogéneamente a lo largo de la región. Los afloramientos más significativos para observar las estructuras debidas a esta fase se localizan, al S del macizo, en los alrededores de Ochando, y al NE del mismo, en las márgenes del río Pirón.

Las condiciones metamórficas asociadas a esta fase de deformación son claramente retrometamórficas, de modo que incluso en los niveles estructurales más profundos los únicos minerales que cristalizan en los planos de esquistosidad S_3 son clorita y mica blanca.

4.2.4. Deformaciones tardihercínicas

Las deformaciones tardihercínicas (s.s.) y finihercínicas en la Hoja de Nava de la Asunción, tienen una gran importancia, pudiendo afirmarse que son las responsables de la mayoría de las macroestructuras más significativas en el macizo metamórfico.

4.2.4.1. Deformaciones finihercínicas

El principal accidente tectónico finihercínico es la falla normal dúctil de Santa María la Real de Nieva (BERGAMIN *et al.*, 1988) (F.E.N. en adelante). Esta estructura de dirección aproximada E-O y buzamiento al Norte, divide en dos partes bien diferenciadas el macizo de Santa María la Real de Nieva, la parte sur caracterizada por un metamorfismo de alto grado y la presencia de gran cantidad de rocas graníticas, y la parte norte que se encuentra en grado medio-bajo y está constituida principalmente por rocas metasedimentarias. Esta falla tiende a perder buzamiento en profundidad,

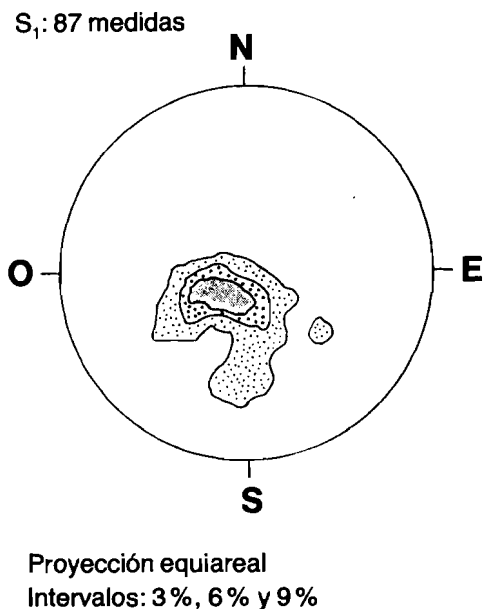


Fig. 9. Posición de la esquistosidad de primera fase (S₁) en el macizo de Santa María la Real de Nieva.

como se ha demostrado mediante las investigaciones geofísicas efectuadas en la región (BERGAMIN *et al.*, 1988), pudiendo considerarse como un *detachment* extensional. Su dirección de movimiento es aproximadamente norte-sur. Se ha propuesto (*op. cit.*) que los leucogranitos foliados asociados a esta estructura se han podido introducir a favor de la misma o en relación con ella durante su funcionamiento. Igualmente el metamorfismo de contacto del labio norte podría estar ligado a la misma. La evolución en el tiempo de esta estructura extensional es larga y compleja, actuando durante un amplio período de tiempo, al final del ciclo hercínico (CASQUET *et al.*, 1988), período este, en el que constituiría uno de los límites principales del Sistema Central español. Esta estructura podría relacionarse y/o prolongarse, en la falla normal semidúctil-frágil existente al O de la localidad de Carbonero el Mayor, si bien esta última estructura podría representar sólo alguna de las etapas de funcionamiento de la F.E.N. Este accidente, denominado falla de Carbonero el Mayor (ALVAREZ *et al.*, 1988), lleva una dirección NNE-SSO, con un buzamiento suave hacia el ONO, presentando un movimiento de falla normal con cierto componente de desgarre senestro, que hunde el bloque superior hacia el OSO. Asociado a esta falla se produce principalmente en el bloque de muro un *cleavage* de crenulación extensional, con planos C, orientados NNE-SSO, buzando de 20 a 40° al O. El salto en vertical de la falla, queda resaltado por el salto metamórfico que hace que al O los metasedimentos no pasen de la isógrada de la clorita, mientras que al E muestran granate, estaurolita y distena.

4.2.4.2. *Etapla Malagón*

Los diques de pórfido granítico existentes en la región presentan una marcada dirección E-O y fuertes buzamientos. Generalmente cortan a las estructuras generadas por la actuación de la F.E.N., no obstante, su emplazamiento se produce durante una etapa de extensión que sigue unos ejes N-S (definida como etapa Malagón por CAPOTE *et al.*, 1987), que podría ser la prolongación de la extensión finihercínica en el Sistema Central español (CASQUET *et al.*, 1988).

4.2.4.3. *Etapla Hiendelaencina*

Es la siguiente etapa principal de deformación tardihercínica en La Hoja. Se origina en unas condiciones más frágiles que en la anterior, durante la misma se formaría la red de fracturas y diques de cuarzo que con direcciones entre N 10°-N 30° E (por ejemplo, alrededor de Aragoneses) y N 70°-N 90° E (por ejemplo, alrededores de Carbonero el Mayor) cruzan la región, estos diques son particularmente abundantes en los alrededores de la F.E.N.

Esta red de diques y fracturas se produce durante la denominada etapa de deformación Hiendelaencina (DE VICENTE *et al.*, 1986) y correspondería a la etapa de fracturación que se ha considerado habitualmente como deformaciones tardihercínicas (s.s.).

Estas fracturas tienen un vector de movimientos tal, que permiten establecer que su actuación fue como desgarres o bien como fallas normales direccionales. Del análisis de las orientaciones de estas fallas y de sus estructuras mediante los métodos del

análisis poblacional de fallas (DE VICENTE, 1988), se ha deducido que su actuación se produjo bajo un régimen tectónico con una dirección de acortamiento en la horizontal desde aproximadamente los N 45° E. No conviene olvidar que esta etapa de fracturación implica una importante extensión según una dirección aproximada SE-NO.

4.3. DEFORMACIONES ALPINAS

Se han realizado varias estaciones de análisis de fallas en los materiales pospaleozoicos de la Hoja de Nava de la Asunción, que han sido estudiados según los métodos habituales del tratamiento de poblaciones de fallas. Estos datos unidos a los procedentes del análisis macroestructural nos han permitido encuadrar la fracturación y deformación alpina en esta Hoja en las siguientes etapas.

4.3.1. Etapa Ibérica

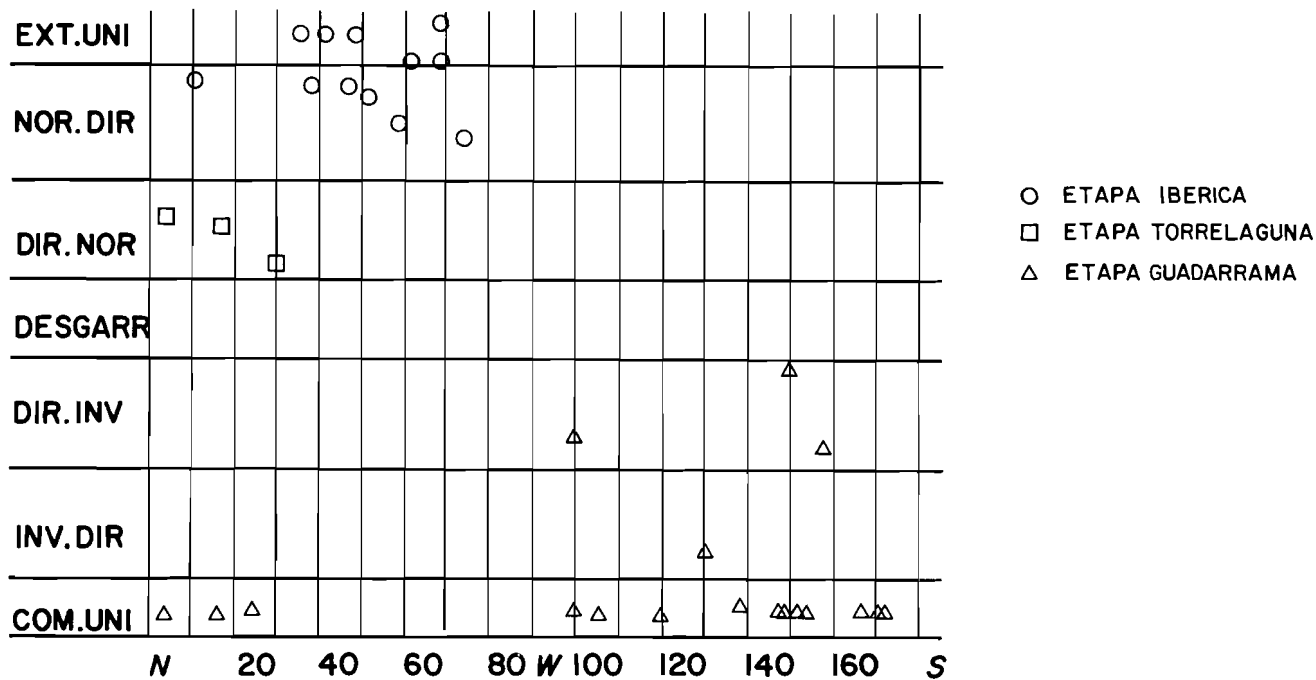
Se caracteriza por una dirección de compresión horizontal media desde los N 46° E (Fig. 10), moviendo fallas con direcciones entre N 40° y N 60°, y entre N 170° y N 180°, siguiendo un plano de movimiento de fallas normal direccionales (s.s.). Bastantes de las fallas que con dirección entre N 40° y N 60° limitan el macizo paleozoico de Nieva por el S, habrían actuado de esta manera. Inclusive, algunas de las fracturas que bordean actualmente el contacto entre la F.E.N. y las rocas metasedimentarias del labio hundido serían de este tipo. Los movimientos de estas fallas afectarían a los cretácicos que orlan por el S al macizo de Nieva (por ejemplo, al E de Armuña).

