

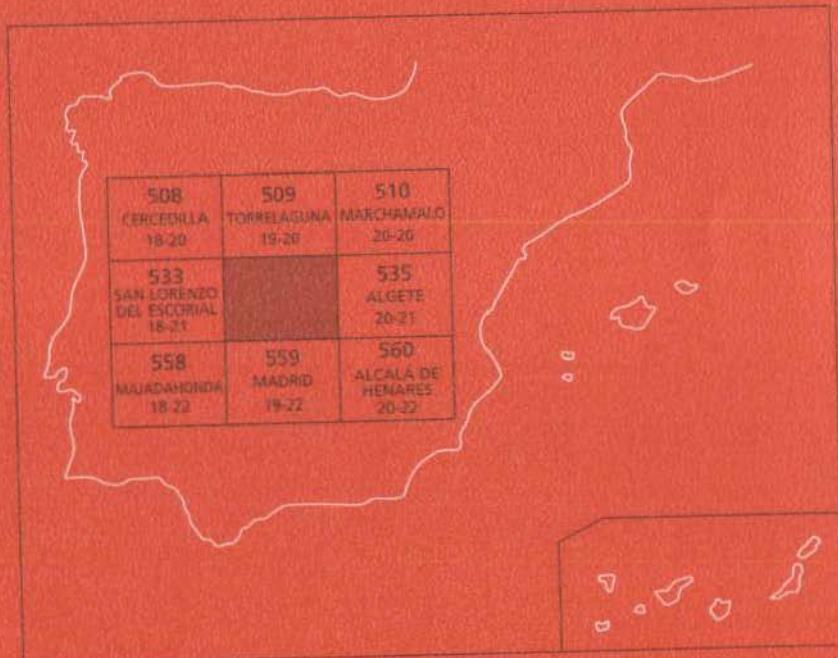


20534

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



COLMENAR VIEJO

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

COLMENAR VIEJO

© INSTITUTO TECNOLÓGICO GEOMINERO DE ESPAÑA

Ríos Rosas, 23. 28003 MADRID

Depósito legal: M. 33.557-2000

ISBN: 84-7840-414-7

NIPO: 320-00-007-6

Fotocomposición: Cartografía Madrid, S. A.

Impresión: Gráficas Muriel

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

Mapa Geológico

J.A. Díaz de Neira (INYPSA).
P. Cabra Gil (INYPSA).
F. López Olmedo (INYPSA).

Mapa Geomorfológico:

P. Cabra Gil (INYPSA).
P. Carral González (UAM)
A. Martín Serrano (ITGE)

Memoria Explicativa:

J.A. Díaz de Neira (INYPSA).
P. Cabra Gil (INYPSA).
F. López Olmedo (INYPSA).
J. Solé Pont (INYPSA). Sedimentología y Recursos naturales.
P. P. Hernaiz Huerta (INYPSA). Tectónica.
C. Gálvez García (INYPSA). Hidrogeología.
A. Martínez Arias (INYPSA). 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.

Dirección y supervisión: L. R. Rodríguez Fernández (ITGE).

Se pone en conocimiento del lector, que en el Centro de Documentación del ITGE 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.

ÍNDICE

	<i>Páginas</i>
0. INTRODUCCIÓN	9
0.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA	9
0.2. ANTECEDENTES	10
0.3. MARCO GEOLÓGICO	12
1.- ESTRATIGRAFÍA	15
1.1. PRECÁMBRICO-PALEOZOICO	16
1.1.1. Rocas metamórficas	16
1.1.1.1. Esquistos, paraneises y cuarcitas (9). Precámbrico superior-Cámbrico	20
1.1.1.2. Ortoneises glandulares (7)	21
1.1.1.3. Leuconeises glandulares (8)	22
1.1.2. Rocas ígneas hercínicas	22
1.1.2.1. Granitos. Tipo Colmenar Viejo (3)	24
1.1.2.2. Leucogranitos. Tipo El Pendolero (4)	25
1.1.2.3. Granitos. Tipo Hoyo de Manzanares (5)	26
1.1.2.4. Leucogranitos de grano fino (6)	27
1.1.3. Rocas filonianas	27
1.1.3.1. Microdioritas, pórfitos y aplitas (1)	28
1.1.3.2. Cuarzo (2)	28
1.2. MESOZOICO-CENOZOICO	29
1.2.1. Cretácico superior	29
1.2.1.1. Dolomías, calizas y margas (10). Cretácico superior	31
1.2.2. Terciario	31
1.2.2.1. Arenas con lutitas pardas y verdosas; ocasionalmente, niveles discontinuos de carbonatos (11). Orleaniense-Astaraciense	32

	<i>Páginas</i>
1.2.2.2. Arenas con intercalaciones de lutitas rojas (12). Orleaniense-Astaraciense	37
1.2.2.3. Niveles de carbonatos, margas y arcillas pardas (13). Orleaniense-Astaraciense	38
1.2.2.4. Arenas arcósicas con bloques y cantos (14). Astaraciense ...	41
1.2.2.5. Arenas arcósicas con cantos, alternando con limos y arcillas ocres (15). Astaraciense	42
1.2.2.6. Arcosas blancas y lutitas rojas (16). Astaraciense	44
1.2.2.7. Bloques, cantos y arenas arcósicas gruesas (17). Astaraciense	45
1.2.2.8. Arenas arcósicas blancas de grano grueso con cantos y a veces bloques (18). Astaraciense	47
1.2.2.9. Arcosas gruesas y limos rojos (19). Astaraciense	48
1.2.3. Cuaternario	49
1.2.3.1. Gravas y arenas con cantos (Terrazas altas, medias y bajas) (20, 21, 22). Pleistoceno-Holoceno	49
1.2.3.2. Arenas cuarzo-feldespáticas con gravas y cantos (Glacis) (23). Pleistoceno-Holoceno	50
1.2.3.3. Arenas, limos y arcillas con cantos (Coluviones y conos aluviales) (24, 25). Holoceno	51
1.2.3.4. Arenas, arcillas y limos con gravas (Fondos de valle) (27). Holoceno	51
1.2.3.5. Limos y arenas con cantos. Gravas (Llanura de inundación) (26). Gravas, cantos y arenas (Barras aluviales) (28). Arenas y gravas (Caucos abandonados) (29). Holoceno	51
1.2.3.6. Limos y arcillas arenosas (Areas endorreicas) (39). Holoceno	52
1.2.3.7. Arenas con cantos y bloques (Depósitos antrópicos) (31). Holoceno	52
2. TECTÓNICA	52
2.1. LA OROGENIA HERCÍNICA	53
2.1.1. Primera y segunda fases de deformación (D1 y D2)	53
2.1.2. Tercera fase de deformación (D3)	54
2.1.3. Plegamientos hercínicos tardíos	54
2.1.4. Deformaciones finihercénicas	55
2.2. LA OROGENIA ALPINA	56
3. GEOMORFOLOGÍA	60
3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	60
3.2. ANTECEDENTES	62
3.3. ANÁLISIS MORFOLÓGICO	63
3.3.1. Estudio morfoestructural	64
3.3.2. Estudio del modelado	64
3.3.2.1. Formas fluviales	64
3.3.2.2. Formas de ladera	66

	Páginas
3.3.2.3. Formas endorreicas	66
3.3.2.4. Formas polígenicas	66
3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES	68
3.5. EVOLUCIÓN DINÁMICA	70
3.6. DINÁMICA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS	71
4. PETROLOGÍA	71
4.1. DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES	72
4.1.1. Rocas metamórficas	72
4.1.1.1. Ortoneises glandulares (7)	72
4.1.1.2. Leuconeises glandulares (8)	73
4.1.1.3. Metasedimentos (9)	73
4.1.2. Rocas plutónicas hercínicas	74
4.1.2.1. Granitos. Tipo Colmenar Viejo (3)	74
4.1.2.2. Leucogranitos. Tipo El Pendolero (4)	75
4.1.2.3. Granitos. Tipo Hoyo de Manzanares (5)	75
4.1.2.4. Leucogranitos de grano fino (6)	76
4.1.3. Rocas filonianas	77
4.1.3.1. Microdioritas, pórfidos y aplitas (1)	77
4.1.3.2. Cuarzo (2)	78
4.2. GEOQUÍMICA	78
4.2.1. Rocas metamórficas	79
4.2.2. Rocas ígneas hercínicas	79
4.3. CARACTERÍSTICAS DEL METAMORFISMO	85
4.4. PETROGÉNESIS DE ROCAS ÍGNEAS HERCÍNICAS	87
4.5. GEOCRONOLOGÍA	87
5. HISTORIA GEOLÓGICA	88
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	97
6.1. HIDROGEOLOGÍA	97
6.1.1. Climatología	97
6.1.2. Hidrología	97
6.1.3. Características hidrogeológicas	99
6.2. RECURSOS MINERALES	103
6.2.1. Minerales metálicos y no metálicos	103
6.2.1.1. Minerales metálicos	103
6.2.1.2. Minerales no metálicos	108
6.2.2. Minerales energéticos	108
6.2.3. Rocas industriales	109
6.3. GEOTECNIA	110
6.3.1. Síntesis geotécnica	110
6.3.1.1. Criterios de división	110
6.3.1.2. División en Áreas y Zonas Geotécnicas	110

	<i>Páginas</i>
6.3.2. Estudio de las Áreas y Zonas	112
6.3.2.1. Área I	112
6.3.2.2. Área II	112
6.3.2.3. Área III	116
7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO (PIG)	117
7.1. RELACIÓN DE LOS PUNTOS INVENTARIADOS	117
7.2. TESTIFICACIÓN DE LA METODOLOGÍA	118
7.3. ITINERARIOS RECOMENDADOS	118
8. BIBLIOGRAFÍA	120

0. INTRODUCCIÓN

0.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja a escala 1:50.000 de Colmenar Viejo (534) se encuentra situada en el sector central de la provincia de Madrid, inmediatamente al norte del núcleo urbano de la capital, cuyo extremo más septentrional prácticamente está incluido dentro de la Hoja. En su mayor parte pertenece a la Depresión del Tajo, si bien en el ángulo noroccidental se elevan las estribaciones meridionales de la Sierra del Guadarrama, la tradicional “Sierra” de los madrileños.

La mayor parte de este último dominio se encuentra por encima de los 800 m de altitud, sobrepasando los 1000 m en el ángulo noroccidental, en las proximidades del paraje de La Dehesilla. Pese a que en él se encuentran los relieves más destacados de la Hoja, no existen contrastes importantes, excepto a lo largo de los valles del río Manzanares, y su afluente, el arroyo del Jaramillo, cuyas vertientes superan el centenar de metros de desnivel.

El relieve correspondiente a la Depresión del Tajo se caracteriza por configurar una superficie dispuesta entre 700 y 800 m de altitud, profundamente disectada por una densa red fluvial, de entre la que destacan los ríos Manzanares y Jarama, disección que ha dado lugar a una gran variedad de formas, como cárcavas, escarpes y terrazas, siendo precisamente en el valle del Jarama donde se localizan las altitudes mínimas, inferiores a 580 m.

La red fluvial se articula en torno a los citados ríos, Jarama y Manzanares, que discurren de norte a sur por los sectores oriental y occidental de la Hoja, respectivamente. A favor del curso medio del río Manzanares se encuentra instalado el Embalse de El Pardo, dentro del Espacio Natural Protegido conocido como Monte de El Pardo, paraje de extraordinaria belleza.

La densidad de población es muy elevada, destacando, al margen de Madrid, los núcleos de población de Colmenar Viejo, Alcobendas, San Sebastián de los Reyes y Tres Cantos, pudiendo señalarse en un segundo plano Paracuellos de Jarama y El Pardo, así como diversas urbanizaciones de entre las que destacan La Moraleja, El Soto, El Encinar de los Reyes,

Ciudad Santo Domingo y Fuente del Fresno. Desde un punto de vista económico, la zona presenta un alto grado de industrialización, favorecido por su proximidad a Madrid y por la existencia de una densa red de carreteras, quedando relegados a un segundo término los restantes recursos, pudiendo destacarse entre éstos, las labores agrícolas de la vega del Jarama y las ganaderas del ámbito de Colmenar Viejo.

0.2. ANTECEDENTES

Tanto el Sistema Central como la Cuenca de Madrid han sido objeto de una gran cantidad de trabajos de diversa índole, cuya simple enumeración implicaría un profundo estudio bibliográfico. A continuación se señalan aquellos que se han considerado del máximo interés durante la elaboración de la Hoja, tanto de carácter local como regional, y que engloban la mayor parte de los conocimientos existentes acerca de la zona.

Entre los trabajos generales acerca del Sistema Central cabe señalar los de LOTZE (1945) que propone su inclusión en la zona galaico-castellana y JULIVERT *et al.* (1974), que lo enmarcan en la zona Centroibérica (Fig. 0.1). Una interesante recopilación de los conocimientos petrológicos y tectónicos existentes se encuentra en BELLIDO *et al.* (1981), realizada con motivo de la VII Reunión de Geología del Oeste Peninsular, actualizada por DE VICENTE *et al.* (1991).

La estratigrafía de las series preordovícicas ha sido ampliamente tratada, pudiendo señalarse, entre otros, los trabajos de FERNÁNDEZ CASALS CAPOTE (1971), CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1975), CAPOTE *et al.* (1977) y NAVIDAD (1978 y 1979).

Una interesante síntesis de estos materiales preordovícicos es la realizada por CAPOTE (1983) con motivo de la elaboración del Libro Jubilar homenaje a J.M. RIOS, en la que se relacionan con sus equivalentes dentro de la zona Centroibérica. Con respecto a la edad de los materiales prehercínicos, cabe señalar el estudio cronoestratigráfico de FERNÁNDEZ CASALS y GUTIÉRREZ MARCO (1985), en base a criterios paleontológicos, así como los de BISCHOFF *et al.* (1986) y VIALETTE *et al.* (1986 y 1987), basados en métodos radiométricos.

Entre los estudios relativos al metamorfismo destacan, con carácter general, los de FÚSTER *et al.* (1974), LÓPEZ RUIZ *et al.* (1975) y CASQUET y NAVIDAD (1985). En cuanto al magmatismo hercínico, el primer trabajo general sobre los granitoides es el de APARICIO *et al.* (1975), existiendo revisiones posteriores de VILLASECA (1985) y FÚSTER y VILLASECA (1987), en tanto que los diques de la Sierra de Guadarrama son tratados por HUERTAS (1986 y 1990). Por lo que respecta a la cronología de estos eventos magmáticos, es abordada por BRANDEBOURGER (1984) e IBARROLA *et al.* (1987).

Mucho menos abundantes son los trabajos que hacen referencia al Cretácico del borde meridional del Sistema Central. No obstante, ya BIROT y SOLÉ (1954) señalan la presencia de materiales cretácicos en las proximidades de Colmenar Viejo. De gran interés resulta la propuesta de correlación y evolución paleogeográfica de la serie cretácea a ambos lados del Sistema Central, llevada a cabo por ALONSO y MAS (1982) basándose en las unidades lito-

estratigráficas definidas en el borde septentrional por FLOQUET *et al.* (1982) con motivo de la elaboración del libro "El Cretácico de España".

La literatura relativa al Terciario de la Cuenca de Madrid es exhaustiva, mereciendo la pena resaltar entre los trabajos más remotos el de ROYO GOMEZ y MENÉNDEZ (1929) con objeto de la ejecución de la 1^a serie de la Hoja a escala 1:50.000 de Madrid (559). Ya RIBA (1957) y BENAYAS *et al.* (1960) ponen de manifiesto que el relleno terciario de la cuenca se llevó a cabo con diferentes áreas fuente en su sector septentrional. Por otra parte, MEGÍAS *et al.* (1980 y 1983) proponen la subdivisión de dicho relleno en varias unidades tectosedimentarias.

Un importante punto de partida para trabajos posteriores es el de JUNCO y CALVO (1983), incluido dentro del Libro Jubilar homenaje a J.M. RÍOS en el que se establecen las unidades fundamentales de la serie miocena, unidades en las que se basan los estudios posteriores, con ligeras modificaciones. El sector de Paracuellos de Jarama, al SE de la Hoja, ha sido objeto de estudios estratigráficos y sedimentológicos de detalle, entre los que destaca el de ALONSO *et al.* (1986). Recientemente, CALVO *et al.* (1989 y 1990) hacen especial hincapié en determinados aspectos sedimentológicos de la Cuenca de Madrid, en tanto que CALVO *et al.* (1991) realizan una síntesis del conocimiento estratigráfico y sedimentológico que puede considerarse de gran interés para los estudios actuales.

Entre los principales estudios de carácter bioestatigráfico relativos a los materiales terciarios y cuaternarios se encuentran los de AGUIRRE *et al.* (1976), ALBERDI *et al.* (1983 y 1985) y LÓPEZ MARTÍNEZ *et al.* (1987). Desde un punto de vista geomorfológico destacan los trabajos de SCHWENZNER (1936) y PEDRAZA (1978), así como el ya señalado de BIROT y SOLÉ (1954).

De gran interés resulta la contribución al conocimiento de la geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo efectuada por QUEROL (1989), en la que se recopila una gran cantidad de datos de tipo geofísico, que son correlacionados con los de los afloramientos existentes.

Los antecedentes de índole estructural son muy numerosos a partir de la década de los setenta, especialmente los que se centran en la deformación hercínica del Sistema Central, entre los que se encuentran los de CAPOTE *et al.* (1981, 1982 y 1990), CAPOTE (1983 y 1985) y CASQUET *et al.* (1988) relacionándose en éste la extensión tardihercínica con las intrusiones graníticas. Entre los que hacen referencia a la estructuración alpina del Sistema Central, es preciso señalar los de WARBURTON y ÁLVAREZ (1989), VEGAS *et al.* (1990) y MACAYA *et al.* (1991), así como los de ALÍA (1976), PORTERO y AZNAR (1974) y DE VICENTE *et al.* (1990), en los que se hace referencia a la estructuración de la Cuenca del Tajo, correlacionándose sus etapas de relleno con las distintas fases tectónicas.

Por último, han sido de la máxima utilidad para la elaboración del presente trabajo, las Hojas a escala 1:50.000 correspondientes al Plan MAGNA de Torrelaguna (509), San Lorenzo de El Escorial (533), Algete (535) y, especialmente, Madrid (559), así como los diversos estudios realizados con motivo del "Convenio de Colaboración Técnica y Cultural para el conocimiento de las características del suelo y subsuelo del término municipal de Madrid", efectuado conjuntamente por diversos organismos públicos (1986).

0.3. MARCO GEOLÓGICO

La Hoja a escala 1:50.000 de Colmenar Viejo se encuentra situada en el límite entre dos de los principales dominios geológicos de la Península Ibérica: el Sistema Central y la Cuenca del Tajo (Fig. 0.1).

El Sistema Central Español constituye una cadena montañosa de directriz ENE-OSO que se extiende desde la Sierra de la Estrella (Portugal) al SO, hasta la Cordillera Ibérica (provincia de Guadalajara), al NE; se alza por encima de los 2.000 m de altitud, separando las cuencas de los ríos Duero y Tajo, y en detalle está integrado por numerosas alineaciones montañosas (Gredos, Guadarrama, ...) entre las que se intercalan pequeños valles (Amblés, Lozoya,...). Se enmarca dentro de la zona Centroibérica (JULIVERT *et al.*, 1974), estando constituido fundamentalmente por materiales precámbricos y paleozoicos deformados, metamorfizados e intruidos por granitoides durante la orogenia hercínica.

En base a sus características estratigráficas, petrológicas y estructurales, el Sistema Central ha sido subdividido en tres dominios: Oriental, Central y Occidental (BELLIDO *et al.*, 1981), cuyos límites coinciden prácticamente con los de los complejos estructurales de Somosierra-Ayllón, Guadarrama y Gredos (CAPOTE *et al.*, 1981), respectivamente.

El Dominio Oriental, situado al E de la falla de Berzosa se caracteriza por la ausencia de granitoides tardihercínicos y por el predominio superficial de series ordovícicas y postordovícicas, dispuestas sobre distintos conjuntos preordovícicos afectados por metamorfismo de grado bajo. El Dominio Central, en el que se encuentra situada la Hoja de Colmenar Viejo, se sitúa entre la falla de Berzosa y el afloramiento metamórfico de El Escorial-Villa del Prado, caracterizándose por el afloramiento exclusivo de series preordovícicas afectadas por un metamorfismo regional de grado alto y medio, con áreas que alcanzan el grado de anatexia y presencia de un gran número de granitoides tardihercínicos, más abundantes hacia el O. En cuanto al Dominio Occidental, situado al O del afloramiento metamórfico de El Escorial-Villa del Prado, presenta un claro predominio de los cuerpos intrusivos tardihercínicos, que se interconectan entre sí, de tal manera que los materiales prehercénicos aparecen de forma aislada, observándose de nuevo la aparición de series ordovícicas, si bien con menor representación que las preordovícicas, afectadas por un metamorfismo regional de grado alto a bajo.

