



MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



CANTALEJO

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

CANTALEJO

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

© INSTITUTO GEOLÓGICO Y MINERO DE ESPAÑA
Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M. 55612-2007
ISBN: 978-84-7840-663-0
NIPO: 657-07-007-X

Fotocomposición: I.M.G. Impresión Gráfica
Impresión: I.M.G. Impresión Gráfica

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por Informes y Proyectos S.A. (INYP SA), dentro del programa MAGNA, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

DIRECCIÓN Y SUPERVISIÓN

L. R. Rodríguez Fernández (IGME)

AUTORES

J.A. Díaz de Neira (INYP SA). Cartografía y Memoria.
P. Cabra Gil (INYP SA). Cartografía y Memoria.
F. López Olmedo (INYP SA). Cartografía y Memoria.
J. Solé Pont (INYP SA). Sedimentología y Recursos naturales.
P. P. Hernaiz Huerta (INYP SA). Tectónica.
R. Díaz Arranz (INYP SA). Hidrogeología.

ESTUDIO DE MUESTRAS

J.P. Calvo Sorando (UCM). Petrografía de carbonatos.
J. Ramírez del Pozo. Micropaleontología y microfacies.
M. Bustillo (UCM). Minerales pesados.
R. Fort (UCM). Minerales pesados.
J. Escuder. Petrografía de rocas metamórficas.
L.M. Martín Parra. Petrografía de rocas ígneas.
J.M. Brell (UCM). Arcillas.
F. Bea (UG). Geoquímica
P.G. Montero (UG). Geoquímica

Se pone en conocimiento del lector, que en el Centro de Documentación del IGME existe para su consulta, una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria constituida por:

Muestras y sus correspondientes preparaciones.
Informes y fichas petrográficas, paleontológicas y sedimentológicas de dichas muestras.
Columnas estratigráficas de detalle.
Álbum de fotografías.
Informes complementarios.
Puntos de Interés Geológico.

Í N D I C E

0.- INTRODUCCIÓN	9
0.1.- SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
0.2.- ANTECEDENTES	9
0.3.- MARCO GEOLÓGICO	14
1.- ESTRATIGRAFÍA	16
1.1.- PRECÁMBRICO-PALEOZOICO	16
1.1.1.- Rocas metamórficas	17
1.1.1.1.- Esquistos, metaareniscas, pizarras y cuarcitas con masas de gneises glandulares (4). Precámbrico-Cámbrico	20
1.1.1.2.- Ortoneises glandulares (3)	21
1.1.2.- Rocas ígneas hercínicas	22
1.1.2.1.- Adamellitas (1)	23
1.1.2.2.- Leucogranitos (2)	24
1.2.- MESOZOICO-CENOZOICO	25
1.2.1.- Cretácico	25
1.2.1.1.- Fm. Arenas y arcillas de Segovia (5). Coniaciense	27
1.2.1.2.- Dolomías y mas. Fm. Dolomías tableadas de Caballar (6). Coniaciense	28
1.2.1.3.- Fm. Calizas y dolomías de Castrojimeno. Dolomías y calizas con intercalaciones margosas (7). Dolomías y areniscas dolomíticas (8). Coniaciense-Santoniense	29
1.2.1.4.- Dolomías tableadas. Mb. Dolomías de Peñatravesa (9). Santoniense-Campaniense	30
1.2.1.5.- Fm. Dolomías y margas de Valle de Tabladillo (10). Campaniense	31
1.2.2.- Terciario	32
1.2.2.1.- Conglomerados calcáreos (11). Oligoceno-Mioceno inferior	32
1.2.2.2.- Conglomerados, areniscas y arcillas (12). Aragoniense	34
1.2.2.3.- Areniscas finas y arcillas rojas (13). Aragoniense	35
1.2.2.4.- Areniscas calcáreas blancas (14). Aragoniense	36

1.2.2.5.- Calizas y margas blancas (15). Aragoniense	36
1.2.2.6.- Gravas y arenas ocreas (16). Aragoniense-Plioceno	37
1.2.3.- Cuaternario	38
1.2.3.1.- Arenas (Mantos eólicos, Campos de dunas, Dunas parabólicas) (17, 18, 19). Pleistoceno-Holoceno	38
1.2.3.2.- Arcillas y limos (Fondos endorreicos) (29). Holoceno	40
1.2.3.3.- Gravas, arcillas y arenas (Coluviones) (21). Holoceno	40
1.2.3.4.- Gravas, arenas y arcillas (Conos de deyección) (22). Holoceno	40
1.2.3.5.- Gravas, arenas y arcillas (Fondos de valle) (23). Holoceno	40
2.- TECTÓNICA	41
2.1.- LA OROGENIA HERCÍNICA	43
2.1.1.- Primera y segunda fases de formación hercínicas (F_1 y F_2)	43
2.1.2.- Tercera Fase de deformación hercínica (F_3)	45
2.1.3.- Plegamientos hercínicos tardíos	45
2.1.4.- Deformaciones finihercínicas	45
2.2.- LA OROGENIA ALPINA	47
3.- GEOMORFOLOGÍA	50
3.1.- DESCRIPCIÓN FISOGRÁFICA	50
3.2.- ANTECEDENTES	52
3.3.- ANÁLISIS MORFOLÓGICO	52
3.3.1.- Estudio morfoestructural	52
3.3.2.- Estudio del modelado	54
3.3.2.1.- Formas eólicas	54
3.3.2.2.- Formas fluviales	55
3.3.2.3.- Formas de ladera	56
3.3.2.4.- Formas lacustres	56
3.3.2.5.- Formas poligénicas	56
3.4.- FORMACIONES SUPERFICIALES	57
3.5.- EVOLUCIÓN DINÁMICA	58
3.6.- DINÁMICA ACTUAL - SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	59
4.- PETROLOGÍA	60
4.1.- DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES	60
4.1.1.- Rocas metamórficas	60
4.1.1.1.- Ortoneises glandulares (3)	60
4.1.1.2.- Metasedimentos con masas de gneises glandulares (4)	61
4.1.2.- Rocas plutónicas hercínicas	63
4.1.2.1.- Adamellitas (1)	63
4.1.2.2.- Leucogranitos (2)	63
4.2.- GEOQUÍMICA	64
4.2.1.- Rocas metamórficas	64
4.2.2.- Rocas plutónicas hercínicas	66
4.3.- CARACTERÍSTICAS DEL METAMORFISMO	66
4.4.- PETROGÉNESIS	69

4.5.- GEOCRONOLOGÍA	69
5.- HISTORIA GEOLÓGICA	70
6.- GEOLOGÍA ECONÓMICA	75
6.1.- HIDROGEOLOGÍA	75
6.1.1.- Climatología	75
6.1.2.- Hidrología	75
6.1.3.- Características hidrogeológicas	76
6.2.- RECURSOS MINERALES	79
6.2.1.- Minerales metálicos y no metálicos	80
6.2.2.- Rocas industriales	80
6.3.- GEOTECNIA	82
6.3.1.- División en Áreas y Zonas geotécnicas	82
6.3.2.- Estudio de las Áreas y Zonas	83
6.3.2.1.- Area I	83
6.3.2.2.- Area II	83
6.3.2.3.- Area III	84
6.3.2.4.- Area IV	85
7.- PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO	86
7.1.- INVENTARIO Y CATALOGACIÓN DE LOS PIG	86
7.2.- TESTIFICACIÓN DE LA METODOLOGÍA	86
7.3.- ITINERARIO RECOMENDADO	86
8.- BIBLIOGRAFÍA	91

0. INTRODUCCIÓN

0.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja a escala 1:50.000 de Cantalejo (430) se encuentra situada en la provincia de Segovia, formando parte del sector meridional de la Depresión del Duero, en su límite con el Sistema Central (Fig. 0.1).

Aunque en primera instancia llama la atención su aparente monotonía, con espectaculares planicies, interrumpidas por relieves suaves y alomados, cuya altitud disminuye progresiva e insensiblemente de sureste a noreste, en detalle se aprecian tres áreas cuyo modelado contrasta notablemente con el general. Así, en el sector nororiental se encuentra situado el Parque Natural de las Hoces del río Duratón, paraje de extraordinaria belleza caracterizado por el encajamiento y trazado sinuoso de la red fluvial y por la presencia de escarpes superiores al centenar de metros. También el sector suroriental destaca por sus importantes desniveles, encontrándose en él la mayor altitud de la Hoja, concretamente en el monte de la Lastrilla (1.068 m.). Finalmente, el valle del río Cega, que discurre de sureste a noroeste, presenta un notable encajamiento en algunos tramos, siendo la única zona que posee una altitud inferior a 800 m (Fig. 0.2)

La red fluvial se articula fundamentalmente en torno a los citados ríos Duratón y Cega, excepto en el cuadrante suroccidental por el que discurren diversos afluentes del río Pirón, si bien, en cualquier caso, el conjunto de ríos y arroyos de la Hoja pertenecen a la Cuenca del Duero. Las divisorias entre las tres subcuencas señaladas son generalmente difusas e imperceptibles, existiendo zonas con una acusada tendencia al endorreísmo, que se acentúa en la mitad septentrional, caracterizada por un gran número de lagunas entre las que destacan las de Lucía, Tenca, Muña, Navahornos y Carrizal, especialmente las dos últimas, que han mantenido un cierto nivel incluso en períodos de estiaje.

Cantalejo es el principal núcleo de población, encontrándose ésta muy repartida entre los numerosos municipios de la zona, de entre los que destacan: Fuentepelayo, Aguilafuente, Cabezuela, Zarzuela del Pinar, Lastras de Cuéllar, Escalona del Prado y Fuenterrebollo. Aunque una buena parte de la población se dedica a labores agrícolas, llama poderosamente la atención su activa industria forestal, relacionada con los extensos pinares existentes. Igualmente, es preciso destacar la abundancia de granjas, que se dedican fundamentalmente al ganado porcino. Por último, existe una densa red de carreteras que cubre la práctica totalidad de la Hoja, pese a lo cual se observa una acusada tendencia a la emigración.

0.2. ANTECEDENTES

Aunque son muy numerosos los trabajos realizados sobre el Sistema Central y la Cuenca del Duero, son muy escasos los referidos de forma específica a la superficie ocupada por la Hoja. A continuación se citan aquéllos que se han considerado del máximo interés durante la elaboración de la misma y que engloban la mayor parte de los conocimientos previos, destacando por su abundancia los que abordan aspectos petrológicos, estructurales y estratigráficos relativos a los materiales hercínicos y prehercínicos.

De entre los trabajos de carácter general acerca del Sistema Central, cabe remontarse al de LOTZE (1945), que incluye su mayor parte dentro de la zona galaico-castellana, exceptuando al sec-

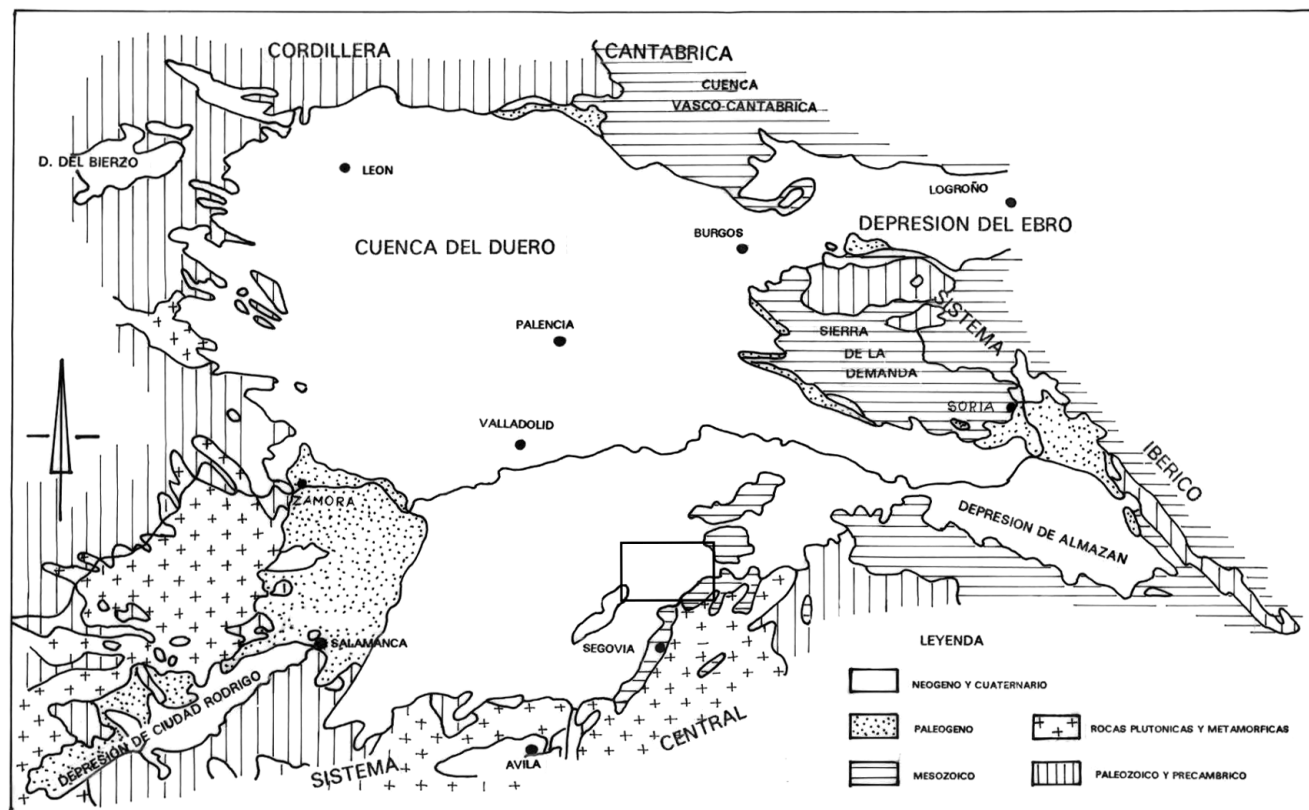


Figura 0.1. Esquema de situación de la hoja en el contexto geológico de la cuenca del Duero.



ESCALA = 1: 200.000

Figura 0.2. Principales elementos geográficos de la Hoja de Cantalejo.

tor más oriental, de bajo grado metamórfico que asigna a la zona asturoccidental-leonesa. Una zonación del Macizo Ibérico más reciente, llevada a cabo por JULIVERT et al. (1974) atribuye la totalidad del Sistema Central a la Zona Centroibérica, debido a la presencia de Ordovícico discordante sobre diversos sustratos (Figura 0.3).

Anteriormente a este trabajo, BARD et al. (1970) señalan los principales aspectos estratigráficos, tectónicos, metamórficos y plutónicos de las sierras de Gredos y Guadarrama, pero es en el trabajo de BELLIDO et al. (1981), realizado con motivo de la VII Reunión de Geología del Oeste Peninsular, en el que se presenta la primera revisión del conocimiento geológico global acerca del Sistema Central Español, actualizada por DE VICENTE y GONZÁLEZ CASADO (1991). Desde un punto de vista interpretativo, resulta de gran interés la síntesis de PORTERO y AZNAR (1984) en la que se propone un modelo de evolución morfotectónica y sedimentaria que afecta al Sistema Central y a las cuencas del Duero y Tago.

El primer trabajo general sobre los granitoides del Sistema Central es el de APARICIO et al. (1975), pudiendo señalarse también con carácter general el de BARRERA et al. (1981) que incide en aspectos geoquímicos. Posteriormente, APARICIO et al. (1983) caracterizan los granitoides del sector centro-oriental y VILLASECA (1985) realiza una breve revisión de los cuerpos graníticos de la Sierra de Guadarrama, proponiendo una interpretación petrogenética de los mismos. Mucho más relacionada con el ámbito de la Hoja de Cantalejo es la tesis de licenciatura de RZEPKA (1979) en la que se aborda el estudio petrológico de los afloramientos graníticos de Santa María la Real de Nieva.

De entre la abundantísima bibliografía relativa a los gneises glandulares es preciso señalar el tratamiento que de ellos efectúa NAVIDAD (1978) en su tesis doctoral, referida a los sectores central y noroccidental del Macizo Ibérico, e igualmente los de NAVIDAD (1979) y PEINADO (1985) encuadrados en el Sistema Central.

Son escasos, y en algunos casos dudosos, los datos existentes sobre la cronología de las rocas ígneas, pero de cualquier manera merece la pena señalar las dataciones aportadas por MENDES et al. (1972), BRANDEBOURGER (1984), BISCHOFF et al. (1986), IBARROLA et al. (1986 y 1987) y VIALETTE et al. (1986 y 1987).

En cuanto al estudio del metamorfismo, son ya clásicos los trabajos de GARCIA CACHO (1973) y FUSTER et al. (1974) sobre el metamorfismo del Sistema Central, así como el de LOPEZ RUIZ et al. (1975), restringido a la Sierra de Guadarrama. La migmatización de las series metamórficas al norte de ésta es tratada por FUSTER y VILLASECA (1979).

Existe una gran profusión de trabajos de carácter tectónico, tanto a nivel local como regional, adquiriendo un gran valor dentro de la Sierra de Guadarrama las tesis doctorales de FERNÁNDEZ CASALS (1976) y GONZÁLEZ LODERO (1981). La tectónica hercínica de cabalgamientos es abordada por CAPOTE et al. (1981), en tanto que ÁLVAREZ (1982) centra su estudio estructural en la región de Santa María la Real de Nieva. Por otra parte, CAPOTE et al. (1982) señalan los grandes complejos estructurales del Sistema Central y proponen un modelo de evolución tectonometamórfica. La extensión tardihercínica es tratada, entre otros, por DOBLAS (1987) y CASQUET et al. (1988), relacionándose en este último con las intrusiones graníticas. Entre las interpretaciones más recientes de la estructuración alpina del Sistema Central es preciso hacer referencia a los modelos de Warburton y Álvarez (1989), Vegas et al. (1990) y Macaya et al. (1991).

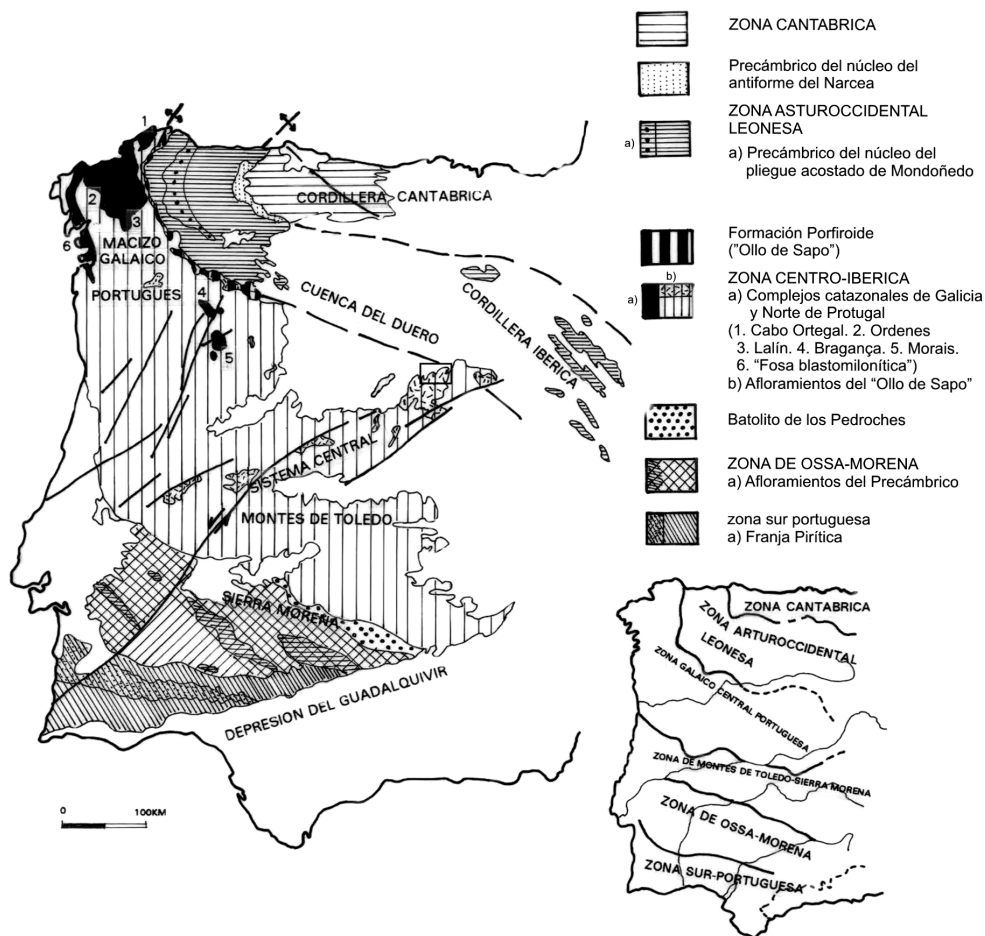


Figura 0.3. División en zonas del Macizo Ibérico, según JULIVERT et al., (1972) y división original de LOTZE (1945b) (parte inferior derecha).

Con motivo de la elaboración del "Libro Jubilar" homenaje a J.M. RIOS, CAPOTE (1983) señala la estructura de la extensión SE de la Zona Centroibérica en el Sistema Central, realizando además una interesante síntesis acerca de las series preordóvicas. Este mismo autor establece posteriormente (1985) la historia deformativa, tanto hercínica como prehercínica, del Sistema Central.

La estratigrafía de las series preordóvicas ha sido tratada por FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE (1971), CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1975) y CAPOTE et al. (1977), entre otros, en tanto que FERNÁNDEZ CASALS y GUTIÉRREZ MARCO (1985) señalan los principales aspectos del conjunto hercínico. Una clara síntesis estratigráfica y evolutiva es la llevada a cabo por AZOR et al. (1992) en la que se hacen interesantes referencias relativas al Macizo de Santa María la Real de Nieva.

Los materiales cretácicos poseen una estratigrafía mucho mejor conocida, destacando en este sentido la tesis doctoral de ALONSO (1981) en la que se describen diversas unidades litoestratigráficas, definidas formalmente por FLOQUET et al. (1982) con motivo de la realización del libro "El Cretácico de España". ALONSO y FLOQUET (1982) estudian la sedimentación del Turoniense de Castilla la Vieja y, casi simultáneamente, ALONSO y MAS (1982) comparan y correlacionan las unidades cretácicas a ambos lados del Sistema Central.

Las referencias bibliográficas sobre los materiales terciarios de la Depresión del Duero son muy numerosas, pese a lo cual son pocas las que afectan de forma directa a la Hoja de Cantalejo. Entre éstas cabe señalar el mapa geológico a escala 1:250.000 realizado por AERO-SERVICE (1967) de la totalidad de la cuenca. Dentro de los estudios de carácter general, SÁNCHEZ DE LA TORRE (1978) propone un modelo de abanicos y sistemas fluviales para el relleno de la depresión, que comenzó a funcionar en el Mioceno inferior, evolucionando a ambientes lacustres en el centro de la cuenca durante el Mioceno superior, en tanto que PORTERO et al. (1979) llevan a cabo una síntesis del Terciario continental de la cuenca. Más concreto es el estudio litoestratigráfico de GARCÍA DEL CURA (1975), centrado en el sector oriental. Desde un punto de vista estratigráfico y sedimentológico es preciso destacar el trabajo de ARMENTEROS (1986), que ha servido como punto de partida para numerosos estudios posteriores.

A nivel peninsular resulta de gran interés para el conocimiento de las cuencas terciarias el trabajo de AGUIRRE et al. (1976), en el que se señalan las principales fases tectónicas del Neógeno. La bioestratigrafía y biogeografía de la fauna de mamíferos de Valles de Fuentidueña es establecida por ALBERDI et al. (1981) y años más tarde, LÓPEZ MARTÍNEZ et al. (1986) proponen un modelo bioestratigráfico del Mioceno medio y superior del sector central de la cuenca.

Por lo que respecta a los estudios geomorfológicos, resulta de gran interés regional la tesis doctoral de FERNÁNDEZ (1987) efectuada entre el Sistema Central en el Macizo de Santa María la Real de Nieva y su entorno.

Finalmente, han sido de gran utilidad las Hojas geológicas a escala 1:50.00 correspondientes al Plan MAGNA realizadas por el IGME en las zonas próximas, especialmente las de Peñafiel (374), Nava de la Asunción (456) y Turegano (457) que han aportado una gran cantidad de datos de índole estratigráfico, tectónico, petrológico y geomorfológico.

0.3. MARCO GEOLÓGICO

La Hoja de Cantalejo forma parte del sector meridional de la Depresión del Duero (Fig 0.1), aflorando en el cuadrante noroccidental las estribaciones nororientales del Macizo de Santa María la Real de Nieva, denominadas aquí como Macizo de Zarzuela del Pinar, que con dirección NE-SO individualiza al sur una estrecha cuenca limitada al sur por el Sistema Central, conocida como subfosa de Valverde de Majano (FERNÁNDEZ, 1987), denominada en el presente trabajo como Corredor de Cantalejo; el marco geológico se completa con la aparición de los asomos más occidentales del Macizo de Sepúlveda en el ángulo NE de la Hoja (Fig 0.2).

Su estructura se caracteriza por un típico estilo de revestimiento, con un zócalo precámbrico-paleozoico compartimentado en bloques orientados según NE-SO, con el mesozoico adaptado a ellos a modo de tegumento. Tanto el zócalo como el tegumento afloran coincidiendo con los blo-

ques levantados (Sistema Central y Macizo de Zarzuela), en tanto que las zonas de bloques hundidos (Corredor de Cantalejo y Depresión del Duero) se encuentran ocupadas por sedimentos terciarios, con un extenso tapiz cuaternario recubriendo la mayor parte del conjunto.

La Depresión del Duero es una amplia cuenca rellena por materiales cenozoicos, enclavada en la submeseta septentrional, con un sustrato que aumenta su profundidad hacia los bordes N y E. Se encuentra rodeada por sistemas montañosos de entidad geográfica y geológica muy distinta (Fig. 0.1): Sistema Central (rocas plutónicas, metamórficas y sedimentarias paleozoicas y precámbricas), Cordillera Cantábrica (rocas sedimentarias paleozoicas y mesozoicas), Cordillera Ibérica (rocas sedimentarias mesozoicas), etc; su único límite puramente geográfico se sitúa al NE, coincidiendo con las divisorias hidrográficas de las cuencas del Duero y Ebro.

El relleno sedimentario de la depresión ha estado controlado por el diferente comportamiento de sus bordes y por la diferente composición litológica de los mismos. Su historia comienza en el Paleógeno, con una sucesión de modelos deposicionales que, en general, son bastante parecidos, consistentes en orlas de abanicos aluviales que pasan hacia el interior de la cuenca a sistemas fluviales de red más diferenciada, en tanto que en las zonas centrales y menos activas predominan los ambientes lacustres o palustres; como consecuencia de los factores señalados, que implican una gran cantidad de facies diferentes, las unidades existentes llegan a mostrar una gran complejidad.

Por su parte, el Sistema Central Español es una cadena montañosa que se eleva por encima de los 2.000 m de altitud y que con orientación NE-SO separa las cuencas del Duero y Tajo, permitiendo la individualización de las submesetas septentrional y meridional. Se encuentra constituido por rocas precámbricas y paleozoicas afectadas por distintos grados de metamorfismo y diversas fases de deformación hercínicas habiendo sido intruidas por numerosos cuerpos graníticos, principalmente postectónicos; en los afloramientos orientales predominan ampliamente las rocas metamórficas sobre las plutónicas, invirtiéndose la proporción en los occidentales. Desde un punto de vista geológico, el Macizo de Santa María la Real puede considerarse su frente noroccidental.

El Sistema Central ha sido dividido por BELLIDO et al. (1981) en tres dominios, en base a sus características petrológicas, estructurales y estratigráficas: Oriental Central y Occidental. Dichos dominios coinciden en gran medida con los tres grandes complejos estructurales definidos por CAPOTE et al. (1981), separados por cabalgamientos; de oeste a este son: Complejo de Gredos, Complejo de Guadarrama y Complejo de Somosierra-Ayllón. Aunque dicho trabajo no incluye el Macizo de Santa María la Real de Nieva, estructurado a modo de *horst* alpino, sus características y posición invitan a asociarlo con el Complejo de Guadarrama, caracterizado por el afloramiento exclusivo de series preordovícicas afectadas por intrusiones hercínicas, más abundantes hacia el oeste.

El conjunto plutónico-metamórfico anterior constituye el sustrato de los depósitos mesozoicos, que se disponen a modo de orla en la mitad oriental de la cordillera. En cualquier caso, la morfoestructura actual es el resultado de los movimientos alpinos, que dan lugar a una intensa fracturación del basamento y a la creación de numerosos pliegues y fracturas de la cobertera mesozoico-paleógena.

La región en cuestión ha sufrido una larga y compleja historia que se remonta al menos hasta las proximidades del límite Precámbrico-Cámbrico, con la instalación de ambientes de plataforma cuyos depósitos son posteriormente intruidos por cuerpos de naturaleza granítica y deformados conjuntamente con éstos en el Ordovícico, con motivo de los movimientos sárdicos. No obstante, la orogenia hercínica es la responsable del metamorfismo que afecta a los materiales anteriores y también de la estructuración del Macizo Ibérico mediante varias fases de deformación.

En el Mesozoico, el macizo sufre diversos episodios erosivos y transgresivos, alcanzando éstos su máximo avance en el Cretácico superior, al final del cual se produce la retirada definitiva del mar hacia regiones orientales y septentrionales. En el Paleógeno, comienzan a esbozarse la Depresión del Duero y el Sistema Central, debido a las primeras etapas de deformación alpinas, culminando su configuración en el Mioceno, periodo durante el cual se produce el relleno de la depresión.

1. ESTRATIGRAFÍA

En la hoja de Cantalejo afloran una gran variedad de materiales de edades comprendidas entre el Precámbrico y el Cuaternario, si bien la serie se caracteriza igualmente por la existencia de importantes lagunas estratigráficas que abarcan una buena parte del Paleozoico, Mesozoico y Cenozoico.

A grandes rasgos, sus materiales integran dos grandes conjuntos:

- Materiales atribuidos al Precámbrico superior-Cámbrico, deformados y metamorizados durante la orogenia hercínica, afectados por intrusiones graníticas en sus etapas tardías. Constituyen el zócalo de la región y afloran, a modo de retazos, en los cuadrantes noroccidental y surenoriental.
- Materiales sedimentarios posthercánicos, afectados o no por la orogenia alpina. Integran el tegumento y la cobertera, constituyendo la mayor parte de los afloramientos. En cualquier caso, el rasgo más característico de la Hoja es la abundancia de sedimentos cuaternarios y muy especialmente, de origen eólico, que tapizan más de la mitad de la superficie de la Hoja.

1.1. PRECÁMBRICO-PALEOZOICO

Se incluyen en este grupo las rocas que constituyen el zócalo de la región y que corresponden a un conjunto sedimentario e ígneo, metamorizado durante la orogenia hercínica (unidades 1 y 2) y afectado por intrusiones graníticas (unidades 3 y 4) en las etapas tardías de ésta. Sus afloramientos quedan restringidos a los sectores de Arevalillo de Cega (estribaciones septentrionales del Sistema Central) y de Zarzuela del Pinar-Lastras de Cuéllar (Macizo de Zarzuela).

Las rocas metamórficas son el tipo petrológico con menor representación en la hoja. A él corresponden un conjunto paraderivado (unidad 4) asignado al Precámbrico superior-Cámbrico, y otro ortoderivado (unidad 3), de atribución dudosa a nivel regional.

Las rocas plutónicas aparecen exclusivamente en el ámbito del Macizo de Zarzuela del Pinar, formando una banda de dirección NE-SO de 2 a 3 km de anchura, interrumpida superficialmente

por los depósitos eólicos cuaternarios. Corresponden a granitoides de emplazamiento tardío con respecto a las principales fases de deformación hercínicas, intrusivos sobre el conjunto paraderivado. La mayor parte del conjunto plutónico corresponde a adamellitas (unidad 1), en cuyo seno se diferencian pequeñas masas leucograníticas (unidad 2).

1.1.1. Rocas metamórficas

Coinciden con las tradicionales series preordovícicas del Sistema Central, dispuestas bajo la discordancia sárdica en los dominios Oriental y Occidental. A grandes rasgos, este conjunto preordovícico presenta un conjunto de ortogneises glandulares sobre el que aparece una serie meta-sedimentaria en la que se intercalan niveles de gneises glandulares (Fig. 1.1). Su interpretación ha dado lugar a una gran cantidad de trabajos, tanto de carácter local como regional, a pesar de lo cual persisten algunos problemas relacionados fundamentalmente con la edad y el origen pre-metamórfico de los gneises glandulares, así como con la edad de las fases de recrystalización metamórfica y de deformación tectónica, desarrolladas en la orogénia hercínica.

El origen paraderivado del conjunto integrado por esquistos, esquistos micáceos, gneises bandeados y cuarcitas, con intercalaciones de rocas carbonatadas y de silicatos cálcicos, ha sido unánimemente aceptado; sin embargo, el origen de los gneises glandulares (augengneises, gneises porfíroides y gneises oclares de la literatura regional) ha sido tema de controversia en el pasado. Así, a comienzos de los años setenta, un grupo reducido de autores (GARCÍA CACHO, 1973; PEINADO, 1973; LÓPEZ RUIZ et al., 1975; APARICIO et al., 1975) propuso que en la serie original preordovícica no existen en ningún caso rocas ígneas, en tanto que un grupo más numeroso señalaba que el protolito correspondería a granitos porfídicos o a series volcano-sedimentarias ácidas (WAARD, 1950; PARGA PONDAL et al., 1964; SCHÄFER, 1969; CAPOTE, 1972; SOERS, 1972; BISCHOFF et al., 1973; FERNÁNDEZ CASALS, 1974 y 1976; NAVIDAD, 1975).

En una síntesis basada en los trabajos anteriores, CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1975) proponen que la serie preordovícica del Sistema Central debe ser atribuida al Precámbrico, señalando que su unidad inferior, un ortogneis oclar con xenolitos, derivaría de un granito porfídico y constituiría el zócalo regional, aunque no descartan que pudiese corresponder a una intrusión sobre los metasedimentos suprayacentes (WAARD, 1950; BISCHOFF et al., 1973). Sobre la unidad anterior descansaría una serie integrada por tres conjuntos litológicos, de los cuales el inferior y el superior serían metasedimentos, en tanto que el intermedio, que incluiría el Gneis de Hiendelaencina, derivaría de lavas ácidas y sedimentos relacionados con ellas.

En esta línea de pensamiento, CAPOTE et al. (1977) sugieren que la mayoría de los materiales preordovícicos pueden atribuirse al Proterozoico, pudiendo distinguirse en ellos tres complejos. El superior es una serie metasedimentaria con niveles de mármoles y anfíbolitas, que se apoya sobre un complejo volcano-sedimentario, probablemente equivalente al tradicional "Olla de Sapo", en tanto que el intermedio es una nueva serie metasedimentaria, y el inferior es un complejo néisico constituido por una formación marginal volcano-sedimentaria y, probablemente, macizos volcánicos homogéneos, con algún granito intrusivo.