4.3.2. Etapa Guadarrama

Este período de deformación origina grandes levantamientos en formas de *horst* y *grabens* inversos en todo el dominio del Sistema Central español. Por tanto, es también responsable en la Hoja estudiada de la deformación más importante de las rocas durante las deformaciones alpinas.

Su período de actuación, en función de los datos obtenidos en el borde S del Sistema Central español, está comprendido entre el Mioceno inferior y el Mioceno superior (intraaragoniense).

El plan de movimiento de esta etapa de fracturación implica un importante acortamiento en la horizontal (Fig. 10), según una dirección media entre N 140° E y N 170° E, resolviéndose en movimientos de fallas cuya dirección se encuentra dentro de los siguientes intervalos: N 0° E-N 20° E y entre N 70° E y N 90° E. Su movimiento varía entre fallas inverso direccionales o direccionales inversas (aproximadamente 1/4 de las fallas estudiadas son de este tipo), o como fallas inversas (s.s.) (aproximadamente 3/4 de las fallas estudiadas son de este tipo), estos valores han de considerarse sólo para esta Hoja en concreto. Este conjunto de numerosas e importantes fallas inversas afecta al zócalo paleozoico y se reflejan en la cobertera mesozoico-cenozoica, como grandes pliegues en rodilla, que pueden presentar algunos de sus flancos (habitualmente N), con grandes buzamientos, e incluso encontrarse las capas invertidas y/o cabalgadas por los materiales metamórficos, como ocurre probable-



Direcciones acortamiento máximo horizontal.

Fig. 10. Tipos de fracturas y direcciones de acortamiento máximo horizontal para la orogenia alpina.

mente en el borde N del macizo paleozoico-metamórfico de Santa María la Real de Nieva.

4.3.3. Etapa Torrelaguna

Se ha detectado en el análisis poblacional de las fallas, algunas fracturas con direcciones norteadas, que actúan como fallas direccionales-normales, según una dirección de acortamiento entre N 0° E-N 20° E (Fig. 10).

Esta etapa de deformación se caracteriza en Torrelaguna, al S del Sistema Central español, por afectar a rocas con edades comprendidas entre el Mioceno superior y el Cuaternario, pudiendo considerarse, por tanto, prácticamente como deformaciones neotectónicas.

5. GEOMORFOLOGIA

5.1. CARACTERÍSTICAS GEOMORFOLOGICAS GENERALES

La geomorfología del Sistema Central, así como la de sus zonas adyacentes, está controlada, a nivel global, por las formas asociadas a los grandes aplanamientos y que pueden ser consideradas como unidades megamorfológicas.

A estas unidades de rango superior se les superponen otras, derivadas de la acción de los procesos actuales y subactuales, que entran en el contexto de formas de detalle y cuyo resultado es el de anular o degradar morfologías previas o heredadas.

La Hoja de Nava de la Asunción se encuentra atravesada diagonalmente por el macizo de Santa María la Real de Nieva, que con dirección NE-SO se localiza a escasos kilómetros de la vertiente septentrional del Sistema Central, dentro ya de la depresión del Duero. Dicho bloque elevado, individualiza parcialmente una pequeña parte de esta gran cuenca sedimentaria, definiendo así la subfosa terciaria de Valverde del Majano (FERNANDEZ GARCIA, 1988 a) que se localiza entre la vertiente meridional de dicho bloque metamórfico y el pediment septentrional de la Cordillera Central.

El río Eresma, el más importante en la Hoja que nos ocupa, atraviesa con una dirección NO, el macizo de Santa María la Real de Nieva, para continuarse en la depresión del Duero. Esta misma dirección: N-NO, que se repite a grandes rasgos para otros ríos de la zona: Voltoya, Balisa y Moros principalmente, se interrumpe en las zonas de confluencias de los mismos, donde se produce un cambio en dirección NE del trazado de la red.

Este cambio en la dirección no constituye un caso aislado para el sistema Eresma-Moros, sino que puede ser reconocido para otros cauces (Moros-Zorita), que enraízan con los que estamos considerando, en zonas meridionales adyacentes, concre-

tamente en la subfosa de Valverde del Majano. El resultado final es una distribución en planta de la red de drenaje en zeta o escalonada, donde se suceden simultáneamente la dirección N-S predominantemente de los cursos de agua, alternando con tramos de dirección NE anteriores a las zonas de confluencia.

5.2. LAS SUPERFICIES DE ARRASAMIENTO

El predominio de las planicies de arrasamiento en el Sistema Central es un hecho conocido desde antiguo. Los modelos sobre la génesis, o al menos la cronología, de tales superficies alcanzaron su apogeo con el de SCHEWENZNER (1936). A partir de este momento se han generado diversas hipótesis sobre el origen de las superficies. Si para este último autor las superficies formaban una escalera de piedemonte, desarrollada por un proceso de pedimentación controlada por levantamiento tectónico, de acuerdo con los modelos de PENK (19 Ref., 1972), los investigadores posteriores han ido perfilando la importancia de la fracturación y los diferentes mecanismos de aplanamiento para la evolución del relieve desde el inicio del Cenozoico.

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

Un nuevo enfoque para la evolución del relieve surge al considerarse la importancia de la fracturación. El primer modelo importante dentro de esta nueva tendencia es el propuesto por BIROT (1937) y las matizaciones de SOLE (1952) y BIROT y SOLE (1954). En los trabajos de estos autores se interpretan los distintos niveles de aplanamiento como el resultado de la desnivelación de una «penillanura fundamental» finimiocena. Los niveles así formados, serían luego remodelados por procesos de pedimentación semiárida durante el Plioceno.

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

GARZON, por su parte, introduce un modelo en que la desnivelación de una superficie finicretácica condiciona la sedimentación paleógena y, en general, la evo-

lución cuaternaria. Las partes más deprimidas por la desnivelación recibirían los sedimentos basales del Paleógeno, mientras la sedimentación miocena llegaría a fosilizar el equivalente al nivel M2. El ciclo posarcósico produciría el arrasamiento de estos depósitos, de modo que las superficies de la rampa serían los restos exhumados de la penillanura finicretácica.

A partir de estas aportaciones precedentes tienen lugar una serie de trabajos e investigaciones encaminados a encontrar un modelo alternativo. Una síntesis de estos trabajos queda recogida por GARZON *et al.* (1982), a partir del tratamiento de los siguientes aspectos fundamentales.

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

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

Posteriormente, FERNANDEZ GARCIA (*op. cit.*) y para la zona concreta que nos ocupa sintetiza la morfología del macizo de Santa María la Real de Nieva en dos superficies: la «alta superficie» y la «superficie inferior exhumada». Ambas se reconocen como superficies de arrasamiento, si bien en la primera predomina un aspecto más reelaborado, mientras que la segunda se identifica por su carácter irregular.

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

Sobre la cuenca sedimentaria destaca un aplanamiento morfológico que arrasa el techo de las series terciarias: «superficie culminante» pliocena. Esta superficie enrasa y converge morfológicamente con la superficie tipo pediment del Sistema Central, prolongándose hasta la «alta superficie» del macizo de Santa María la Real de Nieva.

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

5.3. EL MODELADO DE DETALLE. LA EVOLUCION CUATERNARIA

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

Por otro lado, un enfoque general del Cuaternario también suele presentar problemas, pues a medida que nos acercamos a la actualidad, los fenómenos van adqui-

riendo una notable zonación, por lo que, aunque casi siempre deba aludirse a los análisis regionales, no deben olvidarse las características particulares o específicas, que como en este caso concreto llegan a ofrecer unas particularidades en el modelo.

A pesar de ello, siempre es posible reconocer dos grandes grupos de procesos: fluviales y asociados y gravitacionales y/o mixtos (estos últimos poco importantes en la zona que nos ocupa). Todos ellos van a construir la base cartográfica fundamental a nivel de elementos geomorfológicos.