Todo este conjunto hercínico constituye el basamento regional sobre el que aflora, a modo de orla discontinua, una serie sedimentaria mesozoica, con menor representación superficial y espesor hacia el O, llegando a desaparecer coincidiendo con el meridiano de Las Navas del Marqués. En aparente concordancia y de forma discontinua, por encima de los materiales mesozoicos aparece una serie paleógena, sobre la que se disponen discordantemente los sedimentos neógenos que llenan las depresiones del Duero y Tajo.

La morfoestructura actual del Sistema Central es el resultado de la orogenia alpina, durante la cual se crea y reactiva una red de fracturas del basamento, generándose igualmente numerosos pliegues y fracturas en su cobertura mesozoico-paleógena. El resultado final es la elevación del basamento en la zona axial de la cordillera y el hundimiento de las zonas adyacentes, produciéndose en éstas la acomodación de la cobertura y su posterior soterramiento como consecuencia del relleno mediante sedimentos neógenos de las cuencas así creadas.

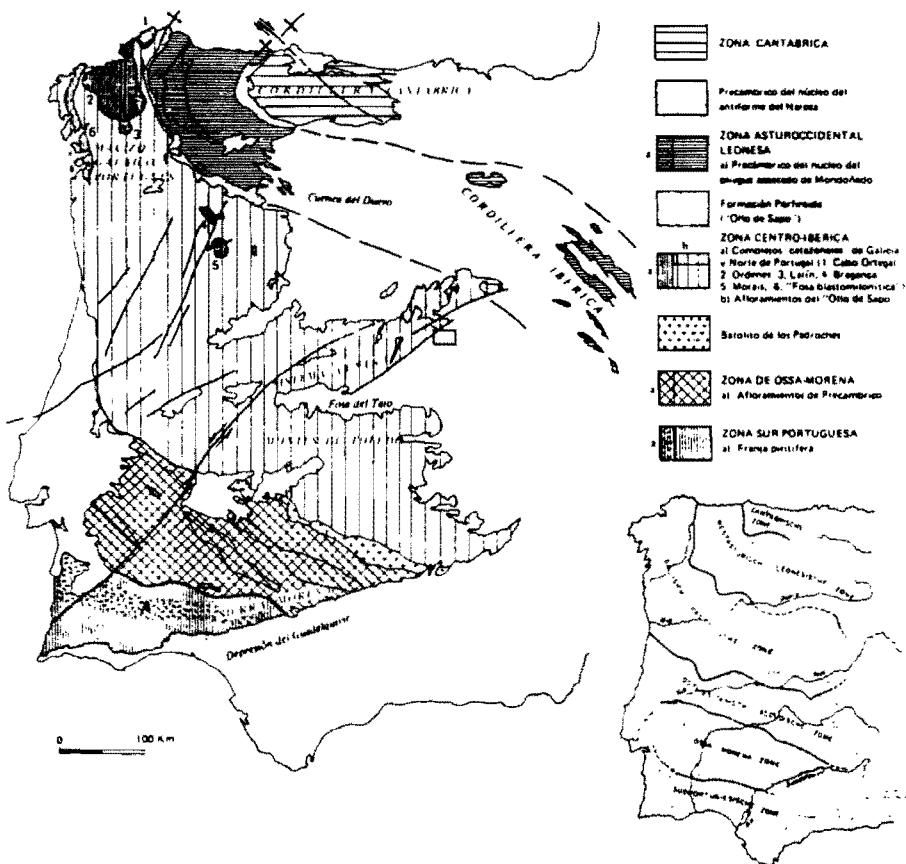


Fig. 0.1. División en zonas del Macizo Ibérico, según JULIVERT et al. (1974) y división original de LOTZE (1945) (parte inferior derecha).

Por lo que respecta a la Cuenca del Tajo, en sentido amplio, se encuentra situada en la submeseta meridional, pudiendo individualizarse dentro de ella la Cuenca de Madrid, a la que pertenece la mayor parte de la Hoja. Se encuentra separada en su parte oriental de la denominada Depresión Intermedia, por la Sierra de Altomira, constituyendo una estructura intracratónica de geometría triangular en el centro de la Península Ibérica. Dicha depresión se formó como resultado de la transmisión relativa de esfuerzos entre el Macizo Hespérico y las cadenas Béticas y de los Pirineos (DE VICENTE *et al.*, 1994). Además de la Sierra de Altomira, los bordes de la cuenca están constituidos por la Cordillera Ibérica al NE, el Sistema Central al N y O, y los Montes de Toledo al S.

Los sondeos profundos denuncian la existencia de materiales cretácicos y, en el sector oriental, triásicos, sobre el basamento hercínico, que presenta una fuerte asimetría en sentido NO-SO, de tal forma que el relleno terciario de la cuenca se acerca a los 4.000 m en las proximidades del Sistema Central, disminuyendo hasta menos de 2.000 m en los bordes meridional y central (MEGÍAS *et al.*, 1983; RACERO, 1988). La sucesión terciaria posee una gran continuidad estratigráfica, con depósitos paleógenos que aparecen a modo de retazos en los bordes de la cuenca, sobre los que se dispone discordantemente un conjunto neógeno que constituye la mayor parte de los afloramientos, con una típica disposición subhorizontal. Los valores anteriores dan idea de la asimetría de la Cuenca de Madrid, cuyo relleno sedimentario ha estado controlado a lo largo del Terciario por la diferente actividad tectónica de sus bordes, así como por las diferencias litológicas que presentan.

Los materiales aflorantes en la Hoja de Colmenar Viejo denuncian una amplia y compleja historia geológica, condicionada de forma muy especial por la acción de las orogenias hercínica y alpina. Dicha historia se remonta al Precámbrico superior, periodo en el que tuvo lugar el depósito de una potente serie sedimentaria que sufrió la intrusión de cuerpos graníticos y granodioríticos. Ambos conjuntos, sedimentario y magmático, fueron metamorfizados y deformados durante la orogenia hercínica y afectados por nuevas intrusiones graníticas en las últimas etapas de ésta.

A lo largo del Cretácico superior, la región sufrió su última invasión marina, de corta duración, ya que a finales de dicho periodo se produjo la retirada definitiva del mar, coincidiendo con las primeras etapas compresivas del ciclo alpino, que provocaron una restricción de las áreas de sedimentación, comenzando a esbozarse el Sistema Central, que separaría las incipientes depresiones del Duero y Tajo.

Durante el Terciario, cada uno de los bordes de la cuenca presenta una evolución geológica algo diferenciada de los otros. En la parte oriental, la Sierra de Altomira configura una franja de sedimentos mesozoicos y paleógenos plegados y cabalgantes hacia el O, cuyo emplazamiento definitivo tuvo lugar durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior. En el sur, el límite de los Montes de Toledo se estructura mediante fallas inversas, presentándose en dicho borde un registro discontinuo de depósitos eocenos y oligocenos de litologías variadas (RODAS *et al.*, 1991); este borde meridional fue relativamente activo durante buena parte del Mioceno inferior mientras que, al igual que lo observado en la Sierra de Altomira, la actividad tectónica fue muy escasa a partir del Mioceno medio. Por el contrario, el Sistema Central, de particular interés para el análisis de la historia geológica de la Hoja de Colmenar

Viejo durante el Terciario, muestra rasgos de intensa actividad tectónica a lo largo de la mayor parte del Mioceno, con un punto álgido durante el Aragoniense medio y superior (CALVO *et al.*, 1991).

Algunas de las estructuras alpinas presentes en el Sistema Central resultaron de la reactivación de estructuras hercínicas previas (VEGAS *et al.*, 1990). En cualquier caso, no existe un acuerdo completo sobre el modelo tectónico de la formación del Sistema Central, pudiéndose diferenciar entre propuestas de tipo "verticalista" y otras relacionadas con una tectónica de cabalgamiento. Por contra, existe un acuerdo general en que la formación del Sistema Central responde a esfuerzos compresivos, en último extremo relacionados con la estructuración de las Cordilleras Béticas en el SE de la Península.

El levantamiento del Sistema Central y su consolidación como basamento ascendente y borde septentrional de la Cuenca de Madrid tuvo lugar de forma progresiva a finales del Eoceno (PORTERO y OLIVÉ, 1983; PORTERO y AZNAR, 1984). Como resultado de este ascenso se depositaron sucesiones arcósicas y/o litareníticas potentes que se sitúan en discordancia sobre depósitos silíceos y arcillosos de edad Paleoceno-Eoceno, o bien sobre lutitas rojas y evaporitas de edad similar según el punto de la cuenca considerado. Las facies terrígenas antes señaladas se articulan en sistemas de abanicos aluviales que gradan lateralmente a facies fluvio-lacustres y lacustres de carácter carbonatado (ARRIBAS, 1985). No existe una información detallada sobre el registro sedimentario paleógeno en partes centrales de la Cuenca de Madrid, donde los materiales paleógenos, posiblemente en facies evaporíticas (RACERO, 1988), aparecen cubiertos por la sucesión neógena que constituye la mayor parte del registro sedimentario aflorante en la cuenca.

El relleno de la Fosa del Tajo tuvo lugar fundamentalmente a través de sistemas de abanicos aluviales procedentes del Sistema Central, con instalación de ambientes menos energéticos en la mitad meridional de la cuenca. La orogenia alpina alcanzó su máxima intensidad en el intervalo Mioceno inferior-medio, durante el cual se produjo la estructuración definitiva, tanto del Sistema Central como de la Cuenca de Madrid, con cabalgamiento de aquél sobre ésta en los episodios tectogénéticos finales.

La historia más reciente de la región se ha desarrollado dentro de un nuevo régimen distensivo, durante el cual culmina el relleno terciario de la cuenca y se produce el encajamiento cuaternario de la red fluvial hasta alcanzar la morfología observada actualmente.

1. ESTRATIGRAFÍA

Los materiales aflorantes en la Hoja de Colmenar Viejo pueden agruparse en dos grandes conjuntos, relacionados con los principales eventos orogénicos que han dejado impresa su huella en la región: hercínico y alpino. Por ello, a grandes rasgos pueden distinguirse:

- Materiales ígneos y sedimentarios preordovícicos, metamorfizados y deformados durante la orogenia hercínica, afectados por intrusiones plutónicas en sus etapas tardías.

Afloran en el sector noroccidental, dentro del ámbito de la Sierra de Guadarrama, e integran el zócalo regional.

- Materiales sedimentarios neógenos, constituyentes del relleno de la Cuenca de Madrid, tapizados por extensos depósitos cuaternarios y aflorantes en la mayor parte de la Hoja.

Entre ambos conjuntos aparecen sedimentos cretácicos dispuestos a modo de pequeños retazos, debido a la intensa tectonización sufrida por el contacto entre el Sistema Central y la Cuenca de Madrid. Es preciso señalar que el sondeo El Pradillo-1 ha puesto de manifiesto, no sólo una serie más amplia del Cretácico, sino también una serie paleógena prácticamente completa, de la que no existe en la zona representación superficial alguna.

1.1. PRECÁMBRICO-PALEOZOICO

Se incluyen en el presente apartado aquellos materiales relacionados con el ciclo hercínico y que constituyen el zócalo regional. Forman parte del Sistema Central y, más concretamente, del Dominio Central (BELLIDO *et al.*, 1981), también denominado Complejo de Guadarrama (CAPOTE *et al.*, 1981), cuya representación en la Hoja comprende un conjunto de rocas ígneas y metamórficas ubicadas en el borde meridional de la Sierra de Guadarrama, pudiendo distinguirse tres tipos de materiales en función de su génesis:

- Rocas metamórficas. Generadas por acción del metamorfismo hercínico sobre una serie sedimentaria preordovícica (metasedimentos, unidad 9), intruida por cuerpos granodioríticos y graníticos (ortoneises glandulares y leuconeises, unidades 7 y 8). Afloran al E de Colmenar Viejo.
- Rocas plutónicas hercínicas. Corresponden a intrusiones tardías constituyentes de la mayor parte de los afloramientos del zócalo, reconociéndose cuatro unidades de侵入 que, de más antigua a más moderna son: granitos de Colmenar Viejo (unidad 3), leucogranitos de El Pendolero (unidad 4), granitos de Hoyo de Manzanares (unidad 5) y leucogranitos de grano fino (unidad 6).
- Rocas filonianas. Encajan en el conjunto anterior, configurando una densa red de diques de composición variable, habiéndose distinguido dos tipos en la cartografía: diques de microdioritas, pórfitos y aplitas (unidad 1) y diques de cuarzo (unidad 2).

1.1.1. Rocas metamórficas

Coincidén 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 neises glandulares sobre el que aparece una serie metasedimentaria en la que se intercalan niveles de neises glandulares. 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 ori-

gen premetamórfico de los neises glandulares, así como con la edad de las fases de recrystalización metamórfica y deformación tectónica, desarrolladas en la orogenia hercínica.

El origen paraderivado del conjunto integrado por esquistos, esquistos micáceos, neises bandeados y cuarcitas, con intercalaciones de rocas carbonatadas y de silicatos cárnicos, ha sido unánimemente aceptado; sin embargo, el origen de los neises glandulares (augengneises, neises porfiroides y neises ocelares 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.*, 1985) 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 76; 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 ortoneis ocelar 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 Neis de Hiendelaencina, derivaría de lavas ácidas y sedimentos relacionados con ellas.

En esta línea de pensamiento, CAPOTE *et al.* (1977) señalan 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 anfibolitas, que se apoya sobre un complejo volcano-sedimentario, probablemente equivalente al tradicional "Ollo 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 neises glandulares fue puesta de manifiesto por NAVIDAD (1978), que señala la presencia de rocas derivadas tanto de arcosas y grauvacas como de rocas volcánicas ácidas. Posteriormente, NAVIDAD (1979) señala la existencia de dos 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 neises bandeados con intercalaciones de calizas y anfibolitas, 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 ortoneises 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 neises glandulares interpretados como metavulcanitas.

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

La revisión realizada por CAPOTE (1983) señala que los niveles de neises glandulares de carácter estratoide asociados a esquistos y cuarcitas, derivan de un conjunto volcano-sedimentario ácido, siendo equiparables al tradicional "Ollo de Sapo" del NO peninsular. Estas facies incluirían, entre otras unidades, la parte alta del Neis de La Cañada (CAPOTE, 1972), una parte de los neises de Santa María de la Alameda (CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS, 1975), los neises porfiroides de la sierra de San Vicente (CASQUET, 1975), los Neises Fémicos Heterogéneos de El Caloco (NAVIDAD y PEINADO, 1977), los Neises Morcuera M-2 (FERNÁNDEZ CASALS, 1974), los Neises de Berzosa-Riaza-Nazaret (GARCÍA CACHO, 1973; BISCHOFF et al. 1973; FERNÁNDEZ CASALS, 1976) y los Neises de El Cardoso (SCHÄFER, 1969; GARCÍA CACHO, 1973). Por otra parte, los neises glandulares de aspecto masivo y homogéneo serían derivados de granitos porfídicos, siendo equiparables al Neis 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 ortoneises 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 (ITGE, 1990 y 1991; AZOR et al., 1992). Los niveles superiores corresponden a un conjunto metasedimentario con intercalaciones de neises glandulares derivados de cuerpos volcano-sedimentarios de naturaleza ácida; una posible discordancia divide este conjunto en dos tramos, de los que el superior tan sólo aparece localmente (Macizo de Santa María la Real de Nieva). Se atribuyen al Precámbrico, si bien este tramo superior podría corresponder al Cámbrico. Los niveles inferiores están constituidos por ortoneises 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 cadomenses y sárdicos (Fig. 1.1). No obstante, no debe descartarse la posibilidad de que una parte de los ortoneises 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 Colmenar Viejo, presentando sus mejores puntos de observación a lo largo de la carretera del canal del Atazar, donde se reconocen rocas de origen paraderivado (unidad 9) y ortoderivado (unidades 7 y 8).

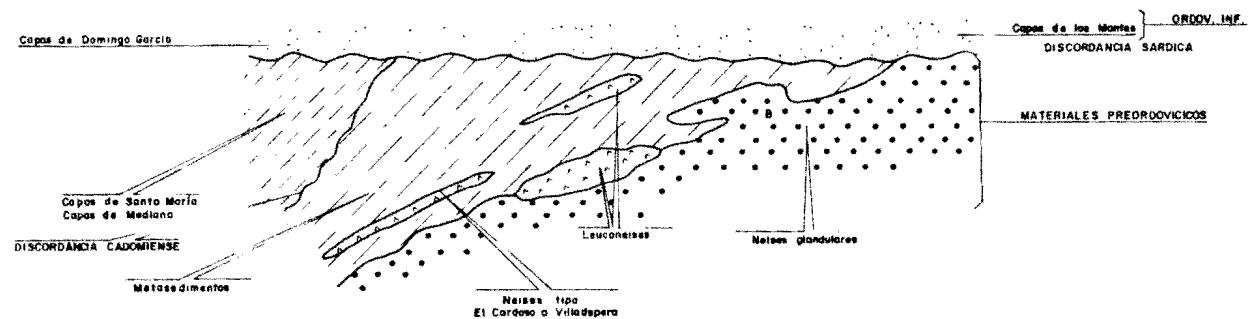


Fig. 1.1. Relación entre las unidades preordovicicas del complejo de Guadarrama (De AZOR et al., 1992, modificado).

1.1.1.1. Esquistos, paraneises y cuarcitas (9). Precámbrico superior-Cámbrico

Se trata de la única unidad metasedimentaria de la Hoja y a pesar de su reducida superficie de afloramiento, presenta buenas condiciones de observación a lo largo de la carretera del canal del Atazar, donde se observa claramente su disposición sobre el conjunto de ortoneises glandulares (unidad 7), con algunas intercalaciones ortoneísicas de orden decimétrico en la base de los metasedimentos.

Los materiales aflorantes son similares a diversas unidades preordovícicas descritas en el Sistema Central, tales como las rocas que aparecen en el núcleo de Santa María de la Alameda (PEINADO, 1973) y, al menos, a parte de las denominadas Formación Buitrago (FERNÁNDEZ CASALS, 1974), Serie Heterogénea (NAVIDAD y PEINADO, 1979), Unidad Metasedimentaria (NAVIDAD, 1979), Series Fémica Heterogénea y Superior (BELLIDO *et al.*, 1981), Capas de Santa María (ÁLVAREZ, 1982) y Formación Montejo (MACAYA *et al.*, 1991), entre otras. Esta semejanza entre los distintos afloramientos sugiere, a grandes rasgos, la existencia de una serie metasedimentaria común, integrada por esquistos micáceos y cuarzosos, metasamitas feldespáticas y cuarcitas, con intercalación de rocas de silicatos cárnicos y mármoles. En detalle, en el seno de la serie se ha sugerido la existencia de una discordancia, posiblemente cadomiense (AZOR *et al.*, 1992), por encima de la cual se dispondrían las Capas de Santa María aflorantes en el Macizo de Santa María la Real, en tanto que por debajo se situarían todos los metasedimentos de la Sierra de Guadarrama (Fig. 1.1).

En afloramiento, la unidad posee típicas coloraciones negruzcas y un bandeado tectónico definido por la alternancia de capas milimétricas grises, ricas en cuarzo, feldespato potásico y plagioclásica, y otras más finas y oscuras, con biotita y sillimanita.

Dadas las características de la unidad, no ha sido posible establecer su espesor. Igualmente, debido al intenso metamorfismo hercínico, son pocas las precisiones sedimentológicas que pueden hacerse acerca de ella en la región; no obstante, su depósito ha sido interpretado en relación con un ambiente de plataforma somera.