La variedad composicional de los protolitos de los gneises glandulares fue puesta de manifiesto por NAVIDAD (1978), que señala la presencia de rocas derivadas tanto de arcosas y grauwacas como de rocas volcánicas ácidas. Posteriormente, NAVIDAD (1979) propuso la existencia de dos

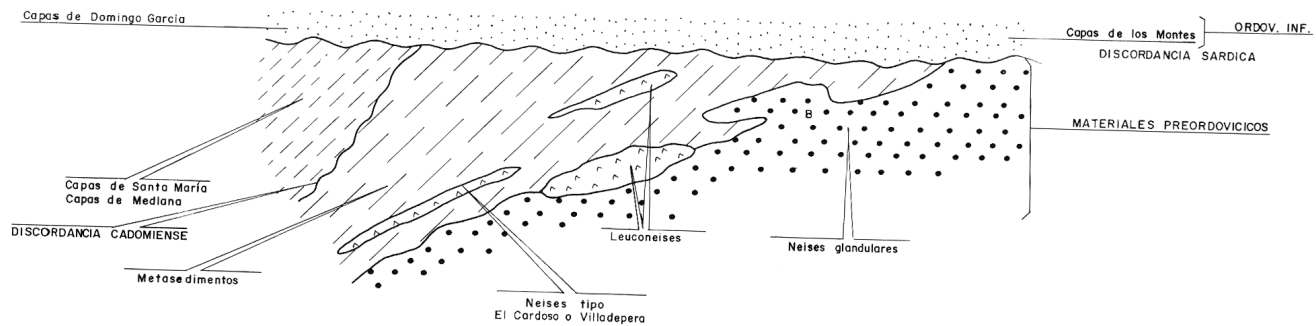


Figura 1.1. Relación entre las unidades preordovicicas del complejo de Guadarrama (De AZOR et al., 1992, modificado).

grandes conjuntos bajo la discordancia sárdica: el inferior o “Unidad Glandular”, está integrado por facies heterogéneas y homogéneas, de las que las segundas corresponderían a intrusiones graníticas subvolcánicas; el superior o “Unidad metasedimentaria”, integrado por esquistos, micacitas, cuarcitas y gneises bandeados con intercalaciones de calizas y anfíbolitas, es atribuido al Precámbrico superior-Cámbrico inferior. En el Dominio Oriental, GONZÁLEZ LODEIRO (1981) atribuye la serie preordovícica al Precámbrico-Cámbrico, señalando la existencia de materiales metasedimentarios y ortoderivados.

En BELLIDO et al. (1981) se señala nuevamente el carácter intrusivo y metagranítico de los ortogneises glandulares, sobre los que, en el Dominio Central, se disponen dos grandes series litoestratigráficas, denominadas Serie Inferior o Serie Fémica Heterogénea y Serie Superior, de naturaleza metasedimentaria fundamentalmente, si bien existen intercalaciones de gneises glandulares interpretados como metavulcanitas.

El carácter intrusivo y ortoderivado, tanto de rocas volcánicas ácidas como graníticas, de una buena parte del conjunto de ortogneises glandulares, ha sido confirmado por FUSTER et al. (1981), TORNOS y CASQUET (1982) y PEINADO y ÁLVARO (1981), sugiriendo estos últimos la posibilidad de que el proceso magmático precursor correspondiese a un acontecimiento de edad caledónica.

La revisión realizada por CAPOTE (1983) señala que los niveles de gneises glandulares de carácter estratoide asociados a esquistos y cuarcitas, derivan de un conjunto volcano-sedimentario ácido, siendo equiparables al tradicional “Olla de Sapo” del NO peninsular. Estas facies incluirían, entre otras unidades, la parte alta del Gneis de La Cañada (CAPOTE, 1972), una parte de los gneises de Santa María de la Alameda (CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS, 1975), los gneises porfíroides de la Sierra de San Vicente (CASQUET, 1975), los Gneises Férmicos Heterogéneos de El Caloco (NAVIDAD y PEINADO, 1977), los Gneises Morcuera M-2 (FERNÁNDEZ CASALS, 1974), los Gneises de Berzosa-Riaza-Nazaret (GARCÍA CACHO, 1973; BISCHOFF et al., 1973; FERNÁNDEZ CASALS, 1976) y los Gneises de El Cardoso (SCHÄFFER, 1969; GARCÍA CACHO, 1973). Por otra parte, los gneises glandulares de aspecto masivo y homogéneo serían derivados de granitos porfídicos, siendo equiparables al Gneis Morcuera M-1 (FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE, 1970), sugiriéndose nuevamente la posibilidad de que constituyan el zócalo sobre el que se asienta la serie metasedimentaria o de que se trate de cuerpos intrusivos en ésta, con lo cual serían posteriores a ella.

Las dataciones radiométricas del conjunto de ortogneises glandulares han dado lugar a discrepancias importantes entre los 470-500 m.a. señalados por el método Rb-Sr (VIALETTE et al., 1986 y 1987) y los 540-560 m.a. calculados por el método U-Pb (BISCHOFF et al., 1986).

En el estado actual de los conocimientos parece razonable considerar la existencia de dos grandes conjuntos preordovícicos en el Sistema Central (IGME, 1990-1991; AZOR et al., 1992). Los niveles superiores corresponden a un conjunto metasedimentario, con intercalaciones de gneises glandulares derivados de cuerpos volcano-sedimentarios de naturaleza ácida; una posible discordancia divide este conjunto en dos tramos, de los que el superior tan solo aparece localmente (Macizo de Santa María la Real de Nieva). Se atribuyen al Precámbrico superior, si bien este tramo superior podría corresponder al Cámbrico. Los niveles inferiores están constituidos por ortogneises glandulares homogéneos derivados de cuerpos graníticos y granodioríticos, admitiéndose en la mayoría de los casos su carácter intrusivo sobre el conjunto metasedimentario; las edades

propuestas para tales intrusiones estarían relacionadas con los movimientos cadomienses y sárdicos (Fig 1.1). No obstante, no debe descartarse la posibilidad de que una parte de los ortogneises glandulares constituyan en realidad el zócalo regional sobre el que se depositó la serie sedimentaria.

En cualquier caso, las rocas metamórficas son el conjunto petrológico con menor representación superficial en la Hoja de Cantalejo, presentando deficientes condiciones de afloramiento. En cualquier caso, los mejores puntos de observación corresponden a la confluencia del arroyo de las Casillas con el río Cega y a las esporádicas canteras del sector Fuentepelayo-Hontalbilla, donde se reconocen rocas de origen orto (unidad 3) y paraderivado (unidad 4), respectivamente.

1.1.1.1. Esquistos, metaareniscas, pizarras y cuarcitas con masas de gneises glandulares (4). Precámbrico-Cámbrico

Sus dos únicos afloramientos se encuentran localizados en el ámbito del Macizo de Zarzuela, concretamente, al norte de Fuentepelayo y al sureste de Hontalbilla. La deficiente calidad de sus afloramientos hace que en ocasiones sus contactos con las unidades adyacentes sean difíciles de establecer; en cualquier caso, sus mejores puntos de observación corresponden a antiguas canteras, ya abandonadas, situadas en el ámbito de los parajes del vértice Ceniza y de Carranava Redonda, junto a las carreteras Lastras de Cuéllar-Hontalbilla y Fuentepelayo-Zarzuela del Pinar, respectivamente.

A grandes rasgos, la unidad se presenta con típicas coloraciones oscuras y un evidente bandeo tectónico, pero no existe corte alguno que permita establecer la potencia o las principales características estratigráficas de la unidad, pudiendo apreciarse únicamente el predominio de esquistos y metaareniscas de tonos marrones y verdosos, con respecto a cuarcitas y pizarras. Se trata de la única unidad metasedimentaria de la Hoja, aunque es preciso señalar que en las canteras del paraje de Carranava Redonda se observan masas de gneises glandulares, de aparente origen ígneo, si bien la calidad del afloramiento no permite determinar si se trata de intercalaciones o de cuerpos intrusivos; en cualquier caso sus reducidas dimensiones han imposibilitado su representación cartográfica. Por su similitud con las "Capas de Santa María" aflorantes en la Hoja de Nava de la Asunción (456), la presente unidad parece asimilable al complejo esquisto-grauváquico (ÁLVAREZ, 1982).

Poco puede decirse de su ambiente sedimentario, aunque en otros puntos de la zona centroibérica, se ha señalado el depósito del complejo esquisto-grauváquico en ambientes de plataforma. En cuanto a su edad, también por correlación con otros sectores y en ausencia de datos que permitan una mayor precisión, se ha asignado al Precámbrico-Cámbrico inferior, edad que concuerda con la disposición de la unidad bajo la discordancia sárdica en las Hojas de Navas de Oro (429) y Nava de la Asunción (456). A este respecto, se ha sugerido la existencia de una discordancia en el seno de la serie metasedimentaria del Complejo de Guadarrama, por encima de la cual se situarían los metasedimentos del Macizo de Santa María (Fig.1.1), en tanto que por debajo estarían situados los metasedimentos aflorantes en la Sierra de Guadarrama (AZOR et al., 1992). Apoyando esta posición estratigráfica más alta de los materiales del Macizo de Santa María, se encuentra el hecho de que estén afectados por un metamorfismo de grado bajo, en contraste con el grado alto-medio que afecta a los de la Sierra; en el caso de que dicha discordancia coincidiese con el límite Precámbrico-Cámbrico, tal como han propuesto algunos autores, la edad de la unidad sería totalmente cámbrica.

El carácter intrusivo de los granitoides de Zarzuela (unidad 1) sobre este conjunto metasedimentario es perfectamente visible en la cantera situada junto a la carretera Lastras de Cuéllar-Hontalbilla, a 3 km de la primera localidad; junto al contacto, la presente unidad muestra evidencias de una importante elevación térmica, a consecuencia de la cual ha sufrido procesos de coronización e incluso la fusión de los minerales leucocráticos, observándose fenómenos de nebulitización.

Aunque la unidad ha debido sufrir los efectos de los movimientos sárdicos y tal vez los cadomien-ses, sus efectos son difícilmente evaluables, excepción hecha de las intrusiones representadas por ortogneises glandulares (unidad 3), considerándose que la intensa deformación que muestra la unidad, así como su metamorfismo, están relacionados fundamentalmente con la orogenia hercínica.

1.1.1.2. Ortogneises glandulares (3)

Constituye una de las unidades más características y controvertidas del Sistema Central. Sus afloramientos están restringidos al sector suroriental, coincidiendo con las estribaciones septentrionales de la Sierra de Guadarrama. Sus mejores condiciones de observación coinciden con el fondo de los valles, especialmente el del río Cega y los de los arroyos de la Malilla y las Casillas; por contra, en las zonas más elevadas se encuentran cubiertos por un manto de alteración de orden métrico, proporcionando al terreno una morfología suave, con tonalidades ocres, que incluso pueden provocar su confusión con los depósitos terciarios. En las vecinas Hojas de Turégano (457) y Prádena (458), estos materiales afloran ampliamente, con puntos de observación de buena calidad.

Sobre la presente unidad se disponen en inconformidad materiales detríticos de edad cretácica (unidad 5) y miocena (unidad 12), reflejando que ha sido afectada por intensos procesos erosivos, al menos, intracretácicos e intraterciarios. Su rasgo de campo más sobresaliente, que permite su fácil identificación, es la presencia de glándulas o megacrístales de feldespato potásico de tamaño muy variable, pero que pueden alcanzar 10 cm. Destaca también la alta proporción de biotita mayor que en otras variedades de ortogneises glandulares, y que ha dado lugar a su denominación de "Ortogneises glandulares mesocratos-melanocratos" en diversas Hojas vecinas; con frecuencia, la biotita se asocia con sillimanita, dando lugar a una marcada foliación. Conviene recordar que en el seno de la unidad metasedimentaria (4) se han observado masas incartografiables de gneises glandulares de aspecto menos homogéneo y cuya interpretación podría diferir de la propuesta para la presente unidad.

Regionalmente, los ortogneises glandulares se presentan de dos maneras: como intercalaciones en la serie metasedimentaria, interpretándose como derivados de depósitos volcano-sedimentarios ácidos, o como conjuntos homogéneos de sustrato desconocido, derivados de intrusiones graníticas y granodioríticas (Fig.1.1). A este segundo grupo corresponde la presente unidad que es equiparable con los Gneises de La Morcuera M-1 (FERNÁNDEZ CASALS y CAPOTE, 1970), Gneises de Abantos (PEINADO, 1973) y Gneises Homogéneos de la Unidad Glandular (NAVIDAD, 1979), entre otros.

Aunque en la actualidad no existe unanimidad en la interpretación del conjunto de ortogneises glandulares masivos del Sistema Central, cada vez son más numerosas las evidencias de su ca-

rácter intrusivo con respecto a la serie metasedimentaria (IGME, 1990 y 1991); entre dichas evidencias se encuentran sus contactos netos, su disposición bajo diferentes niveles metasedimentarios, la presencia de enclaves metasedimentarios correspondientes a las unidades preordovícicas y los datos proporcionados por algunas dataciones radiométricas. Entre éstas, las realizadas por el método Rb-Sr (VIALETTE et al., 1986 y 1987) han señalado edades comprendidas entre 470 y 500 m.a., lo que sugiere que su intrusión tuvo lugar durante el Ordovícico inferior, coincidiendo con la orogenia sárdica.

Sin embargo, algunos autores han señalado la existencia de un evento magmático anterior (IGME, 1990 y 1991) en base a las edades de 540-620 m.a. proporcionadas por el método U-Pb en diversos puntos del Macizo Central Francés, Galicia, norte de Portugal y Sistema Central, y que estaría relacionado con la orogenia cadomiense; de ser correcta esta interpretación, sería incuestionable la edad precámbrica de todos los niveles metasedimentarios instruidos por los ortogneises. No obstante, no debería descartarse la idea de que al menos una parte de los ortogneises constituyan el zócalo regional sobre el que se depositó la serie sedimentaria preordovícica, tal como han sugerido diversos autores (CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS, 1975).

1.1.2. Rocas ígneas hercínicas

Los granitoides hercínicos del Sistema Central Español constituyen uno de sus rasgos más característicos. Su superficie de afloramiento aumenta de forma ostensible de este a oeste, de modo que no están representados en el Dominio Oriental pero, por contra, en el Dominio Occidental es tal su abundancia, que se encuentran interconectados entre sí, con los afloramientos de rocas metamórficas dispuestos a modo de retazos.

Una síntesis relativa a los granitoides del Macizo Hespérico fue propuesta por CAPDEVILA et al. (1973), estableciéndose dos tipos: el primero, aluminico controlado por el metamorfismo regional, incluye cuerpos generados por anatexia húmeda, localizándose preferentemente en el noroeste y centro; el segundo, calcoalcalino o híbrido, tardiorogénico, generado principalmente por mezcla de fusión seca de la base de la corteza con productos básicos infracristales, siendo su participación más importante en el tercio inferior de la meseta, pudiendo existir diferenciación magmática.

Aunque en el Sistema Central existen cuerpos autóctonos y paraúctonos derivados de procesos anatéticos, relacionados con el clímax metamórfico hercínico, la mayor parte de los granitoides corresponden a episodios magmáticos postmetamórficos y postcinemáticos. El magmatismo hercínico del Sistema Central ha sido objeto de una gran cantidad de trabajos de carácter regional y, muy especialmente, local; entre los de carácter general destacan los de APARICIO et al. (1975), BELLIDO et al. (1981), VILLASECA (1985) y FUSTER y VILLASECA (1987).

Las relaciones con el conjunto metamórfico son esencialmente discordantes, observándose en éste un grado metamórfico muy variable. Los efectos del metamorfismo de contacto son mucho más evidentes cuando la intrusión afecta a rocas de bajo grado (norte de la provincia de Ávila, Macizo de Santa María la Real de Nieva) que cuando afecta a rocas de grado alto o medio (Sierra de Guadarrama). En general, debido a su predominante carácter alóctono, poseen una fábrica isótropa, especialmente en los sectores más orientales, aunque en algunas zonas pueden presentar facies orientadas (El Escorial, La Cañada), que en algunos casos pueden deberse a causas de tipo mecánico.

A pesar de su abundancia, su espectro composicional es muy limitado, predominando de manera ostensible los granitos, adamellititas y granodioritas. Entre los tipos más básicos, aparecen cuar-zodioritas, tonalitas y, ocasionalmente, dioritas, en tanto que los tipos más ácidos corresponden a leucogranitos, que pueden formar diques o cuerpos de formas y tamaños diversos.

Los granitoides del sector oriental muestran la mayor parte de los caracteres de los granitos cal-coalcalinos (CAPDEVILLA et al., 1973) o de los granitos de tipo I (CHAPPELL y WHITE, 1974), en tanto que la mayoría de los granitoides situados al oeste del macizo de La Cañada pueden con-siderarse estrictamente como granitos de dos micas, asimilándose a los granitoides alcalinos o a los granitos de tipo S de los autores citados.

Los granitoides calcoalcalinos o biotíticos, predominantes en la Sierra de Guadarrama, son rocas de composición granítica a granodiorítica y tamaño de grano medio a grueso, presentando to-das las transiciones desde facies porfídicas con megacrístales de feldespato potásico hasta facies equigranulares. Las rocas más básicas son de grano fino a medio y carecen de porfidismo, en tan-to que los tipos más diferenciados, de carácter aplítico, suelen poseer grano fino, aunque en oca-siones pueden presentar grano muy grueso de carácter casi pegmatoide. En relación con los pro-cesos de fracturación tardía, se encuentran rocas episieníticas de tonos rosados, así como mani-festaciones filonianas, entre las que se observan pórfidos, lamprófidos, aplitas, microdioritas, pegmatitas y diques de cuarzo.

Las tendencias de evolución geoquímica son relativamente simples y típicas de series plutónicas calcoalcalinas de carácter normal, con espectros de variación reducidos debido a la escasa repre-sentación de rocas básicas. En sectores occidentales, los granitos de dos micas presentan tenden-cias evolutivas más complejas debido a su mayor contenido en volátiles y a la cristalización de moscovita.

A grandes rasgos, la secuencia de emplazamiento parece señalar una cierta precocidad de las dioritas, intruyendo posteriormente las tonalitas y cuar-zodioritas, con muy poco desfase con res-pecto a las granodioritas y adamellititas, finalizando la secuencia con granitos y leucogranitos. No obstante, esta secuencia general puede mostrar variaciones de orden local. El plutonismo hercínico y tardihercínico de la Sierra de Guadarrama se produjo al menos durante el intervalo com-prendido entre 345 ± 26 m.a. (unidad intrusiva de Villacastín) y 276 ± 8 m.a. (unidad intrusiva de La Granja), tal como han señalado las dataciones realizadas por el método Rb-Sr (IBARROLA et al., 1987), aunque evidencias de campo sugieren que debieron existir acontecimientos intru-sivos anteriores y posteriores a las edades señaladas.

En la Hoja de Cantalejo se ha reconocido una unidad adamellítica (unidad 1), aflorante en el ám-bito de Zarzuela del Pinar y Lastras de Cuéllar, afectada a su vez por intrusiones leucograníticas diferenciadas en la cartografía cuando sus dimensiones y calidad de afloramiento lo han permi-tido (unidad 2)

1.1.2.1. Adamellititas (1)

Afloran exclusivamente en el ámbito del Macizo de Zarzuela del Pinar, bajo condiciones de aflo-ramiento deficientes, dando lugar a terrenos de morfología suave y alomada, carentes de cortes frescos, en los que frecuentemente la unidad es reconocible únicamente por los fragmentos ro-

cosos diseminados por el terreno. Sus mejores puntos de observación se encuentran en el valle del Cega, destacando los parajes del molino del Ladrón y la ermita del Bosque, siendo precisamente este valle, la única zona en que estos materiales afloran bajo la forma berrocales.

Sobre la presente unidad se disponen en inconformidad los materiales detríticos cretácicos (unidad 5) y terciarios (unidades 11 y 12), si bien los primeros sólo afloran en el borde suroriental del macizo; la inconformidad con los sedimentos terciarios es perfectamente visible en el embalse de Bodón de Ibenza. Por lo que respecta a la relación de las adamellitas con las rocas metamórficas de la unidad (4), su carácter intrusivo, evidente de acuerdo con la interpretación regional atribuida a ambos conjuntos, queda confirmada en el afloramiento de la cantera abandonada al sur de Hontalbilla, junto a la carretera que une esta localidad con Lastras de Cuéllar, donde los metasedimentos del contacto han sido corneanizados e incluso parcialmente granitizados.

Es preciso señalar que el conjunto del Macizo de Zarzuela se encuentra tapizado por depósitos eólicos cuaternarios que ocultan buena parte de la presente unidad; en ocasiones, son difíciles de separar de los mantos de alteración formados a expensas de las rocas adamellíticas, debido a la naturaleza arenosa de ambos.

En corte fresco, la unidad posee característicos tonos grisáceos, oscurecidos por la alta proporción de biotita, predominando el tamaño de grano medio a grueso, con escasos fenocristales de feldespato, junto a los que aparecen cuarzo y plagioclasa como minerales principales. Con frecuencia se observan diferenciados leucograníticos de grano fino que, debido a la deficiente calidad de los afloramientos y a sus reducidas dimensiones, resultan extremadamente difíciles de individualizar cartográficamente; cuando ello ha sido posible se han representado como unidad (4).

No existen dataciones radiométricas de las rocas graníticas de este sector, si bien se han propuesto edades extremas de 327 ± 8 y 276 ± 8 m.a. para ellos en el Complejo de Guadarrama (IBARROLA et al., 1987) con el que puede asimilarse estructuralmente el Macizo de Zarzuela. No obstante, la carencia de deformación de la presente unidad hace que puedan descartarse para ella las edades más antiguas de dicho intervalo; por otra parte, al encontrarse intruida por masas leucograníticas tardías, deben descartarse también las edades más recientes. De acuerdo con ello, el Carbonífero superior parece el periodo más probable para su emplazamiento.

1.1.2.2. Leucogranitos (2)

Corresponde a esta unidad un conjunto leucogranítico de grano fino dispuesto a modo de retazos en el seno de la unidad anterior. Debido a la mala calidad de los afloramientos y a sus reducidas dimensiones, su individualización resulta extremadamente difícil, habiendo sido posible sólo en un caso. Este afloramiento, de dimensiones hectométricas, está situado al norte de la ermita del Bosque y posee una forma alargada según N30°. Su mayor resistencia a la erosión hace que aparezca como un suave relieve positivo.

Las mejores observaciones pueden llevarse a cabo en las canteras existentes, en las que se observa su carácter leucocrático, en contraste con los tonos más grisáceos de la unidad (1). A nivel de afloramiento destaca la presencia de moscovita y cordierita alterada, así como la baja proporción de biotita; como minerales principales aparecen junto a éstos, cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa.

Se interpretan como intrusiones tardías sobre la adamellita de fondo, por lo que de acuerdo con la edad propuesta para ésta, el intervalo Carbonífero superior-Pérmico parece el más probable para su emplazamiento.

1.2. MESOZOICO-CENOZOICO

Se incluyen en este grupo los materiales sedimentarios dispuestos sobre el zócalo plutónico-metamórfico descrito, posteriores, por tanto, a la orogenia hercínica. Ocupan la mayor parte de los afloramientos de la Hoja, pudiendo agruparse en tres grandes conjuntos en función de sus características y de su relación con la orogenia alpina: materiales cretácicos, terciarios y cuaternarios.

Los sedimentos cretácicos (unidades 5-10), de origen marino y, en menor medida, continental, son los que presentan una menor extensión, aflorando en relación con las elevaciones estructurales, evidenciando una clara adaptación al zócalo al haberse deformado conjuntamente durante la orogenia alpina.

Los depósitos terciarios (unidades 11-16), entre los que predominan los materiales detríticos de naturaleza continental, rellenan las depresiones creadas tras la estructuración alpina del conjunto hercínico-cretácico.

Por último, los sedimentos cuaternarios (unidades 17-23) se disponen sobre los restantes materiales a modo de fino tapiz que cubre la mitad de la Hoja. Entre ellos, es preciso destacar los extensos depósitos arenosos relacionados con la actividad eólica, cuyo extraordinario desarrollo hace de ellos el conjunto más característico de la Hoja.

1.2.1. Cretácico

Sobre el zócalo hercínico se dispone, a modo de tegumento, un conjunto detrítico-carbonatado correspondiente al Cretácico superior, que pese a ser el conjunto con menor superficie de afloramiento en la Hoja, es el mejor caracterizado de la región (Fig. 1.2). En este sentido es preciso destacar la tesis doctoral de ALONSO (1981) en la que se aborda el estudio estratigráfico del Cretácico de la provincia de Segovia, estableciendo diversas unidades litoestratigráficas reconocibles en la Hoja, unidades que más tarde serían definidas formalmente por FLOQUET et al. (1982) y correlacionadas con las unidades aflorantes al sur del Sistema Central por ALONSO y MAS (1982).

Desde un punto de vista litológico, la serie cretácica del borde septentrional del Sistema Central puede dividirse en dos tramos:

- Tramo inferior. Caracterizado por el predominio de sedimentos detríticos correspondientes a ambientes continentales, atribuidos al intervalo Cenomaniense-Coniaciense. En él pueden distinguirse tres unidades litológicas de las que tan sólo la superior aflora en el ámbito de la Hoja.
- Tramo superior. Está constituido por materiales de naturaleza carbonatada depositados en ambientes marinos. Su espesor y representación superficial son superiores a los del tramo inferior, asignándose al intervalo Coniaciense-Campaniense.

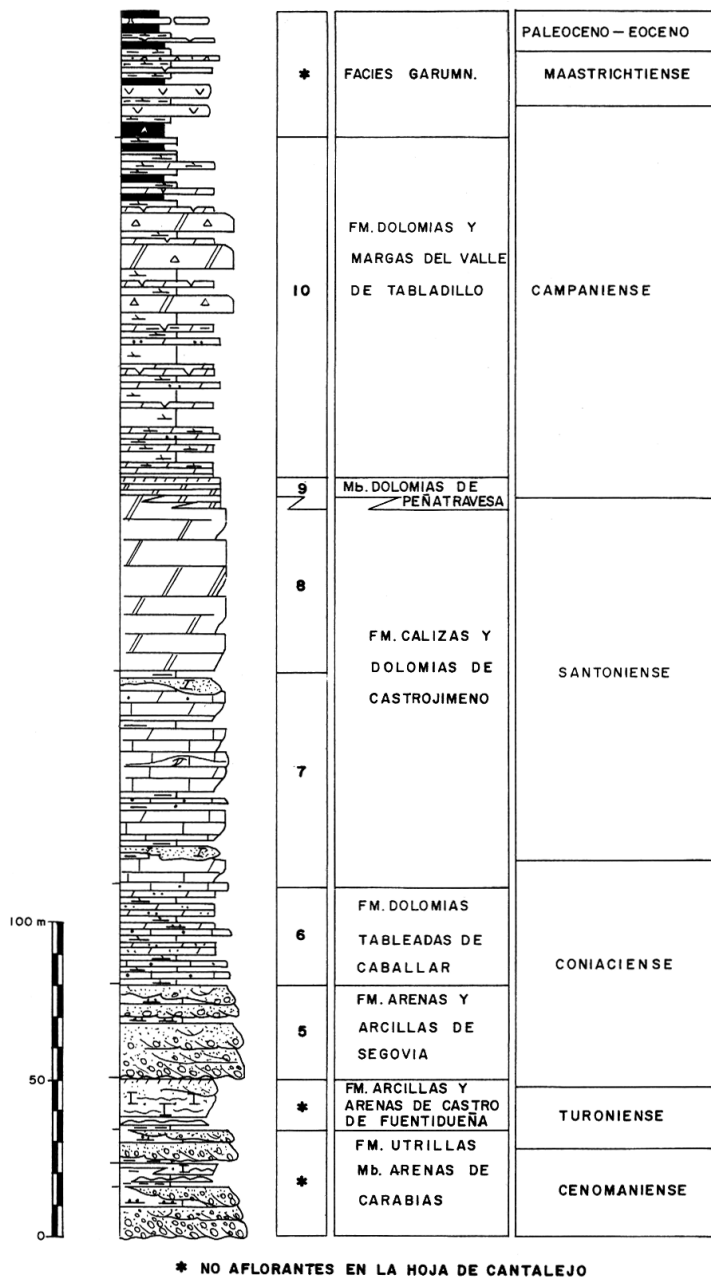


Figura 1.2. Serie sintética del Cretácico Superior en el sector de Sepúlveda.

Desde un punto de vista secuencial se reconocen dos ciclos sedimentarios transgresivo-regresivos, de los que el inferior (Cenomaniense-Turonense) no se encuentra representado en la Hoja, a diferencia del superior, cuya representación dentro de ella puede considerarse como buena. Este segundo ciclo posee carácter extensivo con respecto al primero, con afloramientos ampliamente distribuidos por la región.

Es preciso señalar que un sondeo de reconocimiento efectuado en Cabezuela (SGOP, 1977) ha puesto de manifiesto la presencia de 38 m de arenas silíceas, gravas y arcillas a techo de la serie cretácica. Dicho conjunto, no aflorante en el ámbito de la Hoja de Cantalejo, ha sido atribuido al Maastrichtense, en base a su contenido faunístico en la Hoja de Nava de la Asunción (456). No obstante, su posición estratigráfica y su correlación con una unidad de clara afinidad garumniense aflorante en la vecina Hoja de Sepúlveda (431), sugieren una edad Maastrichtense-Eoceno medio para dicho conjunto detrítico.

Cuando la serie cretácica está completa, su espesor puede superar los 300 m. Sin embargo, con frecuencia esto no ocurre, debido a la intensidad de los procesos erosivos intraterciarios, que en algunos puntos han eliminado una parte o la totalidad de la serie. Por ello, dentro de la Hoja, los materiales detríticos terciarios de las unidades (11) y (12) se apoyan indistintamente sobre cualquier unidad cretácica e incluso sobre el zócalo hercínico.

Dentro de la Hoja, los afloramientos quedan restringidos a tres sectores.

- Nororiental. Pertenecen a él los afloramientos más surorientales del Macizo de Sepúlveda y posee cortes de excelente calidad en el paraje de las Hoces del Duratón.
- Suroriental. Coincide con las estribaciones septentrionales de la Sierra de Guadarrama y es el que muestra mejores afloramientos, situándose su mejor corte al norte de Pajares de Pedraza.
- Noroccidental. Corresponde al borde suroriental del Macizo de Zarzuela del Pinar, siendo el que presenta condiciones de afloramiento más deficientes, pese a lo cual posee un corte de excelente calidad en el talud de la carretera Cantalejo-Hontalbilla.

1.2.1.1. Fm. Arenas y arcillas de Segovia (5). Coniacense

Constituye la base de la serie cretácica de la Hoja, disponiéndose sobre un paleorrelieve elaborado sobre el zócalo hercínico, excepción hecha del sector nororiental, donde debe apoyarse sobre la Fm. Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña, no aflorante. En general, debido a su naturaleza litológica sus afloramientos son deficientes, pese a lo cual existen buenos puntos de observación en Lastras de Cuéllar y al norte de Arevalillo de Cega, existiendo buenos cortes en Hontalbilla y Pajares de Pedraza.

Sus rasgos principales son su carácter detrítico, con arenas, limos, arcillas y conglomerados, y su variedad de color, con tonos blancos, amarillos, rojos y verdes. Conviene destacar que estos rasgos son comunes al Miembro Arenas de Carabias (unidad inferior del Cretácico de la región) con el que puede confundirse regionalmente, siendo ambos muy similares a la tradicional Fm. Arenas de Utrillas.

Los términos conglomeráticos suelen marcar la base de la unidad, pero no son exclusivos de ella, pues pueden presentarse en niveles superiores. Presentan buenas condiciones de afloramiento en las canteras situadas al NE de Lastras de Cuéllar, entre otros puntos, donde aparecen como conglomerados de cuarcita redondeados, con matriz arenosa y arcillosa, que confieren tonalidades rojizas al terreno; el tamaño de los cantos suele oscilar entre 2 y 6 cm, aunque en ocasiones pueden superar 10 cm. Forman cuerpos lenticulares de aspecto masivo, que no suelen superar 1 m. de espesor.

Las arenas blancas y rosadas son la litología más característica en la unidad. El componente fundamental es el cuarzo, en sus distintas variedades, que se presenta en proporciones superiores al 70 % dentro de la fracción comprendida entre 0,25 y 0,50 mm; junto con él aparece feldespato potásico con valores próximos al 2 %, plagioclasa (1-2 %) y fragmentos de rocas sedimentarias (0-11 %) y metamórficas (1-3 %), con baja proporción o ausencia de biotita y moscovita. La fracción pesada constituye menos del 0,5 % del total, siendo sus integrantes principales turmalina (40-50 %) y circón (25-30 %), a los que acompañan estauroлита (6-8 %), hornblenda (6-7 %), granate (3-3,5 %), distena (3,5 %), carbonatos (3-3,5 %), esfena (2-2,5 %), andalucita y epidota, estos últimos con valores inferiores al 1 %. Con frecuencia presentan estratificación cruzada en surco y planar, así como niveles masivos.

Los limos y arcillas de color blanco, amarillo, rojo y verde son relativamente abundantes, especialmente hacia el techo de la unidad. La composición mineralógica de las arcillas muestra un contenido de filosilicatos superior al 70%, con algo más del 20% de cuarzo y menos del 5% de feldespatos; entre los filosilicatos aparecen esmectita, caolinita e illita, en proporciones comprendidas entre 20 y 40%. En ellos se encuentran ripples y laminación paralela, así como frecuentes costras ferruginosas y nódulos.

El límite inferior de la unidad coincide a nivel regional con una ruptura sedimentaria, en ocasiones de marcado carácter erosivo, que permite la diferenciación de dos ciclos sedimentarios en el Cretácico superior. El ciclo superior se inicia, por tanto, con el depósito de la presente unidad en un régimen continental, caracterizado por la abundancia de cuerpos canalizados que surcarían una llanura costera, observándose a techo cierta influencia mareal. El límite superior, que puede tener carácter neto o gradual, se establece con la aparición de los primeros niveles de carbonatos, que marcan la instalación de ambientes marinos en la zona. El espesor de la unidad aumenta progresivamente de NE a SO, habiéndose medido espesores de 25 m en el embalse de Burgomillado, y algo más de 40 m, en Pajares de Pedraza; también se aprecia una tendencia a la disminución con la proximidad al Macizo de Zarzuela, con 20 m al sureste de Hontalbilla.

Aunque no se han encontrado restos faunísticos en el ámbito de la Hoja, al NE de la región se ha señalado el hallazgo de una asociación de Ostrácodos que permite asignar la base de la unidad al Turoniense superior-Coniaciense (ALONSO, 1981). No obstante, de acuerdo con criterios regionales, la totalidad de la unidad se ha incluido en el Coniaciense.

1.2.1.2. Dolomías y margas. Fm. Dolomías tableadas de Caballar (6). Coniaciense

Se trata de una unidad fácilmente identificable en la región, por sus claras diferencias con las unidades contiguas, cuyos mejores puntos de observación se localizan en Pajares de Pedraza y Hontalbilla.

Está constituida por una alternancia de niveles margosos y capas dolomíticas tabulares de orden decimétrico a métrico. En detalle, los niveles margosos corresponden a margas dolomíticas y limos de tonos grises. Entre las dolomías se reconocen varios tipos texturales: mudstones, wackestones laminados y packstones, con cierto carácter margoso; esporádicamente incluyen construcciones de Rudistas. En el sector noroccidental también aparecen areniscas con cemento dolomítico.