Fenómenos fluviales y asociados

El punto de partida para el estudio de esta secuencia de procesos, viene dado por el momento en que pueda considerarse definida la red fluvial propiamente dicha. El inicio del encajamiento lineal de la red se produce posteriormente a la «superficie culminante» o de campiña. Allí donde se puede observar los depósitos de la «raña». La edad del encajamiento está mejor determinada, pero es difícil en zonas como ésta.

En todo caso, es evidente que van a existir una serie de hechos más o menos convergentes, que tienen un desarrollo y localización zonal. Las primeras fases de encajamiento con o sin aterrazamiento son correlacionables (FERNANDEZ GARCIA, *op. cit.*) con el modelado de un amplio «Sistema de Glacis», desarrollados en la cuenca de sedimentación e instalados prioritariamente sobre la margen derecha de las arterias más importantes. En el Sistema Central, esta etapa de encajamientos daría lugar a la degradación del pediment, en la rampa, mientras que en el macizo de Santa María la Real de Nieva, comenzaría el lavado de la cobertura terciaria que recubriría para estos momentos prácticamente al macizo, junto a la degradación de la «superficie culminante».

5.4. SISTEMA CARTOGRAFICO

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Esta asociación puede ser por:

HERENCIA, caso de elementos residuales de unidades previas que no fueron anulados al elaborarse la nueva unidad.

DEGRADACION, caso de los elementos que se asocian a los nuevos procesos morfogenéticos que sustituyen a los propios y específicos generadores de la unidad. Son, por tanto, elementos que tienden a sustituir a los propios y característicos de la unidad en base a definir una nueva.

5.5. DESCRIPCION DE UNIDADES

5.5.1. Alta superficie en granito

Constituye el nivel de aplanamiento más alto del macizo de Santa María la Real de Nieva, ocupando una zona de reducida extensión en el extremo SO del mismo. Convergentes con este nivel pueden considerarse el techo o culminación de algunos relieves residuales tipo inselberg, que se sitúan sobre una unidad más baja que la «superficie inferior exhumada».

Morfológicamente, se identifica como una superficie de arrasamiento, con concentraciones dispersas de berrocales y formas graníticas, asociadas a un recubrimiento arenoso lavado de carácter subsuperficial que penetra en el sustrato.

5.5.2. Superficie inferior exhumada

Superficie irregular de arrasamiento, que se sitúa imbricada y por debajo de la anteriormente descrita, definiendo un nivel de aplanamiento generalizado en todo el macizo de Santa María la Real de Nieva.

Relacionados con esta superficie, destaca la presencia de unas importantes alteraciones de naturaleza arenarcillosa que se vinculan directamente al sustrato. En ocasiones se conservan preferencialmente en las zonas deprimidas de una morfología en «rocas penitentes».

Asociados a este nivel de aplanamiento, se localizan unos recubrimientos de relativa extensión, constituidos por depósitos paleógenos con fuerte cementación que fosilizan gran parte de esta unidad. La localización de estos depósitos en el interior de esta unidad, y muy especialmente en proximidad a los relieves residuales tipo inselberg y a la «alta superficie», hace que los vinculen directa y genéticamente con estas áreas.

5.5.3. Superficie culminante

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

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

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

5.5.4. Relieves estructurales

Bajo esta genérica denominación se incluyen las formas de relieve modeladas sobre las unidades cretácicas existentes en las zonas de borde de la vertiente meridional del macizo de Santa María la Real de Nieva. En la mayoría de los casos se trata de relieves plegados, anticlinales y muelas, que destacan en el paisaje como formas residuales, controladas por la distinta erosionabilidad de las capas.

5.5.5. Sistema de glacia

A partir de la definición de la superficie culminante finipliocena, se suceden una serie de acontecimientos directamente vinculados con las primeras fases de encajamiento de la red fluvial. Este encajamiento se inició con la formación de un conjunto de superficies tipo glacis de ladera en todos los bordes del Sistema Central (PEDRAZA, 1976; CENTENO, 1987; FERNANDEZ GARCIA, *op. cit.*). En consecuencia, estas superficies muestran una clara direccionalidad hacia los cauces, con un perfil transversal ligeramente convexo, valores de pendiente del orden del 1,3 % y un recubrimiento generalizado de removilización superficial.

Esta unidad representa las formas de enlace entre las superficies culminantes con los sistemas de llanuras y terrazas bajas de la red, al tiempo que pueden ser correla-

cionables (FERNANDEZ GARCIA, *op. cit.*) con las terrazas altas y medias de algunos cauces, como el río Moros.

5.5.6. Sistema de llanuras

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

Asociados a estas planicies de fondo, y como consecuencia de su escasa pendiente, se produce una retención de las aguas superficiales en zonas de drenaje insuficiente, formando en ocasiones amplias zonas de encharcamientos favorecidas por la presencia de ciertos filosilicatos, presentes en las series terciarias.

5.5.7. Sistema de aterrazamiento-superficies asociadas

Esta unidad recoge el conjunto de formas y procesos ligados a la etapa cuaternaria, y en particular con la red fluvial actual.

El río Eresma, junto al Moros y el arroyo Balisa ofrecen un sistema de aterrazamiento asimétrico, tanto en el número de niveles como en su localización, correspondiendo el más completo desarrollo a la margen izquierda.

A partir de las características morfológicas y granulométricas de los depósitos, éstos pueden quedar agrupados en tres grupos: terrazas altas, terrazas medias y terrazas bajas, recogidos en la cartografía geomorfológica.

La secuencia más completa de niveles, corresponde al río Eresma, que a su entrada en el macizo de Santa María la Real de Nieva ofrece un área donde los niveles de terraza se solapan y confunden al tiempo que se curvan, adaptándose a los bordes del macizo que actúa como embudo para este canal.

Otro aspecto importante lo constituye la orientación NO, observada para los niveles de terrazas medias y altas del río Moros, claramente divergente respecto a la N-S del cauce actual. Esta dirección se continúa al sur (Hoja de Valverde del Majano), al tiempo que se prolonga, sobrepasando, a partir de la constatación de las alturas absolutas, el bloque de Santa María la Real de Nieva, coincidiendo con el sistema de aterrazamiento del actual arroyo Balisa. La respuesta a estos hechos se sintetiza a partir de un sistema de terrazas descolgado respecto a los presentes cursos, que se relacionaría con la existencia de unas paleorredes (FERNANDEZ GARCIA, *op. cit.*) de direcciones divergentes respecto a las actuales.

Estos hechos quedan reforzados por la existencia de una serie de superficies y llanuras que se presentan intercaladas entre los niveles de terraza, que si bien en la zona que nos ocupa no alcanzan excesiva extensión dada la proximidad del bloque de Santa María la Real de Nieva, su reconocimiento se prolonga y continúa hacia zonas meridionales adyacentes (Hoja de Valverde del Majano), donde se relaciona con una importante etapa de capturas fluviales.

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

de aterrazamiento, situando la etapa de las capturas y desviaciones de las redes para unos momentos comprendidos entre el Pleistoceno medio a superior.

5.5.8. Superficie de cola

Corresponde a una amplia llanura, que se extiende al pie de la vertiente septentrional del macizo de Santa María la Real de Nieva. Asociada claramente a un depósito arenoso, con importantes estructuras de corriente y cuya génesis, aunque compleja, indicaría un depósito fluvial con dominancia de los procesos de interfluvio y desarrollo de glaciares, sobre los de jerarquización de la red (FERNANDEZ GARCIA, *op. cit.*).

Un accionamiento eólico posterior sería el responsable de una remodelación de esta unidad, con desarrollo de un manto de arenas generalizado junto a numerosas formas dunares y cubetas de sobreexcavación.

Sobre la superficie de esta unidad, y en la Hoja que nos ocupa, se elevan los niveles de terraza correspondientes al arroyo Balisa y al río Voltoya, lo que hace que sea considerada como una unidad plenamente cuaternaria, en coincidencia con lo apuntado por otros autores (A. OLIVE, *et al.*, 1982; A. PEREZ GONZALEZ, 1982) en otras zonas próximas de la cuenca del Duero.

5.5.9. Laderas

En este apartado quedan recogidas todas las formas de enlace o de articulación entre las restantes unidades mencionadas, no habiéndose especificado si el desarrollo de las mismas tiene lugar sobre el macizo paleozoico o sobre el dominio sedimentario.

Para el primer caso, además de los valles de fuerte encajamiento (caso del río Eresma), destacan las laderas de articulación, definidas a partir de direcciones de fractura, principalmente la N 20° E y la N 70° E que delimitan los bordes externos del macizo de Santa María la Real de Nieva, concretamente para su vertiente meridional.

En el dominio terciario, las laderas tienen una entidad menos significativa, a excepción de aquellos lugares en los que la concentración de la escorrentía ha dado lugar al desarrollo de abarrancamientos y acarcavamientos, asociados a un coluvionamiento mixto, que se prolonga hacia los fondos de valle actuales.