Su disposición regional señala inequívocamente su edad preordovícica, existiendo numerosos autores que han encuadrado este conjunto en el Precámbrico superior, pudiendo correlacionarse con el Complejo esquisto-grauváquico de la zona Centroibérica (CAPOTE *et al.*, 1977; MACAYA *et al.*, 1991; AZOR *et al.*, 1992), si bien algunos autores proponen que sus niveles superiores pudiesen corresponder al Cámbrico inferior, tal como se ha señalado para las Capas de Santa María en el Macizo de Santa María la Real (ÁLVAREZ, 1982; ITGE, 1990 y 1991). No obstante, los materiales de este último macizo están afectados por un metamorfismo de grado bajo, en tanto que los de la Sierra de Guadarrama muestran un grado alto y medio, lo que sugiere su relación con niveles estructurales más profundos. Esta suposición concuerda con la disposición suprayacente de las Capas de Santa María propuesta por AZOR *et al.* (1992), que apoyaría la edad precámbrica de las series preordovícicas de la Sierra de Guadarrama, pero no debe descartarse de forma concluyente la pertenencia de los niveles superiores al Cámbrico inferior.

Aunque la unidad ha debido sufrir la acción de las orogenias cadomiense y sárdica, sus efectos son difícilmente evaluables, excepción hecha de las intrusiones representadas por los ortoneises glandulares (unidad 7), considerándose que la intensa deformación que muestra

la unidad, así como su metamorfismo, están relacionados fundamentalmente con la orogenia Hercínica.

1.1.1.2. *Ortoneises glandulares* (7)

Constituye una unidad característica y con amplia representación superficial en el Sistema Central y de forma muy especial en el Complejo de Guadarrama. Dentro de la Hoja, afloran en el Paraje de Los Trigos, si bien en las proximidades del borde del macizo granítico de Colmenar Viejo se han observado pequeños retazos cuyas dimensiones no han permitido delimitar afloramientos en la cartografía.

Su principal rasgo distintivo es su marcado carácter glandular, con megacristales de feldespato potásico que llegan a alcanzar 10 cm de diámetro, así como glándulas de plagioclasa y, ocasionalmente, de cuarzo, inferiores a 2 cm. La matriz es cuarzo-feldespática, con abundante biotita que confiere tonos oscuros a la roca; con frecuencia, la biotita se asocia con sillimanita, dando lugar a una marcada foliación.

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

Aunque en la actualidad no existe unanimidad en la interpretación del conjunto de ortoneises glandulares masivos del Sistema Central, cada vez son más numerosas las evidencias de su carácter intrusivo con respecto a la serie metasedimentaria (ITGE, 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 indicando valores de 470-500 m.a. (474 ± 7 m.a. en Abantos y 476 ± 10 m.a. en Pedrezuela, entre los lugares más próximos), lo que sugiere que su intrusión tuvo lugar durante el Ordovícico inferior, coincidiendo con los movimientos sárdicos.

Sin embargo, diversos autores han propuesto la existencia de un evento magmático anterior (ITGE, 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 intruidos por los ortoneises; no obstante, no debería descartarse la idea de que al menos parte de los ortoneises, constituyan el zócalo regional sobre el que se depositó la serie sedimentaria preordovícica, tal como han sugerido algunos autores (CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS, 1975).

1.1.1.3. *Leuconeises glandulares* (8)

Es la unidad metamórfica con menor representación en la Hoja, aflorando en las inmediaciones de los parajes de La Becerra y Los Trigos. Se identifican fácilmente por sus tonos claros, en ocasiones ocres, que contrastan con las tonalidades más oscuras de metasedimentos (unidad 9) y ortoneises glandulares (unidad 7); sin embargo, a cierta distancia su aspecto es muy similar al de los leucogranitos de gran fino (unidad 6), aunque no existe posibilidad de confusión entre ambos cuando son observados en detalle. Poseen una amplia representación dentro del Complejo del Guadarrama, ya sea como facies marginales de los ortoneises glandulares o como intercalaciones en los conjuntos metasedimentario y ortonésico (Fig. 1.1), presentándose tanto en niveles concordantes como con aspecto de diques.

Se caracterizan por su elevada proporción de megacristales de feldespato potásico, que llegan a alcanzar 4 cm de diámetro, observándose un bandeadío de orden milimétrico en el que alternan niveles claros y oscuros, con neto predominio de los primeros. Al microscopio se reconoce un mosaico granoblástico de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa que alterna con bandas de biotita, cuya foliación de tipo planar confiere a la roca un aspecto bandeadío típico; entre los accesorios se encuentran apatito, círcón, turmalina, ilmenita y opacos. Como minerales secundarios aparecen clorita, moscovita, albita y epidota.

Su disposición con respecto a las rocas encajantes, junto con la inclusión de enclaves metasedimentarios y ortoderivados, denuncian inequívocamente su carácter intrusivo sobre el conjunto preordovícico, afirmación apoyada por la presencia de rasgos texturales relictos, característicos de rocas ígneas (zonado de plagioclasas, idiomorfismo de accesorios). Geoquímicamente, son facies extremadamente ácidas, con contenidos en SiO_2 próximos al 75%, interpretándose como cuerpos leucograníticos tardíos con respecto a las intrusiones ortonésicas.

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 CAPDEVILLA *et al.* (1973), estableciéndose dos tipos: el primero, aluminírico, controlado por el metamorfismo regional, incluye cuerpos generados por anatexia húmeda, localizándose preferentemente en el noroeste y centro del macizo; el segundo, calcoalcalino o híbrido, tardiorogénico, generado principalmente por mezcla de fusión seca de la base de la corteza con productos básicos infracrustales, siendo su participación más importante en el tercio inferior del macizo, pudiendo existir diferenciación magmática.

Aunque en el Sistema Central existen cuerpos autóctonos y parautóctonos derivados de procesos anatécicos, relacionados con el climax 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 FÚSTER 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 alótromo, poseen una fábrica isotropa, especialmente en los sectores más orientales, aunque en algunas zonas pueden presentar facies orientadas (El Escorial, La Cañada), que en ciertos 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, adamellites y granodioritas. Entre los tipos más básicos, aparecen cuarzodioritas, 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 calcoalcalinos (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 considerarse 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 todas las transiciones desde facies porfidicas con megacristales de feldespato potásico hasta facies equigranulares. Las rocas más básicas son de grano fino a medio y carecen de porfidismo, en tanto que los tipos más diferenciados, de carácter aplítico, suelen poseer grano fino, aunque en ocasiones pueden presentar grano muy grueso de carácter casi pegmatoidal. En relación con los procesos de fracturación tardía, se encuentran rocas episieníticas de tonos rosados, así como manifestaciones filonianas entre las que se observan pórfidos, lampródidos, 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 representación de rocas básicas. En sectores occidentales, los granitos de dos micas presentan tendencias 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 cuarzodioritas, con muy poco desfase con respecto a las granodioritas y adamellites, finalizando la secuencia con granitos y leuco-

granitos. 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 comprendido 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 intrusivos anteriores y posteriores a las edades señaladas.

En la Hoja de Colmenar Viejo se han distinguido cuatro complejos intrusivos, que de más antiguo a más moderno son: granitos de Colmenar Viejo (unidad 3), leucogranitos de El Pendolero (unidad 4), granitos de Hoyo de Manzanares (unidad 5) y leucogranitos de grano fino (unidad 6), aflorando todas ellas en el sector noroccidental. Es preciso señalar que las unidades anteriores poseen una representación superficial mayor en las Hojas vecinas de San Lorenzo de El Escorial (533) y Torrelaguna (509), cuyas memorias geológicas correspondientes al Plan MAGNA (ITGE, 1990) incluyen una amplia información relativa a ellas.

1.1.2.1. Granitos. Tipo Colmenar Viejo (3)

Constituyen la unidad ígnea de mayor superficie de afloramiento en la Hoja, que se extiende además por la vecina Hoja de Torrelaguna (509) donde también posee una representación notable. La unidad intrusiva de Colmenar Viejo está bordeada al norte y este por los conjuntos ortoneítico y metasedimentario preordovícicos (unidades 7 y 9) respecto a los cuales presenta un claro carácter discordante; junto al contacto, el conjunto metamórfico se encuentra jalónado por numerosas intrusiones graníticas de orden decamétrico, tal como puede apreciarse en la carretera del canal del Atazar, al E de Colmenar. El límite occidental está constituido por diversos cuerpos leucograníticos (unidades 4 y 6) de emplazamiento más tardío. En cuanto al límite meridional, está marcado por el afloramiento de los materiales terciarios de la Cuenca de Madrid; en unos casos, estos materiales, de naturaleza detrítica, se disponen en inconformidad sobre los granitos, pero en otros, éstos cabalgan, mediante fallas inversas de gran ángulo al conjunto terciario, tal como puede apreciarse en el sector del puente de Marmota.

Son numerosísimos los puntos de buena calidad para la realización de observaciones de detalle de la unidad, pudiendo destacarse los taludes del ferrocarril Madrid-Burgos, el valle del río Manzanares y las numerosas canteras situadas en las proximidades de Colmenar, la mayor parte de las cuales se encuentran abandonadas actualmente. Presenta un aspecto muy similar al de la mayoría de los afloramientos de granitoides en la Sierra de Guadarrama, con color gris, tamaño de grano medio a grueso y grado de porfidismo variable, pero generalmente evidente, especialmente en ausencia de cortes frescos.

Sus constituyentes principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y, con frecuencia, cordierita. Los fenocristales de feldespato potásico pueden alcanzar de 3 a 5 cm, marcando en ocasiones estructuras de flujo de dirección N-S. La presencia de enclaves es más acusada al SE de Colmenar, siendo su proporción muy baja al O de esta localidad. Su composición predominante es granítica con tendencia cuarzo-monzonítica y adamellítica.

La unidad intrusiva de Colmenar Viejo se encuentra afectada por una densa red de fracturación de direcciones preferentes N 90°-110°E y N 170°E, aprovechada por los fluidos más tardíos para su emplazamiento en forma de diques.

En contraste con los relieves destacados del sector de Hoyo de Manzanares, los granitos de la presente unidad dan lugar a formas alomadas de escaso resalte morfológico como consecuencia de su tamaño de grano medio-grueso y carácter porfídico, que facilitan la acción de los procesos de alteración.

El emplazamiento de la intrusión tuvo lugar en las etapas iniciales del magmatismo hercínico, hace 327 ± 4 m.a. (IBARROLA *et al.*, 1987), posiblemente de forma simultánea con un buen número de cuerpos de composición similar que constituyen la "masa de fondo" de la Sierra de Guadarrama, conjunto que se vería afectado posteriormente por nuevas intrusiones, en general inconexas entre sí y de tendencias más ácidas (macizos de Hoyo de Manzanares, Peguerinos, La Granja, La Cabrera,...).

1.1.2.2. *Leucogranitos. Tipo El Pendolero (4)*

Aparecen al SO de Colmenar Viejo, en el ámbito del paraje de Casa Blanca, prolongando sus afloramientos hacia el SO por la vecina Hoja de El Escorial (533), a modo de banda estrecha paralela al límite con los depósitos terciarios de la Cuenca de Madrid, hasta las proximidades del puerto de Galapagar, lugar éste en el que presenta excelentes condiciones de observación. Dentro de dicha Hoja son igualmente interesantes sus afloramientos del alto de El Pendolero, paraje que ha servido para la catalogación de esta unidad intrusiva (ITGE, 1990).

En el ámbito de la Hoja, su límite meridional está constituido por una falla inversa de gran ángulo mediante la cual cabalga sobre los depósitos terciarios de la Cuenca de Madrid. La naturaleza de su contacto con las restantes unidades intrusivas es difícil de establecer, siendo necesario recurrir a criterios regionales a fin de establecer sus relaciones geométricas y temporales (ITGE, 1990).

Existen buenas condiciones de observación en los afloramientos que orlan la Casa de los Ciervos, especialmente en el ámbito del arroyo del Jaramillo. Destaca su carácter leucocrático, siendo sus minerales principales cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, con biotita y moscovita en baja proporción, esta última de origen deutérico. El tamaño de grano varía de grueso a medio, observándose todas las transiciones posibles.

En las proximidades del contacto con los materiales terciarios, adquieren tonos muy blancuecinos y rosados, debido a la oxidación de la biotita y al enrojecimiento de los feldespatos, fenómeno que es particularmente ostensible en el alto de El Pendolero. Su relieve, sin llegar a ser excesivamente abrupto, resulta mucho más irregular que el proporcionado por el conjunto granítico de Colmenar Viejo.

La actividad filoniana ligada a esta unidad intrusiva corresponde fundamentalmente a cuerpos leucograníticos de grano fino de orden decimétrico a decamétrico, visibles en las inme-

diaciones del arroyo del Canchal del Jaramillo, y diques de cuarzo de orden métrico, más abundantes en las inmediaciones de Casa Blanca.

No existen dataciones radiométricas de la unidad, por lo que su edad de emplazamiento debe establecerse en función de sus relaciones con las unidades adyacentes. Por una parte, su emplazamiento es posterior al de los granitos de Valdemorillo y Colmenar Viejo, que constituyen parte del conjunto granítico "de fondo" de la Sierra de Guadarrama; por otra, es anterior al de los granitos porfídicos de grano grueso de Hoyo de Manzanares. De acuerdo con ello, el emplazamiento de la unidad de El Pendolero se produjo entre 327 ± 4 m.a. (granitos de Colmenar Viejo) y 295 ± 3 m.a. (granitos de Hoyo de Manzanares), si bien algunas evidencias de campo señalan su proximidad a esta última edad (ITGE, 1990), en cualquier caso dentro del Carbonífero superior.

1.1.2.3. *Granitos. Tipo Hoyo de Manzanares (5)*

Afloran en el sector noroccidental de la Hoja, extendiéndose por la vecina Hoja de San Lorenzo de El Escorial (533) y constituyendo la mayor parte de la Sierra de Hoyo de Manzanares. Dan lugar a relieves acusados y abruptos que contrastan con el aspecto aplanado y suavizado que proporcionan al terreno los granitos de Colmenar Viejo (unidad 3). Esta diferencia morfológica es un importante criterio de separación entre ambas unidades que, a nivel puntual, en numerosos casos son extraordinariamente semejantes. Como consecuencia de su mayor resistencia a la meteorización, presentan escasos recubrimientos, siempre de típicas arenas de alteración gruesas de tonos "tostados", siendo frecuentes los amplios lanchares y los reducidos berrocales, que contrastan con los abundantes suelos y alteraciones de tonos oscuros que cubren a los granitos de Colmenar, que con frecuencia presentan afloramientos frescos muy dispersos; este rasgo morfológico es muy útil a la hora de diferenciar ambas unidades y se complementa con la diferente vegetación que se asocia con cada unidad: encinares y jarales en la presente unidad granítica y pastizales en la de Colmenar.

Existen buenas condiciones para la realización de observaciones puntuales a lo largo de la carretera Colmenar Viejo-Hoyo de Manzanares, donde predominan los granitos de tipo porfídico, con fenocristales de hasta 3 cm que muestran orientaciones planares de flujo magnético de dirección E-O, apareciendo también cristales globosos de cuarzo que pueden alcanzar 1 cm, plagioclasa y, en menor proporción, biotita, cordierita, frecuentemente alterada, y moscovita de origen secundario. Son escasos los enclaves, entre los que se encuentran nódulos de cordierita de color verde grisáceo. La actividad filoniana asociada está representada por leucogranitos de grano fino o medio de dimensiones variables, entre los que aparecen algunos nódulos de micas.

Las dataciones radiométricas obtenidas por el método Rb-Sr han señalado una edad de 295 ± 3 m.a. (Carbonífero superior) para el emplazamiento del complejo intrusivo de Hoyo de Manzanares (IBARROLA *et al.*, 1987), edad que confirma el carácter tardío de la unidad con respecto a la orogenia hercínica. El contacto de la unidad sugiere una geometría laminar, pareciendo apoyarse sobre los leucogranitos de El Pendolero (unidad 4). El carácter soldado

que presenta el contacto entre ambos, observable en el alto de El Pendolero, sugiere que la unidad de Hoyo de Manzanares se emplazó con posterioridad a la de El Pendolero, pero con un pequeño desfase temporal.

1.1.2.4. *Leucogranitos de grano fino* (6)

Se trata de la unidad plutónica de reconocimiento más sencillo en la Hoja, debido a su predominante tamaño de grano fino, al tono ocre de sus afloramientos y a su mínimo grado de alteración, como respuesta de su textura ante los procesos de meteorización. Sus afloramientos poseen dimensiones muy variables, desde masas incartografiadas, hasta algo más de 4 km², como la situada entre los complejos intrusivos de Colmenar Viejo y Hoyo de Manzanares (unidades 3 y 5, respectivamente).

Sus relaciones con las restantes unidades magmáticas confirman que se trata de la unidad más tardía, exceptuando las manifestaciones filonianas. Aunque algunos cuerpos de reducidas dimensiones cortan verticalmente a las rocas encajantes, en general se disponen con carácter tabular sobre las restantes unidades, mediante contactos netos, sugiriendo una morfología lacolítica. La aparición de los leucogranitos en una zona deprimida topográficamente, dentro del afloramiento de Navasol-Matarrubias, cuyos extremos se encuentran a mayor altitud, parece sugerir dicha zona como posible ubicación del conducto de alimentación.

Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, con biotita y moscovita subordinadas, predominando el tamaño de grano fino. Los enclaves son escasos, correspondiendo generalmente a agregados micáceos. No existen dataciones absolutas de la unidad, pero el hecho de que sea posterior a todos los complejos intrusivos de la zona, hace que su emplazamiento pueda situarse próximo al límite Carbonífero-Pérmico ya que al complejo más reciente, correspondiente a los granitos de Hoyo de Manzanares, se le ha atribuido una edad de 295 ± 3 m.a. (IBARROLA *et al.*, 1987).

1.1.3. Rocas filonianas

Las manifestaciones filonianas del Sistema Central, acompañantes del plutonismo tardíohérmino, están constituidas fundamentalmente por pórfidos, lamprófidos, aplitas, pegmatitas y diques de cuarzo. Aunque la mayoría de estas rocas filonianas pueden asociarse indistintamente con cualquiera de las dos familias de granitos existentes (Tipo I y S), es más frecuente la asociación de pórfidos con los granitos y granodioritas bióticas, mientras que, por el contrario, existe una mayor abundancia y desarrollo de las pegmatitas con los granitos de dos micas.

Los diques de la Sierra de Guadarrama han sido objeto de un detallado estudio por parte de HUERTAS (1986 y 1990), incluyéndose en él los cuerpos filonianos del sector de Colmenar Viejo. Debido a sus condiciones de afloramiento, en la cartografía de la Hoja se han distinguido únicamente dos unidades correspondientes a este grupo rocoso, pese a que en zonas próximas a ella se ha reconocido un mayor número de tipos petrológicos.

1.1.3.1. *Microdioritas, pórfidos y aplitas* (1)

Corresponden a esta unidad la mayor parte de las manifestaciones filonianas de la Hoja, que afectan fundamentalmente a la unidad intrusiva de Colmenar Viejo (unidad 3) y que poseen orientaciones predominantes N-S y, especialmente, E-O. Con frecuencia, principalmente en las proximidades de Colmenar Viejo, estos cuerpos han sido objeto de una intensa explotación en el pasado, hasta tal punto que resulta imposible determinar en una buena parte de los casos, la composición de las rocas que ocupaban las trincheras visibles hoy día. Un buen ejemplo de este tipo de explotaciones puede observarse en la carretera de Colmenar Viejo-Hoyo de Manzanares, a su paso por el valle del Manzanares.

Aunque tradicionalmente han sido catalogadas como pórfidos, en realidad también corresponden a microdioritas y aplitas. Todo este conjunto de diques se encuentra emplazado a favor de las principales redes de fracturación de la zona, superando con frecuencia 1 km de longitud.

Las microdioritas son muy abundantes, presentándose generalmente con espesores inferiores a 5 m existiendo cuerpos que parecen posteriores a los pórfidos y otros, sincrónicos con ellos. Poseen coloraciones que varían de marronáceas a azuladas de tonos oscuros, y contactos netos, con bordes de enfriamiento afanítico. Se trata de rocas holocrystalinas, más o menos porfídicas, de composición diorítica y cuarzodiorítica.

Los pórfidos son bastante frecuentes igualmente, presentándose en diques de espesor muy variable, desde dimensiones incartografiables hasta unos 5 m. Poseen tonos marrones y en ocasiones dan lugar a importantes resaltes morfológicos, destacando en este sentido el afloramiento del cerro Navasol y, muy especialmente, el del cerro de Marmota, que domina desde el norte el Monte de El Pardo. Sus contactos son netos, apreciándose en ocasiones bordes de enfriamiento rápido. Generalmente, son rocas holocrystalinas de composición granítica a cuarzomonzonítica, con enclaves microgranulares oscuros y de roca encajante.