Generalmente, su límite inferior viene señalado por la aparición de términos carbonatados sobre los materiales detríticos de la unidad (5). En el sector de Pajares de Pedraza, la base está marcada por un nivel de dolomías rojas de 2 m de espesor, dispuesto en contacto neto; por contra, en el sector noroccidental en el que la unidad posee tramos detríticos enrojecidos, la base está señalada por la presencia de niveles margosos y calizos de tonos claros. En cuanto al límite superior, viene dado por el resalte morfológico producido en el terreno por los niveles dolomíticos de las unidades suprayacentes (7 y 8). Por lo que respecta al espesor, varía entre los 45 m de Pajares de Pedraza y los 30 m de Hontalbilla, aunque aquí tal vez se incluyan otras unidades, hecho que la naturaleza de los afloramientos de la zona no permite confirmar.

En los niveles de dolomías predominan los tipos micríticos con abundantes granos de cuarzo y restos difusos de Ostrácodos. Se reconocen estratificación cruzada planar, ripples de oscilación y laminaciones de algas, en tanto que los niveles de areniscas poseen cicatrices erosivas y estratificación biomodal. El depósito de la unidad se interpreta en un contexto de llanura de marea de baja energía, en el que las pulsaciones de la línea de costa dieron lugar a una alternancia de episodios submareales e intermareales, observándose hacia el oeste un predominio de los aportes terrígenos.

No se han encontrado restos paleontológicos que permitan la datación de la unidad, si bien por correlación con sectores nororientales se ha incluido en el Coniaciense (ALONSO, 1981), edad que concuerda con las atribuidas a las unidades supra e infrayacente en la región.

1.2.1.3. Fm. Calizas y dolomías de Castrojimeno. Dolomías y calizas con intercalaciones margosas (7). Dolomías y areniscas dolomíticas (8). Coniaciense-Santonense

Sobre la unidad anterior (6) se dispone un conjunto calizo-dolomítico característico en toda la región, asimilable a la Fm. Calizas y dolomías de Castrojimeno (unidad 8). Es la unidad cretácica con mayor superficie de afloramiento en la Hoja, mostrando buenos cortes en Pajares de Pedraza, Hontalbilla y en las Hoces del Duratón.

Su límite inferior coincide con el resalte morfológico que producen en el terreno los materiales predominantemente dolomíticos de la presente unidad, sobre el conjunto margoso-dolomítico infrayacente; en cuanto al límite superior, viene señalado por la aparición de los niveles carbonatados tableados de la unidad (9), que contrastan con el aspecto masivo de la presente. En el sector suroriental las intercalaciones margosas existentes en la mayor parte del conjunto permiten la separación de un tramo dolomítico-margoso en la parte inferior de unidad, individualizado cartográficamente como unidad (7).

En detalle, la Fm. Castrojimeno presenta ciertas variaciones entre los diversos sectores, especialmente en función del grado de dolomitización que la afecta. Así, en Hontalbilla está integrada

por un conjunto de dolomías y areniscas dolomíticas agrupadas en bancos de orden decimétrico a métrico, con un espesor total de 60 m. Entre las dolomías predominan los packstones limosos correspondientes a barras; en las areniscas dolomíticas, en ocasiones bioclásticas, se han reconocido cicatrices erosivas, ripples de oleaje y estratificación cruzada planar y bimodal, interpretándose como sistemas de barras y canales. Son abundantes las costras ferruginosas y lateríticas, así como las construcciones de Rudistas.

En el sector de las Hoces del Duratón, la unidad aparece quizá bajo su aspecto más característico, como dolomías en potentes tramos de aspecto masivo, con un espesor ligeramente superior al centenar de metros. Se trata de dolomías recristalizadas blancas en las que se observa estratificación cruzada planar a gran escala y en surco. Cuando afloran en las escarpadas paredes que limitan el valle del río Duratón, sus condiciones de observación son excelentes; sin embargo, en el resto de los afloramientos del sector nororiental, la deficiencia de sus afloramientos ha provocado la asimilación de las dolomías tableadas de la unidad suprayacente dentro de la Fm. Castrojimeno.

Los procesos erosivos intraterciarios han eliminado parte de esta formación en determinadas zonas, tal como se aprecia en el sector de Pajares de Pedraza, a pesar de lo cual han quedado preservados 55 m, de los que los 35 m inferiores corresponden a las calizas y dolomías con intercalaciones margosas de la unidad (7) y los 20 m restantes, a las dolomías masivas de la unidad (8). En las dolomías de la unidad (8) pueden reconocerse paquetes métricos de wackestones-packs-tones con estratificación cruzada, paquetes métricos de wackstones nodulosos y niveles decimétricos de wackestones laminados con estructuras algales y ripples de ola. Entre las calizas se han observado barras de grainstones oolíticos con estratificación cruzada planar a muy gran escala y construcciones de Rudistas aisladas, de potencia métrica. En cuanto a las margas, corresponden a niveles métricos de limos dolomíticos de aspecto masivo. Por lo que respecta a la unidad (8), se presenta como dolomías y calizas dolomíticas con texturas packstones y grainstones en bancos masivos de orden métrico con estratificación cruzada planar de muy gran escala y bajo ángulo, interpretados como barras.

El depósito de la Fm. Castrojimeno tuvo lugar en una extensa plataforma carbonatada de alta o media energía, sometida a la influencia del oleaje, en la que se desarrollaban barras que protegerían las zonas más internas, situadas al sur de la región. El aspecto dolomítico masivo que afecta parcial o totalmente a la unidad según los sectores, está relacionado con procesos diagenéticos que han borrado la mayoría de los rasgos originales de la unidad; en cualquier caso, la causa de la irregular distribución de la dolomitización no es bien conocida.

No se han encontrado restos faunísticos que permitan la datación de la unidad, que en la región ha sido atribuida al Coniaciense terminal-Santonense en base a sus asociaciones de Rudistas, Foraminíferos y Ostrácodos (ALONSO, 1981).

1.2.1.4. Dolomías tableadas. Mb. Dolomías de Peñatravesa (9). Santoniense-Campaniense

Se trata de un tramo cuyo reducido espesor, siempre próximo a la decena de metros, hace que aparezca en la cartografía a modo de nivel de separación entre las Formaciones Castrojimeno (unidad 8) y Valle de Tabladillo (unidad 10), que poseen una mayor representación superficial. Aflora casi exclusivamente en el sector nororiental, mostrando buenos cortes en el paraje de las

Hoces del Duratón y en el arroyo de Aldeonsancho, pudiendo observarse también en el corte de Hontalbilla, dentro del sector noroccidental. Únicamente en el paraje de La Viñaza, al NE de Fuenterrebollo, su diferenciación cartográfica no ha sido posible debido a la escasa calidad de los afloramientos, habiéndose asimilado al conjunto carbonatado infrayacente (unidad 8), con el que presenta una mayor afinidad litológica y morfológica que con el suprayacente (unidad 10).

Su límite inferior está señalado por la pérdida del aspecto masivo y la aparición de niveles tableados, a techo del conjunto calizo-dolomítico de la unidad (8), en tanto que el superior está marcado por la aparición de los característicos niveles margosos de tonos amarillentos de la unidad (10).

Está integrada por un conjunto de dolomías, en ocasiones bioclásticas, con estratificación plano-paralela, agrupadas en niveles de 20 a 40 cm de espesor, reconociéndose Algas cianofíceas, niveles brechoides, laminación paralela, ripples y porosidad fenestral. Todos estos rasgos, junto con la presencia de yeso en otros puntos de la región, sugieren exposiciones subaéreas en un clima árido con importante evaporación, en una zona restringida; por tanto, su depósito tuvo lugar en un ambiente muy somero, inter o supramareal.

Al igual que en el resto de las unidades cretácicas, no se han hallado fósiles que permitan datar la unidad, que regionalmente se ha asignado al tránsito Santoniense-Campaniense (FLOQUET et al., 1982).

1.2.1.5. Fm. Dolomías y margas de Valle de Tabladillo (10). Campaniense

Constituye una unidad muy característica en la región, habiendo sido preservada de los procesos de erosión intraterciarios tan solo en el corte de Hontalbilla y, especialmente, en el sector nor-oriental, donde presenta buenas condiciones de afloramiento. Está constituida por una alternancia monótona de dolomías blancas y margas amarillas que proporcionan al terreno tonalidades amarillentas y relieves poco contrastados, mostrando una gran homogeneidad en toda la región. Ambos rasgos, morfología y color, permiten una fácil individualización con respecto de las restantes unidades cretácicas. Por contra, su separación de las unidades terciarias suprayacentes resulta mucho más compleja en ausencia de cortes, situación bastante frecuente.

Su límite inferior coincide con la aparición de niveles margosos sobre el conjunto dolomítico-calizo de las unidades (8) y (9), en tanto que el superior está marcado por una discordancia erosiva sobre la que se disponen los conglomerados calcáreos de la unidad (11). Es precisamente dicha discordancia, acompañada por una acusada erosión, la causa de los importantes cambios de espesor que muestra la unidad entre las distintas zonas en que se ha conservado, pudiendo señalarse con carácter orientativo los 10 m del corte de Hontalbilla y los algo más de 50 m al norte de Sebulcor.

El conjunto posee estratificación tableada regular, con bancos de dolomías y margas alternantes, de superficies plano-paralelas. Las dolomías tienen carácter microcristalino, con estructura masiva o finamente laminada; en ocasiones se reconocen estructuras algales y ripples de ola, así como niveles de brechas sin ordenamiento interno. En cuanto a las margas, de naturaleza dolomítica, presentan ocasionalmente rasgos edáficos y costras lateríticas. Su depósito se interpreta en un contexto de llanura de marea en clima árido, con desarrollo de ambientes supra e intermareales.

No existen restos paleontológicos que permitan determinar la edad de la unidad, que regionalmente se ha enmarcado en el Campaniense (FLOQUET et al., 1982) sin que deba descartarse que en ella esté representado parcialmente el Maastrichtiense.

1.2.2. Terciario

Los materiales terciarios de origen continental, constituyen el relleno sedimentario de la Depresión del Duero y su subcuenca, el Corredor de Cantalejo, dominios geológicos a los que pertenece la mayor parte de la Hoja. No obstante, una buena parte de dicho relleno se encuentra oculta bajo los extensos mantos arenosos cuaternarios característicos de la región.

La ausencia de yacimientos fosilíferos que permitan su datación, unida a la baja calidad de los afloramientos, con la consiguiente ausencia de estudios estratigráficos, hacen que su conocimiento sea muy deficiente. Por ello, una buena parte de las interpretaciones relativas a las unidades terciarias de la Hoja se han realizado por correlación con otras zonas.

Existe un claro predominio de los sedimentos de naturaleza detrítica, que tienen como área madre los afloramientos de materiales hercínicos y cretácicos del Macizo de Zarzuela del Pinar y del borde septentrional del Sistema Central. A grandes rasgos, el Terciario de la Hoja pertenece a tres ciclos sedimentarios diferentes:

- Inferior (unidad 11). Está constituido por conglomerados calcáreos depositados en el intervalo Oligoceno-Mioceno inferior.
- Medio (unidades 12 - 15). Es el de mayor representación superficial, estando integrado por conglomerados polimícticos, areniscas y arcillas, que evolucionan hacia los sectores centrales de la cuenca, así como en la vertical, a un mayor predominio de arcillas y niveles carbonatados. Se atribuye al Mioceno inferior-medio.
- Superior (unidad 16). Está representado por mantos de gravas cuarcíticas atribuidas al Mioceno superior-Plioceno.

Como se ha señalado anteriormente, un sondeo efectuado en Cabezuela (IGME, 1991) ha puesto de manifiesto la presencia de un conjunto de arenas silíceas, gravas y arcillas de 38 m de espesor, sobre la serie carbonatada cretácica y bajo los conglomerados calcáreos del ciclo inferior terciario. Dicho conjunto, no aflorante dentro del límites de la Hoja, es asimilable al intervalo Maastrichtiense-Eoceno medio por correlación con diversas unidades de las Hojas de Nava de la Asunción (456) y Sepúlveda (431).

1.2.2.1. Conglomerados calcáreos (11). Oligoceno-Mioceno inferior

Se disponen sobre las unidades cretácicas, presentando sus principales afloramientos adosados a los relieves cretácicos del sector nororiental, en contraste con los de las proximidades de Lastras de Cuéllar y Rebollo, donde aparecen a modo de retazos. Aunque no existen cortes completos de la unidad, sus mejores observaciones pueden realizarse en el corte del Cretácico de Hontalbilla y en el arroyo que partiendo de la granja Las Celadas I, confluye con el arroyo del Charco Redondo, al NE de Sebulcor.

La unidad está integrada por un conjunto de cuerpos conglomeráticos tabulares de espesores de orden métrico, con esporádicas intercalaciones de arcillas grises en niveles decimétricos; los niveles conglomeráticos carecen de ordenamiento interno, estando cementados por carbonatos; los cantos son de naturaleza carbonatada, con formas redondeadas y tamaños muy variables, encontrándose bloques que superan los 20 cm de diámetro, si bien no suelen sobrepasar 10 cm.

Se apoyan discordantemente sobre diversas unidades cretácicas, a través de un contacto fácilmente identificable en corte, pero no sobre el terreno, debido a la homogeneidad litológica existente entre los cantos calcáreos de la presente unidad y los fragmentos rocosos de las unidades infrayacentes, también de naturaleza calcárea. Por lo que respecta al techo, coincide con una nueva discordancia, sobre la que se apoyan los materiales detríticos de la unidad (12); la existencia de niveles conglomeráticos en ambas unidades y la deficiente calidad de los afloramientos hacen que la delimitación de su contacto sea compleja, estableciéndose en la pérdida del carácter calcáreo de los cantos, coincidente con el predominio de los de naturaleza ígnea y metamórfica.

Su depósito se interpreta en relación con facies proximales de abanicos aluviales con área madre en los relieves integrados por materiales mesozoicos. Las condiciones de afloramiento no permiten establecer excesivas precisiones sobre su dispositivo sedimentario, pero parece bastante probable que la cuenca tuviese una configuración algo semejante a la actual, pese a no haber alcanzado su estructuración definitiva. En cualquier caso, las facies más distales del Corredor de Cantalejo han de encontrarse ocultas bajo depósitos terciarios más recientes, por lo que nada puede señalarse acerca de ellas.

No existe dato paleontológico alguno que permita establecer la edad de la unidad, por lo que para ello ha sido necesario recurrir a criterios de carácter regional. Por una parte, el presente conjunto calcáreo muestra una deformación, más o menos acusada, que sugiere su depósito con anterioridad a las últimas fases de estructuración alpinas en el borde septentrional del Sistema Central, a diferencia del conjunto detrítico suprayacente, claramente posterior a dicha estructuración; por correlación con algunos puntos del borde meridional del Sistema Central, este límite podría situarse en el Mioceno inferior, sin descartar un posible Mioceno medio basal. Por lo que respecta a su base, su ubicación cronológica parece en principio más sencilla, ya que en el afloramiento de la ermita de la Virgen de Vargas (Hoja de Sepúlveda, 431) el conjunto conglomerático calcáreo se dispone sobre un conjunto de arcillas rojas, yesos y areniscas asignado al Maastrichtiense-Oligoceno inferior, que en cualquier caso descarta una atribución preoligocena para la unidad, que, de acuerdo con lo anterior, debe incluirse en el Oligoceno-Mioceno inferior.

Una observación más detallada de los conglomerados calcáreos de la región sugiere la posible existencia de dos tramos equiparables a los ciclos reconocibles en dicho intervalo temporal al sur del Sistema Central. En algunos afloramientos (ermita de la Virgen de Vargas) este tramo conglomerático muestra una acusada deformación, así como concordancia, al menos aparente, con respecto a la serie cretácico-paleógena infrayacente, sugiriendo su relación con el ciclo oligoceno; por contra, la mayor parte de los afloramientos muestran un menor grado de deformación y un claro carácter discordante con respecto a la serie infrayacente, evidenciando una mayor afinidad con el ciclo mioceno. No existen pruebas paleontológicas que confirmen esta hipótesis, de acuerdo con la cual los afloramientos de conglomerados calcáreos de la Hoja de Cantalejo corresponderían en su totalidad al Mioceno inferior.

1.2.2.2. Conglomerados, areniscas y arcillas (12). *Aragoniense*

Constituyen la unidad terciaria con mayor extensión de afloramiento, integrante de la mayor parte del relleno del Corredor de Cantalejo y de la Depresión del Duero en el ámbito de la Hoja. Da lugar relieves poco contrastados, escaseando los cortes de calidad que, en cualquier caso, muestran aspectos muy parciales de la unidad.

Su muro coincide con una acusada discordancia con paleorrelieve, bajo la que se dispone cualquiera de las unidades anteriores. En cuanto a su techo, su naturaleza es variable, estando representado por una superficie de discontinuidad que la separa de las gravas de la unidad (16) o por un tránsito a las arcillas y carbonatos de las unidades (13-15). Su espesor, muy variable debido al paleorrelieve preexistente, puede sobrepasar 250 m, si bien los afloramientos únicamente ponen de manifiesto los 60 m superiores.

A grandes rasgos, la unidad está integrada por una sucesión de cuerpos arenosos tabulares de orden métrico, entre los que se intercalan conglomerados polimícticos, que son su principal rasgo distinto en aquellos casos en los que es posible su confusión con las restantes unidades; incluye, con menor frecuencia, niveles arcillosos. Proporciona tonos rojizos y asalmonados al terreno, con puntuales tonalidades blanquecinas coincidiendo con tramos conglomeráticos. En la base de los cuerpos conglomeráticos se reconocen cicatrices erosivas y, en los de menor granulometría, estratificación cruzada de surco y planar; en los niveles arcillosos se observan señales de bioturbación.

La granulometría y la composición de las areniscas varían según las zonas, pero en cualquier caso, los constituyentes fundamentales son los fragmentos de rocas sedimentarias, que pueden alcanzar el 60 % del total, cuarzo (> 30 %) y feldespato potásico (> 10 %). Entre los pesados, los más frecuentes son turmalina, circón y granate, generalmente con contenidos comprendidos entre 20 y 30 %.

En las proximidades de los afloramientos del zócalo hercínico, especialmente en el sector Rebollo-Muñoveros, aumenta la proporción de cantos y bloques, que llegan a superar los 20 cm de diámetro, agrupándose en paquetes de orden métrico a decamétrico, con frecuencia carentes de ordenamiento interno. Verticalmente, se observa una disminución granulométrica con aparición de areniscas de grano fino y arcillas en el sector de Rebollo-Aldeosancho (unidad 13), areniscas calcáreas en los entornos de Aguilafuente (unidad 14) y calizas al suroeste de Aldea Real y sur de Hontalbilla (unidad 15).

Son pocas las precisiones sedimentológicas que pueden realizarse debido a la escasez de cortes de detalle, pero la distribución de litofacies sugiere que el depósito de la unidad debió llevarse a cabo mediante sistemas de abanicos aluviales cuyos ápices se situarían en los relieves generados durante las fases de plegamiento alpinas (Sistema Central y Macizo de Zarzuela del Pinar), en tanto que las facies distales se localizarían hacia el interior de las cuencas (Depresión del Duero y Corredor de Cantalejo); con el paso del tiempo, la disminución energética daría lugar a la instalación de los ambientes palustres y lacustres correspondientes a las unidades (14) y (15), a la vez que la colmatación de las cuencas permitió la conexión entre ambas.

No existe yacimiento alguno en el seno de la unidad que permita su datación, por lo que para ello es preciso recurrir a criterios regionales. Por ello, teniendo en cuenta su carácter discordante con respecto a las unidades deformadas en las principales etapas alpinas, así como su aparen-

te continuidad secuencial con los niveles calcáreos asimilados a la Facies Dueñas de la Depresión del Duero (unidad 15), debe incluirse en el Aragoniense, edad que, por otra parte, encaja con la de diversas unidades de la Depresión del Tajo que poseen una disposición similar con respecto a la deformación alpina.

1.2.2.3. Areniscas finas y arcillas rojas (13). Aragoniense

Afloran en el sector comprendido entre Cantalejo y Rebollo, presentando deficientes condiciones de observación debido a su naturaleza litológica. Su límite inferior tiene carácter gradual, relacionándose con una progresiva disminución granulométrica en la unidad infrayacente (12), hasta alcanzar un claro predominio de los términos areniscosos y arcillosos en la presente. En cuanto a su techo, coincide con una superficie de discontinuidad sobre la que disponen las gravas y arenas de tonos ocre de la unidad (16) que conjuntamente dan lugar a típicos relieves en mesa de tonos rojizos y profundos acarcavamientos, más acusados al norte de Rebollo. Dicha continuidad está marcada por un nítido encostramiento ferruginoso, visible en una de las cárcavas situadas al sureste del vértice Córcobo.

A pesar de su deficiente calidad de afloramiento, son posibles las observaciones de interés, aunque parciales, en las vertientes del vértice Córcobo, así como en la cantera situada al noreste de Cabezuela y al sur del paraje de La Muñeca. En todos estos lugares se observa una sucesión de areniscas rojas de grano fino con niveles arcillosos, de aspecto masivo, entre las que se intercalan cantos y, ocasionalmente, bloques angulosos y heterométricos, en niveles de orden decimétrico a métrico; los bloques y los cantos, de naturaleza ígnea y metamórfica presentan un grado de alteración muy elevado, siendo prácticamente irreconocibles las litologías originales en una buena parte de los casos. El espesor disminuye de forma progresiva de SE a NO, con 40 m al norte de Rebollo y algo menos de 20 m al noreste de Cabezuela.

En los niveles de areniscas predominan ampliamente las granulometrías finas, con más del 90 % de los integrantes con tamaños inferiores a 1 mm y aproximadamente el 50 % por debajo de 0,06 mm. Dentro de la fracción ligera comprendida entre 0,25 y 0,50 mm, el constituyente fundamental es el cuarzo en sus distintas variedades, con proporciones comprendidas entre 40 y 60 %, aunque también se constatan valores altos de feldespato potásico (10-23 %) y fragmentos de rocas sedimentarias (10-30 %), especialmente areniscas y arcillas, que llegan a constituir más del 15 % del total; en menor proporción también se observa plagioclasa (1-3 %), moscovita (2-2,5 %) y biotita (2-4,5 %), así como fragmentos de rocas metamórficas (1,6 %).

Los minerales pesados suponen menos del 1 % del total, con porcentajes similares de opacos (42-46 %) y transparentes (47-49 %), entre los que destacan circón (27-40 %), turmalina (14-37 %) y granate (11-34 %), sobre estauroлита (2-4 %), hornblenda (1-4 %), apatito (0-10 %), rutilo (0,5-2,5 %), andalucita (0,5-3 %), distena (0,5-3,5 %), sillimanita (0,5-1 %), brookita (0,5-1,1 %) y anatasa (0,5 %).

No se han encontrado restos paleontológicos que permitan la datación de la unidad, pero por su relación con las unidades (12), (14) y (15) se ha atribuido al Aragoniense. Por otra parte, los afloramientos existentes no permiten precisiones de tipo sedimentológico, pero por su relación con la unidad (12), su depósito se puede relacionar con una disminución energética de los sistemas aluviales que rellenaban el Corredor de Cantalejo, durante el Mioceno inferior-medio.

1.2.2.4. *Areniscas calcáreas blancas (14). Aragoniense*

Aparecen a modo de pequeños retazos en el sector suroccidental de la Hoja, sin que se pueda confirmar la posible conexión entre ellos, debido a la deficiente calidad de sus afloramientos. Sus mejores puntos de observación se encuentran en el molino de la Peña, localizado en el valle del Cega, y en la cantera abandonada al NE de Aldea Real.

Se presentan como cuerpos discontinuos relacionados lateralmente con las unidades (12) y (15). Su límite inferior está marcado por la acusada carbonatación que reflejan las areniscas y conglomerados de la unidad (12), confiriendo al terreno una mayor resistencia a la erosión; en cualquier caso, su espesor es muy variable debido a las relaciones laterales señaladas, observándose generalmente valores próximos a la decena de metros.

A grandes rasgos, se presentan como sucesiones de cuerpos tabulares de areniscas blancas de orden métrico entre los que se intercalan tramos arcillo-limosos de espesores similares. En la base de los cuerpos areniscosos se observan cicatrices erosivas; en su interior predomina el aspecto masivo, aunque puede aparecer estratificación cruzada en surco y planar. En los tramos arcillo-limosos se aprecian huellas de raíces y bioturbación.

Al microscopio aparecen como arcosas de tamaño de grano variable, cuyos constituyentes fundamentales son cuarzo y feldespato potásico, éste muy alterado. La matriz caolínica llega a constituir más del 40 % de la muestra, en tanto que el cemento calcáreo, generalmente en proporciones inferiores al 10 %, puede integrar más del 30 % del total.

Debido a su relación de cambio lateral con los materiales detríticos y calizos de las unidades (12) y (15), el depósito de la presente unidad se relaciona con las áreas marginales de los abanicos que rellenaron el Corredor de Cantalejo durante el Aragoniense, en las cuales llegaron a desarrollarse ambientes palustres e incluso lacustres (unidad 15).

1.2.2.5. *Calizas y margas blancas (15). Aragoniense*

Afloran exclusivamente al sur de Hontalbilla y al suroeste de Aldea Real, dando lugar a pequeños relieves en mesa de tonos blancos, sin que pueda señalarse corte alguno a partir del cual pueda realizarse una descripción detallada de la unidad.

Se disponen sobre los materiales detríticos de la unidad (12), observándose un incremento progresivo del contenido en carbonatos, estableciéndose el límite entre ambas unidades en el cambio de coloración del terreno, de tonos rojizos a blanquecinos, como consecuencia del predominio de los carbonatos. Los niveles inferiores son de naturaleza margosa y pasan en la vertical a margocalizas y, finalmente, calizas agrupadas en bancos de orden métrico. Su espesor se aproxima a la veintena de metros.

No se han encontrado restos paleontológicos que permitan la datación de la unidad, que se ha incluido en el Aragoniense por su correlación con la vecina Hoja de Navas de Oro (429).

En lámina delgada aparecen como calizas micríticas con intraclastos y granos de cuarzo, con abundantes grietas de desecación, huecos fenestrales y pisolitos edáficos.

En el sector de Aldea Real, la presente unidad pasa, mediante cambio lateral, a las calizas arenosas de la unidad (14), relacionándose con la instalación de ambientes lacustres durante el Aragoniense, posiblemente cuando ya se había producido la colmatación del Corredor de Cantalejo, con lo que éste se encontraría conectado totalmente con la Depresión del Duero.

1.2.2.6. *Gravas y arenas ocreas (16). Aragoniense-Plioceno*

Se disponen, a modo de tapiz, sobre las zonas más elevadas del Corredor de Cantalejo, culminando su relleno terciario. Sus afloramientos se restringen al sector comprendido entre Cantalejo y Rebollo y a los entornos de Escalona del Prado, mostrando una suave pendiente hacia el N y NO, observable a nivel cartográfico.

En general se encuentra separado de las unidades infrayacentes (12) y (13) por una superficie de discontinuidad de carácter erosivo, apoyándose progresivamente sobre términos más bajos de la serie hacia el N-NO. En cualquier caso, este límite inferior está marcado por un cambio en la coloración del terreno, que pasa de los tonos rojizos de los materiales infrayacentes a los ocreos de la presente unidad. No obstante, en las proximidades del vértice Córcobo, donde se encuentran los mejores puntos de observación, dicho límite está marcado localmente por una costra ferruginosa, deformada por procesos ajenos a la tectónica regional.

No existe corte alguno que permita una descripción detallada de la unidad que, a grandes rasgos se encuentra integrada por un conjunto de gravas subredondeadas a subangulosas, arenas gruesas y bloques de naturaleza ígnea y metamórfica, que llegan a superar 10 cm de diámetro. En general, se observa un aumento granulométrico de muro a techo, de tal manera que sus superficies de afloramiento, coincidentes con los niveles superiores, constituyen característicos "canturrales". Su espesor suele estar comprendido entre 3 y 5 m, aunque en ocasiones se aproxima a los 10 m.

Las arenas presentan granulometrías muy variables, predominando los tamaños gruesos, con más del 60 % de los componentes por encima de 0,5 mm. Sus constituyentes fundamentales son cuarzo (> 45%), feldespato potásico (25-30 %) y fragmentos de rocas sedimentarias (20-25 %), tanto carbonatos como areniscas y arcillas; en proporciones muy inferiores se observan fragmentos de rocas plutónicas (< 2%) y metamórficas (< 1 %), plagioclasa (0,5-1 %), moscovita (1-2 %) y biotita (2-3 %). La fracción pesada es inferior al 1 %, con algo más del 70 % de componentes transparentes, entre los que predominan granate (25-35 %), turmalina (20-25 %), circón (15-20 %) y sillimanita (10-20 %), con proporciones menores de distena (6-7 %), estaurolita y hornblenda (2-3 %), andalucita (1-1,5 %) y rutilo (0,5 - 1%).

Su depósito se interpreta en relación con los ambientes de alta energía correspondientes a abanicos aluviales procedentes del borde septentrional de la Sierra de Guadarrama, en los últimos episodios del relleno de la Depresión del Duero en la zona.

No se poseen datos paleontológicos que permitan su ubicación temporal, pero por correlación con las unidades descritas en la vecina Hoja de Sepúlveda (431), se ha atribuido al Aragoniense-Plioceno. No obstante, el aspecto de campo de los niveles de gravas se asemeja en gran medida a depósitos de tipo "raña", semejanza que parece respaldada por la distribución regional de los afloramientos, que configuran un plano suavemente inclinado hacia la Depresión del Duero; de

ser cierta esta atribución, la unidad debería enmarcarse en las proximidades del límite Plioceno-Pleistoceno. Sin embargo, los niveles arenosos muestran una gran similitud con las “Series ocre” de la Depresión del Duero, de acuerdo con lo cual serían asimilables al Mioceno superior. De acuerdo con esto, parece poco probable la pertenencia de la unidad al Aragoniense, no debiendo descartarse la existencia de dos ciclos sedimentarios en el seno de la misma, atribuibles tentativamente al intervalo Mioceno superior-Plioceno.

1.2.3. Cuaternario

Los depósitos cuaternarios son, sin duda alguna, el rasgo geológico más característico de la Hoja, de la que constituyen más de la mitad de sus afloramientos, destacando muy especialmente los arenales de origen eólico, que unen a su gran extensión, la configuración de formas espectaculares, disponiéndose sobre cualquier unidad, en general a modo de fina película.

Aunque en un segundo plano, también son característicos los depósitos endorreicos, relacionados con las numerosas lagunillas existentes, como consecuencia de la ausencia de encajamiento que presentan algunos sectores; por contra, debido a la escasez de relieves contrastados, los depósitos de vertiente están muy poco desarrollados.

Es preciso señalar la posible existencia de terrazas relacionadas con el río Cega, como sugieren las plataformas situadas en el sector central, especialmente evidentes en la fotografía aérea; sin embargo, la existencia del tapiz eólico señalado, impide confirmar allí dicha suposición. No obstante, junto a la ermita de Frades, al norte de Muñoveros, ha sido comprobada la existencia de terrazas arenosas cuya representación cartográfica no ha sido posible, al aparecer bajo el manto eólico.

1.2.3.1. Arenas (*Mantos eólicos, campos de dunas, dunas parabólicas*) (17, 18, 19). Pleistoceno-Holoceno

Constituyen más de la mitad de los afloramientos de la Hoja, apoyándose indistintamente sobre cualquier término de la serie estratigráfica, al adaptarse al relieve existente como una fina película cuyo espesor suele oscilar entre 1 y 10 m, si bien la cantera ubicada junto a la cerrada del embalse de Burgomillado, en la vecina Hoja de Olombrada (402), pone de manifiesto que su depósito en zonas deprimidas puede favorecer acumulaciones muy superiores, próximas incluso al centenar de metros.

Aunque son el depósito más extenso y característico de la Hoja, su aparición es aún más espectacular en la vecina Hoja de Navas de Oro (429). En cualquier caso, su presencia añade una extraordinaria dificultad a la interpretación del sustrato con el que además, puede llegar a confundirse en algunas ocasiones, especialmente en el caso de los mantos de alteración relacionados con las adamellitas del macizo de Zarzuela del Pinar.

Las arenas muestran una gran homogeneidad granulométrica, con más del 90% de los constituyentes con tamaños comprendidos entre 0,16 y 1,5 mm, siendo muy poco frecuentes los valores superiores a éste. Composicionalmente, también poseen una gran homogeneidad; así, dentro de la fracción ligera comprendida entre 0,25 y 0,50 mm, el constituyente fundamental es el cuarzo en sus diferentes variedades (77-80%), seguido por feldespato potásico (15-16%), junto a los que pueden aparecer plagioclasa (0,5-2%), moscovita (0-1,5%) y biotita (0-1,5%), así co-

mo fragmentos de rocas sedimentarias (2,5-3%) y metamórficas (0,5-1,5%). Por lo que respecta a la fracción pesada (1-2% del total), está integrada por opacos (39-45%), biotita (8-17%) y transparentes (40-50%); dentro de éstos, los más abundantes son circón (20-50%), granate (5-35%), turmalina (10-25%) y andalucita (5-15%), apreciándose proporciones inferiores de distena (5-10%), estauroлита (4-7%), rutilo (1-3%), apatito (1,5-2%), carbonatos (0-2,5%), hornblenda (0-1,5%) y epidota (0-1%), asociación que, en cualquier caso, sugiere su procedencia a partir de un área fundamentalmente metamórfica.

En su seno se ha reconocido estratificación cruzada planar y en surco, climbing ripples, deformación hidroplástica, escape de fluidos, bioturbación por raíces y restos vegetales. Pese a su homogeneidad textural y composicional, estos depósitos arenosos silíceos de tonos claros se han separado en tres conjuntos, atendiendo fundamentalmente a su morfología: mantos eólicos (unidad 17), campos de dunas (unidad 18) y dunas parabólicas (unidad 19).

Los mantos eólicos (unidad 17) aparecen como arenales informes de espesor cercano al metro de espesor, con amplia representación en los sectores meridional y central, existiendo buenos puntos de observación al sureste de Cantalejo y al oeste de Veganzones. Con frecuencia se encuentran incididos por los cauces actuales, pudiendo tratarse de antiguos campos de dunas degradados que han perdido su morfología externa, aunque también existen casos en los que el depósito arenoso cubre parcialmente los cauces fluviales.

Los campos de dunas (unidad 18) poseen, igualmente, una gran extensión, especialmente en los sectores central y nororiental, pudiendo destacarse como zona de observación la carretera que une Cantalejo y el molino del Cega. Generalmente, se trata de dunas parabólicas con brazos subparalelos alargados, en algunos casos coalescentes a modo de arcos solapados. Aunque con frecuencia pueden observarse sus formas, no es extraño que sus crestas estén arrasadas por procesos de deflación o que aparezcan formas secundarias de erosión eólica. Su orientación general sugiere una génesis relacionada con vientos procedentes del suroeste.

Por lo que respecta a las dunas parabólicas (unidad 19), se han diferenciado de las anteriores por su singular aspecto en la fotografía aérea, pareciendo superponerse a los restantes depósitos arenosos. Configuran una banda de dirección NE-SO situada al norte de Lastras de Cuéllar, con un alto grado de conservación; individualmente, las dunas muestran una clara asimetría, con el brazo meridional más corto y la nariz, de 100 a 200 m de longitud, alargada en la dirección del viento efectivo.