5.6. DESCRIPCION DE ELEMENTOS

5.6.1. Elementos asociados a formas de erosión

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

Restos originales de superficies

Se presentan en retazos más o menos amplios que han quedado como «residuos de posición» respecto a los elementos sobrepuestos generados a costa de la unidad (por los procesos degradantes, básicamente los fluviales), comportan todos los rasgos característicos de la planicie a que pertenecen, son por tanto elementos propios y representativos de la morfología original de dicha planicie.

Recubrimiento de depósitos paleógenos

Asociados a la «superficie inferior exhumada» del macizo de Nieva se localizan una serie de depósitos arcósicos terciarios que a menudo presentan una fuerte cementación. Aparecen mejor conservados hacia las zonas de borde de la unidad, pero también en su interior, recubriendo desde áreas relativamente extensas a retazos que se conservan sobre la planicie de forma dispersa. En cualquier caso, siempre es posible reconocer una morfología añadida o postiza recubriendo la planicie metamórfica, que parece que se va exhumando a partir de esta cobertera terciaria.

Replanos en glaciais

Corresponde a la planicie de culminación o zona axial de los sistemas de glaciais desarrollados en la subfosa terciaria, identificándose con la zona de mayor interfluvio y difluencia de la escorrentía. Los bordes de este elemento aparecen disectados por la escorrentía superficial.

Relieves residuales

Se clasifican por su morfología, y dentro de ellos, según se asocien genéticamente a un tipo de superficie o, por el contrario, puedan aparecer en cualquiera.

a) Relieves residuales lineales. No se les asigna génesis específica, y se atiende especialmente a su carácter de forma asociada a una litología cuyo tipo de afloramiento condiciona la morfología: diques, filones, etc. Presentan en algunos casos una morfología suavemente convexa o «alomada» como consecuencia de la disposición de los mismos diques.

b) Relieves residuales tipo inselberg

Corresponden a las formas que caracterizan los resaltes propios de una superficie tipo pediment s.l. Para la zona que nos ocupa, se vinculan con la «superficie inferior exhumada», proximidades de Domingo García y Bernardos, con un techo o culminación correlacionable por su altura con la «alta superficie» del macizo de Santa María la Real de Nieva.

Se trata en estos casos de formas cónicas y spendopilamidales que enlazan mediante un rick con la planicie metamórfica del bloque de Nieva. Relacionados con estas formas residuales se localizan unos depósitos arcósico-conglomeráticos fuertemente cementados, que adosados a su pie y en dirección a la cuenca de sedimentación llegan a bordearlos parcialmente.

Escarpe estructural

Bajo este nombre se agrupan una serie de formas de relieve modeladas sobre las unidades cretácicas existentes en la Hoja que nos ocupa. La simbología, importante elemento geomorfológico, indica una disimetría en general importante como consecuencia del buzamiento de las capas, del distinto grado de erosionabilidad de las litologías, de las formas de plegamiento, etc.

5.6.2. Elementos coluviales

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

Por lo general, se trata de materiales de granulometría fina (tamaño limo y arena) que contienen en ocasiones niveles de mayor granulometría (tamaño grava) y/o cantos dispersos.

5.6.3. Elementos fluviales y de procesos asociados

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

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

Aunque son escasas en la Hoja que nos ocupa, su localización queda restringida al macizo de Santa María la Real de Nieva.

b) Zonas de encharcamiento. Amplias áreas deprimidas que en ocasiones alcanzan varios km² de extensión y de contorno irregular.

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

Sus principales características son: Desarrollo de lagunas con carácter regresivo, junto a una vegetación halófila, y un depósito de decantación.

c) Abanicos y conos aluviales coalescentes. Conos de deyección. Formas erosivo-deposicionales de planta triangular y sección convexa que se presentan recubriendo los bordes del macizo de Nieva en su enlace con las depresiones terciarias adyacentes. Igualmente, pueden ser reconocidas estas formas de relieve en algunas zonas de articulación entre las dos superficies de aplanamiento descritas para este macizo (sur de Ochando). Su edad y significado se relacionaría (FERNANDEZ GARCIA, *op. cit.*) con la etapa de capturas y desviaciones de la red, por tanto, Pleistoceno medio; si bien podría en algunos casos prolongarse al Pleistoceno superior.

Actualmente, en ocasiones, son cortados por una segunda generación de arroyos, que dan lugar a un nuevo sistema de aluvionamiento: «conos de deyección»; encajados en el primero y cortados a su vez por la actual llanura de inundación, por lo que su edad debe ser considerada como preholocena.

d) Aluvial-llanura de inundación. Terraza de fondo de valle. Meandro abandonado. Corresponde al depósito de fondo de valle de los cursos de agua que se encuentra encajado unos 15 m respecto al primer nivel de terrazas bajas, y en el que se incluye el nivel a + 7 m de carácter local. Fundamentalmente presenta materiales arenos-arcillosos en relación con momentos de inundación y desbordamiento del cauce actual. Su edad es Holocena y se encuentran definidos allí donde los cauces tengan suficiente entidad.

El cauce de algunos ríos, concretamente del Eresma, ofrece un marcado carácter meandriforme con presencia de canales abandonados con morfología de «ox-bow», desarrollo incipiente de point-bais y barras laterales.

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

Como ha quedado justificado anteriormente, se han agrupado en terrazas altas, medias y bajas, correspondiendo al desarrollo más completo de niveles, siete en total para el río Eresma. Las alturas relativas respecto al cauce actual son: T1 (+ 68 m) y T2 (+ 60 – 64 m) para las terrazas altas; T3 (+ 44 – 55 m), T4 (+ 45 m), T5 (+ 30 – 35 m) y T6 (+ 27 m) para las terrazas medias; y T8 (+ 15 m) para las terrazas bajas.

El río Balisa presenta cuatro niveles de terraza extraordinariamente desarrollados en relación a la poca relevancia actual del arroyo y cuyas alturas relativas oscilan entre + 36 a + 10 m respecto al cauce actual. Tal como se ha mencionado anteriormente, estos niveles representarían el testimonio de unas antiguas redes (Moros-Balisa), cuyo trazado sería netamente diferente al actual.

Los niveles de terrazas altas y medias se encuentran constituidos por un conjunto de cantos y bloques subredondeados de cuarcita y cuarzo fundamentalmente, inmersos en una matriz arenosa. Por el contrario, las terrazas bajas se caracterizan por su naturaleza predominantemente arenosa con delgados niveles arcillosos intercalados y abundantes estructuras de corriente.

f) Gargantas. Formas de erosión lineal, propias de un modelado de dirección a favor de ríos de marcada entidad y claramente encajados en las distintas unidades morfológicas descritas.

g) Abarrancamiento y acarcavamiento. Formas erosivas generadas por procesos de escorrentía semiconcentrada a concentrada, que se ven acompañadas por

procesos de infiltración subsuperficial (piping). Están localizados preferentemente hacia la cabecera de los escarpes. Movimientos en masa y deslizamientos en la parte inferior de las laderas definen a este elemento, y en cualquier caso, tiene lugar un retroceso activo del escarpe y una aceleración del proceso denudacional.

5.6.4. Eólico y elementos asociados

La existencia de una actividad eólica importante en la cuenca del Duero durante la etapa Cuaternaria es un hecho evidente que se manifiesta por numerosas formas de erosión-depósito: mantos de arenas, cantos ventifactos, cordones dunares, cubetas de deflación, etc. Desde antiguo han sido citados por numerosos autores: HERNANDEZ PACHECO (1923); ALCALA DEL OLMO (1974); GARCIA ABAD (1974) y REY SALGADO (1973); PEREZ GONZALEZ (1982), entre otros.

a) Recubrimiento arenoso (Manto eólico). Se identifica superficialmente con una manto de arenas silíceas blancas con pocas arcillas, de aspecto homogéneo y masivo, cuyos espesores pueden estimarse entre 1-3 m. Este tipo de recubrimiento adquiere una gran significación al desarrollarse sobre una zona con sustrato y una morfología adecuada como es la superficie de Coca.

b) Complejos dunares. Son formas de depósito que rara vez se presentan aisladas. El tipo más frecuente son las dunas parabólicas con ramas coalescentes en forma de arcos solapados y cuya orientación parecen indicar una dirección del viento dominante procedente del SO.

Se localizan de forma dispersa sobre la superficie de Coca, concretamente entre los pasillos dejados entre los niveles de terraza donde se reconocen como formas trepadoras.

c) Cubetas de sobreexcavación. Son formas deprimidas y cerradas (blow-outs) de contorno ovalado y pequeñas dimensiones, pues rara vez alcanzan el kilómetro cuadrado. Su fondo está tapizado de un recubrimiento areno-limoso y evidencian estar sometidas a un intenso proceso de deflación.