En cuanto a las aplitas, aparecen como rocas holocrystalinas de tonos claros, en cuerpos de espesor inferior a 5 m, con buena representación en el paraje de La Salcera, donde se orientan según una directriz N 120° E.

Aunque en el ámbito de la Hoja no se han encontrado criterios para establecer su cronología relativa, dentro de la región se ha propuesto una secuencia que daría comienzo con el encajamiento de las aplitas y finalizaría con el de los pórfidos (ITGE, 1990), en varias fases posthercínica acaecidas en el Pérmico.

1.1.3.2. *Cuarzo* (2)

Los diques de cuarzo son mucho menos abundantes que los anteriores a nivel cartográfico, aunque aparecen ampliamente distribuidos, con orientaciones muy variables. Encajan en todos los conjuntos plutónicos descritos, pero los más notables lo hacen con una dirección N60° E en la unidad intrusiva de El Pendolero (unidad 4), especialmente en las proximidades de Casa Blanca donde existen cuerpos de más de 500 m de longitud y 4 a 5 m de anchura. Se interpretan como las manifestaciones filonianas posthercínicas más tardías, correspondiendo posiblemente al Pérmico.

1.2. MESOZOICO-CENOZOICO

Se incluyen en el presente apartado todos aquellos materiales cuyo depósito está relacionado con el ciclo alpino y que se disponen sobre el zócalo hercínico descrito en el apartado anterior, en el ámbito de la Cuenca de Madrid. Sus afloramientos pueden dividirse en tres grupos en función de su edad y características sedimentarias, de más antiguos a más modernos:

- Materiales cretácicos de origen marino, aflorantes a modo de retazo en las proximidades de Colmenar Viejo; su aparición tiene lugar a favor del contacto, de naturaleza tectónica, entre los dominios del Sistema Central y la Cuenca de Madrid (unidad 10).
- Sedimentos miocenos de carácter continental, integrantes del relleno más reciente de la Cuenca de Madrid y que constituyen la mayor parte de los afloramientos de la Hoja (unidades 11 a 19).
- Depósitos cuaternarios relacionados con el modelado más reciente de la región y que presentan su máxima representación en los valles de los ríos Jarama y Manzanares (unidades 20 a 31).

Aunque dichos afloramientos podrían sugerir una serie mesozoico-terciaria con importantes lagunas estratigráficas dentro de la Cuenca de Madrid, la columna litológica proporcionada por el sondeo El Pradillo-1 ha señalado la existencia de una serie prácticamente continua entre el Cretácico superior y el Mioceno, cuyo espesor supera los 3.000 m (Fig. 1.2), si bien el conjunto cretácico-paleógeno se encuentra soterrado bajo la cobertura miocena.

1.2.1. Cretácico superior

El Cretácico del borde meridional de la Sierra de Guadarrama aparece adosado al zócalo a lo largo de una estrecha franja discontinua, que se extiende desde Valdemorillo hacia el NE. Mientras que los afloramientos del sector nororiental son bastante continuos, como en el macizo de El Vellón, hacia el SO del meridiano de San Agustín de Guadalix, los materiales cretácicos se soterran bajo los sedimentos detriticos neógenos del borde de la Cuenca de Madrid, apareciendo sólo de forma esporádica, como se puede observar en las cartografías geológicas de las Hojas a escala 1:50.000 de Torrelaguna (509), San Lorenzo de El Escorial (533) y Majadahonda (558).

Su naturaleza carbonática y su origen marino son sus rasgos dominantes, al igual que ocurre en todo el Dominio Ibérico, aunque la serie comienza por lo general con niveles detriticos arenosos y arcillosos continentales en facies Utrillas, de espesor variable entre valores métricos y decamétricos. La edad para todo el conjunto está comprendida entre un posible Cenomaniense-Turoníense para los tramos detriticos basales y un posible Campaniense-Maastrichtiense para los tramos carbonatados superiores. Por lo que respecta al Cretácico terminal en Facies Garumna, los afloramientos más próximos se localizan en los entornos de Torrelaguna, pudiendo atribuirse al intervalo Maastrichtiense-Eoceno.

Ya BIROT y SOLÉ (1954) citan afloramientos cretácicos en los alrededores de San Agustín de Guadalix y Colmenar Viejo. Posteriormente, son varios los autores que han estudiado el

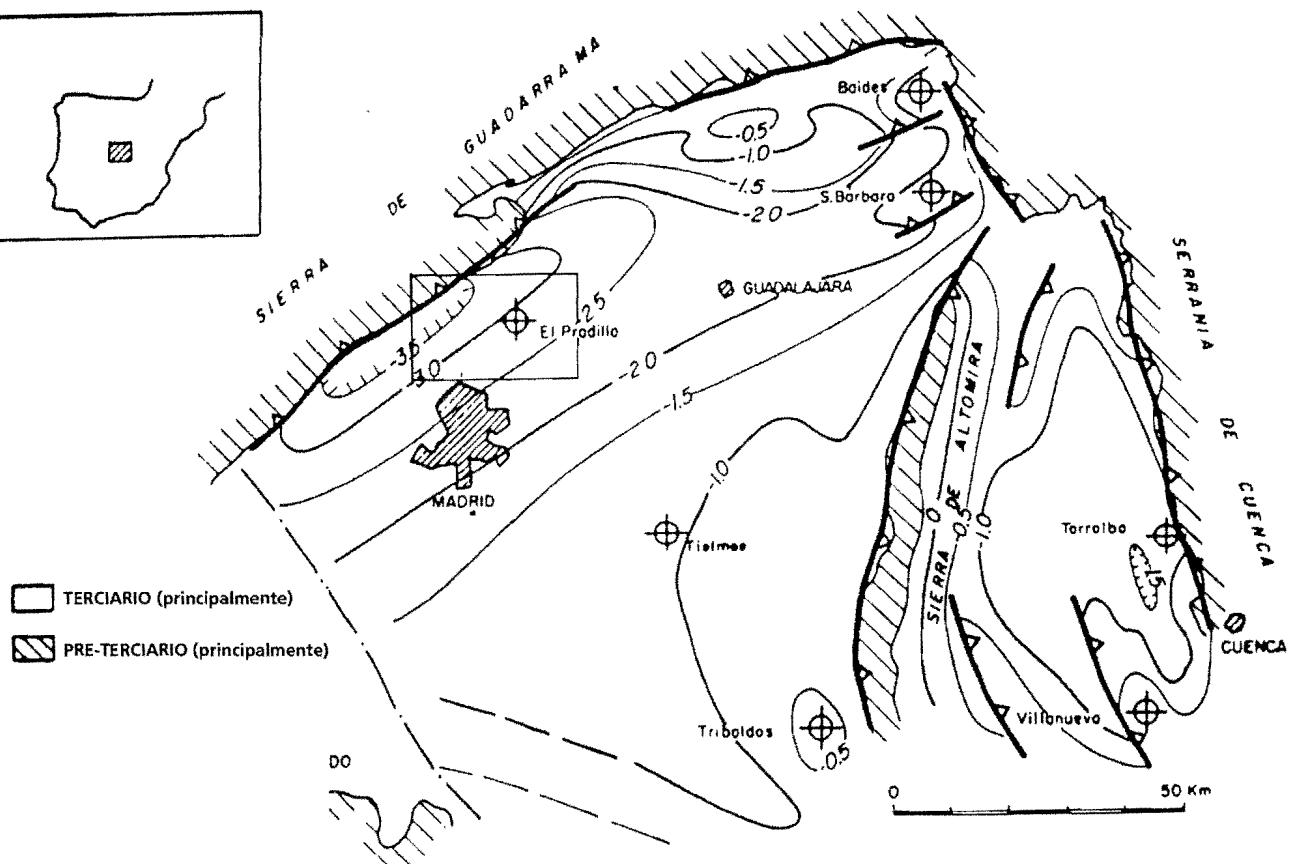
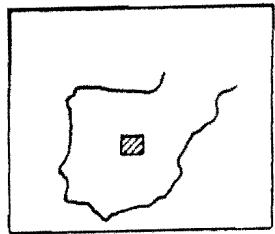


Fig. 1.2. Esquema de isobatas de la Fm. Utrillas en la Fosa del Tajo (de RACERO, 1988).

Cretácico de la región, destacando por su extensión y carácter regional el trabajo de CORTÓN y RODRÍGUEZ (1976) sobre la hidrogeología del Cretácico y más recientemente, el de ALONSO y MAS (1982) que realizan un análisis secuencial y paleogeográfico a ambos lados del Sistema Central, manteniendo las unidades litoestratigráficas definidas formalmente por FLOQUET et al. (1982) para la región suroriental de la Cuenca del Duero.

En la Hoja de Colmenar Viejo estos materiales aparecen exigua y deficientemente representados, por lo que para su interpretación ha sido necesario recurrir a los criterios regionales referidos anteriormente.

1.2.1.1. Dolomías, calizas y margas (10). Cretácico superior

Se trata de una unidad de carácter dudoso y que pese a su reducida extensión ha sido representada por tratarse del único afloramiento de materiales del Cretácico superior en la Hoja.

El afloramiento en cuestión se encuentra situado en el km 28 de la autovía de Colmenar Viejo, en su intersección con la carretera del canal del Atazar. Se observa en un pequeño talud como una sucesión carbonatada de 5 a 6 m de espesor, en contacto por falla con rocas graníticas y metasedimentos preordovícicos a techo y muro. Su continuidad lateral es mínima, ya que inmediatamente hacia el este, la unidad queda oculta bajo depósitos antrópicos y, en su parte occidental, ha debido ser desmantelada como consecuencia de las obras de infraestructura de la autovía. Tan sólo un poco más hacia el oeste, junto al ferrocarril, una antigua cantera pone de manifiesto la existencia de restos de materiales margosos amarillentos pinzados entre rocas graníticas, reflejando una intensa tectónica, acorde con la naturaleza del límite de la Cuenca de Madrid situado inmediatamente al sur.

Estos materiales, que por su naturaleza son asimilables al Cretácico superior, parecen coincidir por su posición con el afloramiento representado en el Mapa de Recursos e Infraestructura Hidráulica de Madrid a escala 1:200.000 editado por la Comunidad Autónoma de Madrid (AGUILA, 1982), aunque, en cualquier caso, dicho afloramiento parece algo exagerado.

Litológicamente, está constituida por dolomías muy recristalizadas en niveles de orden decimétrico, alternantes con margas dolomíticas amarillentas muy compactas de fractura astillosa. A pesar de su carácter azoico, su litología y facies aconsejan su asignación al Cretácico superior, sin que pueda asimilarse claramente a alguna de las formaciones definidas para el Cretácico de la región (FLOQUET et al., 1982), si bien su edad ha de estar comprendida en el intervalo Turoniense-Campaniense.

1.2.2. Terciario

La totalidad de los sedimentos terciarios aflorantes en la Hoja de Colmenar Viejo corresponden al Neógeno, concretamente al Mioceno, y tienen un claro carácter detrítico, excepto en el sector suroriental de la Hoja donde aparecen algunos niveles carbonatados.

El contacto entre las sucesiones miocenas y las paleógenas infrayacentes es visible tanto en las estribaciones de la Sierra de Altomira (RODRÍGUEZ ARANDA *et al.*, 1991) como en los Montes de Toledo (CALVO *et al.*, 1993) y a lo largo del límite con el Sistema Central (PORTERO y OLIVÉ, 1983; ALONSO *et al.*, 1990). En todos los casos, la relación entre ambos conjuntos es en forma de discordancia, en ocasiones progresiva, más o menos marcada, cuya edad abarca el Oligoceno superior -Mioceno inferior según el borde considerado.

El esquema estratigráfico del Mioceno (Fig. 1.3) está basado en la existencia de tres unidades tectosedimentarias mayores reconocibles con nitidez a lo largo de toda la cuenca: Inferior, Intermedia y Superior (JUNCO y CALVO, 1983) cuyo espesor máximo se aproxima a 1.000 m (sondeo Tres Cantos); no obstante, existen datos que señalan un espesor notablemente inferior, como los 600 m del sondeo El Pradillo y los 800 m del sondeo San Sebastián. Dichas unidades muestran una clara tendencia progradante desde el borde noroccidental hacia el centro de la cuenca, estando limitadas por marcadas discontinuidades.

La Unidad Inferior presenta un espesor máximo próximo a 800 m y se caracteriza por la presencia de sedimentos evaporíticos en los sectores centrales de la cuenca, que hacia el norte evolucionan a depósitos detríticos, más groseros hacia el borde de la misma.

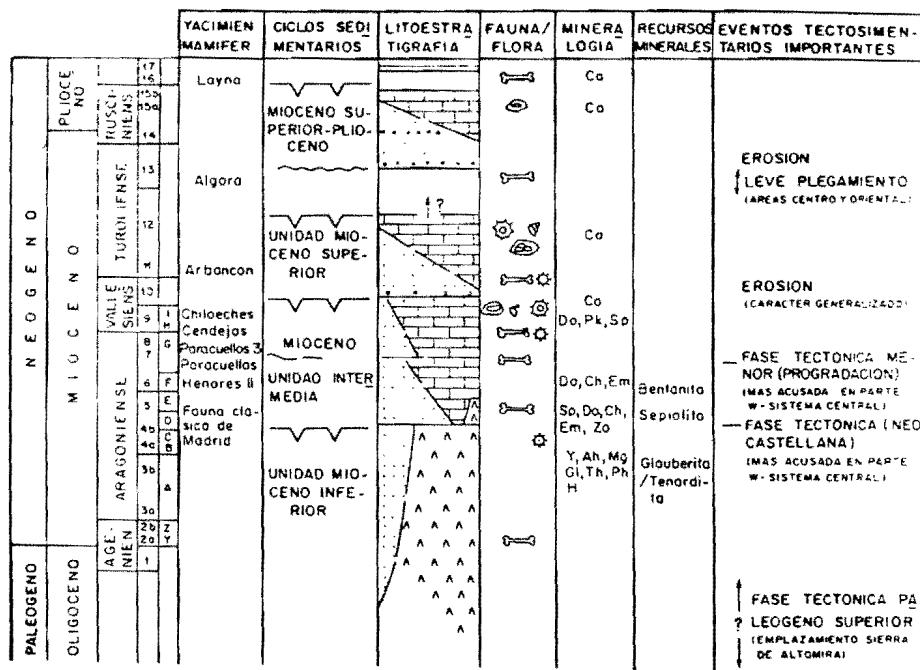
La Unidad Intermedia muestra un carácter menos evaporítico, predominando los sedimentos carbonatados en las zonas centrales y los de carácter detrítico en el resto, observándose en éstos variaciones composicionales, en función del área madre. Dentro de esta unidad se observa una discontinuidad de orden menor y que permite la individualización de dos ciclos. Asimismo, en ella se localizan importantes yacimientos de vertebrados que han permitido establecer parte de la cronoestratigrafía de los sedimentos aflorantes en la Cuenca de Madrid.

Por lo que respecta a la Unidad Superior, sus espesores son inferiores a 50 m. Está constituida por depósitos detríticos fluviales, erosivos sobre la serie carbonatada infrayacente, sobre los que se dispone un conjunto calcáreo conocido tradicionalmente como "calizas de los páramos".

De estas tres grandes unidades, tan sólo la Unidad Intermedia aparece claramente representada en la Hoja de Colmenar Viejo, siendo el sector de Paracuellos el que presenta una mejor calidad de afloramiento y donde se encuentran los yacimientos de vertebrados que han permitido establecer la estratigrafía de la Hoja.

1.2.2.1. Arenas con lutitas pardas y verdosas; ocasionalmente, niveles discontinuos de carbonatos (11). Orleaniense-Astaraciense

Dentro de este apartado se incluye un conjunto litológico de naturaleza arcósica predominante, aunque algo heterogéneo, representado fundamentalmente en ambas márgenes del valle del Jarama, al sur del paraje de El Portillo. Se trata de los sedimentos terciarios más antiguos aflorantes en la Hoja, incluyéndose en el ciclo inferior de la Unidad Intermedia de la Cuenca de Madrid, asimilable con la tradicional "peñuela" de los estudios geotécnicos del ámbito de Madrid.



Ca = Calcita Yn = Utremardita
 Do = Dolomita Gl = Glauberita
 Pk = Polygorskita Em = Esmeralditas
 Sp = Sepiolita Zc = Coolitas
 Ch = Silex Y = Yeso
 H = Halita Ah = Anhidrita
 Mg = Magnesita Ph = Polihalita

Fig. 1.3. Cuadro estratigráfico general para el Neógeno de la Cuenca de Madrid (según CALVO et al., 1989).

Sus mejores observaciones se pueden llevar a cabo en la margen izquierda del río Jarama, al pie de los cerros de San Miguel y de la Mesilla del Monte, especialmente junto al cementerio de los mártires de Paracuellos. En la margen derecha los afloramientos de cierta calidad son puntuales, reconociéndose la unidad en algunos de los arroyos afluentes del Jarama, tales como los de Viñuelas, Quiñones, Vega, Zorreras y Valdebeba, este último en el límite con la Hoja de Madrid.

En general, la calidad de sus afloramientos puede considerarse mala, a excepción de los situados en las proximidades de Paracuellos de Jarama, encontrándose en la mayoría de los casos ocultos bajo depósitos cuaternarios de diferente naturaleza (conos, coluviones, terrazas, fondos de valle). La base de la unidad no aflora en el ámbito de la Hoja, aunque sí lo hace en la de Madrid (559), donde la unidad se dispone sobre el conjunto yesífero integrante de la Unidad Inferior de la Cuenca de Madrid; en cuanto al techo, está representado por la brusca aparición de arcosas y arcillas pardas que imprimen un destacado resalte morfológico en el terreno. El mayor espesor observado, en el sector del cerro Mangranillo, se aproxima a los 50 m.

Litológicamente, se caracteriza por las variaciones laterales existentes entre arenas de grano medio a fino y lutitas de color pardo o verdoso, según las zonas. Ocasionalmente aparecen niveles carbonatados discontinuos intercalados, semejantes a los que afloran en el sector de Paracuellos de Jarama, en el seno de la unidad (13), como puede apreciarse inmediatamente al SE de la ermita de San Isidro o al S del paraje de El Portillo.

A grandes rasgos, se observa hacia el este un progresivo incremento de los términos de arcillas verdes a expensas de las arenas finas predominantes en los afloramientos occidentales. En el sector de Paracuellos, los tramos superiores de la unidad pasan lateralmente al conjunto de carbonatos y areniscas de la unidad (13), bajo los que está representada por areniscas de grano medio de color claro semejantes a las que integran la unidad (15).

Las arenas son de naturaleza arcósica y poseen colores pardos, verdosos y a veces blancos, con un contenido variable en arcilla, organizándose en secuencias granodecrescentes; ocasionalmente contienen niveles de cantes de naturaleza metamórfica y, en menor proporción, cuarzo. Son asimilables con el conjunto denominado "Facies Madrid" (RIBA, 1957), representado al noroeste de la cuenca.

En el estudio de la fracción ligera de las arenas (cuadro 1.1), el constituyente más abundante es el cuarzo (47-55%) seguido de feldespato potásico (11-33%) y plagioclasa (3-6%); los fragmentos de roca reconocidos, corresponden en su mayoría a rocas metamórficas y sedimentarias. Entre la fracción pesada (cuadro 1.2) se ha observado un predominio de apatito (23-26%), turmalina (13-16%), circón (25-36%), granate (7-16%) y andalucita (5-23%) sobre distena (2-3%), estaurolita (3-10%), rutilo (0,5%), sillimanita (0,5%), hornblendita (1,7%) y esfena (0,5%). La presencia de biotita, la ausencia de clorita y la baja proporción de moscovita constituyen otras características de estas arenas.

Las arcosas se organizan en bancos métricos en cuya base se observan cicatrizes muy tendidas, siendo frecuente la estratificación cruzada a gran escala; en menor medida se aprecian

Cuadro 1.1. Composición de la fracción ligera de las arcosas miocenas (0,25 mm-0,50 mm).