Junto con estas dunas parabólicas de notable desarrollo, se ha incluido el gran campo de dunas que aparece en el sector noroccidental, prolongación del existente en la contigua Hoja de Navas de Oro (429), constituido por un conjunto de dunas parabólicas y longitudinales; en ellas, a la típica colonización por parte de extensos pinares, se une la de vegetación rasa, con pequeños arbustos. Sus crestas alcanzan alturas de 20 a 25 m con respecto a los surcos interdunares, lo que les confiere una gran espectacularidad, especialmente en las proximidades del arroyo de la Cigüeña, donde se forman notables lagunas (Carrizal, Tenca y Lucía) en las zonas interdunares.

Su edad resulta relativamente imprecisa debido a sus diversas relaciones con los restantes depósitos cuaternarios, razón por la que se han atribuido al Pleistoceno-Holoceno. No obstante, a grandes rasgos puede establecerse una cronología relativa en la que parte de los mantos eólicos constituirían los depósitos más antiguos, profundamente trastocados; tras ellos, se depositarían

los campos de dunas, mejor conservados, y posteriormente, los cordones de dunas parabólicas, que parecen sobreimponerse a los anteriores. No obstante, la actividad relacionada con los mantos eólicos se prolonga hasta la actualidad.

1.2.3.2. Arcillas y limos (Fondos endorreicos) (20). Holoceno

Al igual que las arenas eólicas, se trata de depósitos muy característicos en la Hoja, relacionados con las numerosas lagunillas y depresiones, distribuidas principalmente por el sector central, cuyo origen está ligado a zonas de drenaje deficiente. En dicho sector destacan por su tamaño las lagunas de Navahornos y Muña, cuya longitud se aproxima a 500 m, si bien las de mayores dimensiones se encuentran en el sector noroccidental, destacando las del Carrizal, Lucía y Tenca, esta última con una longitud de 1 km.

Aunque sus depósitos son fundamentalmente de naturaleza arcillosa y limosa, pudiendo superar 1 m de espesor, en ocasiones, la alta proporción de materia orgánica hace que puedan considerarse como auténticas tuberías. Aunque la formación de las lagunas de mayores dimensiones parece relacionarse con la intersección del nivel freático con la superficie del surco interdunar, la cartografía geológica pone de manifiesto que la obstrucción de los cauces fluviales por arenas eólicas provoca el aislamiento de pequeñas porciones del cauce; por otra parte, no debe olvidarse la subsidencia que acompaña generalmente a los procesos de acumulación de turba.

Con respecto a su edad, su estrecha relación con algunos depósitos cuaternarios recientes sugiere su pertenencia al Holoceno.

1.2.3.3. Gravas, arcillas y arenas (Coluviones) (21). Holoceno

Se trata de formas con poca representación en la Hoja, debido fundamentalmente a la escasez de relieves contrastados que favorezcan el desarrollo de depósitos de laderas; sus principales manifestaciones se encuentran a lo largo del valle del río Cega. Tanto su textura como su litología están condicionadas por la naturaleza del área madre, encontrándose representantes de composición granítica, calcárea y metamórfica fundamentalmente. Su reducido espesor, generalmente inferior a 1 m, hace que se dispongan sobre las laderas como fino tapiz. Por su situación en los valles se han asignado al Holoceno.

1.2.3.4. Gravas, arenas y arcillas (Conos de deyección) (22). Holoceno

Su representación es mínima, apareciendo como formas triangulares de orden hectométrico generadas en la salida de pequeños barrancos y arroyos al valle del río Cega, de mucha mayor amplitud. Se trata de sedimentos arenosos con limos, arcillas y niveles de cantos, cuya litología depende de la composición del área madre; su espesor oscila entre 2 y 4 m. Se han asignado al Holoceno por su relación con la red fluvial.

1.2.3.5. Gravas, arenas y arcillas (Fondos de valle) (23). Holoceno

De entre todos los fondos de valle de la Hoja, el más destacado es, sin duda alguna, el del río Cega, que la atraviesa de SE a NO; por su representación superficial pueden destacarse también

el arroyo de Santa Ana y el río Malucas. Aunque menos extensos, son muy característicos de la mitad septentrional los depósitos relacionados con valles ciegos.

Si bien el valle del Cega posee tramos rectilíneos, su cauce varía entre sinuoso y meandriforme. Aguas arriba del molino del Cega, el valle presenta una típica forma de artesa, con una anchura de 100 a 700 m y laderas muy verticalizadas; su carácter meandriforme ha dado lugar a barras laterales y depósitos de point-bar, observándose claramente sus cicatrices de acreción, en la fotografía aérea.

Pese al extraordinario encajamiento del río Duratón, sus depósitos aluviales han adquirido un desarrollo mínimo, encontrándose en cualquier caso cubiertos por las aguas del embalse de Burgomillado.

Predominan los arroyos de configuración rectilínea y anchura de orden decamétrico, excepto en los sectores central y septentrional, donde los cursos se encuentran poco definidos, con un encajamiento mínimo, dando lugar a numerosos valles ciegos, en los que se generan algunas lagunillas como consecuencia del deficiente drenaje.

Composicionalmente, estos depósitos incluyen arenas cuarzo-feldespáticas y gravas de composición ígnea y metamórfica, con una menor proporción de limos y arcillas; su espesor oscila entre 1 y 4 m. Pertenecen al grupo de sedimentos más recientes de la Hoja, asignándose al Holoceno.

2. TECTÓNICA

En la presente Hoja se reconocen los efectos de las orogenias hercínica y alpina. La última es la responsable de la geometría actual del Sistema Central en forma de estructura levantada o uplift cabalgante sobre las cuencas terciarias limítrofes. La Hoja de Cantalejo se localiza en el margen septentrional de esta estructura en una zona donde ésta se encuentra semioculta por los depósitos neógenos de la Depresión del Duero, que dejan algunos macizos de materiales paleozoicos y mesozoicos aislados del resto del Sistema Central. Uno de estos macizos es el de Santa María la Real de Nieva, cuyas estrabaciones nororientales afloran en el cuadrante NO de la Hoja (Fig. 2.1).

La orogenia hercínica es la responsable de las deformaciones principales y de los procesos metamórficos e ígneos que se registran en los materiales precámbricos y paleozoicos. Sin embargo, en la Hoja de Cantalejo, los afloramientos de estos materiales son tan escasos, que sólo permiten realizar observaciones muy puntuales de las deformaciones hercínicas. Por esta razón se sugiere consultar las Hojas contiguas, especialmente las de Nava de la Asunción (456) y Turégano (457) para una información más amplia de las mismas.

En todo el Sistema Central, la intensidad de las deformaciones y metamorfismo hercínicos impide comprobar la existencia de estructuras relacionadas con tectónicas anteriores. No obstante, a escala regional se ha citado la posibilidad de un evento cadomiense que quedaría reflejado en el Macizo Santa María por la disposición discordante de los materiales cámbricos sobre su infrayacente precámbrico (MACAYA et al., 1991; AZOR et al., 1992); atribuibles a este evento serían los procesos magmáticos ocurridos en las proximidades de este límite (BISCHOFF et al., 1986). Mejor registro tiene la discordancia sárdica, entre materiales ordovícicos y preordovícicos, que se obser-

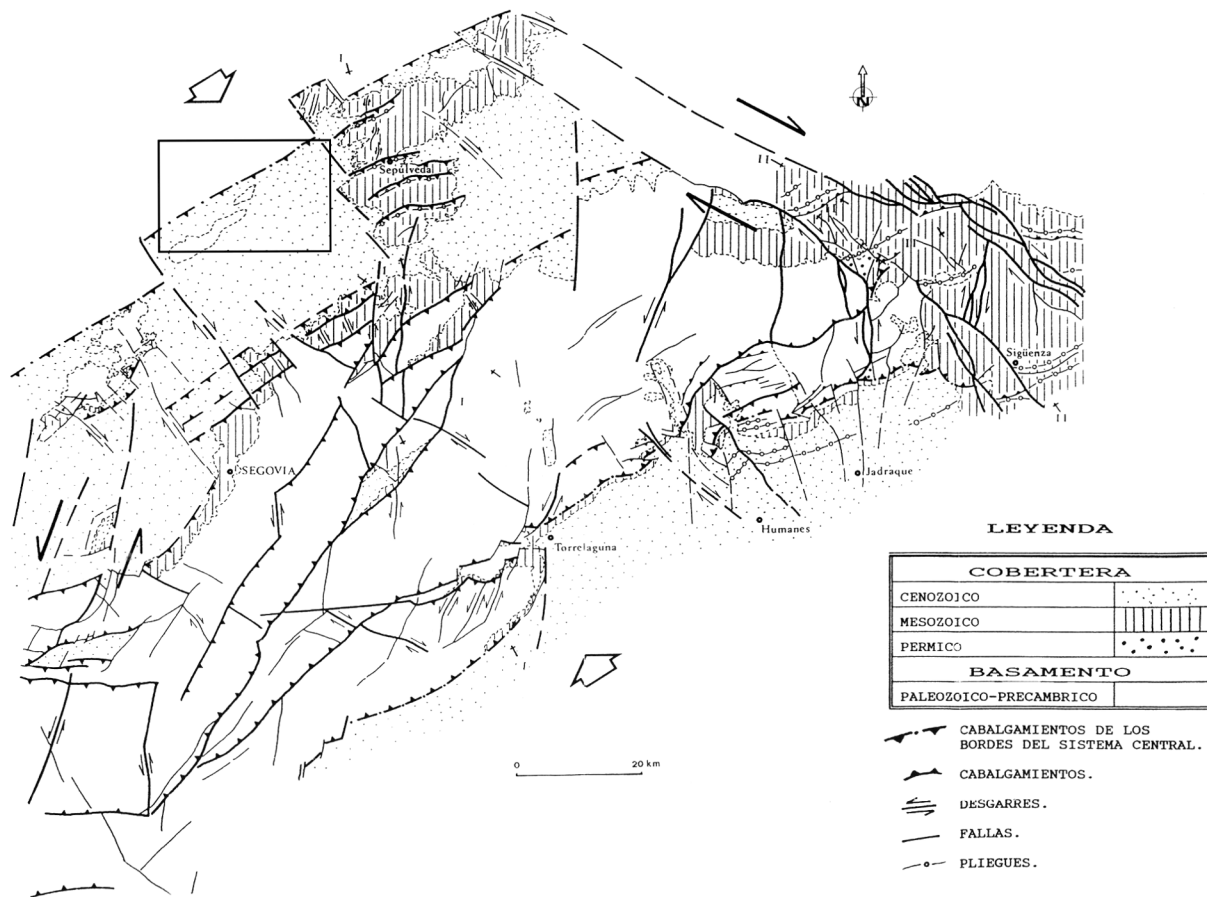


Figura 2.1. Esquema estructural del Sistema Central (De Vicente y González Casado, 1991).

va con facilidad en dicho macizo, así como en el dominio Oriental del Sistema Central; en este caso también se reconoce una importante actividad magmática próxima al tránsito Cámbrico-Ordovícico (VIALETTE et al., 1987) que tiende a relacionarse con los movimientos sárdicos.

2.1. LA OROGENIA HERCÍNICA

En el Sistema Central se reconocen tres fases principales de deformación hercínica y una o dos de plegamiento laxo, atribuidas a un régimen compresivo, a las que sigue una etapa extensional que da paso a la fracturación tardihercínica, también en régimen extensional y de desgarre.

Las tres primeras fases sólo afectan a los materiales metamórficos orto y paraderivados de la región, no existiendo registro de las fases de plegamiento laxo en el Macizo de Santa María, aunque sí se citan en la vecina Hoja de Turégano (457). Según CASQUET et al. (1988), el emplazamiento de los granitoides del Sistema Central estaría controlado en parte por la fase extensional finihercínica subsecuente a la compresión, hipótesis que ha sido también propuesta por BERGAMIN et al. (1988) para explicar el emplazamiento de algunos granitoides deformados aflorantes al sur de dicho macizo (Hoja de Nava de la Asunción, 456) inmediatamente después del cual se produciría la fracturación tardihercínica.

2.1.1. Primera y segunda fases de deformación hercínicas (F_1 y F_2)

A escala regional se ha comprobado que la primera fase hercínica (F_1) responde a una cizalla simple que produce un fuerte plegamiento vergente al este y una esquistosidad asociada muy penetrativa (MACAYA et al., 1991). Sin embargo, en el Macizo de Santa María esta vergencia es hacia el OSO por efecto de la tercera fase, que produce a escala regional pliegues retrovergentes de gran envergadura. En la Hoja de Nava de la Asunción (456) se considera que la estructura de este macizo forma parte del flanco inverso de un gran pliegue de primera fase vergente al E que habría sido girado y vuelto a posición normal por el efecto de la tercera fase de deformación hercínica.

Los pliegues mayores de primera fase se pueden observar en los materiales ordovícicos que afloran en la Hoja mencionada, con orientaciones N-S e inmersiones de sus ejes entre 5° y 20° al N; se describen como pliegues cilíndricos, asimétricos, con un ángulo entre flancos de 60° a 90° (IGME, 1991). En el complejo esquistograuváquico infrayacente, los pliegues de F_1 son más apretados y también presentan vergencias hacia el OSO aunque con una notable dispersión en la orientación de sus ejes que se ha explicado por la existencia de una fase de plegamiento preordovícica (sárdica) que no produciría esquistosidad y sería la responsable de la discordancia entre el Ordovícico y dicho complejo (ALVAREZ, 1982; MACAYA et al., 1991).

La primera fase de deformación produce una esquistosidad S_1 muy penetrativa que es plano axial de los pliegues descritos y que en todo el Macizo de Santa María la Real de Nieva constituye la fábrica principal a escala de afloramiento. Sus directrices son variables debido al efecto de las deformaciones posteriores, aunque se puede decir que tienen una dirección media de $N80^\circ$ a $N150^\circ$ con buzamientos entre 20° y 30° al norte. Localmente, esta S_1 puede estar obliterada por la S_2 e incluso la S_3 . Además en los ortogneises y metapelitas de grado metamórfico medio-alto generalmente se encuentra una sola fábrica que podría corresponder a la S_1 o a un aplastamiento de la S_1 durante la segunda fase (S_1+S_2).

La segunda fase hercínica (F_2) es simultánea y prolongación de la anterior, consecuencia del mismo proceso de cizalla simple, que en este caso se produce de forma heterogénea, concentrándose en bandas de cizalla donde la deformación es muy intensa. En estas bandas se desarrolla una esquistosidad S_2 muy penetrativa que frecuentemente traspone a la S_1 , haciéndola desaparecer completamente a escala de afloramiento, quedando de forma relictas en algunos fenocristales. En el Macizo de Santa María, se han descrito fábricas S_2 en los esquistos metapelíticos del complejo esquistograuváquico al E de la falla de Carbonero el Mayor, así como en los ortogneises y metapelitas de grado medio-alto del sector meridional (Hoja de Nava de la Asunción). En los primeros, la S_2 es una esquistosidad de crenulación muy penetrativa con bandeo tectónico asociado y en ocasiones con desarrollo de una esquistosidad principal de carácter milonítico; en los segundos, la S_2 parece la fábrica principal, con un marcado carácter milonítico, aunque como se ha mencionado anteriormente no se descarta que se trate de la S_1 reaplastada durante la segunda fase (S_1+S_2).

En este contexto, las observaciones realizadas en los reducidos afloramientos de materiales metamórficos del NO de la Hoja de Cantalejo, son las siguientes:

- En la cantera situada al sur de Hontalbilla, se reconoce una única esquistosidad (S_p) cuya orientación media es de N 140°/50°SO, que debe corresponder a la S_1 regional. A simple vista la esquistosidad está formada por una alternancia de niveles cuarzo-feldespáticos claros y minerales micáceos, sin que se observe una lineación mineral bien definida. Al microscopio se reconoce la asociación sin Sp , Qtz+Pl+B±Sill l±Cd, a la que se superpone una fuerte alteración retrógrada por hidratación, que produce cloritización de biotita y sericitización de feldespatos, así como blastesis de mica blanca; esta alteración retrógrada no se ve relacionada con ninguna fábrica concreta.
- En la cantera situada al norte de Fuentepelayo, se observa un conjunto metapelítico con niveles de metaareniscas que presenta intercalaciones de gneises glandulares. Todo este conjunto está afectado por una esquistosidad principal (S_p) de carácter milonítico definida por bandas micáceas que rodean porfidoblastos de feldespato, que debe corresponder a la S_2 regional. La orientación de esta S_p es variable al estar plegada por la S_3 ; su dirección varía de N60° a N100° con buzamientos entre 30° y 50° al SE y S. Son frecuentes las fábricas SC, observándose en ocasiones planos C' con geometría extensional sobreimpuestos a los anteriores. Sobre los planos S, se ha desarrollado una lineación mineral que en los metasedimentos está determinada por la elongación de sillimanita y agregados de cuarzo; en los ortogneises la lineación mineral está definida por la elongación de las glándulas de feldespato potásico que, cuando es muy intensa, confiere a la roca una textura de tipo LS. Los valores de la lineación mineral oscilan en torno a los 15-25° de inmersión hacia el E u O. Los indicadores cinemáticos indican un movimiento del bloque de techo hacia E o SE.

Al microscopio se confirma esta fábrica, observándose las siguientes asociaciones sin Sp : Qtz + Pl + Bt + Ms ± Sill (+ cordierita), en los metasedimentos y Qz + Pl + Bt + FK + Sill l±Gt ± Ms, en los ortogneises. En estas litologías se observa una fábrica de tipo ECC (PLATT y VISERS, 1980), subparalela y ligeramente tardía respecto a S_p , que presenta asociaciones retrógradas del tipo Qz + Ms + Chl + Ab + sericita + pinnita + ilmenita. Estas transformaciones sugieren que al menos los últimos estadios de la deformación principal (F_2) se produjeron en un régimen extensional y por tanto descompresivo, hecho éste que contrasta con la asignación de es-

tas fábricas a zonas de cizalla de origen compresivo. Cizallas extensionales sin F_2 se han reconocido en la Hoja de Rianza (432) donde se interpretan relacionadas con colapsos generalizados que acomodan el engrosamiento cortical producido durante la F_1 .

- En el afloramiento de ortogneises glandulares de la esquina SE de la Hoja se reconoce una única fábrica definida por el aplastamiento generalizado de las glándulas de feldespatos potásico, que no es muy acusado y que debe corresponder a la S_1 aunque también es posible que el aplastamiento se haya acentuado ligeramente durante la F_2 .

2.1.2. Tercera fase de deformación hercínica (F_3)

La tercera fase de deformación dio lugar a un episodio de plegamiento retrovergente generalizado y produjo una deformación intensa y penetrativa en amplios sectores de Sistema Central (MACAYA et al., 1991). Localmente también produjo la inversión de estructuras preexistentes tal y como ha ocurrido en el Macizo de Santa María, donde, como se ha mencionado en el apartado anterior, la vergencia actual de los pliegues de F_1 hacia el OSO se explica por el efecto de esta fase cuando su vergencia original sería hacia el E.

En este macizo las estructuras de F_3 corresponden a pliegues de dirección NNO-SSE vergentes al OSO y a una esquistosidad de crenulación cuya distribución regional es heterogénea.

En los afloramientos del sector noroccidental de la Hoja de Cantalejo, se ha medido una esquistosidad de crenulación con una dirección entre $N100^\circ$ y $N120^\circ$ y buzamientos de 60° - 70° al norte, que se podría interpretar correspondiente a esta fase, aunque tales medidas difieren de las descritas en el seno del Macizo de Santa María.

2.1.3. Plegamientos hercínicos tardíos

En el Sistema Central se suelen citar fases tardías, todavía dentro del régimen compresivo, que producen pliegues de gran longitud de onda y pequeña amplitud. A una supuesta cuarta fase de deformación (F_4) se atribuyen pliegues de dirección aproximada N-S, plano axial subvertical y, ocasionalmente, una esquistosidad de crenulación grosera. La quinta fase (F_5) genera pliegues de dirección E-O, también con planos axiales subverticales. La relación de temporalidad es dudosa, no descartándose una cierta simultaneidad entre ambas o incluso un orden inverso al aquí descrito. Cuando las macroestructuras de una y otra coexisten localmente se puede producir un modelo de interferencia en domos y cubetas.

En la Hoja de Cantalejo no se han observado estructuras asimilables a estas fases de plegamiento tardío, aunque no se descarta que la esquistosidad de crenulación de dirección $N100^\circ$ a $N120^\circ$, que se ha asimilado a la S_3 en el apartado anterior, en realidad se trate de una estructura de F_5 a tenor de su buzamiento subvertical.

2.1.4. Deformaciones finihercínicas

En las zonas de más alto grado metamórfico del Sistema Central se han descrito estructuras nebulíticas (estictolitas en sentido estricto o croiciditas de WAARD, 1950) cuya geometría interna

planar y sus relaciones con la fábrica principal indican un movimiento de componente normal producido por una extensión N-S. Según CASQUET et al. (1988) estas estructuras son indicadores de una etapa temprana de extensión homogénea en todo el ámbito del Sistema Central, cuyas macroestructuras más relevantes son aquellos accidentes extensionales que delimitan las zonas de alto grado metamórfico. Según estos autores, el emplazamiento de los granitoides del Sistema Central (con la excepción de los más tardíos de afinidad monzonítica) estaría controlado por esta etapa extensional.

En la Hoja de Nava de la Asunción (456) se ha descrito la falla de Santa María la Real de Nieva como un accidente dúctil, de componente normal, atribuible a esta etapa extensional. Con una dirección aproximada E-O y buzamiento al norte, divide el macizo del mismo nombre en dos partes, la meridional caracterizada por un metamorfismo de alto grado y presencia de gran cantidad de rocas graníticas, y la septentrional de grado metamórfico medio-bajo, constituida casi exclusivamente por rocas metamórficas. Estudios geofísicos llevados a cabo en la región (BERGAMÍN et al., 1988) han demostrado que esta falla pierde buzamiento en profundidad considerándose como un detachment extensional cuya dirección de movimiento es aproximadamente N-S. Los mismos autores han propuesto que los leucogranitos foliados asociados a esta estructura han podido intruir en relación con su funcionamiento, que además provocaría el metamorfismo de contacto observado en su labio norte. Ya sea como prolongación o relacionada con este accidente, la falla de Carbonero el Mayor, de carácter semidúctil-frágil, se atribuye también a esta etapa extensional; con un salto normal, pero con una cierta componente sinistral que hunde el bloque superior hacia el OSO, produce un salto metamórfico importante en los metasedimentos.

En la Hoja de Cantalejo, no se han detectado estructuras atribuidas a la etapa extensional finihercínica que pudieran estar relacionadas con los dos accidentes mencionados, aunque es de suponer que sí existan y estén ocultos bajo los depósitos terciarios.

A continuación y hasta cierto punto condicionada por la etapa anterior, se produce una intensa fracturación que desde hace tiempo se ha denominado fracturación tardihercínica (PARGA PONDAL, 1969), en la que CAPOTE et al. (1987) reconocen dos etapas. La primera, denominada etapa Malagón, se caracteriza por el emplazamiento de diques de pórfidos graníticos (muy abundantes en todo el Sistema Central pero ausentes en la Hoja de Cantalejo) con direcciones predominantes E-O, aunque también son frecuentes las direcciones entre N90° y N140° e incluso N160°. Estas direcciones indican una extensión uniaxial según un eje N-S a NE-SO. En los estadios finales de esta etapa, todavía bajo un régimen de deformación de tipo dúctil, se producirían algunos desgarres que afectan a los diques de pórfidos graníticos.

La segunda etapa de fracturación tardihercínica o fracturación tardihercínica en sentido estricto, ha sido denominada etapa Hiendelaencina y se produjo en un régimen deformacional de tipo frágil durante el cual se generaron fundamentalmente deslizamientos y fallas normales con movimiento en dirección, que se agrupan según las directrices principales (N10-30° y N 70-90°); también se producirían extensiones radiales que favorecerían el máximo emplazamiento de diques de cuarzo y el desarrollo de procesos hidrotermales. Para esta etapa, CAPOTE et al. (1986) estiman una dirección de acortamiento horizontal constante entre N35° y N55°.

La fracturación observada en los materiales ígneos y metamórficos de la Hoja de Cantalejo es muy escasa y no permite precisar si corresponde a una u otra de las mencionadas fases de fracturación tardihercínica.

2.2. LA OROGENIA ALPINA

La ausencia de depósitos correspondientes al periodo comprendido entre el Pérmico y el Cretácico inferior permite suponer que el grado de incidencia que tuvieron determinados eventos tectónicos del ciclo alpino (estructuración de cuencas pérmicas, rifting triásico y finijurásico) en el Sistema Central fue nulo o muy atenuado. Estos eventos, sin embargo, sí tienen un buen registro en áreas próximas: al este, en el estronque del Sistema Central con la Cordillera Ibérica, y al norte, en la Sierra de Pradales.

ALONSO (1981) y ALONSO y MAS (1982) citan la existencia de un cierto control tectónico durante el depósito del Cretácico superior en el sector oriental del Sistema Central, de tal forma que la distribución de sus facies y la forma de las cuencas estaría condicionada por dos directrices fundamentales, N110-120° y N20-30°.

A tenor de la homogeneidad de las facies Garum a ambos lados del Sistema Central es de suponer que el levantamiento de éste comenzara ya entrado el Paleógeno (finales del Eoceno, según PORTERO y OLIVE, 1983 y PORTERO y AZNAR, 1984) y continuara de forma progresiva durante el Oligoceno y Mioceno inferior, condicionando la individualización definitiva de la Fosa del Tajo.

Es durante el Aragoniense (etapa Guadarrama de CALVO et al., 1991) cuando se produce la configuración prácticamente definitiva del Sistema Central (Fig. 2.2) en forma de "estructura levantada" o uplift cabalgante sobre las cuencas limítrofes, estructura que se ha explicado recientemente como un mega pop-up (BUTLER, 1982) intracratónico emergente por encima de una superficie intracrustal de despegue, situada a unos 8 km de profundidad (Fig. 2.3) que procedente de las Cordilleras Béticas, transmitiría hacia el antepaís los esfuerzos derivados de la formación de esta última cadena (BANKS y WARBURTON, 1986; WARBURTON y ÁLVAREZ, 1989).

Aproximándose a esta idea pero perfilando detalles de la geología de superficie e integrando datos de paleoesfuerzos y gravimétricos, DE VICENTE et al. (1991, 1992 y 1994) han propuesto un modelo general para la evolución alpina del Sistema Central. Las estructuras compresivas principales corresponden a cabalgamientos de dirección N45° a N80°, cuyo movimiento diferencial está regulado por fallas de transferencia con direcciones N130° (desgarres dextrales) y N20° (desgarres sinestrales). Estos cabalgamientos enraizarían en una superficie intracrustal de despegue que con un perfil escalonado, estaría localizada a unos 9 km de profundidad en el sector septentrional de la cadena y a unos 16 km en el sector meridional. Los pliegues que dibuja la cobertura mesozoica y en su ausencia, el techo del basamento, se interpretan como "pliegues de acomodación" (fault bend folds de SUPPE, 1985 o JAMISON, 1987) ya que se producen por la acomodación de los bloques de techo a la geometría de las rampas sobre las que se deslizan. Los autores mencionados deducen una dirección de acortamiento máximo en torno a los N150°.

El perfil escalonado de la superficie intracrustal de despegue podría justificar la asimetría de la cadena cuya vertiente septentrional es más escalonada, con presencia de numerosos cabalgamientos de bajo a medio ángulo y un cabalgamiento frontal con menor salto que en la vertiente meridional, donde existen menos cabalgamientos, pero con mayor ángulo de buzamiento, que permiten una imbricación rápida sobre la Fosa del Tajo. Esta asimetría, se pone también de manifiesto en la morfología actual de la cadena, cuya zona axial, más elevada, está claramente desplazada hacia el margen meridional.

Figura 2.2. Cuadro de correlación entre unidades tectosedimentarias y campos de esfuerzo en la cuenca de Madrid durante el Neógeno (según Calvo et Al. 1991).

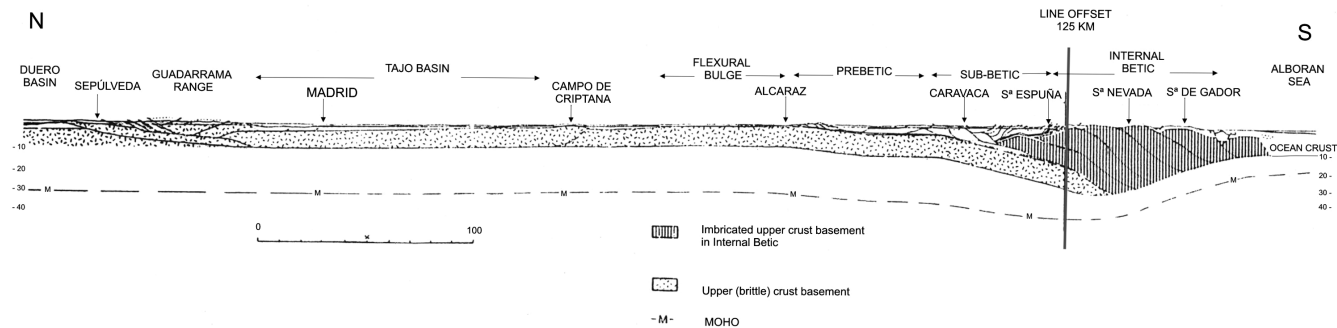


Figura 2.3. Transversal de la estructura alpina del Sistema Central y cordilleras béticas según Banks y Warburton 1991.

Dentro del esquema general de vergencias, al sur en el margen meridional y al norte en el septentrional, son frecuentes, especialmente en este último, los retrocabalgamientos que permiten la individualización de bloques levantados o pequeños pop up. Uno de estos bloques es el de Santa María la Real de Nieva, en cuyo borde meridional se observa una orla de materiales cretácicos que presentan fuertes buzamientos e incluso, como ocurre en la Hoja de Cantalejo, llegan a estar invertidos. Esta disposición permite interpretar este borde como el flanco inverso o verticalizado de un anticlinal vergente al SE, que muy probablemente refleja el funcionamiento de un cabalgamiento de alto ángulo vergente en esta misma dirección. De hecho, en la Hoja de Nava de la Asunción (456) se han cartografiado cabalgamientos de estas características en las inmediaciones de Carbonero el Mayor. Sobre la naturaleza del margen NO de este macizo poco se puede decir al estar oculto bajo los depósitos aragonienses y cuaternarios, pero es de suponer que el límite septentrional del macizo coincida con un cabalgamiento vergente al NO que sería muy probablemente el que resuelve la traslación de éste sobre la Depresión del Duero (cabalgamiento frontal).

En la esquina SE de la Hoja, los depósitos aragonienses reposan discordantes sobre los ortogneises glandulares y los materiales mesozoicos, que en este punto constituyen el borde septentrional del Sistema Central en sentido estricto; por esta razón no se puede precisar la naturaleza de este borde en profundidad aunque según los afloramientos contiguos hacia el este parece que hay continuidad estructural con el Macizo de Sepúlveda (Hoja de Sepúlveda, 431).

Respecto a la edad de los movimientos alpinos, existe una mayor imprecisión que en el margen meridional dada la mala correlación que todavía existe entre buena parte de los depósitos terciarios de ambos márgenes del Sistema Central y a su vez, entre los del margen septentrional y los del resto de la Depresión del Duero. Sin embargo, en este último margen, los depósitos aragonienses no se ven involucrados en la deformación con la misma intensidad que en el margen meridional. Este techo se podría explicar por una heterocronía de la deformación a uno y otro margen del Sistema Central, o bien por una imprecisión en la datación de las series terciarias del margen septentrional.

3. GEOMORFOLOGÍA

3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

El relieve de la Hoja se caracteriza por su gran homogeneidad, con muy pocos contrastes altimétricos, a excepción de tres pequeños sectores. Se asemeja a una gran llanura cubierta de arenas, donde la altura media es de 900 m, descendiendo muy suavemente desde el este hacia el oeste. La mayor cota de la Hoja se localiza en la esquina sureste, concretamente en el Monte de la Lastrilla, y las menores, en el valle del río Cega, único lugar donde se encuentran alturas inferiores a los 800 m.

Dentro de esta gran planicie hay que señalar algunos puntos donde la morfología es más irregular. El primero de ellos, en el sector nororiental, corresponde a las Hoces del Duratón (Fig. 1.2), originadas por un espectacular encajamiento fluvial, de trazado sinuoso, que da lugar a un estrecho valle con escarpes superiores a los 100 m, habiendo sido declarado Parque Natural por constituir un paraje de singular belleza. El segundo punto corresponde a la esquina sureste, con desniveles de 80-100 m, donde se sitúa la mayor cota del área de estudio, el Monte de la Lastrilla

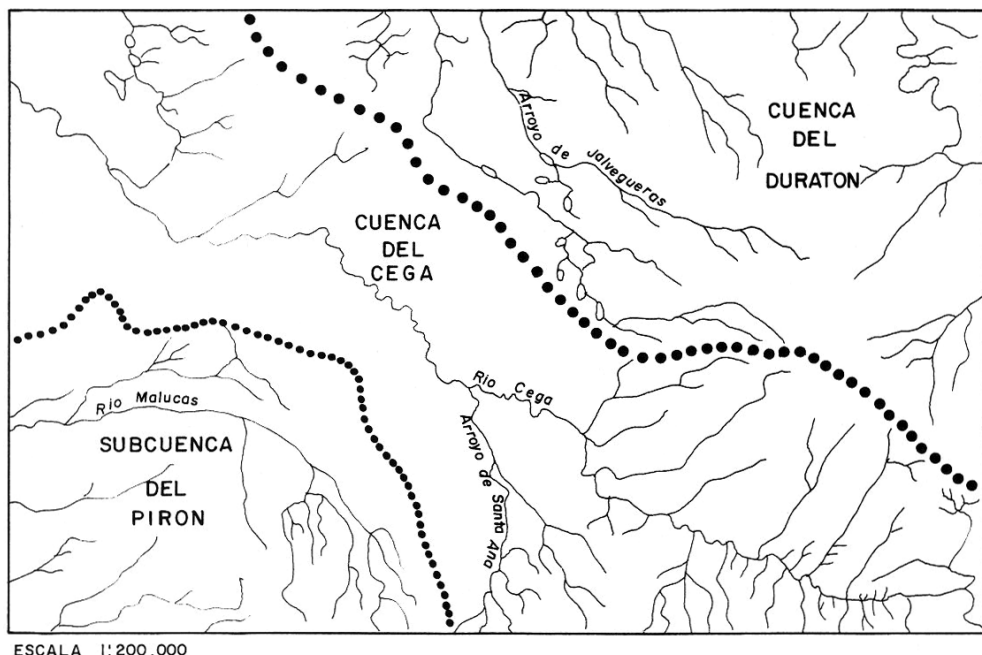


Figura 3.1. Esquema de la red de drenaje.

con 1.068 m; ambos lugares tienen en común la presencia de un sustrato mesozoico de naturaleza carbonatada, apareciendo en el segundo ortogneises glandulares del conjunto hercínico. Otra excepción, dentro de esta gran planicie, la constituye el valle del río Cega, de morfología muy singular en artesa y con un grado de encajamiento superior al del resto de los cursos de agua próximos, dando lugar a escarpes comprendidos entre 20 y 40 m.