6. HISTORIA GEOLOGICA

Los materiales metasedimentarios más antiguos que afloran en la Hoja están constituidos por una serie arenoso-pelítica con intercalaciones de mármoles y materiales carbonatados, así como de rocas grafitosas, que ALVAREZ (1979) atribuye al complejo esquisto-grauváquico, asignándoles una edad, por correlación con otras series similares descritas, Precámbrico superior-Cámbrico inferior. El ambiente de depósito de estos materiales por correlación con otras secuencias semejantes es posible que se corresponda con una serie de plataforma.

Sobre esta serie se dispone discordantemente una secuencia de cuarcitas y pizarras alternantes, a la cual la fauna encontrada, así como las facies que muestra, hacen atribuir la al Ordovícico inferior, en un medio de plataforma somera.

En el sector S del macizo metamórfico de Santa María la Real de Nieva se encuentra intruido por granitos, sin entrar en contacto directo con los materiales metasedimentarios, un pequeño macizo de ortoneises glandulares, cuya relación con los metasedimentos del complejo esquisto-grauváquico no es posible determinar en esta Hoja.

La única reconstrucción posible se puede hacer basándose en correlaciones con las dos áreas más próximas, en las cuales se pueden encontrar secuencias estratigráficas semejantes, como son, el sector oriental del Sistema Central (región de Hien-delaencina-El Cardoso) y el de Miranda do Douro (Portugal).

En ambas regiones se encuentra, y en particular en la de Miranda do Douro, donde la polaridad de la secuencia es normal, una sucesión que se inicia por ortoneises glandulares, semejantes a los de la presente Hoja, seguido por un conjunto meta-

sedimentario de mármoles y carbonatos, sobre los que se apoya discordantemente el Ordovícico inferior. En la región de Hiendelaencina, una vez reconstruidos los pliegues, se puede deducir una secuencia semejante, en la que además aparecen ortoneises glandulares homométricos (neis de Antofñita, SCHÄFER, 1969).

Las edades obtenidas para los ortoneises glandulares por VIALETTE *et al.* (1986), a partir del método Rb-Sr en los macizos de Prádena (470 ± 26 m.a.; 0,7094), Abantos (474 ± 13 m.a.; 0,7098), Pedrezuela (476 ± 10 m.a.; 0,7106), Otero (492 ± 15 m.a.; 0,7069) y Antofñita (500 ± 26 m.a.; 0,7078) indican que este magmatismo estaría en relación con la fase sárdica. La discordancia que se puede observar en los materiales ordovícicos y preordovícicos en el macizo de Santa María la Real de Nieva no parece que obedezca a un proceso orogénico importante, pues tanto el metamorfismo como la deformación penetrativa es igual en los materiales situados a ambos lados de la misma.

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

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

Las relaciones entre estos ortoneises y parte de la secuencia sedimentaria pueden ser intrusivas o de discordancia. Hasta este momento no se tienen argumentos suficientes para inclinarse por una u otra posibilidad, aunque la existencia en hojas vecinas (Segovia, Buitrago, Torrelaguna) de enclaves metasedimentarios (principalmente de rocas calcosilicatadas) en los ortoneises, con similitudes con los metasedimentos que los rodean, parece apuntar a un carácter intrusivo de los citados ortoneises.

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

Durante la orogenia hercínica estos materiales sufren una deformación y metamorfismo polifásico. Las dos primeras fases de deformación se producen en un régimen tangencial, produciéndose al final de la segunda, cizallamientos dúctiles en condiciones de grado medio de metamorfismo con presiones intermedias. La tercera fase es una etapa de plegamiento retrovergente (Fig. 4).

Con posterioridad a las principales fases de deformación tienen lugar las deformaciones finihercínicas y de fracturación tardihercínica, que afectan a todo este conjunto de materiales, denominadas etapa Malagón y etapa Hiendelaencina. La primera de ellas corresponde a la formación de fallas E-O con fuerte buzamiento que comienzan con movimiento normal y acaban con movimientos de desgarre y durante la cual ocurre la inyección de diques de pórfido. Su edad debe estar en el límite permo-carbonífero. La etapa Hiendelaencina es posterior y da lugar a una tectónica de desgarres dextrales con dirección N 20°-30° E y sinestrales con dirección N 70°-90° E que evolu-

cionan hacia una distensión. En relación con esta etapa se produce la inyección de diques de cuarzo.

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

El metamorfismo regional comenzaría con una primera etapa (M1) en condiciones de presión intermedia durante la primera y parte de la segunda etapas deformativas (D1 y D2) que da lugar a la aparición de granate, estauroлита y distena, y que evolucionaría hacia una segunda etapa en condiciones de menor presión, que acaba siendo retrógrado, generando moscovita secundaria así como reemplazamientos de biotita por clorita y sustitución de los granates y estauroлитas por cloritas, moscovitas y agregados pinníticos.

En relación con la intrusión de los granitoides del sector S del macizo de Santa María la Real de Nieva, posteriormente a las primeras etapas de deformación hercínica se observa un metamorfismo de contacto que desarrolla una aureola que sobrepasa los 1.000 m de anchura, llegando a alcanzarse en sus partes media e interna condiciones de grado medio con neoformación de cordierita posteriormente retrógrada a agregados sericíticos. No se llega a sobrepasar la isógrada de la estabilidad de la moscovita.

En cuanto al plutonismo granítico, las manifestaciones hercínicas más precoces corresponden a los granitos de dos micas deformados, que presentan una foliación aproximadamente E-O buzando entre 30 y 70° al N, y que podrían ser sincinemáticos con la tercera fase de deformación hercínica. Posteriormente a las fases principales de deformación hercínica (desde sin D4 a post D4) intruyen otros cuerpos granitoides de carácter adamellítico a granodioríticos poco o nada deformados.

Los episodios ígneos más tardíos están representados por los materiales filonianos, constituidos por pórfidos graníticos, aplitas, microdioritas y diques de cuarzo.

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

Durante el Turoniense-Coniaciense inferior se inicia, en esta Hoja, una etapa transgresiva marina, cuyo resultado es la instalación de una plataforma continental de carácter mixto siliciclástico y carbonatado, que caracteriza este etapa en la región. Así, se depositan materiales detríticos que tienen carácter de «facies Utrillas», representadas por la formación «Arenas y arcillas de Segovia». Posteriormente a la sedimentación se produce una emersión de los depósitos, durante la cual se produce toda una serie de procesos freáticos, vadosos y edáficos, que dan lugar a caolinización, cementaciones silíceas y formación de costras ferruginosas.

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

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

En el Santiense la nueva transgresión marina se hace con una energía mayor,

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

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

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

En el Maastrichtiense se vuelve a producir otra emersión, durante la cual la formación «Dolomías y margas de Valle de Tabladillo», sufre una karstificación, que en el área de Torrelaguna (Hoja 509) es muy intensa.

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

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

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

El cambio morfotectónico y también posiblemente climático sustancial se produce con el emplazamiento del ciclo Eoceno-Oligoceno. El muro de estos depósitos, claramente erosivos sobre la cubierta sedimentaria cretácico-paleocena, está constituido por materiales polimícticos en donde se incluyen precisamente elementos de esa cobertera. Esos sedimentos representan el comienzo de levantamientos importantes en la zona, con la erosión del Cretácico depositado sobre ese área.

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

Los sedimentos de edad Eoceno-Oligoceno se depositan mediante abanicos aluviales, durante un período de clima árido. Estos abanicos tienen unas direcciones de desplazamiento y una dispersión de fácies que no están de acuerdo con las direccio-

nes morfotectónicas de la sierra de Guadarrama, ya que estos tienen direcciones que chocan contra la sierra, como puede verse al norte del macizo de Santa María la Real de Nieva, estando además afectados por las fallas inversas que limitan la sierra.

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

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

7. GEOLOGIA ECONOMICA

7.1. MINERIA Y CANTERAS

Los indicios metálicos de la Hoja son muy escasos, debido a las particulares condiciones geológicas que concurren en la misma; así, la actividad minera, se centra en la investigación de los diferentes materiales con vistas a su aprovechamiento como rocas industriales principalmente. Existe un indicio de titanio de morfología diversa y proceso genético aluvionar, próximo al afloramiento Cretácico existente en Los Huerros y un indicio de caolín con pequeñas reservas al sur de Carbonero de Ausín.

La explotación de rocas para uso industrial, constituye una actividad importante en la Hoja, algunas de ellas (pizarra en la zona de Bernardos) han sido objeto de investigación por parte de el IGME, dentro del Plan de Apoyo al Sector Pizarrero. Se relacionan a continuación los diferentes materiales objeto de explotación.

Arcillas

Las canteras más importantes están localizadas en Carbonero el Mayor y en las proximidades de Balisa (paraje Valdeloco) con unas reservas que oscilan de medianas a grandes. Las explotaciones de arcillas se sitúan en formaciones de edad Cretácico inferior, Oligoceno y Cuaternario.