	9002	9101	9102	9103	9104	9105	9107	9109	9110	9111	9113	9114
Cuarzo monocristalino												
-Extinción recta (< 5°)	43,8	34,8	33,8	30,2	15,2	33,8	35,9	44,6	41,1	36,6	28,7	25,8
-Extinción ondulante (>5°)	2,1	8,2	13,6	6,9	5,6	8,6	5,2	7,9	4,3	5,1	11,5	15,8
-Cuarzo policristalino	2,8	4,5	9,3	1,5	0,5	3,5	1,4	2,1	3,5	3,5	5,1	3,5
-Chert	6,4	8,2	5,7	2,1	0,7	7,1	0,7	6,4	0,7	2,1	1,4	2,3
-Feldespato potásico	22,3	20,1	11,6	31,5	23,7	29,4	34,5	16,8	30,9	40,2	28,7	33,1
-Plagioclasa	5,7	6,4	3,7	4,6	6,4	7,1	6,4	5,1	3,5	5,7	6,4	2,1
F.R. Plutónicas	0,5		2,8	2,4		1,2	0,5	1,4	0,5	—	0,5	—
F.R. Sedimentarias												
- Carbonatos	—	—	—	—	1,9	—	—	—	—	—	—	—
- Areniscas	5,7	4,5	4,2	5,1	9,3	2,1	2,8	5,6	2,7	—	4,3	5,1
- Arcillas		2,5	0,6	1,5	27,4	1,2	3,5	2,5	4,3	0,5	3,9	7,8
F.R. Metamórficas												
- Pizarras	1,3	0,8	1,1	2,6	—	0,5	—	0,5	—	—	—	—
- Esquistos	5,1	4,5	6,4	4,7	3,5	2,9	3,5	0,5	0,5	1,3	2,1	1,9
- Metacuarcitas	0,6	—	—	1,1	2,1	—	—	2,7	0,5	0,6	0,8	—
F.R. Autóctonas												
- Carbonatos	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Moscovita	2,5	3,1	3,5	3,4	0,7	1,4	—	1,9	2,9	2,7	0,7	2,1
Biotita	0,6	1,7	2,8	1,9	2,1	—	4,8	—	4,1	0,6	5,1	—

Valores expresados en %.

Unidad cartográfica 11: 9002, 9111, 9113 y 9114.

Unidad cartográfica 15: 9101, 9103, 9104, 9105, 9107, 9109 y 9110.

Unidad cartográfica 18: 9102.

Cuadro 1.2. Composición de la fracción pesada de las arcosas miocenas.

	9002	9101	9102	9103	9104	9105	9107	9108	9109	9110	9111	9113	9114
Opacos	30,5	19,5	29,6	37,6	41,1	18,8	33,2	37,2	38,2	36,3	19,7	31,9	26,2
Transparentes	69,5	70	68,2	55,4	35,4	67,1	64,3	59,4	45,4	61,2	80,3	61,8	37,7
Biotita	—	4,7	1,1	4,7	23,5	14,1	2,5	2,3	14,7	2,5	—	4,6	36,1
Clorita	—	2,3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Moscovita	—	3,5	1,1	2,3	—	—	—	1,1	1,7	—	—	1,7	—
Turmalina	16,4	23,5	27,1	51,5	46,8	18,8	16,4	14,1	16,1	12,9	15,3	12,7	15,4
Circón	25,2	15,8	16,3	27,9	21,5	12,5	14,1	60,8	36,1	29,1	24,2	36,4	10,9
Rutilo	2,9	1,7	1,6	0,5	0,5	—	0,5	0,5	0,5	0,5	—	0,5	—
Granate	7,1	22,9	23,9	5,8	17,4	18,9	31,2	6,4	11,5	6,4	21,2	10,4	16,3
Estaurolita	10,5	5,8	2,6	1,7	2,9	4,1	2,9	1,7	3,8	3,5	3,1	3,4	8,9
Andalucita	5,2	6,4	6,5	3,4	5,8	11,2	7,6	5,8	12,1	3,5	7,3	8,6	22,7
Distena	2,3	2,9	1,1	2,3	1,1	0,8	5,8	3,5	8,3	5,8	3,6	2,8	2,7
Sillimanita	0,5	1,1	1,3	—	—	—	3,5	0,8	0,7	—	—	—	—
Hornblendita	1,7	0,5	—	0,5	0,8	0,5	0,8	—	0,6	0,5	—	—	—
Apatito	25,8	18,2	14,5	4,7	1,1	25,3	—	5,2	10,2	33,8	23,3	23,6	22,7
Esfena	0,5	—	0,9	—	—	0,5	5,2	—	—	—	—	—	—
Epidota	1,7	0,5	1,4	0,5	0,5	1,5	—	—	—	0,5	0,8	—	—
Brooquita	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Anatasa	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Carbonatos	—	—	—	—	—	—	2,2	—	—	—	—	—	—
Zoisita	—	—	—	2,1	0,9	1,5	2,9	—	—	—	—	—	—

Valores expresados en %.

Unidad cartográfica 11: 9002, 9111, 9113 y 9114.

Unidad cartográfica 15: 9101, 9103, 9104, 9105, 9107, 9109 y 9110.

Unidad cartográfica 18: 9102.

escapes de fluidos y niveles de cantes blandos, así como cantes o bloques. Son frecuentes las superficies de amalgación de canales, con una alta relación longitud/anchura de canal.

Los niveles arcillosos de tonos verdosos muestran evidencias de edafizaciones, con tramos bioturbados por raíces. Composicionalmente presentan un alto contenido en esmectitas (36-50%), con illita (18-30%) y caolinita (5-8%) en menor proporción. La sepiolita es un componente mineralógico característico de las arcillas de esta unidad en la vecina Hoja de Madrid (559) y constituye un buen nivel de referencia en el ámbito de la cuenca.

En cuanto a la litología de los escasos niveles de carbonatos intercalados, corresponden a calcetas y dolomías de base y techo irregulares, de tono gris blanquecino y estructura interna nodular o poliédrica, siendo frecuentes las huellas de desecación y bioturbación por raíces. Al microscopio se han identificado como calizas grumelares con pisolitos calcítico-arcillosos y estructuras muy heterogéneas, observándose huecos fenestrales y posibles restos de Charáceas.

Desde un punto de vista sedimentológico las arenas y arcillas se interpretan como facies distales de sistemas de abanicos cuyos ápices se encontrarían al pie de la Sierra de Guadarrama (HOYOS et al., 1985), con un área madre de naturaleza granítica y metamórfica, probablemente situada al oeste de Colmenar Viejo. El transporte del material arcósico se realizaría en masa, fundamentalmente mediante una red de canales interconectados, al menos en sus zonas más distales. Son relativamente abundantes los episodios edáficos, posiblemente en unas condiciones ambientales cálidas estacionales.

En cuanto a su edad, la unidad queda encuadrada en el Aragoniense de acuerdo con los criterios estratigráficos que obligan a incluirla en el subciclo inferior de la Unidad Intermedia de la Cuenca de Madrid. Esta atribución viene confirmada por la correlación de la unidad con los niveles carbonatados de Paracuellos de Jarama (unidad 13), en cuyo techo se encuentra localizado el yacimiento Paracuellos V, asignado al Astaraciense (zona MN 6).

1.2.2.2. Arenas con intercalaciones de lutitas rojas (12). Orleaniense-Astaraciense

Forman parte también del subciclo inferior de la Unidad Intermedia de la Cuenca de Madrid, representando un cambio lateral de la unidad anterior (11). Afloran en el cuadrante nororiental de la Hoja y su mejor punto de observación se localiza en el valle del arroyo de la Fresnera, concretamente en el talud excavado por dicho arroyo bajo la urbanización Valdelagua, en las proximidades de Punta Galea.

A grandes rasgos, se trata de un conjunto detritico formado por arenas de grano medio a fino que alternan con niveles de arcillas y limos de color rojo, que imprimen al conjunto una cierta tonalidad rojiza que constituye su principal criterio de reconocimiento.

Su techo está marcado por el resalte que producen en el relieve los niveles arcósicos de las unidades (15) y (16), resalte acompañado por un cambio en la coloración desde tonalidades rojizas a las blanco-grisáceas de dichas unidades; como se deduce de la correlación con el

sector de Paracuellos, este límite representa una discontinuidad sedimentaria que, aunque de segundo orden en el ámbito de la cuenca, resulta evidente en la zona. En cuanto a su muro, no aflora, habiéndose observado no obstante espesores máximos cercanos a 30 m en el límite septentrional de la Hoja, al sur de San Agustín de Guadalix.

Las arenas se ordenan en paquetes métricos de cierta continuidad lateral, individualizados por los niveles lutíticos rojos. Poseen color gris y ocre, y en ocasiones contienen niveles de cantos de rocas metamórficas y cuarzo. Las lutitas se encuentran edafizadas y se presentan en niveles de orden métrico.

Por su composición estas arenas son asimilables a la denominada "Facies Jarama" (AGUILAR y PORTERO, 1984). Entre la fracción ligera predomina el cuarzo (22-41%) seguido de feldespato potásico (24-32%) y plagioclasa (5-6%); entre los fragmentos de roca abundan los de rocas sedimentarias (7-38%) y metamórficas, generalmente esquistos y metacuarcitas (6-9%), siendo prácticamente inexistentes los de rocas plutónicas. Con respecto a los minerales pesados, la turmalina es el que aparece en mayor proporción (47-52%), seguida por circon (21-30%), granate (6-18%), y en menor proporción, andalucita (4-6%), apatito (1-5%), zoisita (1-1,5%), hornblenda (0,5-0,8%), epidota y rutilo (0,5%).

Desde un punto de vista sedimentológico, estos depósitos corresponderían a un medio de sedimentación fluvial por cuyos cauces circulaban fangos arenosos y cantos, con llanuras de inundación en las que predominarían los procesos edáficos y de hidromorfismo. La relación longitud/espesor del cauce es alta y sus paleocorrientes, señalan hacia el S-SE, por lo que su área fuente correspondería probablemente al macizo metamórfico de El Vellón.

Hacia el SO, estas arenas pasan lateralmente a las arenas de grano medio-fino con niveles de arcillas verdes descritas en la unidad anterior (11), que reflejan una variación litológica del área madre. Con la distancia a los relieves del Sistema Central, la unidad evoluciona hacia facies más distales, representadas en el sector de Paracuellos de Jarama por los niveles de carbonatos y arenas de la unidad (13). La presencia del yacimiento de vertebrados Paracuellos V a techo de ésta, permite la inclusión de la unidad en el intervalo Orleaniense-Astaraciense (zona MN6), hecho que concuerda perfectamente con su atribución al subciclo inferior de la Unidad Intermedia de la Cuenca de Madrid.

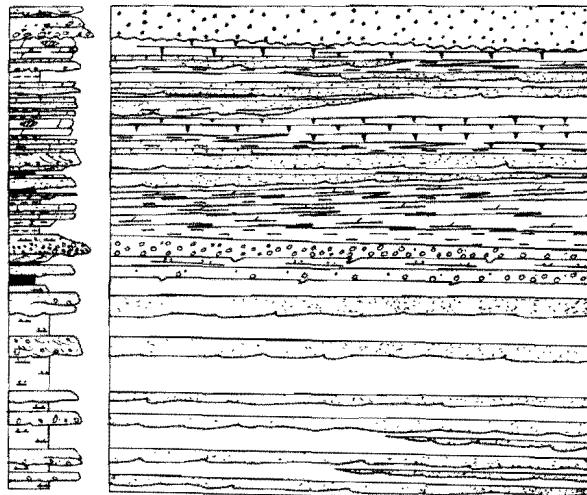
1.2.2.3. Niveles de carbonatos, margas y arcillas pardas (13). Orleaniense-Astaraciense

Aparecen en el sector suroriental de la Hoja, en la margen izquierda del río Jarama, y suponen un cambio lateral con respecto a las arenas finas y lutitas pardo-verdosas de la unidad (11) y las arenas con intercalaciones de lutitas rojas de la unidad (12). Corresponden al subciclo inferior de la Unidad Intermedia de la Cuenca de Madrid, habiendo sido estudiadas en sus aspectos petrológicos y sedimentológicos por ALONSO et. al. (1986).

Presentan muy buena calidad de afloramiento en el ámbito de Paracuellos de Jarama (Fig. 1.4) y, muy especialmente, en la vertiente occidental del cerro de San Miguel y la Mesilla del Monte, donde la unidad se encuentra formando parte del flanco septentrional de una amplia

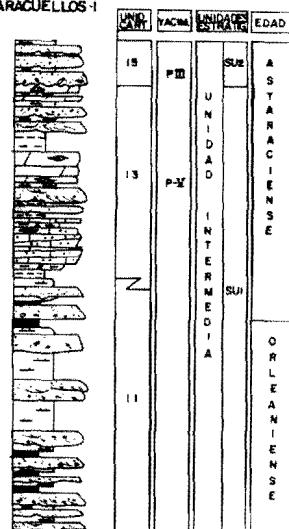
N.

PARACUELLOS-II



S.

PARACUELLOS-I



ESCALA GRAFICA

LITOLOGIA	
	Arenas, conglomerados
	Lutitas ocreas y rojas
	Limos
	Lutitas grises y verdes
	Lutitas pardas carbonatadas
	Arenas calcificadas
	Calizas arenosas
	Dolomias, silicificaciónes

FACIES	
	Facies canalizadas SUE
	Depósitos de transporte en masa
	Depósitos canalizados / Fango cluviales
	Depósitos de lábulos
	Fango peritoxustres
	Calcificaciones edáticas
	Diques de morgan loculares
	Carbonatos poliestras

Fig. 1.4. Esquema de correlación de series estratigráficas y de distribución de facies en el sector de Paracuellos de Jarama.

estructura sinclinal; pese a todo, el afloramiento más espectacular de la unidad aparece al pie del cerro de los Guardias, dentro de la Hoja de Madrid (559).

A grandes rasgos, se trata de un conjunto de arcillas y arenas finas de tonos pardos, cuyo espesor se sitúa entre 25 y 40 m, siendo su rasgo más característico la intercalación de niveles carbonatados blancuzcos de orden métrico, generados por sobreimposición debida a procesos edáficos.

Su límite inferior, de carácter gradual, viene señalado por la sustitución de las arenas claras de tamaño de grano medio de la unidad (11), a favor de las arcillas y arenas pardas, con aparición de niveles carbonatados. Pese a la falta de carácter neto del contacto, es perfectamente visible, entre otros puntos, junto al cementerio de los Mártires de Paracuellos.

En cuanto a su techo, está marcado por una importante ruptura sedimentaria, representada en el sector de Paracuellos por la entrada masiva de las arenas arcósicas de la unidad (15), que proporcionan un mayor resalte morfológico al terreno. Al norte del cerro de la Mesilla, el techo de la unidad ha sido erosionado por los depósitos correspondientes a las terrazas medias del río Jarama (unidad 21), excepto en el cerro Parejo, donde dicho techo coincide con la aparición de las arcosas y arcillas de tonos rojos correspondientes a la unidad (16).

Las arcillas se disponen en niveles de orden decimétrico a métrico de aspecto masivo, con huellas de raíces y señales de bioturbación. Las arcosas, generalmente de grano fino, se presentan en bancos de orden métrico y aspecto masivo, con cicatrices erosivas en la base y, en algunos casos, estratificación cruzada de surco y planar, laminaciones de *ripples*, huellas de raíces y bioturbación. Se interpretan como orlas distales de abanicos aluviales.

Los niveles carbonatados se presentan como dolomías en bancos próximos al metro de espesor, o bien como calizas de espesor superior al metro, con morfología de calcreta; su continuidad lateral es muy variable, pudiendo superar 1 km. Poseen estructura nodular o prismática, con presencia de rizotúbulos, aunque su textura es muy variada; entre las microfacies predominan las dolomicroesparitas y micritas. Se interpretan como niveles edáficos sobreimpuestos a las arcillas y arenas finas dentro de la orla distal de los abanicos; debido a la baja capacidad de drenaje del sustrato arenó-arcilloso y a la posible falta de tiempo para el desarrollo completo del perfil entre los sucesivos eventos deposicionales, aparecen como suelos inmaduros.

Son muy frecuentes los cambios laterales existentes en el seno de la unidad, como pone de manifiesto la existencia de un número variable de niveles carbonatados en cada sección vertical; aunque en ocasiones el techo de la unidad coincide con alguno de estos niveles, son numerosos los casos en que esto no ocurre. Por otra parte, la presencia de niveles idénticos en la margen derecha del río Jarama, en las proximidades de la ermita de San Isidro, dentro de la unidad (11), confirma la relación de cambio lateral entre ambas; igualmente, la presencia de niveles areniscos y arcillosos rojizos junto a los carbonatos en las proximidades de Belvís de Jarama, sugiere una relación similar con respecto a la unidad (12).

En las inmediaciones del cerro de la Mesilla se encuentra el yacimiento Paracuellos V en el que se ha encontrado una asociación faunística de Quelonios (*Testudo* sp., *Geochelone* (s.l.) *bolivari*, *Geomys* sp., Roedores (*Heteroxerus* aff. *ruficrati*, *Armantomys gigantus*, *Megacricetodon minor*), Lagomorfos (*Lagopsis* cf. *verus*), Proboscídeos (*Gomphotherium angustidens*), Carnívoros (*Pseudebaelurus quadridentatus*, *Sansanosmilus palmidens*, *Hemicyon sansaniensis*, *Protictitherium* sp.), Perisodáctilos (*Anchitherium aurelianense*, *Aceratherium tetracactylum*) y Artiodáctilos (*Listriodon splendens*, *Heteroprox* aff. *Iarteti*, *Micromeryx flourensianus*, *Miotragocerus* sp.), que ha permitido encuadrar el techo de la unidad en la zona MN6 de la base del Aragoniense superior (Astaraciense). Por otra parte, son muy numerosos los yacimientos paleontológicos existentes en niveles asimilables al subciclo inferior de la Unidad Intermedia en la Hoja de Madrid (559), entre ellos los de Ciudad Pegaso, O'Donnell, San Isidro, Puente de Toledo y Puente de los Franceses, asignados en todos los casos al Aragoniense medio. De acuerdo con ambos datos, tanto la presente unidad como el subciclo inferior de la Unidad Intermedia deben ser enmarcados en el Aragoniense medio-superior basal.

El depósito de la unidad se enmarca en un contexto de abanicos aluviales áridos o semiáridos procedentes del Sistema Central, en el que las unidades (11) y (12) constituirían las facies medias, con procedencia O-NO y NE-NO, respectivamente, en tanto que la presente unidad representaría la orla distal; ésta se vería afectada por procesos de edafización y constituiría un tránsito a facies palustres-lacustres, representadas al sur de Paracuellos por arcillas verdes y carbonatos, fuera de los límites de la Hoja.

La sedimentación en la orla distal se llevaría a cabo mediante etapas de deposición de materiales finos, seguidas por otras de estabilización en las que se generarían los niveles de calcreta; la formación de estos niveles implicaría en todos los casos condiciones de exposición subaérea, bajo un clima caracterizado por períodos de lluvia y sequedad contrastada (ALONSO *et al.*, 1986). El final de este ciclo viene marcado por la progradación de las facies medias de los abanicos sobre las distales y lacustre-palustres, como respuesta a una reactivación tectónica del borde de la cuenca o a un cambio hacia climas algo más húmedos.

1.2.2.4. Arenas arcósicas con bloques y cantos (14). Astaraciense

Corresponden a las facies de borde de la unidad de arcosas y arcillas ocres (15) que conforman una gran parte de los afloramientos de la Hoja y que se enmarcan en el ciclo superior de la Unidad Intermedia (JUNCO y CALVO, 1983). Sus afloramientos quedan prácticamente restringidos al cuadrante noroccidental, apareciendo adosados a lo largo del borde meridional de la Sierra de Guadarrama, que delimita la cuenca en este sector.

En general, la calidad de los afloramientos de la unidad no es buena, encontrándose con frecuencia enmascarada por suelos, coluviones o vegetación. Tan sólo el relieve acarcavado y diversas obras de infraestructura permiten su observación parcial. Así, los mejores cortes se localizan en las proximidades del cerro de Marmota, junto al contacto con las rocas del macizo granítico de Colmenar. Dentro de este paraje merece la pena resaltar por su interés, el corte visible en la Tubería del Salto, al NE de dicho cerro, en el que el techo de la unidad se

presenta bajo los bloques y cantes de la unidad (17), encontrándose ambos separados por una clara discordancia. Otros buenos puntos de observación se encuentran en las cabeceras de los arroyos de los Caños y de la Tejada.