La red de drenaje se ordena en torno a los dos cursos de agua principales, Duratón y Cega, ambos procedentes de la Sierra de Guadarrama y con direcciones casi paralelas, al menos en este sector (Fig. 3.1). El río Duratón aparece sólo en el cuadrante noreste mientras que el Cega discurre en diagonal desde el ángulo suroriental al noroccidental, con un trazado entre sinuoso y rectilíneo, señalando una importante directriz regional. El resto de los ríos y arroyos tienen esta misma dirección o la perpendicular con algunas excepciones N-S y E-O.

Los principales afluentes del Cega son: por la margen derecha, los arroyos de Navacedón, Senovilla, Cabezuela, Avilés y las Regueras, y por la izquierda, los arroyos de Santa Ana, el Parral, la Presa, Horcajada, la Malilla y las Casillas. Por lo que al Duratón respecta sólo destaca el arroyo del Charco Redondo, por su margen izquierda. La morfología de la red de drenaje, es en general compleja y ofrece una serie de características descritas en el apartado correspondiente a morfología fluvial.

Climatológicamente, el área se encuentra dentro del dominio mediterráneo templado con influencia continental. La temperatura media anual varía entre 10-11°C en el sector oriental y 11-12°C, en el occidental. Por lo que respecta a la precipitación media anual, se halla comprendida entre 500 y 600 mm.

3.2. ANTECEDENTES

Los trabajos de carácter geomorfológico sobre el área de la Hoja de Cantalejo son casi inexistentes, pero dentro de esta escasez hay que destacar la tesis doctoral de FERNÁNDEZ (1987) efectuada entre el Sistema Central y el Macizo de Santa María la Real de Nieva, ambos presentes en el área de estudio.

La realización de las Hojas geológicas del Plan MAGNA de Peñafiel (374), Nava de la Asunción (456) y Turégano (457), próximas a la de Cantalejo, han aportado numerosos datos de índole geomorfológica sobre el sector, al llevar como complemento un mapa dirigido a estos aspectos.

En cuanto a los depósitos cuaternarios, la mayor cantidad de literatura es la dedicada a los depósitos eólicos. Ya en el siglo pasado, CASIANO DEL PRADO (1854) hace mención a las arenas móviles de la provincia de Segovia y CORTÁZAR (1890) señala un espesor de 20 m, pero las considera debidas a un transporte torrencial con una inundación posterior. Trabajos posteriores son los debidos a MALLADA (1911) y HERNÁNDEZ PACHECO (1923 a y b) que las atribuye inequívocamente al viento. Sobre el origen de estas arenas, que procederían del Albiense y del Mioceno, también trata BRAVARD (1965).

Más recientemente, diversos autores han cartografiado y estudiado las arenas de la Cuenca del Duero, además de aportar numerosos datos sobre la composición mineralógica y las características texturales de estos sedimentos. En este sentido, destacan los trabajos de CASAS y LEGUEY (1971), CASAS et al. (1972) y ALCALÁ DEL OLMO (1972 y 1974). También GARCÍA ABBAD y REY SALGADO (1973) cartografían depósitos eólicos, pero en este caso al sur de Valladolid, entre Tudela de Duero y el Páramo de la Parrilla.

Por otra parte, PÉREZ GONZÁLEZ (1982) en su tesis doctoral sobre el corredor Manchego, donde también las arenas eólicas alcanzan importantes extensiones, hace una división sobre los principales arenales de la península, dedicando especial atención al sector del Duero.

Por último, la realización de las numerosas Hojas de la Cuenca del Duero para el Plan MAGNA, así como el Mapa del Cuaternario de España a escala 1:1.000.000 permiten conocer más detalladamente las características y los límites de estos sedimentos eólicos del interior de la península.

3.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO

En este apartado se analiza la morfología de la Hoja desde un punto de vista de la actuación de los procesos externos sobre los materiales aflorantes.

3.3.1. Estudio morfoestructural

Morfoestructuralmente son cuatro los dominios que pueden reconocerse en la Hoja y que de alguna manera conforman el relieve que se observa en la actualidad. Estos dominios son (Fig. 1.2):

- Macizo de Santa María la Real en Nieva, en sus estribaciones nororientales; aparecen en el cuadrante NO con una dirección SO-NE, siendo denominadas Macizo de Zarzuela en el presente trabajo. Se caracteriza por el afloramiento de rocas ígneas y metamórficas a las que se adosa una delgada cobertera de materiales carbonatados y detríticos cretácicos.
- Sistema Central, correspondiente a la vertiente septentrional de la Sierra de Guadarrama. Se localiza en la esquina SE. Está constituido por gneises glandulares sobre los que se disponen sedimentos carbonatados del Cretácico.
- Macizo de Sepúlveda en sus estribaciones occidentales. Aparece en el cuadrante NE representado fundamentalmente por carbonatos cretácicos en los que se encaja el río Duratón dando lugar a las conocidas y espectaculares Hoces.
- Depresión del Duero, constituida por sedimentos neógenos. En ella se puede individualizar el Corredor de Cantalejo, que constituye una pequeña subfosa de dirección NE-SO, limitada al NO por el Macizo de Santa María la Real de Nieva y al SE por el Sistema Central en su sector de la Sierra de Guadarrama. Es la prolongación nororiental de la subfosa de Valverde de Majano (FERNÁNDEZ, 1987).

La estructura general de la región se caracteriza por un zócalo de edad precámbrico-paleozoica con un Mesozoico que lo reviste y que se comporta solidariamente con él, en una típica tectónica de revestimiento con bloques orientados generalmente según NE-SO; ambos aparecen en las áreas levantadas (Macizo de Zarzuela-Sistema Central). En los sectores de bloques hundidos tiene lugar la sedimentación de los materiales terciarios y cuaternarios (Depresión del Duero).

La morfología de carácter estructural está escasamente representada, pero se reconocen escarpes estructurales, replanos estructurales y cerros cónicos. La mayor parte de estas formas se presentan en el tercio meridional, donde los sedimentos terciarios ofrecen diferentes grados competencia; así, los niveles de gravas y calizas originan suaves replanos y mesas que destacan dentro de la topografía general.

Por otra parte, se han considerado también aquellas fracturas que por una u otra causa adquieren expresión morfológica ya sea por medio de un escarpe o por el desplazamiento de cualquier otro rasgo. Se han representado algunos de estos pequeños accidentes al norte de Fuentepelayo, en el Macizo de la Zarzuela, donde desplazan las alineaciones mesozoicas.

Por último, conviene hacer un análisis de la morfología de la red de drenaje, puesto que numerosos segmentos de la misma presentan trazados muy rectilíneos relacionados en general con las estructuras regionales (Fig. 3.1). En primer lugar, la red principal, constituida por los ríos Duratón y Cega, tiene una dirección perpendicular o casi perpendicular a la dirección general de los macizos y del Corredor de Cantalejo, es decir SE-NO.

En cuanto a la red secundaria de los ríos Cega y Duratón, predominan las direcciones paralelas o subparalelas a los macizos, observándose dos direcciones más, E-O y N-S, ocupadas en general por los tramos altos o de cabecera, es decir, por los tramos de la red con encajamiento más reciente (sector de Aguilafuente y Sauquillo de Cabezas).

Otra de las observaciones que puede hacerse a la vista del mapa geomorfológico es la indefinición de la red en el sector centro-septentrional, donde se reconocen áreas de mal drenaje, divisorias confusas, pérdidas de flujo, valles ciegos y una red que apenas encaja. Este fenómeno puede deberse a una subsidencia funcional en la actualidad o a la interferencia de los flujos con los cordones dunares en un área de topografía llana, pudiendo considerarse también una génesis mixta para estos hechos.

3.3.2. Estudio del modelado

La actuación de los procesos externos da lugar a una gran variedad de formas, tanto sedimentarias como erosivas. Las formas más destacadas son las eólicas, ocupando gran parte de su superficie, seguidas de las fluviales; las formas poligénicas, estructurales y las relacionadas con procesos de mal drenaje, completan el espectro morfológico que caracteriza esta zona.

3.3.2.1. Formas eólicas

Dentro de este grupo son los complejos dunares y las acumulaciones eólicas las formas más representativas. Tanto unas como otras causan gran sorpresa en la realización de los trabajos de campo, tanto por la gran extensión que ocupan como por la potencia que en ocasiones alcanzan.

Desde épocas muy remotas se conocen extensos mantos de arena y campos de dunas en la Meseta Norte, constituyendo los de la Cuenca del Duero el complejo eólico más importante del interior peninsular. Aunque sus límites no están todavía muy definidos, ocupan centenares de km², desde los sectores centrales de la cuenca casi hasta el pie del Sistema Central.

En la Hoja de Cantalejo se han diferenciado cuatro tipos de acumulaciones eólicas: manto eólico, campo de dunas, cordón de dunas parabólicas y campo de grandes dunas. El manto eólico se reconoce como un conjunto de arenas blancas silíceas que ofrecen un aspecto muy homogéneo, ocupando gran parte de las mitades sur y este de la Hoja. Probablemente se trata de un antiguo campo de dunas actualmente muy degradado, habiendo perdido la morfología externa. En ocasiones tienen una cierta relación con los valles, estando frecuentemente incididos por los cauces.

Los campos de dunas alcanzan también una gran extensión, ocupando el sector central. Se trata generalmente de dunas parabólicas con brazos sensiblemente subparalelos, alargados y que, en algunos sectores, coalescen formando arcos solapados. Aunque en la mayoría de los casos pueden observarse sus formas, no es infrecuente que sus crestas estén arrasadas por deflación y aparezcan formas secundarias de erosión eólica. La orientación general de estas dunas parece indicar una dirección dominante del viento procedente del SO.

El cordón de dunas parabólicas se ha diferenciado del campo de dunas anteriormente descrito por la particular forma que ofrece en el estudio de la fotografía aérea y por su aparente superposición a todo lo anterior; se localiza al norte de Lastras de Cuéllar. Dentro de este conjunto se han señalado de forma aislada las dunas más sobresalientes.

El cordón se caracteriza por constituir una banda de dirección SO-NE, bastante bien conservada, con menor grado de erosión que las formas circundantes. En cuanto a las formas aisladas, son

claramente asimétricas y es frecuente que la rama sur sea más corta que la rama norte. La nariz de las dunas se alarga en la dirección del viento efectivo y suele medir entre 100 y 200 m.

El campo de grandes dunas ocupa la esquina noroeste, alcanzando su máxima extensión en la contigua Hoja de Navas de Oro (429). Se trata de un conjunto de dunas parabólicas y longitudinales, de gran tamaño, alcanzando diferencias de cota de 20-25 m, entre los surcos dunares y las crestas, formando el relieve eólico más acusado dentro del área de estudio. Por otra parte, hay que señalar que están colonizadas por vegetación rasa, de pequeños arbustos, y por concentraciones de grandes pinos. En el sector más oriental de esta unidad, se forman una serie de lagunas próximas al arroyo de la Cigüeña, en un área de surcos interdunares: Lucía, del Carrizal y Tenca, originadas probablemente por el ascenso del nivel freático en la zona interdunar.

Por lo que a las formas de erosión o deflación se refiere, se pueden reconocer varios tipos, no todos cartografiados, como consecuencia de sus dimensiones. Entre todo este conjunto hay que destacar los nichos de deflación, los surcos de deflación y las cubetas de deflación, de las cuales, estas últimas son las que tienen representación en el mapa geomorfológico. Los primeros son pequeños y de forma ovalada, no sobrepasando el eje mayor los 100-150 m, con profundidades de 2-3 m. Los surcos están excavados en la dirección del viento dominante, pudiendo alcanzar varios cientos de metros de longitud; tanto unos como otros se desarrollan en las crestas de las dunas y en las áreas interdunares a modo de estrechos pasillos. Por último, las cubetas de deflación constituyen depresiones ovaladas o circulares abiertas por un lado, que normalmente indica la procedencia del viento. Algunas de ellas se localizan al sur del río Cega en el sector comprendido entre el molino de la Peña y el molino del Cega.

Finalmente, hacen acto de presencia los ventifactos o cantos facetados, con su típica pátina satinada por la erosión eólica, que se distribuyen de forma dispersa por toda la Hoja.

3.3.2.2. *Formas fluviales*

Dentro de este grupo, las formas más representativas son los depósitos de fondo de valle, destacando el del aluvial del río Cega, los conos de deyección y los valles ciegos. Todo este conjunto se refiere a la tipología sedimentaria, ya que la erosiva es de mayor variedad, teniéndose en cuenta a lo largo de este apartado.

El valle del río Cega es el que posee un mayor recorrido dentro de la Hoja, atravesándola en diagonal de SE a NO. Su valle es bastante rectilíneo en algunos tramos, aunque el cauce en sí varía entre sinuoso y meandriforme, con una anchura variable entre 100 y 700 m. En el sector comprendido entre el molino del Cega y la confluencia del arroyo de Santa Ana, el desarrollo meandriforme de su curso ha dado lugar a barras laterales y depósitos de point-bar, observándose claramente en la fotografía aérea las cicatrices de acreción. Por otra parte, el perfil transversal del río es en artesa, con paredes muy verticales cuyos desniveles, en cualquier caso, no superan los 30 m.

El resto de los arroyos dan lugar a valles, en general rectilíneos, a excepción de los sectores centro-septentrional y nororiental, donde los cursos están poco definidos, sin apenas encajamiento, de manera que a veces se observan pequeños fondos de valles ciegos en los que pueden producirse fenómenos de mal drenaje que dan lugar a pequeñas lagunas o a fondos semiendorreicos.

Aunque este hecho, en principio, podría relacionarse con procesos tectónicos de subsidencia, la realización de la cartografía geomorfológica hace pensar en una génesis mixta en la que además de la subsidencia se produzca una interceptación de los cauces poco encajados, por arenas eólicas que aíslan fragmentos de los mismos, funcionando estas áreas aisladas como zonas endorreicas o semiendorreicas. Además de estos mecanismos, algunas de las depresiones en las que se producen encharcamientos, corresponden a ascensos del nivel freático por encima de la cota topográfica de los surcos interdunares.

Otras formas fluviales con depósitos son los conos de deyección, de forma casi triangular y perfil convexo, que se originan mayoritariamente en el valle del río Cega, a la salida de algunos arroyos que desembocan en él. En general, son de pequeñas dimensiones, no superando nunca un cuarto de km².

Las formas erosivas ofrecen una mayor variedad. La red de incisión se desarrolla sobre todo en los materiales carbonatados y cristalinos de los sectores NE y SE, es decir, en los sectores más próximos a los relieves y sobre las rocas más antiguas. El modelado del encajamiento ha dado lugar también a las conocidas Hoces del río Duratón en el cuadrante NE y a la pequeña Hoz del Cega, en el borde NO de la Hoja. Se observan, además, procesos de arroyada difusa y erosión lateral en los cauces.

3.3.2.3. Formas de ladera

Están representadas única y exclusivamente por los coluviones. Son formas muy escasas, relacionadas con los valles, como se aprecia en el cuadrante SE en el del río Cega. Dan formas paralelas al cauce y litológicamente dependen del material del cual proceden. En general, ninguno destaca especialmente por su tamaño, potencia o significación.

3.3.2.4. Formas lacustres

Son muy características dentro de la morfología general de la Hoja y se presentan de forma relativamente abundante. Las de mayor tamaño son las que se encuentran próximas a la esquina NO: lagunas Lucía, Tenca y del Carrizal, ésta con un alto nivel de agua actualmente. Entre las del sector centro-septentrional, de menor tamaño, destacan las de Muña, Navahornos, Navalayegua, Navaelsoto, la Temblosa, Juan y Cespedosa. Algunas están colmatadas y otras se encharcan temporalmente dando lugar a la formación de turberas, frecuentes en este sector.

En cuanto su formación, ya comentada en el apartado de formas fluviales, es preciso insistir aquí en el proceso de subsidencia como una de las causas principales que, en principio, requiere la acumulación de turba.

3.3.2.5. Formas poligénicas

Aparecen representadas por las superficies de erosión. En primer lugar se ha cartografiado la superficie de erosión desarrollada sobre los sedimentos carbonatados del Cretácico y que se prolonga por la contigua Hoja de Sepúlveda (431); se encuentra entre 1000 y 1030 m y aunque las calizas y dolomías mesozoicas se encuentran suavemente deformadas en las Hoces del Duratón,

puede observarse como dicha superficie secciona diversos estratos. Tanto por sus características como por la cota a la que se encuentra, se asimila a la superficie de erosión fundamental, definida por PEÑA MONNE (1974), para todo el ámbito de la Cordillera Ibérica. Dicha superficie, de carácter poligénico, se caracteriza por el desarrollo de una serie de procesos kársticos; aunque en esta Hoja se manifiestan por un lapiaz, en otras zonas se pueden reconocer dolinas, uvaes, poljés, etc., dando una arcilla roja como producto residual de la disolución, arcilla cuya presencia es frecuente en el plano “al aire” que da la superficie.

En cuanto al significado morfológico de esta superficie, ya se ha señalado en numerosos trabajos su relación con los sedimentos de la Depresión que cierran el ciclo neógeno, aunque la dificultad de asignar una edad concreta a los mismos, impide a la vez dar una edad precisa a la superficie que en cualquier caso estaría comprendida entre el Vallesense y el Plioceno.

La segunda superficie se desarrolla sobre las rocas graníticas de las estribaciones NE del Macizo de Santa María la Real de Nieva. Ha sido definida por FERNÁNDEZ (1987) en su tesis doctoral con el nombre de “Superficie inferior exhumada” y se sitúa por debajo e imbricada con respecto a la “Alta superficie en granito” (aplanamiento más alto del Macizo de Santa María la Real de Nieva). La “superficie inferior exhumada” aparece en la Hoja de Cantalejo entre los 880 y 900 m. Según FERNÁNDEZ (1987), se caracteriza por constituir un aplanamiento generalizado en todo el macizo y llevar asociados unos recubrimientos de relativa extensión, constituidos por depósitos paleógenos, lo que hace que se la vincule directa y genéticamente con estos sedimentos, siendo muy posterior su exhumación.

3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES

Se describen aquí todas aquellas formas con depósito, ya sea consolidado o no, relacionadas con la formación del relieve que se observa en la actualidad. Las formaciones superficiales se caracterizan por su cartografialidad a la escala de trabajo y se definen por su geometría, textura, litología, potencia, tamaño, génesis y en algunos casos, cronología. Como algunos de estos atributos han sido descritos en el apartado anterior, se presta en el presente una mayor atención a la litología, textura y potencia.

En primer lugar hay que hacer referencia a los depósitos eólicos que se tratan en conjunto dadas las características similares que ofrecen. Como ya se ha mencionado anteriormente, los arenales de la provincia de Segovia, denominada también “tierra de Pinares”, han sido estudiados por CASAS y LEGUEY (1971), CASAS et al. (1972) y ALCALÁ DEL OLMO (1972 y 1974). Este último autor aporta numerosos datos acerca de las características texturales y mineralógicas de estos sedimentos, señalando en general el predominio de las arenas finas (0,5-0,2 mm) y muy finas (0,2-0,05 mm), aumentando su proporción hacia los sectores norte y noreste de la provincia. Los limos, arcillas y gravas tienen muy escasa representación, con porcentajes medios del 3 al 4%; la clasificación es de buena a excelente y el autor da unos índices de TRASK comprendidos entre 1,3 y 1,8, reconociendo índices de simetría bajos e incluso nulos. La composición de la fracción ligera está dominada por el cuarzo (75%), seguido por feldespato potásico (15-16%), plagioclasa (0,5-2%) y fragmentos de rocas sedimentarias (2,5-3%) y metamórficas (0,5-1,5%); entre la fracción pesada se ha observado el predominio del circón (20-50%), granate (5-35%), turmalina (10-25%) y andalucita (5-15%).

En las canteras situadas al norte de Muñoveros se han reconocido arenas eólicas con estratificación planar y en surco, climbing ripples, deformación hidroplástica, escape de fluidos, bioturbación por raíces y restos vegetales, sobre una posible terraza arenosa, de características muy similares.

Por lo que se refiere a la edad, aunque no existen datos concretos, se asignan al intervalo Pleistoceno medio-Holoceno.

Las formaciones superficiales de carácter fluvial se limitan a los fondos de valle y los conos de deyección. Los fondos de valle están constituidos por arenas cuarzo- feldespáticas con limos y arcillas en menor proporción, y gravas de cuarzo, cuarcita, granitoides y caliza. La potencia de estos depósitos no es observable en ningún punto, pero se supone comprendida entre 1 y 4 m; se asignan al Holoceno.

Los conos de deyección, también de edad holocena, ofrecen una litología que depende del sustrato del cual proceden. No obstante, se trata en general de sedimentos arenosos con limos, arcillas y niveles de cantos procedentes de las facies detríticas terciarias. Su potencia es variable, oscilando entre 2 y 4 m.

En cuanto a las formaciones superficiales de ladera, al igual que en los conos de deyección, tanto su litología como su textura dependen del material subyacente. La mayor parte de ellas proceden del Terciario detrítico, por lo que están constituidas por acumulaciones caóticas de arenas y arcillas, con fragmentos de cuarzo y cuarcita, de diversos tamaños; las que aparecen en la esquina SE de la Hoja contienen además fragmentos de calizas, procedentes del Cretácico. Se les supone una edad holocena por su situación en las zonas más bajas de los valles y por su relación con los depósitos aluviales más recientes.

Por último, en cuanto a las formaciones de carácter endorreico, los mejores ejemplos se pueden observar en el sector centro-septentrional de la Hoja, especialmente en el ámbito de la laguna de Navalhornos, donde los depósitos que se forman constituyen, en algunos casos, verdaderas turbas. La materia orgánica es abundante y se pueden ver fragmentos de troncos, raíces y hojas; el sedimento es de color negro y se observan abundantes arenas que, por una parte, se deben al sustrato arenoso y, por otra, pueden indicar la existencia de corrientes tractivas por la relación existente entre estos depósitos y algunos fondos de valle. La forma es ovalada y su potencia no debe superar los 3 m. Son bastante recientes y siguen siendo funcionales en la actualidad, por lo que en el cuadro cronológico se les ha atribuido una edad holocena.

3.5. EVOLUCIÓN DINÁMICA

Al iniciar este apartado conviene recordar la situación de la Hoja en un contexto regional de carácter morfoestructural. Desde este punto de vista, está ocupada en su mayor parte por el Corredor de Cantalejo, subfosa rellena de materiales terciarios y pertenecientes al sector meridional de la Depresión del Duero. Se trata de una pequeña depresión alargada en dirección SO-NE y limitada al NO por las estribaciones nororientales del Macizo de Santa María la Real de Nieva, al SE por el Sistema Central, en su sector de la Sierra de Guadarrama, y al NE por las estribaciones más occidentales del Macizo de Sepúlveda (Fig. 1.2).

La evolución de esta cuenca está controlada en gran medida por el comportamiento tectónico de los bordes (distribución de bloques levantados y hundidos) y los sucesivos arrasamientos sufridos en los relieves o bloques levantados. De estos arrasamientos el más antiguo es la "Superficie inferior exhumada" (FERNÁNDEZ, 1987) relacionada con el relleno de edad Oligoceno-Mioceno inferior. Esta superficie es la que se desarrolla sobre los granitos de Lastras de Cuéllar, quedando exhumada en el proceso de erosión cuaternaria.

Con posterioridad, durante el Mioceno medio-superior, e incluso en el Plioceno, la cuenca se sigue rellenando y los relieves mesozoicos del NE y SE sufren un arrasamiento que da lugar a la denominada "superficie de erosión fundamental", que enrasa, aproximadamente a la cota de 1000 m, con los sedimentos más modernos del relleno de la depresión. Como es frecuente en los bordes, la edad última de este relleno es muy difícil de precisar por la ausencia de datos paleontológicos, por lo que se le asigna una edad amplia Vallesiense-Turolense, por correlación con otras unidades miocenas descritas en la vecina Hoja de Sepúlveda (432). No obstante, ya que sus facies son muy similares a los depósitos de tipo "raña" hay que pensar que su edad puede incluso llegar al Plioceno.

A partir de este momento se produce un cambio en la morfogénesis y se inician los procesos de erosión, con el encajamiento de la red durante el Cuaternario. La escasa incisión de ríos y arroyos, a excepción del Duratón y el Cega, las confusas divisorias, las lagunas y las áreas de mal drenaje con formación de turbas, hacen pensar en la existencia de movimientos de subsidencia en la depresión.

Por otra parte, en un momento determinado del Cuaternario, difícil de precisar, existe un cambio en las condiciones climáticas que da lugar a fuertes vientos del SO que se cargan en arenas y van recubriendo gran parte de este territorio hasta originar un paisaje dunar de grandes dimensiones.

Según diversos autores (PÉREZ GONZÁLEZ, 1982) el paisaje eólico del interior de España es multicíclico. En la Depresión del Duero, este mismo autor (1979) denuncia la existencia de grandes cubetas de deflación sobre la superficie de Aalejos, de posible edad Pleistoceno medio inferior.

En la Hoja de Cantalejo, las arenas más antiguas parecen ser las que constituyen el denominado "manto eólico", pues son las más expansivas, relacionándose con los valles, por los que están disectadas ampliamente. Posteriormente se depositarían las unidades constituidas por los "campos de dunas" y, finalmente, sobreimponiéndose a las restantes unidades el "cordón de dunas parabólicas de dirección SO-NE".

En definitiva, en los territorios de la Depresión del Duero, los vientos efectivos responsables de los distintos procesos de erosión y acumulación, son los vientos del SO (PÉREZ GONZÁLEZ, 1979). Este conjunto de formas requiere un clima algo más seco que el actual, quizás por debajo de los 350 mm/año, y cálido, con una vegetación clareada y arbustiva (PÉREZ GONZÁLEZ, 1982).

Los últimos retoques son debidos a la acción fluvial y a los procesos de carácter endorreico, que se convierten en algo singular dentro de la Hoja de Cantalejo.

3.6. DINÁMICA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

Dadas las características litológicas y estructurales de este sector, así como la suave morfología del mismo, no se prevén cambios importantes en el paisaje, ni procesos que modifiquen de forma sustancial ningún sector de la Hoja.

Desde el punto de vista de los procesos internos, parece indudable la existencia de una tectónica distensiva con subsidencia en el Corredor de Cantalejo. Esta tendencia subsidente parece haber funcionado durante el Cuaternario dado el escaso encajamiento de los ríos y la formación de lagunas y turberas, siendo muy posible su funcionamiento en la actualidad.

En cuanto a los procesos externos, la tendencia señala hacia procesos de incisión vertical y erosión remontante en los bordes, así como erosión lateral del cauce en algunos meandros del río Cega. Por otra parte, la formación de áreas de mal drenaje es también un proceso actual cuyo desarrollo y evolución, a corto plazo, dependerá no sólo del fenómeno subsidente, sino también de las condiciones climáticas que produzcan subidas y bajadas del nivel freático.

Por último, los procesos eólicos parecen seguir siendo funcionales pero de forma atenuada, limitándose a movilizar algunas arenas superficiales.

4. PETROLOGÍA

4.1. DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES

Como ya se ha señalado en el capítulo correspondiente a estratigrafía, en la Hoja afloran rocas constituyentes del zócalo regional, de una u otra forma relacionadas genéticamente con la orogenia hercínica. Así, en el ámbito del Macizo de Zarzuela afloran rocas ígneas (unidades 1 y 2) y metamórficas (unidad 4), en tanto que en relación con las estribaciones del Sistema Central, tan solo aparecen rocas de este tipo (unidad 3).

4.1.1. Rocas metamórficas

Incluyen dos unidades cartográficas. Una de ellas, de origen ortoderivado (unidad 3), aflora en el sector suroriental; la restante, de origen paraderivado (unidad 4), queda restringida al sector noroccidental. A nivel regional se interpretan como una serie sedimentaria afectada posteriormente por intrusiones graníticas, metamorfizadas conjuntamente durante la orogenia hercínica.

4.1.1.1. Ortogneises glandulares (3)

Pese a su escasa representación en la Hoja, sus afloramientos son muy extensos en la Sierra de Guadarrama, constituyendo una de las unidades características del Sistema Central. Su principal rasgo distintivo es la presencia de megacristales de feldespato potásico de hasta 10 cm, envueltos en una matriz oscura constituida fundamentalmente por biotita, cuya orientación define la esquistosidad principal; debido a sus tonalidades oscuras, en la vecina Hoja de Turégano (457) han sido denominados “Gneises mesocratos-melanocratos”.

Al microscopio evidencian su carácter glandular, con texturas granolepidoblásticas y blastoporfidicas de matriz bandeada. Como componentes principales aparecen cuarzo, plagioclasa, ortosa, microclina, biotita, sillimanita, cordierita y granate, con circón, apatito, esfena, ilmenita y opacos como accesorios; entre los minerales de origen secundario se encuentran albita, sericita, moscovita y clorita. Se observa la superposición subparalela de fábricas de diferentes condiciones metamórficas.

La presencia de granate anterior a la esquistosidad principal, define una asociación precinemática integrada por cuarzo + plagioclasa + feldespato potásico + biotita $\pm$ sillimanita $\pm$ granate; la sillimanita aparece incluida en las glándulas de ortosa microperítica y microclinizada.

La génesis de la esquistosidad principal implica una fábrica no coaxial con microtextura asimétrica en la que el granate se transforma en cordierita + feldespato potásico $\pm$ biotita $\pm$ sillimanita; durante esta fase tendría lugar una reducción del tamaño de grano de feldespato, con recristalización extensiva de las glándulas, en colas asimétricas, y de agregados poligonales de plagioclasa + microclina + cuarzo, elongados según la esquistosidad principal, así como bandas lepidoblásticas de biotita y sillimanita.

Posteriormente, se generan planos discretos subparalelos a la esquistosidad principal, en los que tiene lugar una deformación retrógrada, algo más frágil, con blastesis de sillimanita + moscovita + sericita $\pm$ biotita + opacos.

De acuerdo con lo anterior, la roca original, de composición granodiorítica o granítica, sufrió los efectos de un metamorfismo regional de grado alto, dentro de la zona de feldespato potásico + granate. La génesis de la esquistosidad principal se produjo en condiciones de grado medio, a altas temperaturas dentro del campo de baja presión de la facies de las anfíbolitas. La evolución metamórfica culminaría con un proceso retrógrado en el que se alcanzaron condiciones de grado bajo, en la zona de moscovita + clorita.

4.1.1.2. *Metasedimentos con masas de gneises glandulares (4)*

En todo el ámbito del Sistema Central, se incluye bajo la denominación de “metasedimentos” un grupo heterogéneo de rocas paraderivadas, caracterizadas por sus tonos oscuros y por mostrar un acusado bandeado tectónico; constituyen el conjunto encajante sobre el que intruyeron los granitoides precursores de los ortogneises glandulares (unidad 3). Sus afloramientos están restringidos al Macizo de Zarzuela, en el que se reconocen esquistos, metaareniscas, pizarras y cuarcitas, con inclusiones incartografiables de ortogneises glandulares; a pesar de la deficiencia de los afloramientos, se aprecian algunas diferencias entre los sectores de Hontalbilla y Fuentepe layo.

En el sector de Hontalbilla existe un claro predominio de metaareniscas, observándose pizarras y esquistos en menor proporción. En general, presentan texturas granoblásticas poco elongadas y lepidoblásticas, con cuarzo, plagioclasa, biotita y cordierita como componentes principales y circon, turmalina, apatito, esfena, ilmenita y magnetita, como accesorios; entre los minerales de origen secundario aparecen mica blanca, clorita, pinnita y sericita. Se observa un agregado grano-blástico de cuarzo, plagioclasa y cordierita, en cuyos huecos se alojan finos lepidoblastos de biotita; la foliación principal está definida por agregados micáceos elongados. La asociación sincrónica con la esquistosidad principal viene dada por cuarzo + plagioclasa + biotita $\pm$ sillimanita $\pm$ cordierita; la superposición de procesos de sericitización, retrogradación e hidratación produjo, entre otros efectos, pinnitización pseudomórfica de cordierita y de los agregados micáceos, fuerte cloritización de biotita, sericitización de feldespatos y blastesis de mica blanca.

En las proximidades de las intrusiones hercínicas (unidad 1) se dejan sentir sus efectos térmicos, con el desarrollo de metamorfismo de contacto, puesto de manifiesto por procesos de blastesis

estática poiquilítica y pseudomórfica, con génesis de cordierita y andalucita. Esta corneanización, que oblitera la esquistosidad principal, se ve parcialmente enmascarada por procesos de retrogradación e hidratación, generándose agregados de micas blancas, clorita y pinnita, de grano muy fino.

Por lo que respecta al sector de Fuentepelayo, en la serie metasedimentaria predominan los esquistos y metaareniscas, con esporádicos niveles cuarcíticos y masas de gneises glandulares cuya relación con el conjunto paraderivado no resulta fácil establecer debido a la deficiencia de los afloramientos. En general, los metasedimentos aparecen como rocas cuarzomícáceas de grano fino, con fábrica plano-linear y textura granolepidoblástica y milonítico-filonítica. Al microscopio se observan cuarzo, plagioclasa, biotita, moscovita, cordierita y sillimanita, como minerales principales, y turmalina, circón, ilmenita, apatito y magnetita, como accesorios; entre los minerales secundarios se presentan mica blanca, clorita, sericita y pinnita. La matriz biotítica-moscovítica rodea porfidoblastos de plagioclasa, con sombras de presión retrógradas, y agregados policristalinos de cuarzo muy elongados, observándose una asociación de cuarzo+plagioclasa+biotita+moscovita±sillimanita y posiblemente, cordierita. Superpuesta a la esquistosidad principal, se observa una esquistosidad de crenulación relacionada con una génesis extensional; en los planos de crenulación y en bandas paralelas a la esquistosidad principal, se observa una intensa retrogradación cuyo resultado es la aparición de la asociación cuarzo+moscovita+clorita+albita+sericita+pinnita+ilmenita.

Los gneises glandulares aparecen como rocas cuarzo-feldespáticas y cuarzo-micáceas con texturas granoblásticas y protomiloníticas. Como componentes principales aparecen cuarzo, microclina, plagioclasa, biotita, moscovita y, en algunos casos, sillimanita, granate y tal vez, distena, en tanto que los accesorios son circón, turmalina, apatito, esfena, ilmenita y magnetita; entre los minerales secundarios se observan clorita, moscovita, albita y mica blanca. Al microscopio muestran una acusada fábrica planar, con una esquistosidad principal definida por asociaciones de moscovita y biotita alternantes con agregados recrystalizados de cuarzo y feldespato elongados, cuya abundancia puede llegar a dar a la roca un marcado carácter leucocrático. La asociación inicial estaría integrada por cuarzo+plagioclasa+feldespato potásico+biotita+granate ± turmalina, cuya evolución retrógrada, acompañada por procesos de hidratación, dio lugar a la recrystalización de feldespato potásico en colas asimétricas y a su transformación en micas blancas, elongadas según la esquistosidad principal. La asociación tardía con respecto a la esquistosidad principal corresponde a moscovita+clorita+sericita+apatito.