En el Cretácico inferior, las arcillas tienen colores grisáceos amarillentos, junto con margas abigarradas, por encima de los niveles de arenas silíceas. Estos niveles margos arcillosos presentan intercalaciones de arenas gruesas. La fracción arcillosa de estos materiales varía notablemente de unas zonas a otras, así como la fracción arenosa y el limo. El material de Carbonero el Mayor da una granulometría caracterís-

tica de un sedimento arenoso, cuarzo-feldespático, con una gran proporción de arcilla de naturaleza compleja.

Dentro de los materiales oligocenos se sitúa un afloramiento existente al SE de Carbonero el Mayor. Son arcillas de colores variables, que pueden ser grises amarillentos o rojizos con bancos de arena fina intercalados, que presentan una mineralogía típica de sedimentos terciarios de cuencas endorreicas básicas, con gran cantidad de minerales esmectíticos y porcentajes apreciables de atapulgita.

Las arcillas cuaternarias se localizan cerca de Balisa, donde el sedimento arenoso fino es, probablemente, material de alteración de las rocas ácidas en que se encuentran. Su composición mineralógica es: cuarzo, caolinita y micas; son de colores amarillos y rojizos, y se emplean en la fabricación de productos cerámicos y como áridos.

Aunque las reservas de arcilla son grandes en la mayor parte de las explotaciones, en algunos casos su extracción no es rentable debido a que a veces es necesario retirar las capas arenosas o calizas que suelen tener en techo las formaciones Cretácicas. El uso general de estas arcillas es para la fabricación de ladrillo.

Arena

Existe una cantera inactiva de medianas reservas, al NO de Bernardos (próximas al río Eresma), de arenas cuarzo-feldespáticas de color blanco-grisáceo y tamaño de grano fino que se han empleado para la fabricación de productos cerámicos. Para actividades diversas se ha utilizado la arena de una cantera inactiva, ubicada al sur de Balisa (paraje Recalzón), sobre arenas de la formación Utrillas, compuestas por granos de cuarzo con matriz caolinífera que proviene de una alteración secundaria del feldespato potásico. El color de estas arenas suele ser blanco-amarillento, aunque en algunas ocasiones presentan una coloración diferente, debido a las presencia de óxidos de hierro.

7.2. HIDROGEOLOGIA

La superficie de la Hoja está comprendida en la cuenca hidrográfica del Duero y más concretamente en el Sistema Acuífero n.º 11 de dicha cuenca y al Terciario detrítico del citado sistema.

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

El zócalo está constituido por materiales mesozoicos y plutónicos que se encuentran a profundidades muy variables de unas zonas a otras. El Paleozoico corresponde a la estribación nor-oriental del Sistema Central y está formado por granitos, neises y pizarras. La alteración superficial es prácticamente nula y en su conjunto se puede considerar impermeable.

El Terciario detrítico del Sistema n.º 11 se localiza casi en su totalidad dentro de la provincia de Segovia y tiene una extensión de 1.650 km². Geológicamente, se trata de una fosa tectónica que se dispone paralela a las sierras de Guadarrama y Somo-

sierra, extendiéndose en dirección SO-NE. La fosa está rellena por materiales mesozoicos, terciarios y cuaternarios (IGME, 1981).

Sobre el zócalo paleozoico y discordante con él, se encuentran los materiales mesozoicos que afloran a lo largo de toda la cubeta, y a veces en el centro de la misma, como sucede en las inmediaciones de los ríos Eresma y Pirón. En el Cretácico, discordante sobre las formaciones inferiores, se han diferenciado en función de la litología, los siguientes tramos de muro a techo, todos ellos concordantes entre sí:

— Facies Utrillas, constituida por una alternancia de arcillas y arenas; con unos materiales de porosidad intergranular de baja permeabilidad en conjunto, debido a la heterometría de grano, pero que puede ser importante como trasmisora por percolación e hidrogeológicamente no tiene gran interés.

— Tramo arenoso-calizo-dolomítico, constituido en la base por margas, con niveles de calizas margosas intercaladas, que terminan en un techo calizo-dolomítico sobre el que aparece una formación detrítica arenosa. Su comportamiento hidrogeológico es bastante irregular, dependiendo de los espesores de areniscas y de los tramos calizo-dolomíticos. Puede presentar problemas de arrastres de arenas en la explotación, procedentes de la disolución del cemento de las areniscas de las que proceden.

— Tramo dolomítico, se sitúa sobre el anterior y es concordante con él. Está constituido por una serie de dolomías en bancos potentes, muy homogéneos, y karstificadas.

El Terciario se encuentra discordante sobre las formaciones inferiores, cubriendo indistintamente a cualquiera de ellas. Está representado por materiales depositados en régimen continental con sedimentación fluvial. Los niveles de arenas que constituyen las formaciones más permeables, están dispuestos lantejónarmente, con dimensiones variables tanto vertical como horizontalmente. La transmisividad del acuífero terciario es más bien baja y la calidad de sus aguas se puede considerar que es conveniente para consumo humano y apta para su utilización en regadío.

Entre los materiales cuaternarios se encuentran los aluviales, los arenales y las riñas. Hidrológicamente constituyen acuíferos libres, susceptibles de ser explotados con pozos de poca profundidad, y solamente los arenales, por su extensión y potencia, pueden presentar interés desde el punto de vista local.

8. BIBLIOGRAFIA

- ALBERDI, M.T.; HOYOS, M.; MAZO, A.V.; MORALES, J.; SESE, C. & SORIA, D. (1985). «Bioestratigrafía, paleoecología y biogeografía del Terciario de la provincia de Madrid.» En: M.T. ALBERDI (coord): *Geología y paleontología del Terciario continental de la provincia de Madrid*. Mus. Nac. Cc. Nat. CSIC: 99-105.
- ALLEGRET, A. & IGLESIAS, M. (1986). «Nouveau témoin d'un socle "Cadomien" dans le NW de la Péninsule Iberique.» *II Reunión des sciences de la Terre*. Clermond-Ferrand.
- ALONSO, A. (1981). «El Cretácico de la provincia de Segovia (borde norte del Sistema Central).» *U.C.M. Sem. Estrat.* 7:1-271.
- ALONSO, A. & FLOQUET, M. (1982). «Sédimentation et environnement au Turonien en Vieille Castille (Espagne): Un modèle d'évolution en domaine de Plateforme.» *Mem. Mus. Nat. Hist. Nat. París C.* 49:113-128.
- ALONSO, A.; FLOQUET, M.; MELENDEZ, A. & SALOMON, J. (1982). «Camerocastilla.» En: *El Cretácico de España*. Universidad Complutense Madrid. 345-456.
- ALONSO, A. & MAS, J.R. (1977). «Evolución sedimentológica de la Unidad media detrítico-terrágena del Cretácico de la sierra de Pradales (N de la prov. de Segovia).» *Est. Geol.* 33 (6): 517-523.
- ALONSO, A. & MAS, J.R. (1982). «Correlación y evolución 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.* 6 (1):87-108.

- ALVAREZ, F.; GONZALEZ LODEIRO, F. & MARTIN PARRA, L. M. (1988). «Las deformaciones hercinianas tardías en la región de Santa María la Real de Nieva (Sistema Central español).» *5ª Reunión de la Sociedad Geológica de España*. Oviedo 1988.
- 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.
- ARRIBAS, M.E.; DIAZ, M.; LOPEZ, N. & PORTERO, J.M. (1983). «El abanico aluvial paleógeno de Beleña de Sorbe (cuenca del Tajo). Facies, relaciones espaciales y evolución.» *10 Congr. Nac. Sed. Menorca*. 134-139.
- ASENSIO, I. & SANCHEZ CELA, V. (1968 a). «Consideraciones sedimentológicas sobre la formación detrítica albense de la provincia de Segovia.» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 66(3):195-205.
- ASENSIO, I. & SANCHEZ CELA, V. (1968 b). «Contribución al estudio sedimentológico de la formación detrítica albense de la provincia de Segovia.» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 66(4):299-310.
- BARD, J.P.; CAPDEVILA, R. & MATTE, Ph. (1970). «Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Centrale).» *C.R. Acad. Sci. Paris., D*, 270:2630-2633.
- BARRERA, J.L.; BELLIDO, F.; BRANDLE, J.L. & PEINADO, M. (1981). «Espectro geoquímico de los granitoides tardihercínicos del macizo Hespérico (Sector Español).» *Cuad. Geol. Iber.* 7:219-234.
- BELLIDO, F.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. & VILLASECA, C. (1981). «Caracteres generales del cinturón hercínico en el Sector Oriental del Sistema Central español.» *Cuad. Geol. Iber.* 7:15-52.
- BERGAMIN, J.F.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; GONZALEZ CASADO, J.M. & PEINADO, M. (1988). «La falla de Santa María la Real de Nieva. Un accidente extensional hercínico en S.C.E. Interpretación geofísica y geológica.» *X Reunión Geología del Oeste Peninsular*. Coimbra-Salamanca. Abstract.
- BIROT, P. (1937). «Sur la morphologie de la Sierra de Guadarrama Occidental.» *Ann. Geogr.* 46:25-42 (Traducción de C. VIDAL BOX en *Est. Geogr.* 6:155-168, 1945).
- BIROT, P. & SOLE SABARIS, L. (1954). *Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central española*. C.S.I.C. Inst. «Juan Sebastián Elcano», 87: 79 pp.
- BISCHOFF, L.; WILDBERG, H. & BAUMANN A. (en prensa) «Uranium-lead ages of zircons from gneisses of the Sistema Central, Central Spain.» *Intern. Conf. Iber. Terranes Proj.* 233:39.
- BRANDEBOURGER, E. (1984). *Les granitoides hercyniens tardifs de la Sierra de Guadarrama (Système Central, Espagne) Petrographie et geochimie*. Tesis Doctoral: 1-209.
- BÜDELL, J. (1957). «Die doppelten Einebrungsflächen in den feuchten Tropen.» *Zeit. Geomorph.* 1(2): 223-225.
- BUSCALIONI, A.D. & SANZ, J.L. (1987). «First report on a new crocodile from the Upper Cretaceous of Spain (province of Segovia): a short comparison review with the Gondwana and Laurasia Upper Cretaceous Crocodiles.» En: P.M. CURRIE y E.H. KOSTER (eds.) *Shorts Papers: Fourth Symposium on Mesozoic Terrestrial*