Desde un punto de vista litológico se trata de una unidad de arcosas gruesas que incluyen bloques y cantes de rocas graníticas y metamórficas, de forma caótica en las zonas más proximales y organizadas por lo general en coladas de espesor métrico; también intercalan niveles de arcosas groseras ocres, a veces con tonalidades rojizas, que destacan en los cortes. En ocasiones muestran laminación cruzada a pequeña o mediana escala. Evidentemente el paso lateral a las arcosas de la unidad (15) se produce por una disminución del tamaño de grano en sentido S-SE.

Su techo está relacionado con una importante reactivación sedimentológica que implica un incremento granulométrico y, puntualmente, una disposición discordante. Hacia el sur, su muro está representado por niveles estratigráficos progresivamente más altos debido a su relación lateral con la unidad (15). Su espesor, por tanto, es variable, observándose zonas con espesores de hasta 60 m, que en cualquier caso no suponen su potencia real, al no aflorar el muro en dichos puntos.

Su disposición cartográfica se asemeja a una orla de 2 a 3 km de anchura con respecto a los materiales hercínicos del sector noroccidental. Aunque en ella se observan buzamientos suaves, debidos a la pendiente deposicional, existen zonas de buzamientos más acusados (15-20° SE) donde el contacto con el zócalo es por falla. Estos hechos son evidentes en los alrededores del paraje de Marmota, en particular en la pista que discurre desde La Salcería al río Manzanares, así como en el arroyo del Guindo y en el punto ya citado de la antigua Tubería del Salto.

Sus características litológicas y sedimentarias son muy similares a las de la unidad suprayacente (17), por lo que en ocasiones sólo su disposición con respecto al zócalo y su cota topográfica permiten su diferenciación.

Corresponden a facies proximales de abanicos aluviales coalescentes con sus ápices situados en el macizo granítico y metamórfico de Colmenar Viejo. Las paleocorrientes presentan una amplia dispersión, si bien existen componentes preferenciales de dirección NNO-SSE y NO-SE.

Su relación lateral con la unidad (15) permite su inclusión en el Astaraciense, de acuerdo con la asociación faunística del yacimiento Paracuellos III situado en el ángulo NE de la Hoja de Madrid (559).

1.2.2.5. Arenas arcósicas con cantes, alternando con limos y arcillas ocres (15). Astaraciense

Se trata de la unidad más característica y de mayor representación en el ámbito de la Hoja, extendiéndose ampliamente fuera de los límites de la misma, tanto hacia el oeste (Hoja de

San Lorenzo de El Escorial, 533) como hacia el sur (Hoja de Madrid, 559). Se incluyen dentro de la denominada "Facies Madrid" (RIBA, 1957), de amplia representación en el sector noroccidental de la cuenca, extendiéndose más de 30 km desde sus zonas proximales hasta el sur de Madrid, donde se producen cambios de facies notables. La presente unidad es equiparable con el tradicional "tosco" de los estudios geotécnicos del ámbito de la capital.

En la mayoría de las ocasiones sus afloramientos son parciales, pero permiten el reconocimiento y la caracterización de la unidad. Así, pueden llevarse a cabo observaciones en numerosos puntos del valle del Manzanares, en las proximidades de El Pardo (Casa de Valpalomero) o dentro del Monte de El Pardo (Los Barrancos, Embalse de El Pardo y arroyo Tejada); en el valle del Jarama y en su entorno se localizan también buenos afloramientos en los arroyos de La Moraleja, Bodonal, Parrilla y Viñuelas, así como en Paracuellos de Jarama. Igualmente, las obras de infraestructura efectuadas recientemente en la zona norte de Madrid permiten efectuar buenas observaciones en los numerosos taludes realizados.

El espesor máximo observado es del orden de 60 m, si bien los valores medios fluctúan entre 30 y 40 m. La base de la unidad aparece marcada generalmente por un cierto cambio litológico, acompañado de un claro incremento granulométrico; dicho cambio es especialmente evidente en el sector de Paracuellos, donde la unidad se apoya sobre niveles carbonatados (unidad 13). La reactivación asociada se pone también de manifiesto por la presencia de arcosas con abundantes cantos y, ocasionalmente, bloques. El techo de la unidad aparece asociado con una nueva entrada de materiales detríticos en la cuenca, generalmente desprovistos de fracción fina, (unidad 18), señalando una nueva reactivación o discontinuidad sedimentaria de carácter regional, siendo especialmente reconocible en los campos de tiro del Monte de El Pardo.

Desde un punto de vista litológico se trata de un conjunto homogéneo de arenas arcósicas de colores ocres y pardos, de tamaño medio a grueso con frecuentes niveles de conglomerados y microconglomerados de cantos de rocas metamórficas (neises, metasedimentos) y graníticas. Estos niveles arenosos alcanzan espesores de orden métrico (4-5 m) y alternan con niveles de lutitas ocres, en ocasiones edafizadas, con una proporción limo/arcilla muy variable, de espesor generalmente cercano al metro.

Por lo que respecta a la composición de la fracción ligera comprendida entre 0,25 mm y 0,50 mm (cuadro 1.1), el cuarzo es el componente principal (43-61%) seguido de feldespato potásico (17-35%) y plagioclasa (5-7%). Entre los fragmentos de roca, existen representantes de rocas plutónicas (0,5-1,5%), sedimentarias (3-8%) y metamórficas (3,5-5,5%); también suelen observarse porcentajes significativos de moscovita y biotita.

El espectro mineralógico de la fracción pesada presenta características similares a las que posee en el área de Madrid (cuadro 1.2). Así, apatito (10-25%), turmalina (14-23%) y círcón (12-50%) son los constituyentes más abundantes, con granaté (6-23%), estaurolita (2-6%), andalucita (6-12%) y distena (1-8%), en un segundo plano, en tanto que sillimanita (1%) y hornblenda (0,5%) son minoritarios; por último, rutilo (0,5-2%), esfena (0,5), epidota (1%) y zoisita (1-3%) son escasos, apareciendo sólo de forma ocasional.

Las arcillas son el otro componente característico de la unidad, presentando una proporción similar de esmectita e illita, si bien hacia el cuadrante suroriental (ALONSO *et al.*, 1986) aumenta la proporción de esmectita (50%) en detrimento de illita (24%), como han señalado los análisis y difractometrías llevados a cabo en las arcillas; la caolinita (10%), aunque en porcentajes más bajos, también está presente.

Los cuerpos arenosos se organizan en secuencias granodecrescentes con base erosiva neta y lags; con frecuencia estos cuerpos se amalgaman dando un aspecto potente y masivo a las arcosas. Suelen presentar estratificación cruzada a mediana y gran escala, evidenciando una sedimentación de claro origen fluvial.

Sedimentológicamente, las arcosas de esta unidad corresponden a un sistema fluvial relacionado con sistemas de abanicos aluviales con sus ápices situados en el borde meridional de la Sierra de Guadarrama. Por su posición y contexto paleogeográfico corresponden a facies medias dentro del modelo de sedimentación propuesto, cuyas facies distales se situarían hacia sectores más meridionales, estando representadas por depósitos más finos al sur de Madrid. Aunque en muchos puntos predominaría el régimen fluvial, en otros se produciría transporte en masa con carácter episódico y discontinuo, bajo condiciones climáticas cálidas y estaciones contrastadas (IGME, 1989). Por lo que respecta a sus facies proximales, están representadas por el conjunto de arcosas, cantos y bloques de la unidad (14).

El carácter progradante de la unidad en el contexto de la cuenca sugiere el desarrollo de una unidad tectosedimentaria difícil de delimitar a techo y muro, sobre todo en las áreas más septentrionales como consecuencia de la homogeneidad de los materiales. Dicha progradación es la respuesta a la denominada fase Guadarrama, implicada en la estructuración definitiva del Sistema Central (CALVO *et al.*, 1991) y marca el inicio del ciclo superior de la Unidad Intermedia de la Cuenca de Madrid.

La disposición estratigráfica de la unidad, inmediatamente por encima del yacimiento paleontológico Paracuellos V, señala para ella una edad asturaciense, tal como confirma la fauna del yacimiento Paracuellos III, situado en el paraje del cerro de los Guardias, dentro de la Hoja de Madrid.

1.2.2.6. Arcosas blancas y lutitas rojas (16). Astaraciense

Es una unidad con escasa representación superficial en el ámbito de la Hoja, con tan sólo dos afloramientos de los que el principal se encuentra situado entre los ríos Jarama y Guadalix, en tanto que el menor se localiza al SO de Algete. Constituye un cambio lateral de la unidad (15) y, por tanto, forma parte del ciclo superior de la Unidad Intermedia de la Cuenca de Madrid (JUNCO y CALVO, 1983). Su diferencia principal con respecto a aquélla estriba en una paulatina variación de color desde los tonos pardos y claros de la unidad (15) a los tonos rojizos de la presente unidad en el cerro Parejo, pasando por los tonos claros del afloramiento septentrional en el que en detalle se aprecia la intercalación de niveles rojizos; en cualquier caso, el citado cambio lateral se produce en el valle del río

Guadalix, interpretándose como una variación composicional del área madre a ambos lados de aquél.

En el afloramiento septentrional, el límite inferior de la unidad coincide con un aumento granulométrico con respecto a las arenas finas y lutitas rojas de la unidad (12), aumento que da lugar a un ligero resalte morfológico en el terreno. En este sector, la unidad se presenta como una monótona sucesión en la que predominan los paquetes tabulares de arcosas blancas de grano medio a grueso, de orden métrico, entre los que se intercalan niveles de arcosas finas y fangos rojos, de espesor algo menor, siendo correlacionable con las "Arcosas blanquecinas del Jarama" (AGUILAR y PORTERO, 1984). El espesor supera los 80 m, cifra considerablemente superior a la estimada para la unidad (15), por lo que no debe descartarse que los niveles más altos, aflorantes en el ámbito del monte de las Monjas, sean equivalentes de las arcosas blancas de la unidad (18), si bien esta posibilidad no ha encontrado ningún tipo de confirmación.

La unidad se encuentra ampliamente representada en la vecina Hoja de Algete (535), siendo el cerro Parejo la prolongación más occidental de sus afloramientos. En él, la base de la unidad está marcada por la desaparición de los niveles carbonatados de la unidad (13), con aparición de arcosas finas y limos de colores rojizos, correlacionables con las "Arcosas anaranjadas de Uceda" (AGUILAR y PORTERO, 1984); la deficiente calidad del afloramiento no permite una descripción detallada de la unidad en él. Su espesor alcanza 40 m en Algete.

Se incluye en el Aragoniense superior (Astaraciense) por correlación con la unidad (15) en cuyo seno se encuentra el yacimiento paleontológico Paracuellos III, inmediatamente al sur de dicha localidad.

Su depósito está relacionado con los sistemas de abanicos aluviales característicos del relleno de la mitad septentrional de la Cuenca de Madrid, reconociéndose dos aportes diferentes para la unidad. El afloramiento septentrional muestra la procedencia de un área madre predominantemente metamórfica, situada al norte; el depósito se llevó a cabo con una cierta ciclicidad, alternando la sedimentación de las facies medias-proximales de los abanicos, con facies finas, que reflejan una importante disminución del régimen energético. Por lo que respecta al afloramiento oriental, su depósito se interpreta en relación con las facies de abanicos procedentes de un área metamórfico-sedimentaria situada al NE.

1.2.2.7. Bloques, cantos y arenas arcósicas gruesas (17). Astaraciense

Se trata de un conjunto litológico de características similares a las de la unidad infrayacente (14), diferenciándose de ésta por su posición topográfica, así como por su disposición, situándose directamente sobre los materiales graníticos y metamórficos del zócalo hercínico o mediante discordancia sobre las arcosas de dicha unidad.

Sus mejores afloramientos se localizan al sur de Colmenar, entre la estación y el cerro de Marmota, existiendo buenos cortes igualmente en la trinchera del ferrocarril, y en los taludes de la autovía Madrid-Colmenar Viejo.

A grandes rasgos, se trata de una monótona sucesión de bloques, cantes y arcosas blancas de grano grueso. Aunque su límite inferior está representado de forma puntual por una discordancia, tal como puede apreciarse en la Tubería del Salto, al NE del cerro de Marmota, generalmente sólo es identificado por un ligero resalte morfológico. Su espesor es muy variable debido a su relación de cambio lateral con la unidad (18), habiéndose calculado valores máximos superiores a 40 m. Hacia el S y SE se observa un cambio lateral por disminución granulométrica progresiva, en favor de las arcosas blancas de dicha unidad.

Litológicamente, se trata de un conjunto de bloques de rocas graníticas de tamaño decimétrico a métrico mezclados con arenas arcósicas y cantes heterométricos. Las arenas y cantes de organizan en secuencias métricas de base erosiva, a veces con laminación paralela de alta energía y estratificación cruzada. En ocasiones se reconocen niveles limosos rojizos que corresponden a pequeños episodios edáficos y que imprimen una tonalidad característica al afloramiento. Estos depósitos se enmarcan dentro de ambientes de alta energía localizados en zonas proximales de abanicos aluviales, muy cerca de los afloramientos del zócalo hercínico o en contacto directo con él.

De forma local, coincidiendo con los afloramientos más elevados topográficamente de la unidad, aparece un conjunto de grandes bloques, que llegan a superar 1 m de diámetro, que presentan diferencias muy sutiles con respecto al resto de la unidad, además de su posición y tamaño: poseen una morfología alomada que contrasta con los típicos acarcavamientos de los términos infrayacentes, fosilizan las fallas que ponen en contacto los depósitos terciarios de la Cuenca de Madrid y los materiales hercínicos de la Sierra de Guadarrama y por último, en corte poseen tonos de tendencias ocres, a diferencia de la tonalidades blanquecinas del resto de la unidad. Sus mejores observaciones pueden realizarse en las inmediaciones del polígono industrial de Colmenar Viejo.

Materiales similares a éstos fueron citados y descritos por primera vez en diversos puntos de la Sierra de Guadarrama por HERNANDEZ PACHECO (1962) con la denominación de "Facies de grandes bloques", apuntando una posible edad pliocena para ellos. También ASENSIO AMOR (1965) y GONZÁLEZ MARTÍN y ASENSIO AMOR (1986) hacen referencia a esta unidad en distintos puntos del borde meridional del Guadarrama asimilándola con distintos niveles de glaci. Se señalan como buenos puntos de observación los entornos de Torrelodones y Los Peñascales, así como los alrededores del puerto de Galapagar.

Pese a todo, este conjunto de bloques se ha representado dentro de la presente unidad junto con las restantes facies de borde del conjunto arcónico superior (unidad 18) debido a la dificultad de su individualización cartográfica y a la incertidumbre de su interpretación, así como al hecho de que en las Hojas vecinas también hayan sido representados conjuntamente.

Por su relación lateral con la unidad (18), la presente unidad se ha incluido en el Astaracense, con ciertas reservas debido al carácter azoico de ambas. En cuanto al conjunto superior de grandes bloques, no debe descartarse una edad más reciente (Plioceno-Pleistoceno) tal como propusieron los autores anteriormente citados.

1.2.2.8. Arenas arcósicas blancas de grano grueso con cantos y a veces bloques (18). Astaraciense

Esta unidad representa junto con la anterior (17) el depósito somital del relleno de la Cuenca de Madrid en este sector. Se dispone a techo de la serie miocena, siendo observable entre los valles de los ríos Manzanares y Jarama. Una de sus características principales es el ligero incremento granulométrico que supone con respecto a las unidades infrayacentes. Su distribución geográfica coincide con la de la unidad (15), si bien el modelado cuaternario ha restringido los afloramientos a los interfluvios más elevados.

El contacto erosivo de la base de la unidad representa una discontinuidad que, no obstante, resulta bastante difícil de reconocer debido fundamentalmente a su similitud litológica con los términos arcósicos de la serie sobre la que se apoya; su situación topográfica, junto a la práctica desaparición de los términos arcillosos, constituyen los dos criterios principales para su reconocimiento; ambos son la causa del ligero resalte morfológico que producen en el terreno.

En cuanto al techo de la unidad, viene marcado por la denominada "Superficie de Madrid" (RIBA, 1957; LÓPEZ VERA y PEDRAZA, 1976), situada en cotas que oscilan entre 730 m, al norte, y 680 m, al sur. El espesor fluctúa entre 40 y 60 m aproximadamente.

Los mejores puntos de observación se localizan en la divisoria de los ríos Manzanares y Jarama, tanto en los taludes de la autovía de Colmenar Viejo, como en la trinchera del ferrocarril, entre Valdelatas y El Goloso. También cabe destacar el valle del río Manzanares, los relieves acarcavados del Monte de El Pardo, la carretera a la Quinta de El Pardo y la Casa de Valpalomero. Dentro de la zona restringida del Monte de El Pardo destacan los afloramientos del campo de tiro situado junto al embalse (serie de las Barrancas), el arroyo Tejada y la loma de las Bellotas. Por último, en la cuenca del Jarama los afloramientos de calidad son menos abundantes.

Litológicamente, se trata de un conjunto detritico de naturaleza arcósica, poco cementado; presenta color blanco en alteración y amarillo-ocre en corte fresco, siendo asimilable a la tradicional "arena de migas" de los estudios geotécnicos del ámbito de Madrid. El tamaño de grano es grueso, incluyendo en muchas ocasiones cantos, a veces organizados, de distinta naturaleza (granitos, neises). Su composición sugiere un área fuente fundamentalmente granítica y metamórfica, constituida por los relieves de la Sierra de Guadarrama.

Dentro de la fracción ligera, destacan los porcentajes de cuarzo (43-62%), feldespato potásico (12-35%) y plagioclasa (3-7%); entre los fragmentos de rocas, se observan porcentajes bajos de rocas plutónicas (0,5-3%) y más elevados de rocas metamórficas (3-7%) y sedimentarias (5-6%). En todos los casos la proporción de biotita (3-5%) es superior a la de moscovita, que incluso puede estar ausente (< 3%).

Con respecto a la composición de la fracción pesada, turmalina (16-27%) y granate (24-31%) son los minerales más abundantes, seguidos de circón (14-16%), apatito (14-15%) y, en menor proporción, estaurolita (2,5-3%), andalucita (6-8%), distena (1-6%), y sillimanita (1-2%); en porcentajes muy bajos aparecen rutilo (0,5%), hornblenda (1,55%) y epidota (1%). En los escasos niveles de arcilla, existen valores similares de esmectita, illita y caolinita (IGME, 1989).

Resulta interesante destacar la organización de las arenas arcósicas en ciclos o secuencias granodecrescentes con predominio de cantos en la base; sin embargo, el conjunto de la unidad presenta un aumento granulométrico hacia techo que implica un incremento energético del medio.

La existencia de cuerpos amalgamados y cicatrices entre los canales es un hecho muy frecuente, encontrándose por lo general canales de longitud considerable, de hasta varias decenas de metros de longitud. También se observa estratificación cruzada a mediana y gran escala, laminación cruzada y paralela, así como las de cantos. Las paleocorrientes muestran direcciones predominantes hacia el S y S-SE, con procedencia de áreas graníticas en la mitad occidental de la Hoja y metamórficas, en la mitad oriental.

El depósito de la unidad se relaciona con el desarrollo de abanicos aluviales cuyos ápices se situarian en el borde meridional de la Sierra de Guadarrama; en sus zonas medias, a las que corresponden estos depósitos estarían constituidos por una serie de cursos fluviales más o menos complejos, que drenarían hacia el sur y sureste. Hacia zonas meridionales de la cuenca se relacionarían con las facies más distales, si bien la falta de afloramientos dificulta la observación de tales relaciones; tan sólo en la Hoja de Madrid (559) en la parte superior del cerro Almodóvar, se encuentran depósitos químicos correlacionables con la unidad descrita.

Es de destacar la casi total ausencia de yacimientos paleontológicos, en contraposición con el abundante contenido fosilífero de la infrayacente, de características litológicas y sedimentológicas similares. El único yacimiento citado en la bibliografía es el situado en Tetuán (Tejar de Saturnino Vega, Hoja de Madrid), yacimiento cuya única referencia es la de ROYO GÓMEZ y MENÉNDEZ (1929) en la que se señala el descubrimiento de pequeñas tortugas (*Testudo sp.*) similares a las encontradas por dicho autor en el Sarmatiense de Alcalá de Henares, Cerro de los Angeles, Parla e Illescas, referencia insuficiente para permitir la datación de la unidad.