Según esto los metasedimentos del Macizo de Zarzuela habrían estado afectados por un metamorfismo regional de grado medio, correspondiente a la zona de sillimanita+cordierita, si bien su evolución retrógrada propició el paso sucesivo a las zonas de moscovita+biotita y moscovita+clorita, ya dentro del grado bajo. Los gneises glandulares del sector de Fuentepelayo evidencian un mayor grado de deformación, con milonitización, posiblemente debido a su situación en una zona de cizalla, que coincidiría aquí con el límite entre los granitoides hercínicos y los materiales encajantes. En cualquier caso, parecen derivar de un protolito metagranítico, que por efecto del metamorfismo regional hercínico seguiría una evolución por las zonas de sillimanita+granate+feldespato potásico, feldespato potásico, sillimanita+moscovita y moscovita+clorita, sucesivamente. Los efectos de las intrusiones hercínicas se dejan sentir en su contacto a través de los evidentes signos de corneanización visibles e incluso, por la granitización que llega a afectar a los componentes leucocráticos.

4.1.2. Rocas plutónicas hercínicas

Corresponden a este grupo dos unidades de intrusión caracterizadas por su evidente carácter ácido, con predominio de los tipos adamellíticos (unidad 1) sobre los leucograníticos (unidad 2) intruidos en ellos. La actividad filoniana relacionada con ambas es escasa y las reducidas dimensiones de sus manifestaciones han imposibilitado su diferenciación cartográfica.

4.1.2.1. Adamellitas (1)

Constituyen la práctica totalidad de los afloramientos de rocas plutónicas hercínicas, presentando una gran homogeneidad, con predominio de tonos grisáceos, si bien puntualmente describen tendencias leucocráticas, careciendo generalmente de representantes porfídicos. Su carácter intrusivo sobre el conjunto metamórfico preordóvico es perfectamente visible en las canteras situadas al sur de Hontalbilla.

Al microscopio aparecen como rocas holocristalinas hipidiomorfas, inequigranulares, de tamaño de grano medio a grueso. Como minerales principales aparecen cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita; como accesorios, apatito, circón y opacos. El grado de alteración varía considerablemente, siendo frecuente la cloritización de biotita y la sericitización de plagioclasa, que en ocasiones ha dado lugar a moscovita; también con origen secundario, aparece epidota y en algunos casos, calcita y esfena.

El cuarzo, alotriomorfo y ocasionalmente subidiomorfo, muestra extinción débilmente ondulante, formando agregados microcristalinos milimétricos y en algunos casos, cristales globulares; son frecuentes las microfracturas, que pueden estar rellenas de calcita. La plagioclasa es subidiomorfa y presenta zonado continuo normal y a veces discontinuo, así como maclado polisintético, de albita y más raramente de Carlsbad; son frecuentes los núcleos más básicos, sericitizados y con láminas de biotita incluidas, así como los bordes mirmequíticos en contacto con feldespato potásico. Este muestra textura pertítica y a veces en parches, pudiendo incluir cuarzo subidiomorfo, apatito y circón. La biotita es a menudo subidiomorfa a idiomorfa, a modo de placas hexagonales, puntualmente kinkadas en relación con microfracturas. Puede incluir opacos, apatito y circón, este último con halos pleocroicos negros.

4.1.2.2. Leucogranitos (2)

Aparecen incluidos en el conjunto adamellítico anterior, si bien sus deficientes condiciones de afloramiento y sus reducidas dimensiones han dificultado su diferenciación cartográfica, que tan sólo ha sido posible en el ámbito de la ermita del Bosque. Pese a su aparente homogeneidad se observan variedades moscovíticas y de dos micas.

Al microscopio, los leucogranitos moscovíticos aparecen como rocas holocristalinas, equigranulares e hipidiomorfas, de grano fino; como minerales principales se observan cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y moscovita, con biotita, circón y opacos, como accesorios. Los leucogranitos de dos micas se presentan como rocas holocristalinas inequigranulares panalotriomorfas, de grano fino y textura micrográfica, sus minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita, biotita y cordierita, con andalucita, circón, apatito y opacos, como accesorios. La alteración más intensa afecta a la cordierita, totalmente pinnitizada, en tanto que plagioclasa y biotita se encuentran parcialmente transformadas en sericita y clorita, respectivamente.

El cuarzo es alotriomorfo y ocasionalmente, subidiomorfo, mostrando extinción débilmente ondulante; se presenta como agregados policristalinos de varios milímetros y en las variedades de dos micas, como intercrecimientos micrográficos de feldespato potásico. La plagioclasa es ocasionalmente subidiomorfa, con maclas de albita y polisintéticas. El feldespato potásico puede ser subidiomorfo, con maclas de Carlsbad y algunas pertitas en venas y parches. La moscovita aparece en grandes láminas, a menudo poiquilíticas y en ocasiones con intercrecimientos migmatíticos de cuarzo; en las variedades de dos micas poseen hábitos tabulares y aciculares. La biotita posee hábito tabular, tonos verdes y con frecuencia se encuentra transformada a clorita. Por lo que respecta a la cordierita, es subidiomorfa y está totalmente alterada a pinnita, clorita y moscovita. En cuanto a la andalucita, aparece en pequeños cristales de pleocroismo rosado.

4.2. GEOQUÍMICA

La descripción de los principales rasgos geoquímicos de las rocas ígneas y metamórficas ha sido extraída en gran medida de las memorias de las Hojas geológicas a escala 1:50.000 de Nava de la Asunción (456) y Turégano (457), donde dichos materiales tienen una representación mucho más amplia y han sido tratados con cierto detalle (IGME, 1991). No obstante, dicha descripción ha sido complementada con la información aportada con las muestras recogidas en la Hoja de Cantalejo (430) y la contigua de Navas de Oro (429).

4.2.1. Rocas metamórficas

Evidentemente, la variabilidad composicional de las series detríticas preordovícicas debe ser notable, como se deduce de la importante variación observada en la proporción de cuarzo y feldespato, tanto en campo como en lámina delgada. Un análisis efectuado sobre una filita cuarzosa (Cuadro 4.1.) al este de Bernardos (Hoja de Nava de la Asunción, 456) refleja un protolito grauváquico poco maduro, teniendo en cuenta su contenido en feldespato normativo; la baja proporción de corindón (para este tipo de rocas) sugiere un bajo contenido en minerales arcillosos para la roca preexistente.

Los ortogneises glandulares del sector suroccidental han sido denominados ortogneises “mesocratos-melanocratos” en la vecina Hoja de Turégano (457), caracterizándose por ser relativamente pobres en sílice, al ser comparados con el resto de ortogneises glandulares; esta pobreza se refleja en contenidos de cuarzo normativo inferiores al 30% (Cuadro 4.1.). Poseen un evidente carácter peraluminico, relaciones ortosa/albita normativas cercanas a la unidad y contenido en hiperstena relativamente alto, como consecuencia de su contenido en mica.

El resto de ortogneises, a los cuales se asemeja la muestra del arroyo de las Casillas (9040), muestran en general un elevado contenido en K y una relación ortosa/albita normativas superior a la unidad, valores que reflejan la riqueza en megacristales de ortosa. Las diferencias composicionales trascienden al contenido en elementos menores, con proporciones altas de Ba y Rb y bajas de Sr, con respecto a los valores medios. El afloramiento del arroyo de las Casillas llama la atención por su elevado contenido en Al (18.56%) que se traduce en un elevadísimo valor de corindón normativo (9.1%).

Considerando conjuntamente los ortogneises glandulares de la región, se aprecia un esquema de variación unitario, aunque cada grupo tiene sus propias particularidades. La tendencia de va-

	9009*	9011	9012	9166	9503	9013	9016	9015	9209	9100	9009	9010	9040
SiO ₂	66,29	64,85	65,60	67,25	68,13	69,30	70,20	70,32	69,74	71,98	72,61	72,90	68,17
Al ₂ O ₃	15,20	16,83	17,40	16,30	15,69	15,47	15,47	14,41	14,61	14,50	14,32	14,13	18,56
Fe ₂ O ₃	6,37	0,52	0,61	3,05	4,90	0,97	0,97	1,15	4,06	2,76	0,46	0,32	
FeO	-	5,04	3,66	-	-	2,09	2,09	2,03	-	-	1,58	1,60	2,38**
MnO	0,07	0,08	0,05	0,03	0,05	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03	0,03	0,04	0,02
MgO	2,49	2,22	0,98	1,08	1,29	0,88	0,88	0,74	1,30	0,82	0,73	1,01	0,59
CaO	0,78	1,63	1,20	0,68	1,12	0,66	0,66	0,89	1,15	0,89	0,88	0,99	0,41
Na ₂ O	2,48	2,47	2,85	3,69	2,66	3,10	3,10	3,19	3,25	2,74	2,71	2,36	2,02
K ₂ O	3,02	3,30	3,51	5,80	4,65	4,82	4,82	5,90	4,08	4,89	5,36	4,76	5,60
TiO ₂	0,82	0,85	0,61	0,25	0,60	0,33	0,33	0,45	0,50	0,26	0,20	0,20	0,32
P ₂ O ₅	0,08	0,17	0,26	0,14	0,18	0,20	0,20	0,24	0,19	0,18	0,25	0,19	0,24
H ₂ O*	2,47	1,80	1,65	1,86	0,92	1,10	1,10	0,79	1,27	0,95	0,83	1,12	1,63
Norma C.I.P.W.													
	9009	9011	9012	9166	9503	9013	9016	9015	9209	9100	9009	9010	9040
Q	92,1	28,6	27,1	19,4	28,7	29,1	29,9	25,2	29,4	33,3	32,9	36,8	33,0
Qr	17,8	19,5	20,7	34,3	27,5	22,0	28,5	34,8	24,1	28,9	31,7	28,1	33,6
Ab	21,0	20,9	24,1	31,12	22,5	27,8	26,2	27,0	27,5	23,2	22,9	20,0	17,4
An	3,3	7,0	4,3	2,5	4,4	3,9	2,0	2,8	4,5	3,2	2,7	3,7	0,5
Hy	12,9	11,9	12,3	6,1	8,4	9,3	5,8	5,4	7,5	5,1	4,3	4,9	4,7
Mt	1,5	1,5	1,1	0,7	1,2	0,9	0,8	0,8	1,0	0,7	0,5	0,5	0,4
Il	1,6	1,6	1,2	0,5	1,1	1,0	0,6	0,9	0,9	0,5	0,4	0,4	0,6
Ap	0,2	0,4	0,6	0,3	0,4	0,7	0,5	0,6	0,4	0,4	0,6	0,4	0,6
C	6,6	6,6	7,4	3,1	4,7	4,6	4,4	1,7	3,2	3,5	3,1	3,8	9,1

Metasedimentos: 9009*. Hoja de Nava de la Asunción (456)

Ortogneises mesocratos: 9011, 9012, 9066, 9503, 9013, 9016, Hoja de Turégano (457)

Ortogneises glandulares: 9015, 9209, 9100, 9009, 9010, Hoja de Turégano (457); 9040, Hoja de Cantalejo (430)

**Fe total

Cuadro 4.1. Análisis químicos de las rocas metamórficas de la región.

riación observada comenzaría con los tipos “mesocratos-melanocratos”, continuaría por los tipos comunes y finalizaría con los leucogneises. Al ser proyectados en los diagramas correspondientes (IGME, 1991), dibujan una banda característica de asociaciones graníticas aluminicas, incluyéndose en el campo de los granitoides colisionales.

4.2.2. Rocas plutónicas hercínicas

Debido a la convergencia composicional existente entre los distintos tipos de granitoides diferenciados en la Hoja de Nava de la Asunción (456), resulta difícil relacionar claramente las adamellitas y leucogranitos de las unidades (1) y (2), con cualquiera de aquéllos. En cualquier caso, los análisis correspondientes a dichos granitoides muestran una marcada acidez, con valores de sílice superiores al 70% en todos los casos, y con frecuencia al 74%, lo que se traduce en contenidos de cuarzo normativos superiores al 29% en la mayoría de los casos. La relación entre los valores normativos de albita y ortosa es muy variable, aunque suele constatarse el predominio de albita.

Los análisis realizados en el macizo de Zarzuela del Pinar dentro de las Hojas de Navas de Oro y Cantalejo (Cuadro 4.2), muestran una gran coherencia con los señalados para el macizo de Santa María la Real de Nieva, evidenciando la existencia de los dos grupos petrológicos diferenciados en la cartografía : adamellitas (1) y leucogranitos (2).

El conjunto adamellítico refleja su acidez con contenidos normativos de cuarzo superiores al 30%, así como un carácter moderadamente aluminico y contenidos de Na ligeramente inferiores a los de K. En cuanto a los elementos traza, se caracteriza por las concentraciones moderadamente elevadas de Li, Rb, Ba, Sr, V y Zn, compatibles con una mineralogía dominada por cuarzo, feldespato alcalino, plagioclasa y biotita.

En cuanto a los leucogranitos, lógicamente aumentan su contenido en sílice (75.23%), traducido en contenidos de cuarzo normativo superiores al 38%. Mantienen un cierto carácter alcalino, mostrando valores muy altos de K (5.13%) como consecuencia de la alta proporción de feldespato potásico, reflejada también en los valores normativos, en los que también se aprecia el carácter albitico de la plagioclasa (8.68% An). La pobreza en Fe y Mg va acompañada por concentraciones muy bajas de Sr y Ba, que pueden indicar una fuerte fraccionación por feldespatos. El quimismo de este tipo rocoso es compatible con un segregado leucocrático, a partir de un magma granítico peraluminoso.

En general, los diagramas correspondientes (IGME, 1991) muestran enriquecimientos en Rb con respecto a Ba, para valores muy bajos de Sr, característicos de granitos muy diferenciados o evolucionados; también se aprecian sus tendencias metaaluminicas y su inclusión en el campo de los granitos colisionales. En general, presentan un comportamiento similar al de otros granitoides de la Sierra de Guadarrama.

4.3. CARACTERÍSTICAS DEL METAMORFISMO

El metamorfismo hercínico de la Sierra de Guadarrama ha sido objeto de numerosos trabajos que han puesto de manifiesto su carácter polifásico y plurifacial, con superposición de dos etapas metamórficas principales: la primera se desarrolló bajo condiciones de presión intermedia y la segunda, de baja presión; tras ellas se desarrolló una etapa retrometamórfica.

MUESTRA	ADAMELLITAS		LEUCOGRANITO
	9043	9042	9041
SiO ₂	71.94	69.83	75.23
TiO ₂	0.35	0.53	0.02
Al ₂ O ₃	14.14	14.27	13.16
FeO*	2.77	3.76	0.56
MgO	0.91	1.28	0.11
MnO	0.07	0.08	0.02
CaO	2.12	2.79	0.49
Na ₂ O	3.25	2.94	2.86
K ₂ O	3.49	3.19	5.13
P ₂ O ₅	0.21	0.20	0.02
LOI	0.74	1.04	1.58
Q	32.84	31.20	38.32
C	1.68	1.40	2.11
Or	20.77	19.06	31.06
Ab	27.69	25.15	24.79
An	9.21	12.67	2.36
Hy	6.19	8.42	1.18
Il	0.67	1.02	0.04
Mt	0.45	0.61	0.09
Ap	0.50	0.48	0.05
% An (Pl)	24.96	33.51	8.68
ISA	1.13	1.11	1.19

- 9043. Las Canteras. Hoja 429, Navas de Oro
- 9042. Molino del Ladrón. Hoja 430, Cantalejo
- 9041. Ermita del Bosque. Hoja 430, Cantalejo

FeO*: todo el Fe como FeO

Cuadro 4.2. Análisis químicos de rocas graníticas.

La blastesis tuvo lugar fundamentalmente coincidiendo con las dos primeras fases de deformación tectónicas, aunque en algunos casos se prolongó hasta después de la tercera, con génesis de cristales postcinemáticos. Aunque la intensidad de la segunda etapa es variable según las zonas, con frecuencia ha borrado casi totalmente las estructuras y mineralogías asociadas a la primera.

El metamorfismo regional del sector suroriental de la Hoja refleja las características generales que presenta en el Complejo de Guadarrama. Así, las observaciones realizadas en el conjunto de ortogneises glandulares (unidad 3), sugieren que durante la primera etapa metamórfica se generaría una paragénesis integrada por cuarzo+plagioclasa+feldespato potásico+biotita±sillimanita±granate, que implica su génesis en el rango de presión intermedia dentro del grado medio, en facies de anfibolitas y con una clara afinidad barroviense. Su génesis se produciría a 650-680°C y 7-8 kbar (VILLASECA, 1983) coincidiendo con el desarrollo de la deformación tangencial hercínica más intensa, es decir, durante la primera y parte de la segunda fase.

La paragénesis de la segunda etapa metamórfica está compuesta por cuarzo+feldespato potásico+cordierita±biotita ±sillimanita, generada en condiciones de baja presión dentro del grado alto, en facies de anfibolitas, posiblemente a unos 710°C y 4 Kbar, coincidiendo con el fin de la segunda fase de deformación y la totalidad de la tercera, prolongándose incluso con posterioridad a ésta.

El último evento metamórfico, de carácter retrógrado, está caracterizado por la asociación albита+sericita+clorita+moscovita, típica de condiciones de bajo grado metamórfico, en el campo de baja presión de la facies de los esquistos verdes. Esta etapa, posterior a la tercera fase de deformación, estaría relacionada con la descompresión del orógeno, sometido a erosión progresiva; su desarrollo más espectacular estaría relacionado con las zonas donde la penetración de fluidos hidrotermales fue más intensa.

En el ámbito del Macizo de Zarzuela, se observan ciertas variaciones con respecto al esquema de la Sierra de Guadarrama; además, en las zonas próximas a las intrusiones de granitoides hercínicos, los efectos térmicos enmascaran total o parcialmente los efectos del metamorfismo regional. A nivel del Macizo de Santa María la Real de Nieva se observan diferentes características a ambos lados de un importante detachment; en el bloque relativamente hundido se aprecia un aumento del grado metamórfico hacia el este, siempre en condiciones de grado bajo, en tanto que en el bloque levantado, con el cual se encuentran relacionados los afloramientos de la Hoja, predominan las condiciones de grado medio.

El desarrollo de la segunda etapa metamórfica debió borrar casi totalmente los efectos de la primera, resultando una paragénesis integrada por cuarzo+plagioclasa+biotita±sillimanita±cordierita, reflejando condiciones de baja presión dentro del grado medio y, ocasionalmente, alto. Como consecuencia de la etapa retrógrada tendría lugar la formación de la asociación clorita+sericita+pinnita+mica blanca, en condiciones de grado bajo.

Los efectos más evidentes del metamorfismo térmico relacionado con las intrusiones de granitoides hercínicos serían la obliteración de la esquistosidad principal, debida a los procesos de blastesis estática, con formación de cordierita y andalucita, y la fusión de los componentes leucocráticos, que parecen haber sufrido procesos de "granitización". En cualquier caso, los efectos térmicos también se han visto parcialmente borrados por los procesos de retrogradación e hidratación posteriores.

4.4. PETROGÉNESIS

La génesis y el emplazamiento de los magmas graníticos en el Sistema Central, están relacionados con los fenómenos de compresión y engrosamiento cortical producidos por cabalgamientos intracorticales, seguidos por procesos de erosión y descompresión de la corteza engrosada (BRANDEBOUGUER, 1984; FUSTER y VILLASECA, 1987).

Sin embargo, los diferentes autores no parecen estar de acuerdo en cuanto a la participación directa del manto. En la Hoja está representado un conjunto de productos muy diferenciados, fundamentalmente adamellitas y leucogranitos, pero no existen rocas a las que se pueda atribuir una procedencia mantélica directa. Las relaciones Sr87/Sr86 de diversos granitoides del Sistema Central (IBARROLA et al., 1986) son superiores a 0,706, valores muy elevados para rocas procedentes del manto, suponiéndose, por tanto, que se han originado por fusión de sectores corticales, aunque ésta haya sido inducida por anomalías generadas en el manto (IGME, 1990).

Por otra parte, los datos regionales existentes reflejan una distribución lineal de las rocas analizadas, con un enriquecimiento progresivo en Rb para los tipos graníticos y leucograníticos, explicado mediante procesos de cristalización fraccionada de magmas de composición adamellítica, siendo necesarios datos adicionales de cada una de las unidades para poder establecer la posible participación de otros procesos de diferenciación.

4.5. GEOCRONOLOGÍA

En general, son escasos los datos geocronológicos acumulados sobre las rocas ígneas y metamórficas del Sistema Central. Como ya se ha señalado dentro del capítulo correspondiente a estratigrafía, la edad atribuida a los ortogneises glandulares (unidad 3) reviste un interés especial relativo a su interpretación como cuerpos intrusivos en la serie metasedimentaria o como zócalo regional sobre el que se depositó ésta. El dato más próximo a la Hoja, correspondiente a los ortogneises de Villar de Prádena, han señalado una edad de 471 ± 12 m.a. (VIALETTE et al., 1986) apoyando claramente la primera hipótesis. No obstante, datos aportados por otros autores (BISCHOFF et al., 1986) han señalado edades más antiguas para otros conjuntos néisicos (540-560 m.a., Gneis de Antoñita), hecho que invita a tomar ciertas reservas a la hora de interpretar estos cuerpos ígneos prehercínicos.

Durante la elaboración de las Hojas de Riaza (432) y Tamajón (450), simultáneamente con la presente, se han efectuado dataciones mediante el método U-Pb sobre los denominados "Gneis de El Cardoso" y "Gneis de Riaza", que han proporcionado edades de 480 ± 2 m.a. y 468^{+16}_{-8} m.a., respectivamente. Ambos conjuntos de gneises glandulares parecen corresponder pues, a un evento magmático acontecido en el Ordovícico inferior, coherente con los datos de VIALETTE et al. (1986). No obstante, la poca fiabilidad de la correlación entre dichos gneises y los aflorantes en la Hoja de Cantalejo, deben hacer mantener ciertas reservas al respecto.

Por lo que respecta a los datos referentes a los granitoides hercínicos, tampoco son excesivamente abundantes, pero en cualquier caso han señalado edades extremas de 345 ± 26 m.a. (Villacastín) y 276 ± 8 m.a. (La Granja), por tanto, dentro del intervalo Carbonífero-Pérmico inferior (IBARROLA et al., 1986)

5. HISTORIA GEOLÓGICA

El conjunto de los materiales aflorantes, refleja la existencia de una prolongada historia geológica, cuyo origen puede remontarse al Precámbrico superior y que está condicionada por dos acontecimientos fundamentales: las orogenias hercínica y alpina. No obstante, dicha historia resulta bastante incompleta debido a las importantes lagunas que afectan a su serie estratigráfica y que comprenden la mayor parte del Paleozoico y Mesozoico, así como una buena parte del Terciario; por ello, para su reconstrucción es preciso recurrir a datos de carácter regional, tanto del Sistema Central, como de sus cuencas adyacentes, Depresión del Duero y Cuenca de Madrid, cuya evolución parece haber seguido un cierto paralelismo. En cualquier caso, a pesar de la gran cantidad de trabajos realizados en la región, aún persisten algunas dudas importantes, destacando las relativas a la cronología e interpretación de los materiales preordovícicos, la relación entre las fases de deformación y etapas de recrystalización metamórfica hercínicas (especialmente en el Macizo de Santa María la Real de Nieva) y la edad de las series terciarias.

Aunque el Precámbrico superior es un periodo mal conocido en el ámbito del Sistema Central, suele aceptarse que a lo largo de él predominaron los procesos sedimentarios, dentro de un contexto de plataforma somera, fundamentalmente detrítica con intercalaciones de episodios carbonatados. Aunque este régimen sedimentario se mantuvo posiblemente hasta finales del Cámbrico, son numerosas las evidencias de procesos magmáticos de naturaleza ácida próximos al límite Precámbrico-Cámbrico (BISCHOFF et al., 1986, proponen una edad de 560 m.a. para un conjunto ortogneisico); este episodio magmático estaría relacionado con un evento cadomiense, responsable de una ligera deformación cuyo resultado sería la disposición discordante de los materiales cámbricos suprayacentes (Fig. 1.1), que parecen conservados en el Macizo de Santa María la Real de Nieva (AZOR et al., 1992).

La repercusión de los movimientos sárdicos, acaecidos a comienzos del Ordovícico, es mucho más evidente, como señalan fundamentalmente dos hechos: por una parte, una serie de dataciones realizadas en el conjunto de ortogneises de la región, sugiere que durante el tránsito Cámbrico-Ordovícico, el Sistema Central fue afectado por un intenso plutonismo (VIALETTE et al., 1986) de carácter granítico y granodiorítico; por otra parte, la patente discordancia que separa los materiales ordovícicos de las series infrayacentes en los dominios Oriental y Occidental (BELLIDO et al., 1981), así como en el Macizo de Santa María, implica la deformación de los materiales preordovícicos y posteriormente una intensa acción de los procesos erosivos.

Aunque en el ámbito del Sistema Central, incluido el Macizo de Santa María, la sedimentación se restableció en el Ordovícico y probablemente se prolongó, en un ambiente de plataforma siliciclástica, con esporádicos episodios turbidíticos, al menos hasta el Devónico inferior, poco puede decirse de este periodo en el ámbito del dominio Central (BELLIDO et al., 1981) aunque los retazos de materiales ordovícicos conservados en el Macizo de Santa María, parecen confirmar la sedimentación de plataforma en la zona.

Pese a la existencia de los movimientos prehercínicos señalados (cadomienses y sárdicos) de indudable influencia litoestratigráfica, la orogenia hercínica es, sin duda, la responsable de la estructuración principal del Sistema Central, si bien la macroestructura visible actualmente se debe a las reactivaciones producidas por la orogenia alpina. La orogenia hercínica dio lugar a una compleja sucesión de procesos de deformación, metamorfismo y magmatismo acaecidos en el intervalo Devónico superior-Pérmico inferior, cuya ordenación temporal es conocida de

un modo impreciso. A grandes rasgos se puede señalar la existencia de un régimen compresivo bajo el que se desarrollaron tres fases de deformación principales, que coincidirían en el tiempo con dos episodios metamórficos; el paso a un régimen extensional iría acompañado por el emplazamiento de granitoides y por un evidente retrometamorfismo. Sus últimas manifestaciones están relacionadas con el denominado periodo tardihercínico, caracterizado por la creación de una densa red de fracturación que favoreció el emplazamiento de cuerpos filonianos (Fig. 5.1).

En toda la región, la primera fase de deformación desarrolló una foliación (S_1) con vergencia hacia el NE-E, retocada por las fases posteriores. El paso a la segunda fase es gradual y culmina con la génesis de bandas de cizalla dúctil, relacionada con el desarrollo de cabalgamientos vergentes hacia el N-NE, cuyo apilamiento provocó un importante engrosamiento cortical, condicionante de una primera etapa metamórfica de presiones intermedias, en condiciones de grado medio, caracterizada por blastesis de distena y granate.

Probablemente aún en el Devónico superior sobrevino una tercera fase de deformación, que dio lugar a pliegues retrovergentes que muestran una dirección variable al estar afectados por una fase posterior; en relación con ella se generó una crenulación que localmente puede ser muy penetrativa. Coincidiendo con esta fase, adquirió su principal desarrollo la segunda etapa metamórfica, en condiciones de grado alto, con blastesis de cordierita y sillimanita, etapa que se había iniciado en los estadios finales de la segunda fase de deformación, como consecuencia de la disminución en la velocidad de engrosamiento, con el consiguiente predominio de la temperatura sobre la presión. Este cambio en el régimen térmico podría estar relacionado con el paso a un periodo extensional y con la descarga erosiva de la cadena.

Una cuarta fase, de menor entidad que las anteriores, generó pliegues y fracturas que afectan suavemente a éstas, sin génesis de estructuras penetrativas; posiblemente, durante su desarrollo habían dado comienzo los procesos de emplazamiento de granitoides y de retrometamorfismo, caracterizado por moscovitizaciones y en general blastesis mineral en condiciones de grado bajo, en un claro régimen extensional, que se prolongaría a lo largo del Carbonífero.

Este simple esquema, válido a grandes rasgos para el ámbito de la Sierra de Guadarrama, parece presentar ciertas diferencias y desfases en el Macizo de Santa María la Real de Nieva. En él, las dos etapas metamórficas principales no parecen tener una separación temporal tan evidente, desarrollándose ambas durante las dos primeras etapas de deformación, en condiciones generales de grado bajo; no obstante, al este de la falla de Carbonero el Mayor (IGME, 1991), incluidos los afloramientos del Macizo de Zarzuela, el metamorfismo alcanzó condiciones de grado medio y, ocasionalmente, alto. En todo este dominio, la etapa retrometamórfica se inició con una antelación considerable, coincidiendo con la tercera fase de deformación.

El periodo extensional posterior a ésta, coincidiría con el emplazamiento de los granitoides, proceso que fue acompañado de un incremento térmico notable en algunos puntos. También en relación con el periodo extensional finihercínico, se produjo la creación de un destacado accidente tectónico, que divide el Macizo de Santa María en dos partes bien diferenciadas: al sur del mismo predominan las rocas graníticas y al norte, las metasedimentarias; esta falla, que pierde buzamiento hacia el norte puede considerarse un detachment extensional de movimiento aproximado norte-sur (IGME, 1991).

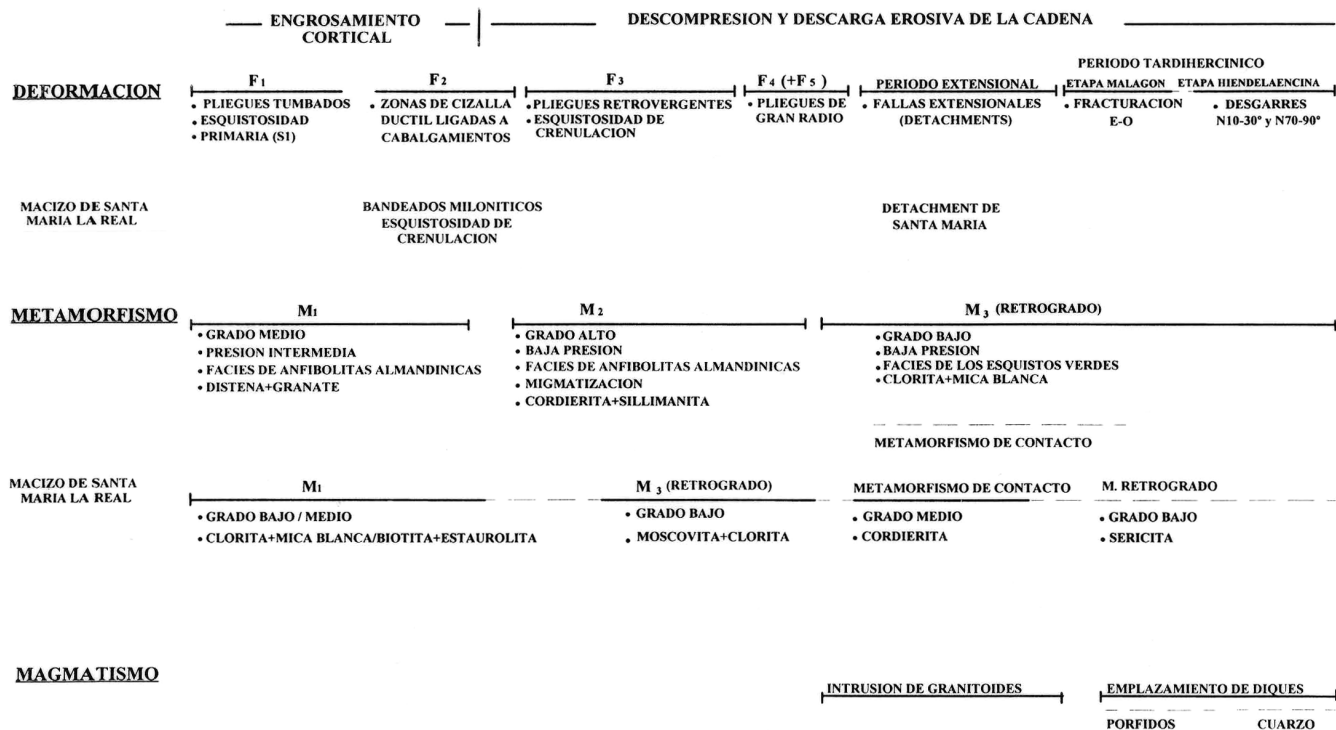


Figura 5.1. Esquema de correlación de columnas del Cretácico Superior al norte del Sistema Central (Hojas de Cantalejo - Sepúlveda- Riaza).

Tras el periodo de tectónica extensional se desarrolló una importante red de fracturación, coincidente con el denominado periodo tardihercínico, acaecido en el Pérmico, siendo uno de sus rasgos principales, la inyección filoniana producida a favor de dicha red; a lo largo de dicho periodo pueden distinguirse dos etapas (CAPOTE et al., 1987). La primera etapa, denominada Malagón, dio lugar a fallas de dirección E-O, iniciándose con un régimen distensivo en el que se emplazarían los típicos pórfidos y rocas afines a ellos; en la segunda etapa, denominada Hiendelaencina, se producirían desgarres normales dextrales de dirección N10-30° y sinestrales orientados según N70-90°, y con ella se relacionaría el emplazamiento de la mayor parte de los diques de cuarzo, que constituyen la última manifestación de la orogenia hercínica. No obstante, conviene señalar que la fracturación tardihercínica jugó un destacado papel durante el ciclo alpino, al crear zonas de debilidad que limitarían las cuencas sedimentarias en las etapas distensivas, siendo reactivadas posteriormente, durante la compresión.

La ausencia de registros sedimentarios pérmicos y mesozoicos anteriores al Cretácico superior, no permite excesivas precisiones sobre las primeras etapas posthercínicas en la zona. No obstante, la relativa proximidad de materiales triásicos y jurásicos a la Hoja sugiere que en ella tuvo lugar sedimentación de materiales triásicos en facies “hespérica” y jurásicos de ambientes marinos, aunque posteriormente los procesos erosivos cretácicos hayan borrado no sólo cualquier vestigio de aquéllos, sino también de la mayor parte del conjunto premesozoico de la Sierra de Guadarrama, conservándose únicamente los niveles estratigráficos más bajos, constituidos por las series preordovícicas y los granitoides hercínicos incluidos en ellas. En el Macizo de Santa María, los efectos erosivos son algo menores habiéndose conservado una buena parte de la serie cámbrica y algunos retazos ordovícicos.

El resultado de los procesos erosivos sería una relativa peneplanización de la región a finales del Cretácico inferior, con un relieve suavemente elevado hacia el SO. Como consecuencia de los movimientos austrícos, la cuenca de sedimentación, abierta a las influencias marinas hacia regiones septentrionales y orientales, se estructuró de forma escalonada debido a la creación o reactivación de diversos accidentes de dirección NO-SE, que condicionarían la distribución de espesores y facies; de ellos, el denominado “escalón de Pedraza” (ALONSO, 1981), sería el de mayor influencia dentro de la Hoja de Cantalejo.

Con este dispositivo general, la sedimentación del Cretácico superior se desarrolló a través de dos episodios transgresivo-regresivos, el primero de los cuales dio comienzo durante el Cenomaniense con la sedimentación de depósitos terrígenos asimilables a un medio fluvial, conocidos en la región como Mb. Arenas de Carabias, cuyo depósito quedó restringido al sector situado al noroeste de la línea Pedraza-Cantalejo (escalón de Pedraza). Una rápida transgresión tuvo lugar en el Turoniense, si bien los ambientes mareales típicos de la Fm. Arenas y arcillas de Castro de Fuentidueña, tampoco superaron el “escalón de Pedraza”. Aunque estos dos episodios no están representados en los afloramientos de la Hoja, su presencia en el sustrato del sector nororiental de la misma puede deducirse de los afloramientos existentes junto a la cerrada del embalse de Burgomillodo (Hoja de Olombrada, 402).