- Excosystems. Drumheller, 1987. Occasional Paper of Tyrrell Mus. of Paleont.* 3:36-41. Alberta, Canada.
- CAPOTE, R. (1983). «La estructura de la extensión SE de la zona centroibérica en el Sistema Central.» *Libro Jubilar J.M. Ríos.* 1:467-476.
- CAPOTE, R. (1985). «Historia deformativa en el Sistema Central. Tectónica prehercínica y hercínica.» *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.* 79(4):511-522.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C. & FERNANDEZ CASALS, M.J. (1981). «La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central español.» *Cuad. Geol. Iber.* 7:455-470.
- CAPOTE, R.; CASQUET, C. & FERNANDEZ CASALS, M.J. (1982). «Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: Modelo de evolución tectonometamórfica.» *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.* 76 (2):313-331.
- CAPOTE, R. & FERNANDEZ CASALS, M.S. (1975). «Las series anteordovícicas del Sistema Central.» *Bol. Geol. Min.* 86(6):581-596.
- 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.; GONZALEZ CASADO, J.M. & DE VICENTE, G. (1987). «Análisis poblacional de la fracturación tardihercínica en el sector central, del Sistema Central Ibérico.» *Cub. Lab. Xeol. Laxe.* 11, 305-314.
- CAPOTE, R. & VEGAS, R. (1968). «El Paleozoico de los alrededores de Avila.» *Est. Geol.* 24:181-189.
- CARRERAS SUAREZ, F.; OLIVE, A. & FERNANDEZ CARRASCO, I. (1982). «Nava de Arévalo (481).» *Mapa Geol. Esp. 1:50.000 (2ª Serie).* IGME.
- CASAS, J. & LEGUEY, S. (1976). «Estudio sedimentológico de los materiales detríticos del borde norte de la Sierra de Guadarrama.» *Bol. Geol. Minist. Minas Hidroc. Venezuela, Publ. esp.* 7 (2):1027-1040.
- CASAS, J.; LEGUEY, S. & RODRIGUEZ, J. (1975). «Kaolinite evolution in the Albian and Oligocenic sediments in the Northern border of Guadarrama Mountains (Segovia, Spain).» *Trabaux du Comité Int. pour l'étude des Bauxites, l'alumine et d'aluminium (ICSOBA).* 13: 91-101.
- CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; GONZALEZ CASADO, J.M.; PEINADO, M. & VILLASECA, C. (en prensa). Extensional tectonics and granite emplacement in the Spanish Central System. A discussion. Enviado a *European Geotraverse*, 1988.
- CASQUET, C. & NAVIDAD, M. (1985). «El metamorfismo en el Sistema Central. Estudio comparativo entre dos ambitos en base a la zonalidad del granate.» *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.* 79(4):523-548.
- CENTENO, J.D. (1983). *Clasificación y síntesis geomorfológicas de la sierra de Guadarrama (Sistema Central español).* Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense Madrid. 1-125.
- CENTENO, J.D. (1987) *Morfología granítica de un sector de Guadarrama occidental.* Tesis Doctoral. Fac. Geología. U.C.M. (Inédita), 298.
- CENTENO, J.D.; PEDRAZA, J. & ORTEGA, L.I. (1983). «Estudio geomorfológico del relieve de la sierra de Guadarrama y nuevas aportaciones sobre su morfología glaciar.» *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. Geol.* 81 (3-4):153-171.
- CORTAZAR, D. de (1891). «Descripción física y geológica de la provincia de Segovia.» *Bol. Inst. Com. Mapa. Geol. Min. Esp.* 17:3-234.
- CRUSAFONT, M.; MELENDEZ, B. & TRUYOLS, F. (1960). «El yacimiento de verte-

- brados de Huérmeces del Cerro (Guadalajara) y su significado cronoestratigráfico.» *Est. Geol.* 16:234-254.
- CRUSAFONT, M.; GINSBURG, L. & TRUYOLS, J. (1962). «Mise en évidence du sannoisien dans la haute vallée du Taje (Espagne).» *C.R. Acad. Sc. Paris.* 255: 2155-2157.
- DEBON, F. & LE FORT, P. (1983). «A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations.» *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.* 73: 135-149.
- DE LA ROCHE (1980). «Granite chemistry through multicationic diagrams.» *Sci. de la Terre. Ser. Inf. Geol.* 13: 65-88.
- DUNHAM, R.J. (1962). «Classification of carbonate rocks according to depositional texture.» En: *Classification of Carbonate Rocks* (W.R. HAM, Ed.). *Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.* 1:108-121.
- FERNANDEZ CASALS, M.J. & GUTIERREZ MARCO, J.C. (1985). «Aspectos estratigráficos de la Cadena Hercínica en el Sistema Central.» *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.* 79(4):487-509.
- FERNANDEZ GARCÍA, P. (1988). *Geomorfología del sector comprendido entre el Sistema Central y el macizo de Sta. María la Real de Nieva (Segovia)*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense de Madrid. 336 pp.
- FERNANDEZ NAVARRO, L. (1897). «Excursión por el terreno cretáceo de los alrededores de Segovia.» *Actas R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 26:91-99.
- FUSTER, J.M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCIA CACHO, L.; MORA, A. & PEINADO, M. (1974). «Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central español.» *Bol. Geol. Min.* 85:595-600.
- GARZON, M.G. (1980). *Estudio geomorfológico de una transversal en la sierra de Gredos oriental (Sistema Central Español)*. Ensayo de una cartografía geomorfológica. Tesis Doctoral. Univ. 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.
- HEIM, R.C. (1952). *Metamorphism in the Sierra de Guadarrama, Spain*. Tesis. Min. Geol. Inst. Rij. Univ. Utrecht. 1-66.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. (1923). «Edad y origen de la Cordillera Central de la Península Ibérica.» *Asoc. Esp. Prog. Cienc. Congr.* Salamanca. 2:119-134.
- HOYOS, M.; JUNCO, F.; PLAZA, J.M.; RAMIREZ, A. & SANCHEZ-PORRO, J. (1985). «El Mioceno de Madrid.» En: M.T. ALBERDI (Coord.): *Geología y paleontología del Tericario continental de la provincia de Madrid*. Mus. Nac. Cc. Nat. CSIC. 7-16.
- IBARROLA, E.; VILLASECA, C.; VIALETTE, Y.; FUSTER, J.M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. & CASQUET, C. (1988). «Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System).» *Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Hespérico*. Libro homenaje a L.C. García Figuerola, pp. 377-384.
- JULIVERT, M.; FONBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. & CONDE, L. (1972). *Mapa tectónico de la península ibérica y Baleares*. IGME.
- KILMURRAY, J.O. (1978). «Distena relicta en la vertiente septentrional de la sierra de Guadarrama. Sistema Central español.» *Est. Geol.* 34:359-362.
- LANCELOT, J.R.; ALLEGRET, A. & IGLESIAS, M. (1985). «Outline of Upper Precam-