Por correlación con la Hoja de Madrid, la presente unidad (18) y sus equivalentes laterales (unidades 17 y 19) se han asignado al Astaraciense, en cualquier caso terminal, de acuerdo con la edad atribuida al yacimiento Paracuellos III, situado en la unidad infrayacente (unidad 15). No obstante, no debe descartarse una edad vallesiense para la unidad, ni su posible correlación con la "Red fluvial intramiocena" (CAPOTE y CARRO, 1968) aflorante al sur y este de la Cuenca de Madrid, en cuyo caso el presente conjunto arcósico sería parte de la Unidad Superior de la cuenca (JUNCO y CALVO, 1983).

1.2.2.9. Arcosas gruesas y limos rojos (19). Astaraciense

Es la unidad terciaria con menor representación en la Hoja, apareciendo exclusivamente en su ángulo suroriental, inmediatamente al este de Paracuellos de Jarama, en afloramientos de calidad deficiente; este hecho, unido a su escasa potencia y tonos rojizos hace que algunas alteraciones o pequeños derrumbios de las terrazas altas del río Jarama puedan ser confundidos con ella. Aunque en la vecina Hoja de Algete (535) su representación es muy amplia,

dentro de la Hoja de Colmenar Viejo, tan sólo ha quedado preservada de los procesos erosivos bajo la terraza más alta del río Jarama.

Su límite inferior viene señalado por el cambio en la coloración que suponen sus tonos rojos con respecto a los tonos más claros de las arcosas y arcillas de la unidad (15). Su espesor visible no supera los 6 m, apareciendo como un conjunto de arcosas rojas de grano medio a grueso con matriz arcillosa, dispuestas en secuencias de espesor métrico con base erosiva; en ocasiones predominan los fangos edafizados grises con señales de bioturbación. Petrográficamente predominan cuarzo y feldespato, siendo frecuentes las micas, con una matriz arcilloso-micácea de tonos pardo-rojizos; como minerales accesorios se encuentran turmalina, circón, rutilo y estaurolita.

En la Hoja de Algete, la unidad alcanza 80 m, y se ha incluido en el Turolense-Plioceno, por correlación con series semejantes aflorantes en la Hoja de Jadraque (486), donde llega a alcanzar 190 m. Sin embargo, en la zona de Paracuellos, su disposición paraconforme sobre la unidad (15) y su perfecta correlación con las arcosas blancas y amarillentas de la unidad (18) han aconsejado su inclusión en el Aragoniense superior (Astaraciense), sin descartar, de acuerdo con los ciclos definidos en la Cuenca de Madrid, su correlación con la "Red fluvial intramiocena" (CAPOTE y CARRO, 1968) y, su pertenencia por tanto, al Vallesiense.

Por su composición es correlacionable con las "Arcosas anaranjadas de Uceda" (AGUILAR y PORTERO, 1984) interpretándose como facies distales de abanicos aluviales procedentes de un área metamórfico-sedimentaria situada al NE.

1.2.3. Cuaternario

Los depósitos más recientes de la Hoja tienen una gran representatividad en todo su ámbito, siendo los mejor caracterizados los asociados a los ríos Jarama y Manzanares (terrazas, llanuras aluviales, barras fluviales,) y a sus principales tributarios, Guadalix y Tejada. Los depósitos de vertiente, tales como conos aluviales, coluviones y glacis son bastante frecuentes igualmente.

La presencia de importantes núcleos urbanos en la Hoja y como consiguiente la transformación del territorio, constituyen a veces un serio inconveniente para el reconocimiento de las unidades cartográficas e incluso de los depósitos cuaternarios, por lo que la representación y delimitación de éstos se ha realizado en tal caso en función de la morfología del terreno. La proliferación de zonas industriales ha provocado la instalación de vertederos y escombreras que en algunos casos, por su magnitud, han sido diferenciados como depósitos antrópicos.

1.2.3.1. Gravas y arenas con cantos (Terrazas altas, medias y bajas) (20, 21, 22). Pleistoceno-Holoceno

Sin duda se trata de los depósitos con mejor representación en la Hoja, encontrándose asociados a las principales arterias fluviales, Jarama y Manzanares.

El río Jarama y su afluente Guadalix presentan un total de nueve niveles de terrazas que han sido agrupadas en tres conjuntos: altas, medias y bajas, perfectamente caracterizados cada uno de ellos tanto altitudinal como superficialmente, si bien los más altos son los mejor individualizados. Litológicamente, están constituidas por gravas y arenas que incluyen cantos y, a veces, bloques de naturaleza diversa: cuarcitas, pizarras, granitos, neises, cuarzo, etc, composición acorde con las zonas que el río transita desde su nacimiento en Somosierra; en los cortes existentes se pueden reconocer estructuras tractivas típicas de sedimentos fluviales.

El río Manzanares presenta asociados varios niveles de terrazas agrupados fundamentalmente en dos conjuntos: medias y bajas, si bien en la cabecera del arroyo Tejada se localizan niveles colgados que han sido incluidos como altos. A pesar de que se trata de un curso de menor rango y mayor encajamiento que el Jarama, las terrazas se observan en ambas márgenes del río, desde los alrededores del Puente de Marmota, hasta el límite meridional de la Hoja, prolongándose por la de Madrid. En las proximidades de El Pardo, parte de las mas bajas se encuentran en la actualidad bajo el nivel de agua del embalse del mismo nombre.

Litológicamente, la composición de las terrazas del río Manzanares difiere de la señalada para el Jarama; así al ser el área madre de naturaleza granítica predominan los depósitos de naturaleza arcósica, y las barras de gravas derivadas de granitos, leucogranitos, aplitas, cuarzo, etc.

En cuanto a su edad, la práctica totalidad de las terrazas corresponde al Pleistoceno, a excepción de los niveles más bajos relacionados con el curso de los ríos citados, asignados al Holoceno. En el valle del Manzanares, dentro de la Hoja de Madrid (ITGE, 1989) se ha encontrado industria lítica, así como restos de vertebrados que corroboran la asignación al Pleistoceno de estos depósitos.

1.2.3.2. Arenas cuarzo-feldespáticas con gravas y cantos (*Glacis*) (23). Pleistoceno-Holoceno

Se trata de formas y depósitos que contribuyen al modelado actual de los sedimentos terciarios del norte de Madrid. Estos depósitos se relacionan con el inicio del encajamiento de la red fluvial actual (arroyo Tejada), apareciendo como formas de enlace entre los niveles de terrazas altas, o bien modelando las superficies y vertientes. Son frecuentes en la mitad occidental de la Hoja en el ámbito del monte de El Pardo.

Litológicamente, se trata de arenas gruesas de naturaleza arcósica, que incluyen niveles de cantos y gravas de rocas graníticas. A veces se observa cierta organización fluvial, con pequeños *rills* y barras arenosas que dan idea de su génesis ya que con frecuencia se trata de glaciares de cubierta más o menos desarrollados.

Por su disposición y relación con el resto de los depósitos cuaternarios resulta difícil precisar su edad, pudiendo existir distintas generaciones relacionadas con la evolución del modelado de la región. Por todo ello, se incluyen desde el Pleistoceno, probablemente inferior, hasta el Holoceno.

1.2.3.3. Arenas, limos y arcillas con cantos (Coluviones y conos aluviales) (24,25). Holoceno

Aparecen en relación con los depósitos aluviales más recientes a favor del modelado de las vertientes y de la salida de arroyos y barranqueras hacia valles más amplios. Se trata de depósitos arenosos con un contenido en arcilla y limo variable, así como niveles de cantos dispuestos de forma discontinua. Pueden presentar dos tipos de geometría: alargada, adosada a las laderas que conforman los valles (coluviones), y en planta semi-circular, asociados a los arroyos secundarios, relieves en cárcavas, etc, (conos aluviales); dadas las características de erosiónabilidad y grado de cohesión del sustrato sobre el que se apoyan, estos últimos dan lugar a aparatos coalescentes de gran continuidad lateral.

En el valle del Jarama se localizan buenos ejemplos de conos aluviales, tanto en las proximidades de Paracuellos como de su confluencia con el río Guadalix, en las inmediaciones del circuito del Jarama. En el valle del Manzanares son numerosos y frecuentes, pero no se observan aparatos o dispositivos aluviales tan desarrollados.

Por su posición y relación con el resto de los depósitos se incluyen en el Holoceno, relacionados con los procesos sedimentarios más recientes de la Hoja.

1.2.3.4. Arenas, arcillas y limos con gravas (Fondos de valle) (27).Holoceno

Se trata de uno de los depósitos más característicos y mejor representados en toda la Hoja. Constituyen el relleno más reciente del fondo de todos los valles secundarios y contribuyen a la configuración del modelado actual de la Hoja. En ocasiones, estos fondos presentan pequeños escarpes por donde transcurre la escorrentía superficial. La naturaleza de estos depósitos cuaternarios es similar a la del sustrato, predominando las arenas con cantos, con un contenido variable de la fracción lutítica de procedencia aluvial-coluvial.

1.2.3.5. Limos y arenas con cantos. Gravas (Llanura de inundación) (26). Gravas, cantos y arenas (Barras aluviales) (28). Arenas y gravas (Caucos abandonados) (29). Holoceno

Dentro de este apartado se incluyen estos tres tipos de depósitos cuya génesis está íntimamente ligada. El río Jarama, que discurre en sentido N-S, tiene una importante llanura de inundación, de 1 km de anchura, sobre la que está excavado el actual cauce del río. Este cauce presenta una zona activa constituida por barras de cantos longitudinales, con cicatrizes de acreción lateral, que han sido reflejadas en la cartografía.

En el sector septentrional, cerca de la confluencia con el río Guadalix, se observan restos de antiguos cauces actualmente abandonados, de composición litológica similar a los depósitos descritos, aunque puede llegar a existir un predominio de materiales finos. Este tipo de depósitos se observa también en el nivel de terrazas más bajo del río. Dada su íntima relación con el cauce actual del río, su edad es holocena.

1.2.3.6. Limos y arcillas arenosas (Areas endorreicas) (30). Holoceno

Este tipo de depósitos están relacionados con zonas de encharcamientos y drenajes deficientes. Se localizan en el valle del Jarama preferentemente, aunque en otros sectores de la Hoja, como el valle del Manzanares, también se han representado.

Litológicamente, se trata de depósitos de pequeño espesor y escasa representación superficial que se localizan en zonas permeables relacionadas con cursos fluviales (Jarama) o con áreas deprimidas, impermeables o de drenaje deficiente que favorecen la sedimentación de materiales finos, de tipo lutítico, con un contenido en materia orgánica muy variable.

1.2.3.7. Arenas con cantos y bloques (Depósitos antrópicos) (31). Holoceno

La proximidad del casco urbano de Madrid, junto con la ubicación de núcleos de población importantes distribuidos de forma regular por toda la Hoja y el desarrollo industrial que algunos de ellos han sufrido en los últimos años, ha dado lugar a la creación de numerosas escombreras y vertederos, que en algunos casos adquieren representación cartográfica. Son de destacar los depósitos de la margen derecha del arroyo de Valdebeba, al sur de La Moraleja, así como los de Fuencarral y la carretera El Goloso-Alcobendas.

En general, son materiales procedentes de excavaciones que han sido aglutinados y en ocasiones compactados, por lo que su granulometría es muy variable, predominando los cantos y bloques que se mezclan con arenas de diversa procedencia, acumulándose artificialmente de forma que se genera una importante pendiente; sus espesores pueden superar la treintena de metros.

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 (cuenca del Duero, al norte, y cuenca del Tajo, al sur).

La orogenia hercínica es la responsable de las deformaciones principales y de los procesos metamórficos e ígneos que se registran en los materiales precámbrios y paleozoicos. 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 de Santa María la Real de Nieva por la posible disposición discordante de los materiales cámbrios sobre su infrayacente precámbrico (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 observa con relativa facilidad en los dominios occidental y oriental del Sistema Central (Fig. 1.1); asimismo, se reconoce una importante actividad magmática próxima al tránsito Cámbrico-Ordovícico (VIALETTE et al., 1986) que se tiende a relacionar 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 fases subordinadas de plegamiento laxo, atribuibles 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, cuya representatividad en la Hoja es escasa, por lo que se sugiere la consulta de las Hojas contiguas para obtener una mayor información de las mismas. El emplazamiento de los primeros granitoides parece producirse durante la primera fase de plegamiento laxo aunque algunos autores (CASQUET *et al.*, 1988) señalan que, en realidad, tal emplazamiento está controlado por la etapa extensional subsiguiente a la compresión, inmediatamente después de la cual se produciría la fracturación tardihercínica.

2.1.1. Primera y segunda fases de deformación (D1 y D2)

A escala regional se ha comprobado que la primera fase hercínica (D1) responde a una cizalla simple que produce un fuerte plegamiento vergente al este y una esquistosidad asociada muy penetrativa (MACAYA *et al.*, 1991). En los materiales anteordovícicos, que desde el punto de vista geológico se pueden considerar como basamento de los suprayacentes, los pliegues son muy tumbados, frecuentemente isoclinales y en general, sólo identificables de forma aislada cuando afectan a niveles cuarcíticos. Las macroestructuras correspondientes a esta fase son difíciles de reconocer al estar enmascaradas por fases posteriores. La esquistosidad S1 corresponde a una *schistosity* definida por la orientación de filosilicatos en pelitas y de granos en cuarcitas, así como por el aislamiento y orientación de los fenocristales que alternan con niveles ricos en biotita en los ortoneises. En las series supracámbricas de la cobertura, no aflorantes en la presente Hoja, los pliegues de D1 son más erguidos, claramente vergentes al este y con una esquistosidad de plano axial también muy penetrativa, de tipo *slaty cleavage*. El mecanismo de formación de los pliegues es el *buckling* inicialmente seguido de un fuerte aplastamiento. Los pliegues son generalmente de clase 1C (RAMSAY, 1967) en los niveles competentes, y próximos a las clases 2 y 3C en los incompetentes y en los niveles estructurales más bajos.

La segunda fase hercínica (D2) es simultánea y prolongación de la anterior y una consecuencia del mismo proceso de cizalla simple, que en este caso se produce de una forma heterogénea, concentrándose en bandas de cizalla donde la deformación es muy intensa. En estas bandas se desarrolla una esquistosidad S2 muy penetrativa, que traspone a la S1 haciéndola desaparecer completamente a escala de afloramiento, si bien queda de forma relicta en algunos fenocristales. Es una esquistosidad de tipo milonítico que en los metasedimentos es plano axial de pliegues intrafoliares de geometría isoclinal y frecuentemente, con charnela curva. Es característico el desarrollo de una fábrica SC y de una lineación de estiramiento. En los ortoneises, cuando la deformación es muy intensa se llegan a observar fábricas LS definidas por el alargamiento de fenocristales de feldespato y *ribbons* de cuarzo. Una vez restituidas las deformaciones posteriores, todos los indicadores cinemáticos suelen indicar movimientos de los bloques de techo hacia el E.

En la Hoja de Colmenar no se puede precisar si la fábrica principal (Sp) que se observa en los escasos afloramientos de metasedimentos y ortoneises glandulares corresponde a la S1 o la S2, si bien en los afloramientos contiguos pertenecientes a la Hoja de Torrelaguna (509) se indica que seguramente se trata de la S1 o de una S1 reaplasterada durante la segunda fase ($S1 \pm S2$). En los ortoneises, esta fábrica principal (Sp) está definida por un aplastamiento general de los fenocristales que, localmente, es más acentuado y muestra una incipiente estructura interna de tipo SC. En estos casos se ha producido un ligero estiramiento de los fenocristales en el sentido del transporte tectónico que según los indicadores cinemáticos es hacia el este-sureste. También en los ortoneises se observan *boudins* cuyos cuellos son perpendiculares a la lineación de estiramiento y son, por tanto, coherentes con la cinemática propuesta a escala regional. No obstante, estos *boudins* son muy simétricos y serían más indicadores de un aplastamiento que de una zona de cizalla localizada en estos afloramientos. En los metasedimentos, la fábrica principal (Sp) viene determinada por una fuerte orientación de filosilicatos en los esquistos. Sobre la Sp, localmente, se aprecia una lineación mineral definida por la orientación de agregados biotíticos y sillimaníticos.

2.1.2. Tercera fase de deformación (D3)

La fábrica principal descrita anteriormente está afectada por un intenso replegamiento vergente al oeste que corresponde a la tercera fase hercínica. En Hojas contiguas es habitual encontrar bandas de cizalla de D2 de todas las escalas, incluida la cartográfica, afectadas por pliegues de D3, de tal forma que esta fase es la responsable de la macroestructura general en este dominio del Sistema Central.

En la Hoja de Colmenar se han medido direcciones de ejes de pliegues de D3 que oscilan entre N 130° y N160°, con inmersiones de 10° a 20° tanto al NO como al SE. Los planos axiales buzan entre 30° y 60° al E, si bien puntualmente también se observan buzamientos subverticales. En las capas competentes, los pliegues son de clase 1B ó 1C (RAMSAY, 1967) con charnelas redondeadas o subredondeadas, amplitudes entre flancos de 2 a 4 (HUDLESTON, 1973; MACAYA *et al.*, 1991) y una clara asimetría según la vergencia al oeste indicada anteriormente; en las capas incompetentes la geometría de los pliegues suele ser de tipo chevron.

Subparalela a los planos axiales se desarrolla una fábrica muy penetrativa (S3) que generalmente, tal y como ocurre en la Hoja de Colmenar, tiene el carácter de crenulación; en determinadas zonas de charnela, donde la deformación es muy intensa, la S3 puede llegar a borrar las fábricas anteriores.

2.1.3. Plegamientos hercínicos tardíos

En el Sistema Central se suelen citar fases tardías compresivas que producen pliegues de gran longitud de onda y pequeña amplitud. En la vecina Hoja de Torrelaguna (ITGE, 1990) se atribuyen a una supuesta cuarta fase de deformación (D4) pliegues de dirección aproximada N-S y plano axial subvertical, mientras que en la Hoja de Buitrago todavía se reconoce una quinta fase (D5) que produce pliegues de dirección aproximada E-O, también con pla-

nos axiales subverticales. La D4 parece que desarrolla una crenulación o esquistosidad de crenulación grosera.

La relación de temporalidad entre estas dos fases 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. Por otra parte, se ha sugerido la intrusión de granitoídes que presentan una cierta foliación cataclástica norteada y subvertical, de forma sin a tardihercínica con respecto a esta fase; tal es el caso de la unidad intrusiva de Colmenar Viejo (ITGE, 1990) aflorante en la Hoja.

En la Hoja de Colmenar Viejo se han observado pliegues que afectan a las series preordovícas con direcciones de planos axiales entre N20° y N40°, y buzamientos superiores a los 70° hacia el E que, dada su orientación y la presencia de una esquistosidad de crenulación grosera subparalela a los planos axiales, se pueden atribuir a la anteriormente descrita D4.

2.1.4. Deformaciones finihercínicas

En las zonas de más alto grado metamórfico del Sistema Central se encuentran, fundamentalmente dentro de los neises glandulares, estructuras nebulíticas (estictolitas en sentido estricto o crociditas; WAARD, 1950) cuya geometría interna y planar, así como 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 granitoídes del Sistema Central (con la excepción de los más tardios de afinidad monzonítica), estaría controlado por esta etapa extensional.

A continuación, y hasta cierto punto condicionada por la etapa anterior, se produjo una intensa fracturación que tradicionalmente se ha denominado fracturación tardihercínica (PARGA PONDAL, 1969), en la que CAPOTE *et al.* (1987) reconocen dos etapas de fracturación. La primera, denominada "etapa Malagón" se caracteriza por el emplazamiento de diques de pórvidos graníticos con direcciones predominantes E-O, aunque como ocurre en la Hoja de Colmenar, también son frecuentes las direcciones comprendidas entre N90° y N110° e incluso N160°, direcciones que 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 pórvidos graníticos.

La segunda etapa de fracturación tardihercínica o fracturación tardihercínica en sentido estricto, ha sido denominada por CAPOTE *et al.* (1987) "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°), así como extensiones radiales que favorecerían el máximo emplazamiento de diques de cuarzo y el desarrollo de procesos hidroterma-

les. Para esta etapa, CAPOTE *et al.* (1987) estiman una dirección de acortamiento horizontal constante entre N35° y N55°.

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, *lifting* triásico y fini-jurásico) en el Sistema Central fue nulo o muy atenuado. Estos eventos, sin embargo, si tienen un buen registro en áreas próximas (entronque del Sistema Central con la Cordillera Ibérica).