Un retroceso marino propició el final del primer ciclo y el inicio del segundo, a comienzos del Coniaciense, caracterizándose éste por un claro carácter extensivo con respecto al anterior, de tal forma que sus depósitos avanzaron considerablemente hacia el suroeste, al menos hasta las proximidades de Villacastín. El comienzo de este segundo ciclo está caracterizado por la instalación

de un sistema fluvial típico en la región correspondiente a la Fm. Arenas y arcillas de Segovia, cuyo área madre, de naturaleza ígnea y metamórfica, se encontraría en sectores occidentales.

Este breve episodio continental finalizó a mediados del Coniaciense con un rápido impulso transgresivo con el que se implantarían ambientes mareales que caracterizan el depósito de la Fm. Dolomías tableadas de Caballar, si bien hacia el oeste, en el ámbito del Macizo de Zarzuela se dejó sentir cierta influencia continental. A finales del Coniaciense, la plataforma parece estabilizarse, reconociéndose facies de alta energía correspondientes a la Fm. Calizas y dolomías de Castrojimeno, que presenta una tendencia a la somerización confirmada en el Campaniense por el depósito de la Fm. Dolomías y margas de Valle de Tabladillo, que en algunos puntos de la región refleja condiciones supramareales, en un ambiente de acusada aridez.

La ausencia de registro del Cretácico terminal-Paleógeno en la Hoja impide precisar la evolución durante dicho intervalo temporal, pero diversos afloramientos y sondeos de la región permiten confirmar que la tendencia regresiva iniciada en el Coniaciense culminó en el Maastrichtiense con la implantación de un régimen continental que ha perdurado hasta la actualidad. Así, los depósitos detríticos de naturaleza siliciclástica atribuidos al Maastrichtiense en las proximidades de Armuña (Hoja de Nava de la Asunción, 456), sugieren que durante el tránsito Cretácico-Terciario la región estuvo sometida a un régimen sedimentario de ambientes continentales y transicionales. Hacia el este (Hoja de Sepúlveda, 431) predominarían los depósitos arcilloso-evaporíticos asimilables a la tradicional facies Garum, depositados en ambientes de tipo sebkha; su similitud con los depósitos reconocidos al sur del Sistema Central sugiere que el levantamiento de éste aun no se habría iniciado a principios del Terciario.

En cualquier caso, la compresión alpina sí habría dado comienzo a finales del Paleógeno, como se deduce de la presencia de conglomerados calcáreos atribuidos al intervalo Oligoceno-Mioceno inferior, adosados de forma discordante a los relieves constituidos por materiales cretácicos plegados, que constituirían su área madre. La morfoestructura de la región habría comenzado a insinuarse, con el Sistema Central y el Macizo de Santa María a modo de incipientes elevaciones, a partir de las cuales se desarrollarían abanicos aluviales que rellenarían las zonas deprimidas, representadas por la Depresión del Duero y el Corredor de Cantalejo.

De acuerdo con la edad aragoniense atribuida a los sedimentos polimícticos que constituyen la primera manifestación sedimentaria claramente postectónica, la estructuración definitiva del Sistema Central y del Macizo de Santa María, a modo de horsts alargados según una dirección NE-SO, se produjo durante el Mioceno inferior-medio, coincidiendo con la denominada fase Guadarrama (CALVO et al., 1991). El relleno del Corredor de Cantalejo se efectuaría a través de sistemas de abanico aluviales de naturaleza arcósica y litoarenítica que se nutrirían de los materiales carbonatados y, especialmente, ígneos y metamórficos procedentes del desmantelamiento de la Sierra de Guadarrama y del Macizo de Zarzuela. Con el paso del tiempo tuvo lugar la colmatación del Corredor de Cantalejo, hecho que provocó su total conexión con la Depresión del Duero, cuyos depósitos desbordarían el umbral constituido por el Macizo de Zarzuela, ampliando por tanto su ámbito paleogeográfico.

El final de este ciclo sedimentario estuvo caracterizado por una disminución energética del medio sedimentario, que favoreció el depósito de materiales finos, permitiendo en algunos sectores la instalación de ambientes lacustres, sin que pueda confirmarse si este episodio tuvo lugar a fi-

nales del Aragoniense o en el Vallesiense. Esta imprecisión cronológica persiste en la Hoja durante el resto del Terciario, existiendo al norte de Rebollo evidencias de un periodo de interrupción sedimentaria tras el ciclo anterior, de duración desconocida.

A nivel regional, el relleno de la Depresión del Duero durante el Mioceno medio-superior se produjo por medio de orlas de abanicos aluviales que evolucionarían hacia el interior de la cuenca a sistemas fluviales de red más diferenciada, en tanto que en las zonas centrales y menos activas predominaron los ambientes lacustres y palustres. En la Hoja de Cantalejo, la sedimentación se reanudó por medio de abanicos procedentes del Sistema Central, tal vez durante el Mioceno superior, aunque la similitud de sus depósitos con las tradicionales “rañas” sugiere la posibilidad de que este episodio se realizase en las proximidades del límite Plioceno-Pleistoceno.

El aspecto actual de la región está profundamente influido por la morfogénesis cuaternaria, basada fundamentalmente en procesos fluviales, eólicos y lacustres. La dinámica fluvial se pone de manifiesto por el importante dismantelamiento del relieve de la zona, llevado a cabo fundamentalmente por erosión lateral y vertical, como puede apreciarse en relación con el valle del río Cega, no obstante, su acción más espectacular es el profundo encajamiento del río Duratón en el conocido paraje de Las Hoces. Por contra, el encajamiento existente en el sector centro-septentrional es mínimo, como consecuencia de sus mínimas pendientes, dando lugar a acusadas tendencias endorreicas.

Los procesos más característicos de la dinámica reciente de la región son los relacionados con la actividad eólica, tal como señalan la extensión de los arenales ligados a ella y su riqueza de formas, con mantos eólicos, campos de dunas y cordones de dunas parabólicas. La acción eólica no se restringe a la elaboración de estas variadas formas, sino que en algunos casos, modifica o condiciona la acción de otros agentes morfogenéticos. Así, su interacción con fondos de valle poco encajados ha provocado la creación de minúsculas lagunillas a lo largo de ellos; no obstante, la génesis de las principales lagunas está relacionada con ascensos del nivel freático del acuífero terciario hasta cortar los surcos interdunares. De cualquier manera, la acumulación de turbas en algunas de estas lagunas sugiere la existencia de procesos de subsidencia en la zona.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

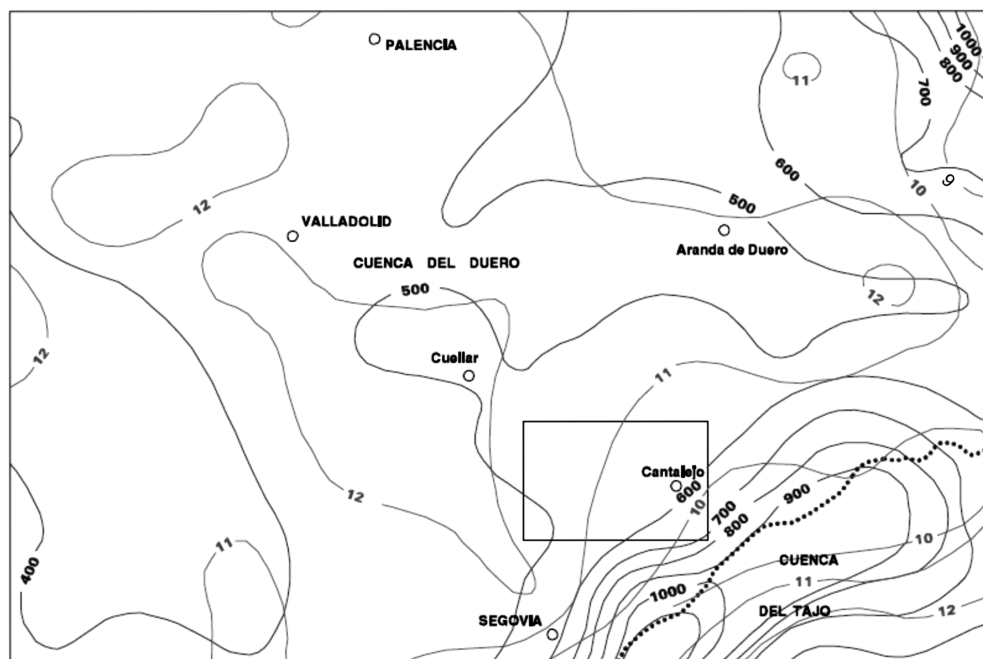
6.1. HIDROGEOLOGÍA

6.1.1. Climatología

El ámbito de la Hoja de Cantalejo presenta un clima mediterráneo templado según la clasificación de PAPADAKIS (1966). En el periodo 1940-85 las precipitaciones medias se situaron entre 500 y 600 mm (Fig. 6.1, MOPU, 1988). Para este mismo periodo, la temperatura media anual osciló entre 10-11°C en el sector oriental y 11-12°C en el occidental. Por otra parte, la evapotranspiración potencial media anual se encuentra próxima a los 700 mm.

6.1.2. Hidrología

La Hoja se encuentra ubicada en el sector suroriental de la cuenca hidrográfica del Duero y más concretamente, en las subcuencas de los ríos Cega y Duratón (Fig. 3.1).



- 600 — Isoyetas medias anuales en mm
- 12 — Isotermas medias anuales en °C
- Divisoria de Cuenca

Figura 6.1. Mapa de Isoyetas.

El río Cega presenta una aportación media anual de 57 hm^3 , con un caudal medio de $3,80 \text{ m}^3/\text{s}$. En cuanto al río Duratón, controlado en la estación foronómica de Sepúlveda, presenta una aportación media anual de 88 hm^3 y un caudal medio de $2,8 \text{ m}^3/\text{s}$.

6.1.3. Características hidrogeológicas

Los materiales aflorantes se han agrupado en los siguientes conjuntos, en función de su comportamiento hidrogeológico:

- Precámbrico-Paleozoico. Incluye las rocas metamórficas preordovícicas y los granitos hercínicos intruidos en ellas. En detalle, se trata de leucogranitos y adamellitas, ortogneises glandulares, esquistos, metaareniscas, pizarras y cuarcitas.
- Cretácico superior. Abarca tanto los materiales detríticos semejantes a la tradicional facies Utrillas, como los carbonatados (calizas, dolomías y margas) suprayacentes, depositados en el intervalo Coniaciense-Campaniense.

- Terciario. Incluye dos unidades cuya representación superficial varía ostensiblemente: conglomerados calcáreos atribuidos al Oligoceno-Mioceno inferior, adosados a los materiales cretácicos a modo de retazos, y gravas, areniscas, arcillas y niveles carbonatados de escasa entidad, de edad Mioceno medio-Plioceno, que afloran ampliamente en el dominio de la Depresión del Duero y Corredor de Cantalejo.
- Cuaternario. Engloba tres grupos de materiales: arenas eólicas, ampliamente distribuidas por la totalidad de la Hoja; gravas, arenas y arcillas de edad holocena asociadas a cauces fluviales; y por último, arcillas y limos de edad holocena, ligados a la dinámica lacustre-palustre, concentrándose principalmente en la zona central.

Las principales características de los conjuntos anteriores son:

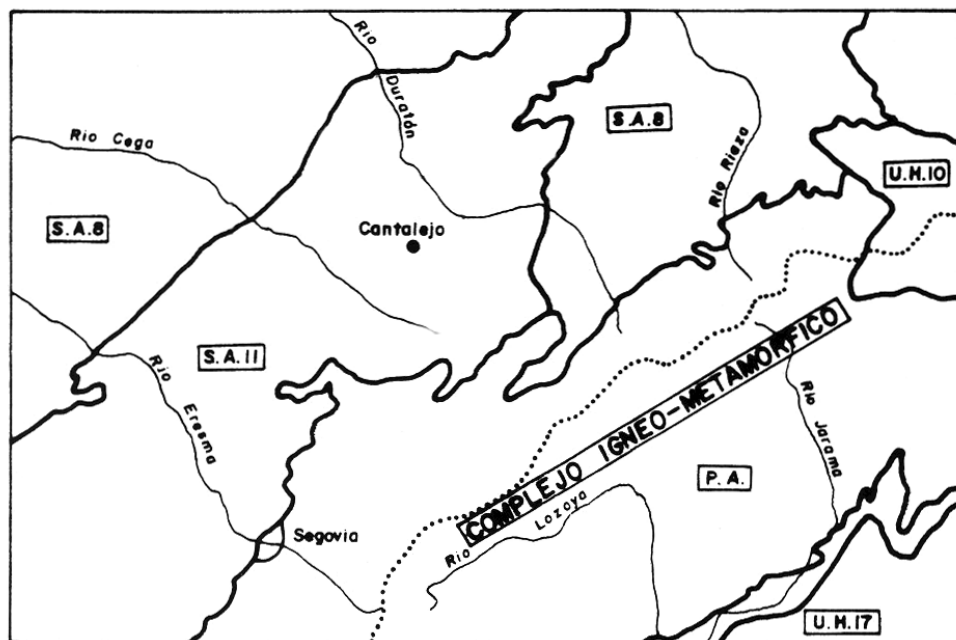
- Precámbrico-Cámbrico (unidades cartográficas 1-4). Presentan escaso interés desde el punto de vista de la explotación de recursos hídricos, debido a su permeabilidad muy baja, mostrándose localmente susceptibles de albergar agua en zonas de intensa fracturación.
- Cretácico superior (unidades 5-10). Incluye dos tramos de características litológicas contrastadas, lo que implica su diferente comportamiento hidrogeológico. Las arenas y arcillas basales (unidad 5) poseen una permeabilidad media-baja por porosidad intergranular. Desde el punto de vista de aprovechamiento de recursos hídricos, no presenta gran interés debido a la individualización de los cuerpos arenosos permeables de la formación por niveles de arcilla (prácticamente impermeables), aunque localmente pueden dar lugar a surgencias pluripuntuales. Las dolomías, calizas y margas senonienses (unidades 6-10) presentan permeabilidad media-alta por fisuración y karstificación, con una transmisividad aproximada de 200-500 m²/día.

Estos materiales forman parte del Sistema Acuífero nº 11 (IGME, 1991) que posee carácter libre en las zonas donde aflora y confinado en el resto, así como una acusada anisotropía. El Sistema presenta una superficie de 700 km² y un espesor próximo a 150 m en el sector de las Hoces del Duratón, disminuyendo a tan sólo 50 m en el Macizo de Zarzuela. Sus recursos hídricos son de 100 hm³/año para el conjunto del acuífero. La facies hidroquímica dominante es bicarbonatada cálcica, sin que se aprecien valores anómalos de cloruros, sulfatos y nitratos.

El acuífero se recarga principalmente por infiltración del agua de lluvia en las zonas aflorantes y debido a su conexión con el acuífero detrítico terciario se producen recargas y descargas en función de las condiciones hidrodinámicas. En el ámbito de la Hoja su descarga se realiza también por bombeos, existiendo sondeos con caudales próximos a 20 l/s.

- Terciario (unidades 11-16). Incluye un conjunto de conglomerados calcáreos (unidad 11) de permeabilidad media por porosidad intergranular y disolución de cemento calcáreo, y otro conjunto, de mayor heterogeneidad, integrado por gravas, areniscas, arcillas y niveles carbonatados (unidades 12-16) de permeabilidad media-baja por porosidad intergranular y fisuración. Ambos forman parte del acuífero detrítico del Sistema Acuífero nº 11 (Fig. 6.2), de naturaleza detrítica, excepto en el sector noroccidental donde forman parte del Sistema Acuífero nº 8 (IGME, 1991).

Actúan como un acuífero único, heterogéneo y anisótropo, de transmisividad baja, que funciona en régimen de confinamiento o semiconfinamiento, si bien puede aparecer con carácter



Escala 1:1.000.000

P. A. Paleozoico de la Sierra de Madrid

CUENCA DEL TAJO

U.H.17 Unidad Hidrogeológica del
Reborde Mesozoico del Guadarrama

CUENCA DEL DUERO

S.A. 8 Sistema Acuífero del
Terciario detrítico central del Duero

U.H.10 Unidad Hidrogeológica cástica del extremo
Septentrional de la Ibérica

S.A.11 Sistema Acuífero del
Terciario y Cretácico de la Fosa Segoviana

— Límite de Sistema o Unidad Hidrogeológica

..... Divisoria hidrográfica

Figura 6.2. Esquema hidrogeológico regional.

libre. Este Sistema Acuífero presenta una superficie de 1.650 km² y en la Hoja presenta un espesor variable, en función del paleorrelieve en el que se apoya, variando de unos pocos metros a más de 300 m en la zona central. El acuífero se recarga principalmente por infiltración del agua de lluvia y por los aportes laterales y verticales del acuífero cretácico carbonatado y

detrítico cuaternario, así como por el retorno del agua de riego. La descarga se produce principalmente a los cursos fluviales que surcan estos materiales y por extracciones artificiales mediante bombeo.

En la Hoja, este Sistema se explota por numerosos sondeos de profundidades variables entre 50 y 125 m. El volumen extraído mediante sondeos varía de unas zonas a otras. Así, en las proximidades del río Cega se efectúan las máximas extracciones, comprendidas entre 10.000 y 50.000 m³/km²/año; entre Cantalejo y Turégano las extracciones disminuyen, situándose entre 5.000 y 10.000 m³/km²/año. Al norte y este de Cantalejo, las extracciones son menores, estando comprendidas entre 1.000 y 5.000 m³/km²/año; en cuanto a los valores mínimos, por debajo de 500 m³/km²/año, se producen en el sector nororiental

La utilización del agua se centra en el abastecimiento urbano y en el riego. La calidad presenta en general valores uniformes, siendo aceptable para ambos usos.

La composición del agua observada en el punto de la red de vigilancia de calidad de Cantalejo es de tipo bicarbonatada cálcico-magnésica, presentando valores significativos de nitritos y nitratos por influencia de abonos. Los valores de conductividad de estas aguas están comprendidos entre 300 y 400 µS/cm, presentándose valores de 1700 µS/cm en el sector occidental.

- Cuaternario (unidades 17-23). Comprende tres grupos de materiales en función de su grado de permeabilidad.

Las arenas eólicas (unidades 17-19) presentan una permeabilidad alta por porosidad intergranular. Constituyen un acuífero libre, con amplia distribución, pero apenas explotado por pozos debido a que en ellas se asientan grandes extensiones de pinares, siendo despreciables las parcelas dedicadas a la agricultura. Por ello, se carece de datos sobre sus características hidráulicas, aunque por comparación con materiales semejantes del Sistema Acuífero nº 8 se puede estimar una transmisividad de 50 a 100 m²/día. Quizá la mayor importancia de este acuífero en el ámbito de la Hoja, reside en la función de recarga al acuífero detrítico terciario infrayacente.

Las gravas, arenas y arcillas holocenas (unidades 21-23) poseen permeabilidad media-alta por porosidad intergranular. Son depósitos de poco espesor localizados en los valles fluviales principalmente y que localmente pueden tener interés desde un punto de vista de explotación de recursos hídricos, especialmente en el valle del Cega.

Las arcillas y limos de los fondos endorreicos holocenos (unidad 20) presentan permeabilidad baja-muy baja, generándose bajo una dinámica lacustre-palustre.

6.2. RECURSOS MINERALES

No existen indicios ni labores de minerales metálicos o energéticos en la Hoja. Asociadas a los afloramientos de la base de la serie cretácica aparecen diversas explotaciones de arenas silíceas, que constituyen los únicos indicios de minerales no metálicos.

En cuanto a las rocas industriales, se han recopilado algo más de 20 canteras de pequeñas dimensiones, en su mayor parte inactivas, que se destinaron fundamentalmente a usos locales en el cam-

po de la construcción (cuadro 6.1). Existen cinco canteras emplazadas sobre los extensos depósitos de arenas eólicas cuaternarias; cuatro se sitúan en calizas del Cretácico superior para la obtención de áridos de machaqueo y producción de cal, las areniscas y conglomerados del Terciario se explotaron en cuatro puntos, utilizándose en la construcción y como áridos naturales; únicamente se han reconocido dos canteras en rocas metamórficas preordóvicas que se emplearon, tras un proceso de machaqueo, como sub-base de carreteras; por último, las dos canteras que explotaron rocas graníticas, utilizaron su producto en la construcción y como áridos de machaqueo.

La única cantera que presenta cierta actividad, se encuentra en el término municipal de Puebla de Pedraza, junto a la ermita de Frades, extrayéndose de ella arenas eólicas cuaternarias de forma intermitente.

6.2.1. Minerales metálicos y no metálicos

- Arenas silíceas

Se han reconocido cinco canteras distribuidas entre los términos municipales de Lastras de Cuéllar, Arealillo de Cega y Fuentepelayo, en las que se han explotado las arenas de la base de la serie cretácica, que presentan características análogas a las de la Fm. Arenas de Utrillas.

Se trata de arenas silíceas con matriz caolinífera de color blanco-amarillento, si bien pueden adoptar tonos rojizos en función del contenido en óxidos de hierro. Por el elevado contenido en SiO_2 y fácil lavado de la matriz caolinífera, las arenas resultan aptas para su uso como vitrificantes, fundentes, refractarios y para la industria cerámica. Por otra parte, el residuo obtenido del lavado de la matriz contiene caolín de buena calidad, si bien no existen referencias de su aprovechamiento. Las arenas contienen lechos discontinuos de gravas y han sido utilizadas también como áridos naturales.

6.2.2. Rocas industriales

- Áridos naturales, areniscas

Se incluyen en este grupo las arenas eólicas cuaternarias, las areniscas y conglomerados terciarios, así como las gravas y arenas de posibles terrazas fluviales.

Los depósitos eólicos del Cuaternario corresponden a arenas cuarzo-feldespáticas de color blanco-grisáceo y generalmente grano fino. La fracción más fina presenta un mayor contenido en arcillas de tipo illita y montmorillonita. Se han reconocido cinco canteras, una de las cuales constituye el único indicio que presenta actividad en la Hoja.

Se han recopilado cuatro canteras ubicadas sobre depósitos del Terciario. Corresponden a conglomerados con cantos de granitoides, gneises y carbonatos cretácicos, con matriz arenosa gruesa, y a areniscas cuarzo-feldespáticas.

El indicio de áridos naturales restante se localiza en las inmediaciones de Veganzones; corresponde a gravas de cantos similares a los de los conglomerados del Terciario, con arenas medianamente clasificadas, posiblemente asimilables a depósitos de terrazas.

Número	Coordenadas		Sustancia	Término Municipal	Provincia	Estado de Actividad	Magnitud y descripción de las labores	Usos
	X	Y						
1	404125	4575005	Áridos	Lastras de Cuéllar	Segovia	Inactiva	Pequeña. Un solo frente	Construcción
2	406880	4575380	Áridos de m.	Hontalbilla	"	"	Pequeña. Dos frentes	Sub-base carreteras
3	405225	4571390	Granito	Lastras de Cuéllar	"	"	"	Construcción, áridos
4	407770	4573005	Arenas silíceas	"	"	"	Pequeña. Un solo frente	Hormigón, vidrio
5	408125	4573135	Arenas silíceas	"	"	"	"	"
6	400460	4565920	Calizas	Fuentepeelayo	"	"	"	Construcción
7	401105	4566060	Calizas	"	"	"	"	"
8 (20)	401130	4566610	Áridos de m.	"	"	"	Pequeña. Varios frentes	Sub-base carreteras
9	401415	4566505	Arenas silíceas	"	"	"	Pequeña. Un solo frente	Hormigón, vidrio
10 (18)	402935	4568970	Granito	Zarzuela del Pinar	"	"	"	Construcción, áridos
11	406810	4565380	Areniscas	Aguilafuente	"	"	"	Construcción
12 (14)	407700	4566415	Áridos	"	"	"	"	"
13	423190	4566305	Áridos	Cabezuela	"	"	"	"
14	403400	4562130	Areniscas	Aldea Real	"	"	"	"
15	405000	4563510	Calizas	Aguilafuente	"	"	"	Fabricación de cal
16	415880	4561875	Áridos	Veganzones	"	"	"	Construcción
17	416120	4560985	Áridos	"	"	"	"	"
18 (21)	417660	4562130	Áridos	"	"	"	"	"
19 (11)	420875	4561375	Áridos	Puebla de Pedraza	"	Intermit.	Pequeña. Varios frentes	"
20	428260	4560115	Áridos	Rebollo	"	Inactiva	Pequeña. Un solo frente	"
21 (13)	426185	4557935	Arenas silíceas	Arevalillo de Cega	"	"	"	Hormigón, vidrio
22	426415	4558630	Arenas silíceas	"	"	"	"	"
23 (12)	426460	4558870	Arenas silíceas	"	"	"	"	"
24	427510	4559375	Calizas	Rebollo	"	"	"	Construcción

Número: 10 (18) - Nº de orden en la Hoja de Cantalejo (Nº de orden en el mapa de rocas industriales a escala 1:200.000 de Segovia, nº 45; IGME, 1973)

- Áridos de machaqueo

Existen dos únicas canteras situadas en rocas metamórficas, localizadas en las proximidades de Fuentepelayo y Hontalbilla, de las que se han extraído gneises, esquistos y pizarras, así como fragmentos de granitoides. La explotación de estas canteras se encuentra subordinada a la construcción de carreteras y su producto se ha empleado como material de sub-base de las mismas.

- Caliza

Las canteras de caliza se emplazan sobre las barras de carbonatos del Coniaciense-Santonien-se. En general se trata de calizas dolomíticas con porcentajes muy variables en CaO y MgO.

La mayor parte de las canteras se han utilizado para la producción de áridos de machaqueo, con destino a la construcción de carreteras. La excepción la constituye la cantera situada al su- roeste de Aguilafuente que se ha empleado para la obtención de cal con el fin de cubrir algu- nas demandas locales.

- Granito

Se han reconocido dos canteras situadas en las cercanías de Lastras de Cuéllar y Zarzuela del Pinar, que explotaron adamellitas y leucogranitos, utilizados como áridos de machaqueo para sub-base en carreteras locales.

6.3. GEOTECNIA

Se describen a continuación las principales características de los materiales aflorantes en la Hoja desde un punto de vista geotécnico; para ello se han agrupado en función de sus semejanzas, analizándose cada grupo de forma independiente.

6.3.1. División en Áreas y Zonas geotécnicas

La superficie de la Hoja se ha dividido en Áreas y éstas a su vez en zonas, en función de criterios geológicos, entendidos como la síntesis de aspectos litológicos, tectónicos, geomorfológicos e hidrogeológicos, que analizados en conjunto proporcionan a cada Zona una cierta homogenei- dad en el comportamiento geotécnico.

Para cada Zona se describe su permeabilidad, drenaje, ripabilidad, posibilidad de deslizamientos, hundimientos y otros riesgos, valorando cualitativamente la capacidad de carga media del terre- no. Todos estos datos tienen carácter orientativo, por lo que deben utilizarse a nivel de estudio informativo o anteproyecto.

De acuerdo con los criterios anteriores se han diferenciado un total de 4 Áreas y 13 Zonas:

- Área I. Incluye los granitoides hercínicos (Zona I₁, unidades cartográficas 1 y 2) y los materia- les metamórficos preordovícicos (Zona I₂, unidades 3 y 4).

- Área II. Engloba los sedimentos cretácicos, tanto de naturaleza detrítica (Zona II₁, unidad 5) como carbonatada (Zona II₂, unidades 6 a 10).
- Área III. Comprende el conjunto sedimentario terciario, sin duda el más variado, en el que se han distinguido 5 Zonas de las que la inferior está integrada por conglomerados calcáreos (Zona III₁, unidad 11) y la superior, por gravas de composición ígnea y metamórfica (Zona III₃, unidad 16); desde un punto de vista estratigráfico, entre ambas se dispone un conjunto detrítico variado (Zona III₂, unidades 12 y 13) en el que se pueden individualizar pequeñas masas de areniscas calcáreas (Zona III₂¹, unidad 14) y calizas (Zona III₂², unidad 15).
- Área IV. Incluye los depósitos cuaternarios, subdivididos en arenas eólicas (Zona IV₁, unidades 17 a 19), arcillas y limos endorreicos (Zona IV₂, unidad 20), gravas, arenas, y arcillas correspondientes a coluviones y conos de deyección (Zona IV₃, unidades 21 y 22) y por último, gravas, arenas y arcillas de fondos de valle (Zona IV₃, unidad 23).

6.3.2. Estudio de las Áreas y Zonas

6.3.2.1. Área I

Engloba las rocas ígneas y metamórficas del zócalo hercínico, aflorantes en el ámbito del Sistema Central y del Macizo de Zarzuela del Pinar.

- Zona I₁. Se trata de un conjunto adamellítico en el que se incluyen masas leucograníticas, que aparece exclusivamente en relación con el Macizo de Zarzuela.

Son materiales de gran dureza cuando la roca se encuentra sana, pero con frecuencia están recubiertos por mantos de alteración o por finos tapices cuaternarios; en cualquier caso, han sido afectados por intensos procesos erosivos que han configurado una superficie sobre ellos. Su permeabilidad, nula en principio, está condicionada a su grado de fracturación, generalmente moderado; la capacidad de carga es alta, sin asientos diferenciales. Los problemas de tipo geotécnico se inducen en aquellos puntos en los que aparecen mantos de alteración.

- Zona I₂. Constituye un grupo algo heterogéneo integrado por los ortogneises glandulares aflorantes en el sector suroriental y los metasedimentos preordovícicos relacionados con el Macizo de Zarzuela.

Sus principales condicionantes geotécnicos son la esquistosidad y la fracturación, que pueden provocar problemas de drenaje y de alteración, rebajando la competencia mecánica, especialmente en el caso de los metasedimentos. Por su parte, los gneises presentan una capacidad de carga alta.

6.3.2.2. Área II

Engloba el conjunto de materiales detríticos y carbonatados cretácicos, que afloran en los sectores nororiental (Macizo de Sepúlveda), suroriental (Sistema Central) y noroccidental (Macizo de Zarzuela).

- Zona II₁. Se corresponde con la Fm. Segovia, constituida por arenas y arcillas de tonos blancos, rosados y amarillentos, con niveles de gravas, mucho más abundantes en los tramos basales.

Aunque su permeabilidad es variable, en conjunto se puede considerar impermeable o semi-permeable, realizándose el drenaje mediante escorrentía superficial y, en menor medida, por infiltración. En general, son ripables y poseen una capacidad de carga media-alta. Su fácil erosionabilidad y la posibilidad de asientos diferenciales en las cimentaciones, constituyen los riesgos geotécnicos más relevantes.

- Zona II₂. Comprende todas las unidades carbonatadas cretácicas, en las que destacan los potentes tramos dolomíticos, especialmente evidentes en el paraje de las Hoces del Duratón; también incluye tramos calizos, margosos y de areniscas.

En conjunto se comportan de forma permeable, tanto por fisuración como por karstificación, por lo que su drenaje se efectúa fundamentalmente por infiltración, si bien en las zonas de afloramientos margosos el drenaje se lleva a cabo por escorrentía superficial. No son ripables y su capacidad de carga es alta-media, aunque en las zonas con alto grado de diaclasado y karstificación, disminuye sensiblemente. El riesgo más frecuente es la posibilidad de hundimientos y desprendimientos en estas áreas karstificadas

6.3.2.3. Área III

En ella se agrupan todos los sedimentos terciarios, que constituyen el Área de mayor heterogeneidad e integran el relleno de la Depresión del Duero y del Corredor de Cantalejo, a los que pertenece la mayor parte de la Hoja; no obstante, una buena parte de estos materiales se encuentran recubiertos por depósitos cuaternarios poco potentes.

- Zona III₁. Corresponde a la unidad de conglomerados calcáreos, en general fuertemente cementados, que se presentan adosados a los relieves mesozoicos.

Su erosionabilidad es baja, al igual que su permeabilidad, cuando la roca se encuentra fresca, pero la disolución de los constituyentes carbonatados puede aumentar considerablemente este parámetro; aunque en principio la escorrentía se lleva a cabo superficialmente, dicha disolución provoca fenómenos de infiltración. De elevada dureza, no son ripables, siendo su capacidad de carga media-alta; sus principales riesgos geotécnicos son los derivados de los procesos de disolución y fracturación.

- Zona III₂. Está integrada por un conjunto detrítico en el que predominan los niveles areniscos sobre los de arcillas y conglomerados, aumentando la proporción de estos últimos en las proximidades del Sistema Central.

Su permeabilidad es muy variable, con zonas de elevada permeabilidad en las que el drenaje se efectúa por infiltración, frente a otras prácticamente impermeables, de drenaje superficial o de acusadas tendencias endorreicas. En general, presentan una fácil ripabilidad y una capacidad de carga media-baja. Su principal riesgo geológico es la fácil erosionabilidad, especialmente al aumentar la fracción arcillosa y la posible presencia de asientos diferenciales en cimentaciones superficiales.

- Zona III₂¹. Está constituida por los pequeños afloramientos de areniscas calcáreas, localizados en el sector suroccidental.

Presentan permeabilidad media, realizándose el drenaje por infiltración y escorrentía superficial. Poseen una elevada dureza y ofrecen una gran resistencia a la erosión, su capacidad de carga es media-alta.

- Zona III₂². Corresponde a los depósitos calizos y margosos aflorantes con escasa representación en las proximidades de Hontalbilla y Aldea Real.

Su permeabilidad es alta por karstificación, efectuándose el drenaje por infiltración. Presentan una elevada resistencia a la erosión, pudiendo considerarse su capacidad de carga como media-alta. Su principal condicionante geotécnico está relacionado con los procesos de karstificación, que pueden favorecer hundimientos y desprendimientos.

- Zona III₃. A ella pertenecen los mantos de gravas y arenas de composición ígnea y metamórfica, similares a la "raña", que culminan los relieves situados en los sectores Rebollo-Cantalejo y Escalona del Prado-Sauquillo de Cabezas.

Presenta una alta permeabilidad por porosidad intergranular, lo que provoca su drenaje por infiltración. Son materiales ripables con capacidad de carga media. Su riesgo más importante es la posibilidad de áreas con asientos diferenciales.

6.3.2.4. Área IV

En ella se incluyen los sedimentos cuaternarios, de naturaleza detrítica y génesis variada, que cubren aproximadamente la mitad de la superficie de la Hoja.

- Zona IV₁. Engloba los extensos mantos arenosos de origen eólico, sin duda los constituyentes más característicos de la Hoja.

Su elevada permeabilidad favorece su drenaje por infiltración. Su mínimo grado de consolidación hace que sean fácilmente excavables y erosionables, presentando una capacidad de carga media-baja. Su condicionante geotécnico más importante es su escasa consolidación.

- Zona IV₂. A ella pertenecen los materiales que ocupan los fondos de las zonas endorreicas, de naturaleza arcilloso-limosa, en ocasiones con una alta concentración de materia orgánica.

Su grado de permeabilidad es muy bajo, son perfectamente excavables y su capacidad de carga es baja. Su principal riesgo se relaciona con la posibilidad de encharcamiento, en algunos casos con carácter permanente.

- Zona IV₃. Está representada por los materiales detríticos asociados a coluviones y conos de deyección.