- brian and Lower Paleozoic evolution of the Iberian Peninsula according to U-Pb dating of zircons.» *Earth Planet. Sci. Lett.* 74:325-337.
- LEGUEY, S.; MARTIN DE VIDALES, J. & CASAS, J. (1984). «Diagenetic Paligorskite in marginal continental detrital deposits located in the South of the Tertiary Duero Basin (Segovia, Spain).» En: *Paligorskite – Sepiolite. Occurrences, Genesis and Uses.* (A. Singer y E. Galan, Eds.) *Developments in Sedimentology.* Ed. Elsevier. 37:149-158.
- LOPEZ DE AZCONA, M.C. & MINGARRO, F. (1968). «Estudio de los cuerpos concresionales del Albense de Segovia.» *Est. Geol.* 24 (3-4):243-247.
- LOPEZ RUIZ, S.; APARICIO, A. & GARCIA CACHO, L. (1975). «El metamorfismo de la sierra de Guadarrama. Sistema Central español.» *Mem. IGME.* 86:1-127.
- LOTZE, F. (1945). «Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta.» *Goetekt. Forsch.* 6:78-92. Berlín. Traducido por J.M. Ríos: «Observaciones respecto a la división de los Variscides de la Meseta Ibérica.» *Publ. Extr. Geol. Esp.* 5:149-166, Madrid, 1950.
- MACAYA, J.; GONZALEZ LODEIRO, F.; MARTINEZ CATALAN, J.R. & ALVAREZ, F. (en prensa). «Continuuous deformation, ductile thrusting and backfolding in the basement of the Hercynian Orogen and their relationships with structures in the metasedimentary cover in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System).» *Tectonophysics.*
- MALLADA, L. (1896 a). «Explicación del Mapa Geológico de España.» Tomo 1. Rocas hipogénicas y Sistema estrato-cristalino. *Mem. Com. Mapa Geol. Esp.*
- MALLADA, L. (1896 b). «Sistemas Cambriano y Siluriano.» *Expl. Mapa Geol. Esp.* 2:1-516.
- MARTIN-SERRANO, A. (1986). *El relieve del la región occidental zamorana. Un modelo de evolución geomorfológica del borde Hespérico.* Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid, 517 pp.
- MENDES, F.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E. & FERNANDEZ SANTIN, S. (1972). «L'age de quelques granites de la Sierra de Guadarrama (Systeme Central Espagnol).» *Rev. Fac. Sci. Lisboa* 2 G 17:345-365.
- MINGARRO, F. & LOPEZ DE AZCONA, M.C. (1974). «Petrogénesis de las rocas carbonáticas de la provincia de Segovia.» *Estudios Geol.* 30(4-5-6): 569-578.
- MINGARRO, F. & LOPEZ DE AZCONA, M.C. (1975). «Estudio de la fracción arcillosa contenida en las rocas carbonáticas del Cretácico superior de la provincia de Segovia.» *Estudios Geol.* 31(5-6):531-542.
- NAVIDAD, M. (1978). «Las series glandulares "Olla de Sapo" en los sectores nor-occidental y centro-oriental del macizo Ibérico.» *Est. Geol.* 34:511-528.
- NAVIDAD, M. (1979). «Las series glandulares del sector central del macizo Ibérico (Guadarrama Centro-occidental).» *Est. Geol.* 35:31-48.
- NITSCH (1971). «Stabilitätsbeziehungen von prehnit- und pumpellyithitiger prägenesen.» *Contributions Miner. Petrol.* 30:24-260.
- PEDRAZA, J. de (1976). «Algunos procesos morfogenéticos recientes en el valle del río Alberche (Sistema Central español). La depresión de Aldea del Fresno-Almorox.» *Bol. Geol. Min.* 87(1):1-12.
- PEDRAZA, J. de, (1978). *Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central español).* Tesis Doctoral, Universidad Complutense Madrid. 1-459.

- PEINADO, M. (1985). «Los ortogneises del Sistema Central. Evidencia de un ciclo pre-hercínico».
- PENK, W. (1972). «Morphological Analysis of Landforms.» *A Contribution to Physical Geology*, Hafuer P.C., 430 pp. N. York (primera edición en lengua inglesa publicada en 1953 por McMillan an Co. Londres). (Trabajo original en alemán, publicado en 1924.)
- PORTERO, J.M. & AZNAR, J.M. (1984). «Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo).» *I Congr. Esp. Geol.* 3:253-263.
- RINCON, A.; LOPEZ DE AZCONA, C. & ALVAREZ, C. (1977). «Estudio geomatemático de las rocas carbonatadas de la provincia de Segovia.» *Est. Geol.* 33(6):581-587.
- RINCON, A.; ORDOÑEZ, S.; PEÑA, J.A. de la (1978). «Tratamiento estadístico de datos granulométricos. Aplicación a la formación "Utrillas" del extremo occidental de la Cordillera Ibérica y borde del Sistema Central.» *Est. Geol.* 34(3-4-5-6):543-547.
- RUBIO, J.C. (1984). *La morfología glaciaria de la sierra de La Nava (macizo de Gredos)*. Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense Madrid. 1-182.
- RZEPKA, C. (1979). *Estudio petrológico de los afloramientos graníticos de Santa María la Real de Nieva*. Tesis de Licenciatura. Fac. Ciencias Geológicas. Universidad Complutense de Madrid. 135 pp.
- SACRISTAN MARTIN, M.A. (en prensa). Nuevos datos sobre la fauna de mamíferos y la edad del yacimiento oligoceno de Los Barros (Avila). *Bioventos y sucesiones faunísticas en el Terciario continental ibérico. Coll. Homenaje a R. Adrover. Sabadell, 1988*.
- SAN MIGUEL, M. (1951). «La constitución geológica del anticlinal de Honrubia (Segovia).» *Est. Geol.* 14:387-410.
- SAN MIGUEL, M. (1952). «Fuentelcéspedes (357).» *Mapa Geol. Esp.* 1:50.000 (1ª Serie). IGME.
- SAN MIGUEL, M. (1955). «Maderuelo (403).» *Mapa Geol. Esp.* 1:50.000 (1ª Serie) IGME.
- SANCHEZ CELA, V. (1963). Afloramiento granítico de Segovia. Tesis Licenciatura. Universidad Complutense Madrid.
- SANZ, J.L. (1986). «Nouveaux gisements de Dinosaures dans le Crétacé espagnol.» *Les Dinosaures de la Chine a la France. Coll. Int. Paléont.* Toulouse. 81-88.
- SANZ, J.L. & BUSCALIONI, A.D. (1987). «New evidence of armoured titanosaurus in the Upper Cretaceous of Spain». En: P.M. CURRIE y E.H. KOSTER (Eds.). *Short Papers. Fourth Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystems. Drumheller, 1987*. Occasional Paper of Tyrrell Mus. of Paleont. 3: 199-204. Alberta, Canadá.
- SCHAFFER, G. (1969). «Geologie und Petrographie in östlichen Kastilischen Haupt-scheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien).» *Münst. Forsch. Geol. Paläont.* 10:1-207.
- SCHWENZNER, J.E.(1937). «Zür Morphologie des Zentralspanischen Ochlands.» *Geogr. Abh.* 3 Rei Heft Stuttgart (Trad. C. VIDAL BOX en *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 14:121-147. 1943).
- SERRANO PINTO, M. & GIL IBARGUCHI, I. (en prensa). «Revisión de datos geocronológicos e isotópicos de granitoides hercínicos de la región galaico castellana.»
- SESE, C.; LOPEZ, N. & HERRAEZ, E. (1985). «Micromamíferos (Insectívoros, roe-

- dores y lagomorfos) de la provincia de Madrid. En: M.T. ALBERDI (Coord.): *Geología y paleontología del Terciario continental de la provincia de Madrid*. Mus. Nac. Cc. Nat. CSIC: 29-39.
- SOLE SABARIS, L. (1952). «Geografía física de España.» Tomo I, *Geografía de España y Portugal* de R. de Teran. Ed. Montaner y Simón, 500 págs. Barcelona.
- TORNOS, F. & CASQUET, C. (1984). «La mineralización de W-Sn-Cu-Zn-Ag de Otero de Herreros (Segovia). Un skarn con una zona de cizalla superpuesta.» *I Congr. Esp. Geol.* 2:703-718.
- UBANELL, A.G. (1981 a). «Características principales de la fracturación tardihercínica en un segmento del Sistema Central español.» *Cuad. Geol. Iber.* 7:591-606.
- UBANELL, A.G. (1981 b). «Significado tectónico de los principales sistemas de diques en un sector del Sistema Central español.» *Cuad. Geol. Iber.* 7:607-624.
- VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. & VILLASECA, C. (1986). «Orogenic granitic magmatism of prehercinian age.» *Terra Cognita*. ICOG 6 meeting 6(2):1606.
- VICENTE, G. de (1988). *Análisis poblacional de fallas. El Sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral. Univ. Complutense de Madrid. Inédita.*
- VICENTE, G.; MARTINEZ, J.; CAPOTE, R. & LUNAR, R. (1985). «Cuantificación de la tectónica de fractura asociada a la mineralización argentífera de Hiendelaencina. Sistema Central.» *Public. Esp. Univ. Oporto*.
- VILLASECA, C. (1985 a). «Microdioritas de afinidad toleítica en las bandas de cizalla de Segovia.» *Est. Geol.* 41:11-15.
- VILLASECA, C. (1985 b). «Los granitos de la sierra de Guadarrama.» *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fís. Nat.* 79(4):573-587.
- WAARD, D. (1950). «Polingenetic structures in augen gneises of the Sierra de Guadarrama, Spain.» *Bull. Com. Geol. Finlande.* 23:51-56.



Instituto Tecnológico
GeoMinero de España