Su permeabilidad es muy variable, presentándose todos los grados posibles, por lo que el drenaje se efectúa tanto por infiltración como por escorrentía superficial. Poseen una fácil ripa-

bilidad y una capacidad de carga media-baja. Su principal riesgo geológico es la producción de asientos diferenciales en cimentaciones.

- Zona IV₄. Se incluyen en ella los depósitos detríticos relacionados con los fondos de valle, de entre los que destaca el del río Cega.

Se consideran permeables y semipermeables, por lo que el drenaje se efectúa por escurrimiento superficial e infiltraciones. La ripabilidad está asegurada y la capacidad de carga es baja. Los principales riesgos geotécnicos se relacionan con asientos diferenciales y con la presencia del nivel freático a escasa profundidad, con posibles problemas de agotamiento en zanjas y excavaciones, siendo además zonas con riesgo de inundaciones eventuales.

7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO

7.1. INVENTARIO Y CATALOGACIÓN DE LOS PIG

Dentro de la Hoja de Cantalejo se han inventariado y catalogado cuatro Puntos de Interés Geológico (PIG): Ermita de San Frutos (Hoces del río Duratón), Sección cretácica de Hontalbilla, Laguna del Carrizal y Valle del río Cega. De ellos, se han seleccionado y desarrollado los tres primeros, siendo necesaria la especial protección del correspondiente a la Ermita de San Frutos, para su conservación como patrimonio natural; dicha protección se lleva a cabo en la actualidad, al quedar incluido dentro del Parque Natural de las Hoces del río Duratón.

7.2. TESTIFICACIÓN DE LA METODOLOGÍA

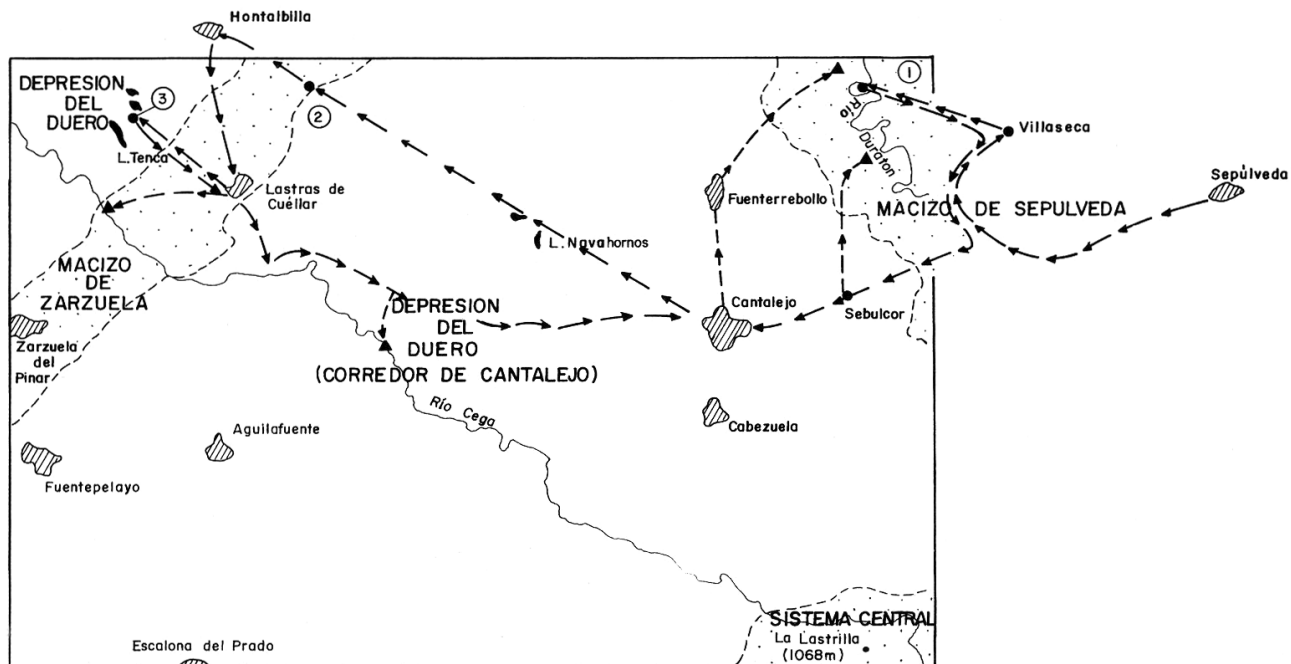
La testificación de la metodología empleada permite afirmar que la relación de los puntos seleccionados e inventariados refleja las características geológicas de la Hoja. El interés principal de cada uno de los puntos es el siguiente:

PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	INTERES PRINCIPAL
Ermita de San Frutos	Geomorfológico
Sección cretácica de Hontalbilla	Estratigráfico
Laguna del Carrizal	Geomorfológico
Valle del río Cega	Geomorfológico

Además de su interés principal, se ha tenido en cuenta su utilización (turística, didáctica, científica y económica), así como su repercusión (local, regional...).

7.3. ITINERARIO RECOMENDADO

Los Puntos de Interés Geológico señalados pueden ser visitados mediante la realización del itinerario Sepúlveda-Ermita de San Frutos-Cantalejo-Hontalbilla-Lastres de Cuéllar-Cantalejo (Fig.7.1). Aunque existen diversas rutas alternativas a la propuesta, el itinerario sugerido permite adquirir una rápida visión de los aspectos geológicos más característicos de la Hoja, al poder ser complementado con otras observaciones de interés de una forma rápida.



- ITINERARIO RECOMENDADO
- RUTAS OPCIONALES DE INTERES
- ① ERMITA DE SAN FRUTOS
- ② SECCION CRETACICA DE HONTALBILLA
- ③ LAGUNA DEL CARRIZAL
- PUNTOS DE INTERES
- ▲ PUNTOS OPCIONALES

Figura 7.1. Itinerario recomendado para la visita a los puntos de interés.

La elección de Sepúlveda como punto de partida del recorrido, a pesar de encontrarse fuera de la Hoja, no sólo se debe a su buen acceso desde la autovía Madrid-Burgos, sino también a sus peculiares características geológicas, ya que sus alrededores permiten reconocer tanto las unidades estratigráficas características del Cretácico al norte del Sistema Central, como el típico estilo estructural del Macizo de Sepúlveda.

Así, el amplio pliegue en rodilla vergente hacia el norte, visible en la salida hacia Villar de Sobrepeña, refleja una típica tectónica de revestimiento en la que la cobertera cretácica se adapta mediante plegamiento a la deformación en bloques del zócalo. Igualmente, se pone de manifiesto un predominio de los sedimentos detríticos en la base de la serie cretácica y de materiales carbonatados en el resto de la serie; merece la pena resaltar, pese a su escasa calidad, el afloramiento de gneises glandulares situado en las proximidades del transformador existente al oeste del pueblo, ya que se trata del único afloramiento de materiales del zócalo en el Macizo de Sepúlveda.

Continuando la ruta hacia Villaseca, el profundo encajamiento del río Duratón permite la observación de nuevos ejemplos del característico estilo de plegamiento de la zona. En dicha localidad es preciso tomar la pista que permite el acceso a la ermita de San Frutos, primero de los Puntos de Interés de la Hoja de Cantalejo. Sin ningún tipo de dudas, se trata del punto más espectacular, no sólo de la Hoja, sino también de la región, al situarse dentro del Parque Natural de las Hoces del río Duratón, paraje de extraordinaria belleza, popular en buena medida por la presencia de diversas especies de aves protegidas, pero en el que también pueden destacarse diversos aspectos geológicos.

Desde el aparcamiento de la ermita, un vistazo hacia el oeste ofrece una amplia panorámica del Corredor de Cantalejo y la Depresión del Duero, con el Sistema Central elevándose de forma majestuosa hacia el sur. Descendiendo por el camino que se dirige a la ermita, se hace patente el desarrollo de una superficie de erosión labrada sobre los materiales carbonatados cretácicos del Macizo de Sepúlveda.

La ermita se encuentra situada sobre uno de los numerosos meandros encajados a lo largo del curso del río Duratón; el encajamiento ha dado lugar a espectaculares cañones, cuyas verticalizadas paredes pueden superar el centenar de metros y sobre las cuales se proyectan las dinámicas figuras de las aves rapaces, como minúsculas sombras. Desde un punto de vista estratigráfico, el rasgo más peculiar es la magnífica exposición de la Fm. Calizas y dolomías de Castrojímeno (unidad cartográfica 8), sobre la que se configuran los escarpes mencionados; se trata de dolomías agrupadas en tramos próximos a la veintena de metros de espesor, lo que les confiere un acusado aspecto masivo, si bien en detalle se aprecian espectaculares estratificaciones cruzadas a gran escala. En las partes más bajas del valle, se observa la existencia de un tramo parcialmente recubierto, debido a su menor resistencia a la erosión al intercalar niveles margosos, este tramo es asimilable a la Fm. Dolomías tableadas de Caballar (unidad 6).

Pese a que el Parque Natural de las Hoces del Duratón podría ser objeto de una visita mucho más prolongada, una vez observados los rasgos geológicos más destacados, el itinerario prosigue vía Cantalejo, hacia la sección cretácica de Hontalbilla, segundo de los Puntos de Interés, siendo posibles dos desviaciones opcionales, ambas relacionadas nuevamente con el paraje de las Hoces.

La primera opción está relacionada con la pista que parte de Sebulcor hacia el norte, hasta alcanzar el sector oriental del paraje de La Viñaza; para la segunda opción es preciso tomar la pista que partiendo de Fuenterrebollo hacia el noroeste, va más allá del paraje de Las Rasas. En ambas opciones pueden apreciarse nuevas perspectivas del río Duratón, esta vez desde su margen izquierda, destacando en la primera, por su belleza, la presencia de una fortaleza abandonada junto al cauce, a la entrada de un pronunciado meandro “próximo” a su estrangulamiento; la segunda permite asomarse al embalse de Burgomillodo, cuya cerrada se sitúa en el flanco septentrional de un espectacular pliegue asimétrico vergente hacia el norte, en el que puede reconocerse la mayor parte de la serie cretácica.

Retomando la ruta principal desde Cantalejo, en dirección hacia Cuéllar, se transita por una espectacular planicie elaborada en la subfosa terciaria del Corredor de Cantalejo, en la que tan solo es posible el reconocimiento de extensos mantos arenosos de origen eólico, coincidentes con los pinares existentes, en cuyo interior, entre los kilómetros 50 y 51 se encuentran las lagunas de Muña y Navalhornos, elementos característicos de la zona.

Esta espectacular planicie se encuentra interrumpida entre los kilómetros 58 y 59 por un ligero resalte, en cuyos taludes se encuentra el segundo Punto de Interés, la sección cretácica de Hontalbilla. Aunque en principio puede sorprender tal consideración debido a su falta de espectacularidad desde cualquier punto de vista, se trata del corte más completo del Cretácico superior del Macizo de Zarzuela del Pinar, y tal vez, del de mayor calidad de todo el Macizo de Santa María la Real de Nieva.

El aspecto más destacable de la sección es la drástica reducción del espesor de la serie, que se sitúa en torno a los 100 m, frente a los más de 200 m del sector oriental, confirmando la apertura de la cuenca marina cretácica hacia el este. Sobre un zócalo metamórfico profundamente alterado, se dispone la serie cretácica, cuya verticalización, e incluso inversión en los tramos basales, vuelve a sugerir de nuevo una tectónica de estilo germánico para el Macizo de Zarzuela, con vergencias meridionales, a diferencia de las septentrionales del Macizo de Sepúlveda.

La serie comienza con un tramo detrítico característico (unidad 5), sobre el que comienzan a aparecer niveles carbonatados (unidad 6), que culminan con la presencia de un potente resalte constituido por calcarenitas y dolomías (unidad 8), a techo de las cuales la serie adquiere aspecto tablado (unidad 9) e incluye niveles margosos (unidad 10). La representación de estas dos últimas unidades es mínima, apoyándose sobre ellas, mediante una acusada discordancia, un conjunto de conglomerados calcáreos (unidad 11) atribuido al Oligoceno-Mioceno inferior. La mayor parte del corte se encuentra recubierta por un fino manto de arenas eólicas, lo que da idea de la dificultad que existe para el reconocimiento de las unidades hercínicas y cretácicas en el ámbito del macizo.

Para acceder al tercer Punto de Interés es preciso llegar a Lastras de Cuéllar, pero antes merece la pena realizar una breve parada en las pequeñas canteras existentes 3 km al sur de Hontalbilla, para observar la intrusión de cuerpos leucograníticos hercínicos en la serie metasedimentaria pre-orдові́ca.

Ya en Lastras de Cuéllar, una pista que parte hacia el noroeste en busca de la Laguna del Carrizal, confirma un hecho observable en toda la zona: el arrasamiento y la escasez de afloramientos en

el Macizo de Zarzuela. Entre las lagunas encharcadas actualmente, se trata de la de mayores dimensiones, presentando un gran interés ecológico por la fauna asociada a ella. Sin embargo, la característica más llamativa del Punto es la existencia de un frente de dunas, de procedencia suroccidental, al oeste de la laguna. Sus alturas pueden superar la veintena de metros, encontrándose en uno de sus surcos interdunares, la laguna de Tenca, la de mayores dimensiones de la Hoja, pero actualmente desecada.

Antes de retornar a Cantalejo, punto final del itinerario, existe la posibilidad de efectuar nuevas observaciones de interés. Así, regresando a Lastras de Cuéllar, puede tomarse la pista dirigida al embalse de Bodón de Ibiensa, en el cual se aprecia el estrechamiento del valle del río Cega al atravesar materiales graníticos, que además presentan aquí sus mejores condiciones de observación, que en cualquier caso no son excelentes; sobre ellos, los depósitos areniscosos aragonienses (unidad 12) se apoyan en inconformidad, como puede apreciarse en las proximidades de la cerrada del embalse.

El retorno a Cantalejo puede efectuarse a través de la carretera que parte del molino del Cega, al sur de Lastras de Cuéllar, a lo largo de la cual se aprecia nuevamente la importancia de la morfogénesis eólica en la Hoja, puesta de manifiesto en este caso por la presencia de un extenso campo de dunas. Accediendo desde dicha carretera a la margen derecha del río Cega, entre los parajes de Nava del Pobo y El Zarzal, se observa la morfología del valle en artesa cuando el río discurre entre los sedimentos terciarios del Corredor de Cantalejo; además durante los periodos de lluvias prolongadas, llaman poderosamente la atención los encharcamientos de formas curvas correspondientes a meandros abandonados.

Como ya se ha señalado, este itinerario puede sustituirse por otros más o menos diferentes, pero refleja con cierta fidelidad los principales rasgos de la Hoja: serie potente del Cretácico superior, estructurada de forma característica en el ámbito del Macizo de Sepúlveda; reducción del espesor de la misma hacia el Macizo de la Zarzuela, en el que los afloramientos hercínicos y cretácicos son escasos y deficientes; inexistencia de cortes de detalle de los sedimentos terciarios que rellenan el Corredor de Cantalejo; por último, importancia de la morfogénesis cuaternaria, cuyas principales manifestaciones son las numerosas lagunas y lagunillas existentes y, especialmente, los extensos mantos arenosos de naturaleza eólica, con frecuencia presentes bajo la forma de amplios y espectaculares campos de dunas.

8. BIBLIOGRAFIA

- AERO-SERVICE LTED. (1967). "Mapa geológico de la Cuenca del Duero. Escala 1:250.000". Instituto Nacional Colonización I.G.M.E. Madrid.
- AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1976). "Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española". Trabajos Neógeno-Cuaternario, 5, 7-29.
- ALBERDI, M.T.; DOADRIO, I.; GARCÍA DEL CURA, M.A.; HOYOS, M.; JIMÉNEZ, E.; LÓPEZ, N.; MARTÍN ESCORZA, C.; MAZO, A.V.; MORALES, J.; ORDÓÑEZ, S.; SÁNCHEZ, F.B.; SESE, C. y SORIA, D. (1981). "Paleoecología del yacimiento del Neógeno Continental de los Valles de Fuentidueña (Segovia)". Fundación Juan March, Serie Universitaria, 154, 9-55.
- ALCALÁ DEL OLMO, L. (1972). "Estudio sedimentológico de los arenales de Cuéllar". Inst. Geol. 28, 345-358.
- ALCALÁ DEL OLMO, L. (1974). "Estudio edáfico-sedimentológico de los arenales de la Cuenca del Duero". Tesis Doctoral. Univ. Compl. Madrid
- ALONSO, A. (1981). "El Cretácico de la provincia de Segovia (Borde norte del Sistema Central)". U.C.M. Sem. Estrat., 7, 1-271.
- ALONSO, A. y FLOQUET, M. (1982). "Sedimentation et environnement au Turonien en Vielle Castille (Espagne): Un modele d'évolution en domaine de Plataforma". Mem. Mus. Nat. His. Nat. París, 49, 113-128.
- ALONSO, A. y MAS, R. (1982). "Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al Norte y Sur del Sistema Central". Cuad. Geol. Ibérica, 8, 145-166.
- ÁLVAREZ, F. (1982). "Contribución al estudio tectónico de la región de Santa María la Real de Nieva". Temas Geol. Min., 6 (1), 87-108.
- APARICIO, A.; BARRERA, J.L.; CARBALLO, J.M.; PEINADO, M. y TINAO, J.M. (1975). "Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central español". Memorias IGME, 88, 1-147.
- APARICIO, A.; BELLIDO, F.; BRANDLE, J.L.; GARCÍA CACHO, L. y SANTOS, V. (1983). "Caracterización de los granitoides hercínicos del sector centro-oriental del Sistema Central español". Inst. Geol., 39, 271-306.
- APARICIO, A.; GARCÍA CACHO, L. y PEINADO, M. (1975). "Sobre la petrogénesis de las Formaciones glandulares del Sistema Central". Bol. Geol. Min., 86, 416-427.
- ARMENTEROS, I. (1986). "Estratigrafía y sedimentología del Neógeno del Sector Suroriental de la Depresión del Duero". Eds. Diputación de Salamanca

AZOR, A.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; HACAR, M.; MARTÍN, L.M.; MARTÍNEZ, J.R. y PÉREZ, A. (1992). "Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Olla de Sapo". En GUTIÉRREZ, J.; SAAVEDRA, S. y RABANO, I. (Eds.). "Paleozoico Inferior de Ibero-América". Universidad de Extremadura, 25, 469-483.

BANKS, C.J. Y WARBURTON, J. (1991). "Mid crustal detachment in the Betic system of southeast Spain". Tectonophysics, 191, 275-289.

BARD, J.P.; CAPDEVILA, R. y MATTE, P. (1970). "Les grands traits stratigraphiques, tectoniques, métamorphiques et plutoniques des Sierras de Gredos et de Guadarrama (Espagne Centrale)". C.R. Acad. Sci. Paris, 270, 2630-2633.

BARRERA, J.L.; BELLIDO, F.; BRANDLE, J.L. y 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. y VILLASECA, C. (1981). "Caracteres generales del Cinturón Hercínico en el Sector Oriental del Sistema Central español". Cuad. Geol. Ibérica, 7, 15-52.

BERGAMÍN, J.F.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; GONZÁLEZ CASADO, J.M. y PEINADO, M. (1988). "La falla de Santa María la Real de Nieva. Un accidente extensional hercínico en el S.C.E. Interpretación geofísica y geológica". X Reunión Geología del Oeste Peninsular. Coimbra-Salamanca.

BISCHOFF, L.; SCHÄFER, G.; SCHMIDT, K. y WALTER, R. (1973). "Zur Geologie der mittleren Sierra de Guadarrama (Zentral Spanien)". Münst. Forsch. Geol. Paläont., 28-275.

BISCHOFF, L.; WILDBERG, H. y BAUMAN, A. (1986). "Uranium/lead ages of zircons from gneisses of the Sistema Central, Central Spain". Intern. Conf. Iber. Terranes Proj., 233-239.

BRANDEBOURGER, E. (1984). "Les granitoides hercyniens tardifs de la Sierra de Guadarrama (Système Central, Espagne). Petrographie et géochimie". Tesis Doctoral, 1-209.

BRAVARD, I. (1965). "Notes morphologiques sur la Tierra de Pinares (province de Segovie, Espagne)". Rev. Geogr. Alpine, 53, 245-264.

BUTLER, R. W. H. (1982). "The terminology of structures in thrust belts". Journal of structural Geology, 4, 239-245.

CALVO, J.P.; VICENTE, G. DE y ALONSO, A.M. (1991). "Correlación entre las deformaciones alpinas y la evolución del relleno sedimentario de la Cuenca de Madrid durante el Mioceno". I Congr. Grupo Español del Terciario, Actas, 55-58.

CAPDEVILLA, R.; CORRETGE, G. y FLOOR, R. (1973). "Les granitoides varisques de la Meseta Ibérique". Bol. Soc. France, 15, 209-228.

CAPOTE, R. (1972). "Estudio geoestructural de los afloramientos metamórficos del Norte de la provincia de Ávila". Tesis. Fac. Ciencias. Univ. Complutense. Madrid, 1-289 (inédita).

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.; FERNÁNDEZ CASALS, M.J.; MORENO, F.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VEGAS, R. (1977). "The Precambrian in the Central Part of the Iberian Massif". Est. Geol., 33 (4), 343-356.

CAPOTE, R.; CASQUET, C. y FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1981). "La tectónica hercínica de cabalgamientos en el Sistema Central Español". Cuad. Geol. Iber., 7, 455-470.

CAPOTE, R.; CASQUET, C. y FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1982). "Los grandes complejos estructurales del Sistema Central: Modelo de evolución tectonometamórfica". Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat., 76 (2), 313-331.

CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1975). "Las series anteordovícicas del Sistema Central". Bol. Geol. Min., 86 (6), 581-596.

CAPOTE, R.; GONZÁLEZ CASADO, J.M. y VICENTE, G. DE (1987). "Análisis poblacional de la fracturación tardihercínica en el Sector Central, Sistema Central Ibérico". Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 11, 305-314.

CASAS, I. y LEGUEY, S. (1971). "Estudio mineralógico de los sedimentos detríticos del borde Norte del Guadarrama en la Cuenca del río Eresma (provincia de Segovia)". I Congr. His. Luso-Amer. Geol. Econom., 1, 115-138

CASAS, J.; LEGUEY, S. y RODRÍGUEZ, J. (1972). "Mineralogía y sedimentología de las arenas que recubren el terciario entre los ríos Pirón y Voltoya". Est. Geol. 28, 287-296.

CASQUET, C. (1975). "Metamorfismo plurifacial Hercínico intermedio de baja presión en el Macizo de San Vicente (Sistema Central Español)". Est. Geol., 31, 217-239.

CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1988). "Extensional Tectonics and Granite Emplacement in the Spanish Central System. A discussion". European Geotraverse (FGT) Project, 65-76.

CHAPPELL, B.W. y WHITE, A.J.R. (1974). "Two contrasting granite types". Pacific Geol., 8, 173-174.

CORTÁZAR, S. (1890). "Descripción física y geológica de la provincia de Segovia". Bol. Com. Mapa Geol. España, 17, Madrid.

FERNÁNDEZ, P. (1987). "Geomorfología del sector comprendido entre el S. Central y el Macizo de Santa María la Real de Nieva (Segovia)". Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid, 1-335.

FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1974). "Significado geotectónico de la formación gneises de La Morcuera". Stv. Geol. Salm., 7, 87-106.

FERNÁNDEZ CASALS, M.J. (1976). "Estudio meso y microtectónico de la zona de tránsito paleozoico-metamórfico de Somosierra (Sistema Central Español)". Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid, 1-305.

FERNÁNDEZ CASALS, M.J. y CAPOTE, R. (1970). "La Tectónica paleozoica del Guadarrama en la región de Buitrago del Lozoya". Bol. Geol. Min., 81, 562-568.

FERNÁNDEZ CASALS, M.J. y CAPOTE, R. (1971). "Los gneises glandulares del Guadarrama Oriental". Bol. R. Soc. Española Hist. Nat. (Geol.), 69, 1, 69-80.

FERNÁNDEZ CASALS, M.J. y GUTIÉRREZ MARCO, J.C. (1985). "Aspectos estratigráficos de la Cadena Hercínica en el Sistema Central Español". Rev. Real. Acad. Cien. Fis. Exac. Nat., 74,4, 487-509.

FLOQUET, M.; ALONSO, A. y MELÉNDEZ, A. (1982). "El Cretácico superior". En: El Cretácico de España. Univ. Compl. Madrid, 7, 387-456.

FUSTER, J.M.; APARICIO, A.; CASQUET, C.; GARCÍA CACHO, L.; MORA, A. y PEINADO, M. (1974). "Interacciones entre los metamorfismos plurifaciales y polifásicos del Sistema Central Español". Bol. Geol. Min., 85, 595-600.

FUSTER, J.M.; NAVIDAD, M. y VILLASECA, C. (1981). "Relaciones entre ortogneises y series volcano-sedimentarias en el macizo de El Caloco (Guadarrama Central)". Cuad. Geol. Iber., 7, 161-171.

FUSTER, J.M. y VILLASECA, C. (1979). "Migmatización en las series metamórficas de la vertiente norte de la Sierra de Guadarrama". Est. Geol., 35, 285-290.

FUSTER, J.M. y VILLASECA, C. (1987). "El complejo plutónico hercínico-tardihercínico del Sistema Central Español. Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico". En BEA et al., Ed. Rueda, 27-35.

GARCÍA ABBAD, F. y REY SALGADO, G. (1973). "Cartografía geológica del Terciario y Cuaternario de Valladolid". Bol. Geol. Min., 84, 213-227.

GARCÍA CACHO, L. (1973). "Evolución temporal del metamorfismo y procesos de blastesis sucesivas en el sector oriental del Sistema Central Español". Tesis. Fac. Ciencias. Univ. Compl. Madrid, 1-319.

GARCÍA DEL CURA, A. (1975). "Contribución al conocimiento litoestratigráfico del Terciario continental de la Cuenca del Duero (Zona Oriental)". Actas I Congr. Inter. Bioest. Cont. Neóg. sup. Cuat. inf (Ed. por M.T. Alberdi y F. Aguirre), 77-81.

GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981). "Estudio geológico-estructural de la terminación oriental de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)". Tesis Univ. Salamanca, 1-365.

HERNÁNDEZ PACHECO, F. (1923). "Las arenas voladoras de la Provincia de Segovia". Bol. R. Soc. Española Hist. Nat., 23, 211-216.

IBARROLA, E.; VILLASECA, C.; VIALETTE, Y.; FUSTER, J.M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y CASQUET, C. (1986) "Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System)". Intern. Conf. Iber. Terranes. Proj., 233, 31.

IBARROLA, E.; VILLASECA, C.; VIALETTE, Y.; FUSTER, J.M.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y CASQUET, C. (1987). "Dating of hercynian granites in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System)". En: "Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico". Libro homenaje a L.C. García Figuerola, 377-384.

IGME (1973). Mapa de rocas industriales de España. Escala 1:200.000. Hoja nº 38, Segovia.

IGME (1991). Mapa hidrogeológico de España. Escala 1:200.000. Hoja nº 38, Segovia.

IGME (ÁLVAREZ, F.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; MARTÍN, L.M.; MARTÍNEZ, J. y PEINADO, M.) (1991). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2ª serie, 1ª edición, Nava de la Asunción (456).

IGME (ARENAS, R.; FUSTER, J.M.; VILLASECA, C.; DEL OLMO, A. y PINEDA, A.) (1991). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2ª serie, 1ª edición, Turégano (457).

IGME (LÓPEZ, F.; ENRILE, A. y CABRA, P.) (1992). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2ª serie, 1ª edición, Peñafiel (374).

JAMISON, R. (1987). "Geometría analysis of fold development in overthrust terranes". Journal of structural Geology, (9), 2, 207-219.

JULIVERT, M.; FONTBOTE, J.M.; RIBEIRO, A. y CONDE, L. (1974). "Memoria explicativa del Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, E. 1:1.000.000". IGME, 1-113.

LÓPEZ, N.; GARCÍA, E. y ÁLVAREZ, M.A. (1986). "Paleontología y Bioestratigrafía (Micromamíferos) del Mioceno medio y superior del sector central de la Cuenca del Duero". Studia Geol. Salmant., 22, 191-212.

LÓPEZ RUIZ, S.; APARICIO, A. y GARCÍA CACHO, L. (1975). "El metamorfismo de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)". Mem. IGME, 86, 1-127.

LOTZE, F. (1945). "Eipige Probleme des Iberischen Meseta". Geotekt. Forsch, 6, 1-12.

MACAYA, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y ÁLVAREZ, F. (1991). "Continuous deformation, ductile thrusting and backfolding in the basement of the hercynian Orogen and their relationships with structures in the metasedimentary cover in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System). Tectonophysics, 191, 291-309.

MALLADA, L. (1911). "Sistema Diluvial. Explicación del Mapa Geológico de España". Mem. Inst. Geol. Min. de España, 15.

MENDES, F.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E. y FERNÁNDEZ SANTIN, S. (1972). "L'age de quelques granites de la Sierra de Guadarrama (Système Central Espagnol)". Rev. Fac. Sci. Lisboa, 17, 345-365.

M.O.P.U. (DIRECCIÓN GENERAL DE OBRAS HIDRÁULICAS) (1988). "Plan Hidrológico Nacional. Cuenca del Duero".

NAVIDAD, M. (1975). "Caracterización petrológica de los gneises glandulares del Macizo de Hiendelaencina (Guadarrama Oriental)". Est. Geol., 31, 343-350.

NAVIDAD, M. (1978). "Significado petrológico y geoquímico de las series glandulares en los sectores noroccidental y central del Macizo Ibérico". Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid, 1-235.

NAVIDAD, M. (1979). "Las serie glandulares del sector central del Macizo Ibérico (Guadarrama centro-occidental)". Est. Geol., 35, 31-48.

NAVIDAD, M. y PEINADO, M. (1977). "Facies vulcano-sedimentarias en el Guadarrama Central (Sistema Central Español)". Stv. Geol. Salm., 12, 137-159.

PAPADAKIS, J. (1966). "Climates of the world and their agricultural potentialities". Buenos Aires.

PARGA, I.; MATTE, P. y CAPDEVILLA, R. (1964). "Introduction a la geologie de Olla de Sapo. Formation porphyroide antésilurienne du NW de Espagne". Not. Com. IGME, 76, 119-154.

PARGA PONDAL, J.R. (1969). "Sistema de fracturas tardihercénicas del Macizo Hespérico". Geol. Rundschau, 59, 323-336.

PEINADO, M. (1973). "Evolución metamórfica en el Macizo El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español)". Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid, 1-199.

PEINADO, M. y ÁLVARO, M. (1981). "Magmatismo pre e intrahercénico en el sector metamórfico de El Escorial (Sistema Central Español)". Cuad. Geol. Iber., 7, 201-216.

PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1979). "El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos". Trabajos Neógeno-Cuaternario, 9, 23-36.

PÉREZ GONZÁLEZ, A. (1982). "Neógeno y Cuaternario de la llanura manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo". Tesis Doctoral Univ. Complutense de Madrid, 1-787.

PLATT, J.P. Y VISSERS, R.L.M. (1980). "Extensional structures in anisotropic rocks". Journal of structural Geology, 2, 397-410

PORTERO, J.M. y AZNAR, J.M. (1984). "Evolución morfotectónica y sedimentación terciarias en el Sistema Central y cuencas limítrofes (Duero y Tajo)". I Congreso Español de Geología, 3, 253-263.

PORTERO, J.M.; DEL OLMO, P.; RAMÍREZ, J. y VARGAS, I. (1979). "Síntesis geológica de la Cuenca del Duero". 1ª Reunión Geología Cuenca del Duero. Salamanca. Publ. Temas Geológico Mineros. IGME, 6.

PORTERO, J.M. y OLIVE, A. (1983). "El Terciario del borde meridional del Guadarrama y Somosierra". En : Libro Jubilar homenaje a J.M. Ríos, 2, 527-534.

RZEPKA, C. (1979). "Estudio petrológico de los afloramientos graníticos de Santa María la Real de Nieva". Tesis de Licenciatura Fac. Cc. Geológicas. Univ. Compl. Madrid, 1-135.

SÁNCHEZ DE LA TORRE, L. (1978). "Planteamiento provisional de la distribución de facies de la Cuenca del Duero". Proyecto MAGNA. IGME.

SCHÄFER, G. (1969). "Geologie und Petrographie in östlichen kastilischen Haupts Scheidegebirge (Sierra de Guadarrama, Spanien)". Münster Forsch.Geol.Paläont., 10, 1-207.

SOERS, E. (1972). "Stratigraphie et Geologie Structural de la partie orientale de la Sierra de Guadarrama (Espagne Centrale)". Studia Geologica, 4, 7-94.

SUPPE, J. (1985). "Principles of structural geology". Prentice Hall, N. Jersey, 1-537.

TORNOS, F. y CASQUET, C. (1982). "Caracterización de neises glandulares del alto valle del Lozoya (Sistema Central Español) en base al quimismo de las biotitas y estado estructural del feldespato potásico". Bol. Geol. Min., 93, 67-68.

VEGAS, R.; VÁZQUEZ, J.T.; SURIÑACH, E. y MARCOS, A. (1990). "Model of distributed deformation, block rotations and crustal thickening for the formation of the Spanish Central System". Tectonophysics, 184, 367-378.

VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO M. y VILLA-SECA, C. (1986). "Orogenic granitic magmatism of prehercynian age in the Spanish Central System". Terra Cognita, 6 (2), 1-1606.

VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FUSTER, J.M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLA-SECA, C. (1987). "Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System)". N.Jb. Miner. MB, 465-479.

VICENTE, G. DE y GONZÁLEZ CASADO, J.M. (1991). "Las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español". III Reunión de la Comisión de Tectónica de la S.G.E.

VICENTE, G. DE; GONZÁLEZ CASADO, J.M.; BERGAMÍN, J.F.; TEJERO, R.; BABIN, R.; RIVAS, A.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; GINER, J.; SÁNCHEZ, F.; MUÑOZ, A. y VILLAMOR, P. (1992). "Alpine structure of the Spanish Central System". III Congr. Geol. España-VIII Congr. Latinoam. Geol. Actas, 1, 284-288

VICENTE, G.DE.; GONZÁLEZ CASADO, J.; MUÑOZ MARTÍN, A.; GINER, J. y RODRÍGUEZ, M.A. (1994). "Structure and alpine evolution of the Madrid Basin". En : FRIEND, P.F. y DABRIO, C. (Eds.), Tertiary Basin of Spain, Cambridge Univ. Press, Cambridge (en prensa).

VILLASECA, C. (1983). "Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la Sierra de Guadarrama". Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid, 1-331.

VILLASECA, C. (1985). "Los granitos de la Sierra de Guadarrama". Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat., 79 (4), 573-587.

WAARD, D. (1950). "Palingenetic structures in augen gneises of the Sierra de Guadarrama, Spain". Bull. Com. Geol. Finlande, 23, 51-56 (Trad. A. San Miguel, 1953: "Estructuras palingenéticas en los gneises de la Sierra de Guadarrama"). Pub. Extr. Geol. Esp., 7, 267-285.

WARBURTON, J. y ÁLVAREZ, C. (1989). "A thrust tectonic interpretation of the Guadarrama mountains, Spanish Central System". Asoc. Geol. Geof. Esp. del Petróleo (AGGEP). Libro homenaje a Rafael Soler, 147-157.