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 estarían condicionadas por dos directrices fundamentales: N110°-120° y N20°-30°.

A tenor de la homogeneidad de las facies Garumna a ambos lados del Sistema Central es de suponer que el levantamiento de éste comenzara a finales del Eoceno (PORTERO y OLIVÉ, 1983; PORTERO y AZNAR, 1984) y continuara de forma progresiva durante el Oligoceno y Mioceno inferior, condicionando la individualización definitiva de la Cuenca del Tajo. En el tránsito Oligoceno-Mioceno es el margen oriental de esta cuenca el que se muestra más activo, produciéndose el cabalgamiento de la Sierra de Altomira sobre la misma en respuesta a un acortamiento regional en sentido E-O ("etapa Altomira"; CALVO *et al.*, 1991).

Es durante el Aragoniense ("etapa Guadarrama"; CALVO *et al.*, 1991) cuando se produce la configuración prácticamente definitiva del Sistema Central (Fig. 2.1) 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. 2.2) 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 y 1994) han propuesto un modelo general para la evolución alpina del Sistema Central cuya expresión en planta se recoge en la figura 2.3. 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 siniestrales). Estos cabalgamientos enraizarían en una superficie intracrustal de despegue que en 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 acom-

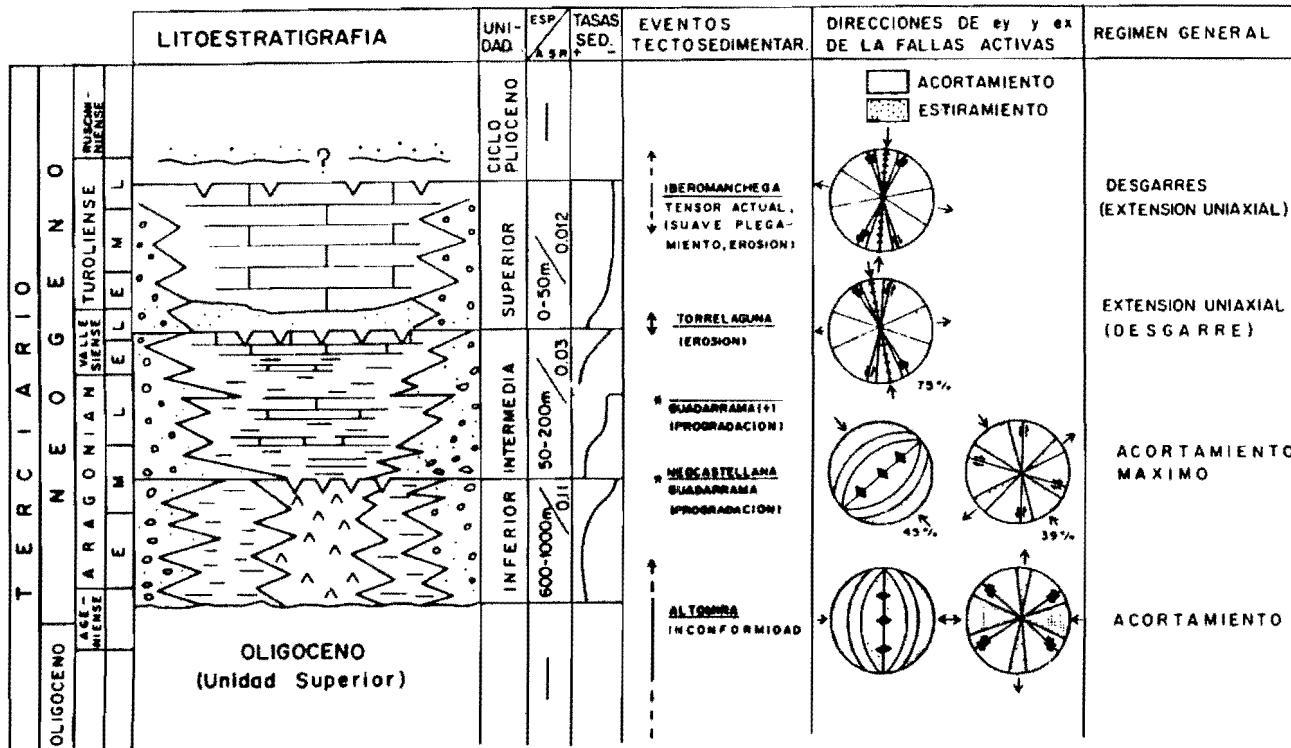


Fig. 2.1. Cuadro de correlación entre unidades tectosedimentarias y campos de esfuerzo en la Cuenca de Madrid durante el Neógeno (según CALVO et al., 1991).

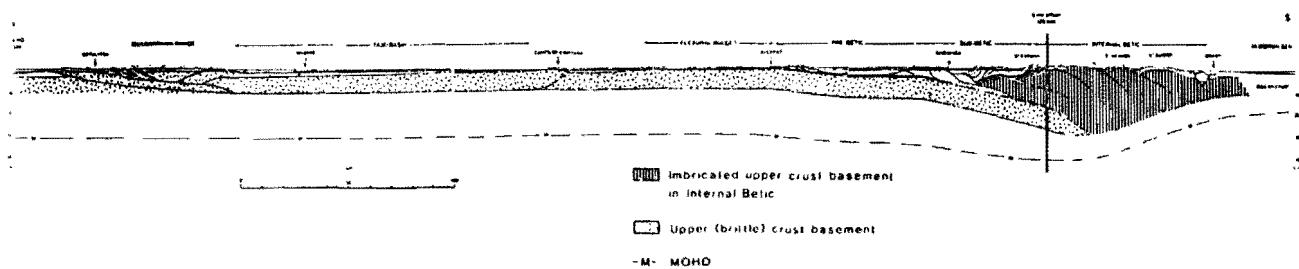


Fig. 2.2. Transversal de la estructura alpina del Sistema Central y Cordilleras Béticas según BANKS y WARBURTON, 1991.

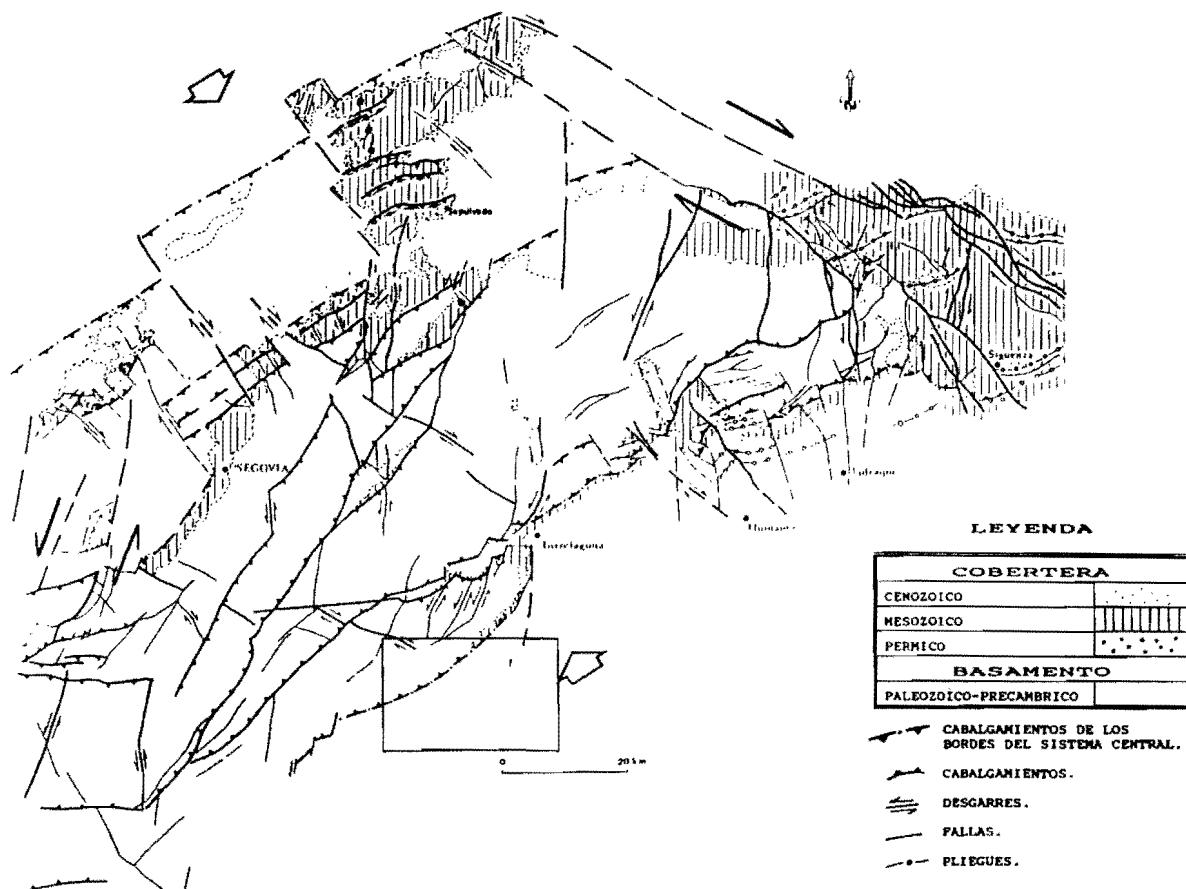


Fig. 2.3. Esquema estructural del Sistema Central (De VICENTE y GONZÁLEZ CASADO, 1991).

dación" (*fault bend folds* de SUPPE, 1985, o JAMISON, 1986) ya que se producen por la acomodación de los bloques de techo a la geometría de las rampas sobre las que 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 o medio ángulo y un cabalgamiento frontal con menor salto que en la vertiente meridional; en ésta existen menos cabalgamientos, pero con mayor ángulo de buzamiento, permitiendo una imbricación rápida sobre la Cuenca de Madrid.

El cabalgamiento del Sistema Central sobre la Cuenca de Madrid discurre por el cuadrante NO de la Hoja de Colmenar (Fig. 2.3). Su traza es relativamente rectilínea, de acuerdo con un buzamiento alto, que en los escasos puntos donde se ha podido medir (alrededores del puente de Marmota) oscila entre 50° y 60°; pone en contacto los materiales ígneos y metamórficos del Sistema Central con términos detriticos del ciclo superior de la Unidad Intermedia de la Cuenca de Madrid. No obstante, depósitos terciarios más recientes atribuidos al Aragoniense terminal, parecen fosilizar la traza del cabalgamiento, acotando la edad de los últimos impulsos de éste.

Este accidente se reconoce con facilidad en los perfiles sísmicos, como un plano inclinado contra el que chocan todos los reflectores identificados en el seno de la Cuenca de Madrid (RACERO, 1988). Estos perfiles también ponen de manifiesto que la imbricación del Sistema Central sobre la cuenca produjo un efecto de subsidencia por *bending* que ha determinado la forma asimétrica de esta última, facilitando una mayor acumulación de depósitos terciarios en su margen occidental que en el oriental (Fig. 1.2), donde la Sierra de Altomira y su entorno funcionaron como un alto relativo antes y después de su emplazamiento.

Según DE VICENTE *et al.* (1994) y CAÑAVERAS *et al.* (1994) al final del depósito de la Unidad Intermedia o inicio del de la Unidad Superior, esto es, en el límite Aragoniense-Vallesiense se produjo un cambio de régimen compresivo a distensivo cuyo resultado es el desarrollo de fallas de desgarre con direcciones NNO-SSE. Posteriormente, en diferentes puntos de la cuenca se reconocen nuevas deformaciones, generalmente en régimen distensivo, que dan lugar a pliegues, abombamientos y fracturas de los materiales miocenos (Fase Iberomanchega I; PÉREZ GONZÁLEZ, 1979).

3. GEOMORFOLOGÍA

3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

La Hoja a escala 1:50.000 de Colmenar Viejo se sitúa en el sector centro-septentrional de la provincia de Madrid, en el límite entre dos grandes dominios morfoestructurales, el Sistema Central y la Depresión del Tajo. Concretamente, las estribaciones meridionales de la Sierra de Guadarrama se localizan en la esquina NO, mientras que la Cuenca de Madrid, integrante de la Depresión del Tajo, ocupa el resto de la misma.

Administrativamente pertenece a la Comunidad Autónoma de Madrid, de carácter uniprovincial, y desde un punto de vista hidrológico, a la cuenca del Jarama, principal curso de agua de la zona. Su altitud oscila entre 1.000 m en el ángulo noroccidental y 580 m en el valle del Jarama, en el límite con la Hoja de Madrid. A pesar de este contraste, la altura media es de 720-780 m en la mayoría de los interfluvios y de 660-680 en los numerosos valles existentes.

Morfológicamente, muestra dos escalones importantes según una transversal NO-SE: el primero, entre el sector de la Sierra y la Depresión, y el segundo, entre ésta y el valle del Jarama; estos escalones separan, además, tres áreas de diferente morfología.

En el sector de la Depresión, uno de los rasgos más característicos es la existencia de una superficie de erosión denominada "Superficie de Madrid" (RIBA, 1957; LÓPEZ VERA y PEDRAZA, 1976) desarrollada entre 680 y 800 m y que, arrancando desde Colmenar Viejo, llega hasta la Hoja de Getafe (582). Esta superficie está disectada por los cauces principales y por numerosos ríos y arroyos, observándose retazos más o menos extensos en la mayoría de los interfluvios.

Por lo que a los cursos de agua se refiere, la red de drenaje se ordena en torno a los ríos Jarama y Manzanares, este último tributario del primero, que a su vez desemboca en el Tajo en Aranjuez; no obstante, ambos ríos discurren de forma paralela por el E y O de la Hoja. Otros cauces de menor importancia son el río Guadalix y los arroyos de la Fresnera, Viñuelas y de la Vega, afluentes del Jarama por la margen derecha, y los arroyos de Marina, Valdelapeña, Tejada, y la Nava, afluentes del Manzanares.

Independientemente de su importancia, los valles presentan perfiles transversales asimétricos, predominando las laderas tendidas en su margen izquierda, con desarrollo de glacis y terrazas, y las laderas con pendientes acusadas en su margen derecha.

Todo el conjunto de la red de drenaje, a excepción del río Jarama, muestra unas características muy incisivas, ya sea por motivos tectónicos o por la proximidad a una gran divisoria. Lo cierto es que los procesos erosivos en los valles son importantes, observándose frecuentes paisajes con cárcavas, barrancos y regueros, entre otras formas, producidos por una red de drenaje muy densa con gran poder de excavación. Esta red ofrece una morfología en planta de tipo dendrítico, con aspecto arborescente y textura muy fina, como corresponde a un material de naturaleza cristalina o a rocas sedimentarias homogéneas, estratificadas horizontal o subhorizontalmente.

En cuanto al río Jarama, que con una dirección N-S atraviesa el extremo oriental de la Hoja, posee un curso entre meandriforme y sinuoso, con una amplia llanura de inundación. Su valle presenta una morfología disímétrica, con un desigual desarrollo de terrazas de norte a sur y de la margen derecha a la izquierda. Se trata, a grandes rasgos, de un ancho valle con una serie de amplias plataformas escalonadas que representan diferentes niveles de terrazas.

El segundo río en importancia, el Manzanares, con origen en la Sierra de Guadarrama, vierte sus aguas en el Jarama, en las proximidades de Arganda. Atraviesa, también con dirección

casi meridiana, el sector occidental de la Hoja, discurriendo por el conocido Monte de El Pardo.

El resto de los ríos y arroyos, configura una red joven y erosiva que produce importantes entalladuras en los materiales ígneos y sedimentarios, dando lugar a vertientes acusadas, tal como muestra el mapa de pendientes a escala 1:200.000 que acompaña al Mapa Geomorfológico.

Climatológicamente, el área se sitúa dentro del dominio mediterráneo templado con influencia continental. La temperatura media anual es de 12,7°C con máximas y mínimas absolutas de 36,0°C y -7,2°C, respectivamente. En cuanto a las precipitaciones, la media anual se aproxima a 700 mm siendo noviembre el mes más lluvioso y agosto, el más seco. Como se puede apreciar por estos datos, el clima posee una marcada estacionalidad.

La vegetación natural más común corresponde a encinares, bosques esclerófilos, extraordinariamente bien representados en el Monte de El Pardo, y pinares de pino piñonero. En algunos sectores próximos a la Sierra, estos bosques han sido deforestados para dedicarlos a otros usos entre los que destacan los cultivos de secano, e incluso vid y olivo, estos últimos poco frecuentes. También en el entorno próximo a Colmenar es frecuente el pastoreo de ganados bovino y ovino. Todas estas características corresponden a lo que puede denominarse "campiña" en sentido estricto, término que siempre se ha asociado con los terrenos de secano en los bordes de la Sierra.

Los principales núcleos de población, al margen de Colmenar Viejo, son Alcobendas, San Sebastián de los Reyes y Tres Cantos. Otros núcleos de menor entidad son Paracuellos de Jarama, El Pardo y Belvís de Jarama.

Por último, es preciso señalar que la red de comunicaciones es muy buena debido a la proximidad del gran núcleo urbano de Madrid, destacando por su importancia la carretera Nacional I ó E-25 (Madrid-Irún) entre las numerosas comarcas existentes y que junto con una densa red de caminos hacen posible el acceso a la mayor parte de la superficie de la Hoja.

3.2. ANTECEDENTES

Los trabajos regionales de carácter geomorfológico son muy numerosos debido fundamentalmente a la proximidad de Madrid y a la diversidad de formas y afloramientos existentes. La Sierra de Guadarrama, los sedimentos terciarios del borde septentrional de la Cuenca de Madrid y las terrazas, han sido objeto de la atención de los primeros estudiosos de la geología española. Entre ellos es preciso citar nombres como EZQUERRA DEL BAYO (1845), PRADO (1852, 1864), VILANOVA (1876) y CALDERÓN (1876) quienes dieron a conocer la riqueza de los yacimientos madrileños, muchos de los cuales son ya clásicos en la bibliografía paleontológica de vertebrados. A ellos hay que añadir los testimonios de una abundante industria prehistórica encontrada en los niveles de terraza de los ríos Manzanares y Jarama (PÉREZ DE BARRADAS Y WERNERT, 1921; PÉREZ DE BARRADAS, 1929).

Por otra parte, ROYO GÓMEZ y MENÉNDEZ (1929) durante la realización de la primera cartografía geológica de la Hoja de Madrid, ya señalan que este territorio está caracterizado por las superficies divisorias o planicies altas que separan las aguas de los dos grandes ríos que drenan la zona: Manzanares y Jarama.

Por lo que al macizo cristalino se refiere, los principales trabajos son los referidos a las grandes superficies de aplanamiento. El primer reconocimiento de la existencia de superficies en la Meseta se debe a FISCHER (1894), si bien los trabajos más interesantes se deben a SCHWENZNER (1936) y SOLÉ (1952). Una serie de autores posteriores han realizado algunas aportaciones a este tema, pudiendo destacar a PEDRAZA (1973), GARZÓN (1980), CABRA (1981), CENTENO (1983, 1988) y FERNÁNDEZ (1987).

En cuanto a los sedimentos más recientes hay que destacar las aportaciones realizadas, sobre todo a nivel cartográfico, con la elaboración de las Hojas geológicas a escala 1:50.000 adyacentes: Torrelaguna (509), San Lorenzo de El Escorial (533), Algete (535) y Madrid (559). De cualquier forma, no hay que olvidar la importancia que tienen para la geología del Cuaternario de la región otros trabajos como los de RIBA (1957) y VAUDOUR (1979).

3.3. ANALISIS MORFOLÓGICO

El relieve de la Hoja de Colmenar Viejo presenta tres dominios de características muy diferentes: dominio de la Sierra de Guadarrama, dominio de las superficies y dominio de los valles.

En el dominio de la Sierra, la morfología principal es la impuesta por un arrasamiento que da lugar a la superficie de Colmenar. Se trata de una superficie de piedemonte, fuertemente incida por los arroyos del Canchal, del Jaramillo, Calvache, Navallar, Navarroillos, de Tejada, etc.

El dominio de las superficies está representado por la mayoría de las divisorias. Se trata, en definitiva, de una gran llanura, muy incida por la red fluvial, con una suave inclinación hacia el centro de la cuenca y a los principales cauces; desciende en sucesivos escalones, formando una serie de lóbulos progresivos. Su cota topográfica media es de 600-800 m, desarrollándose en el ámbito de la Hoja, entre 680 y 800 m.

El dominio de los valles está representado por los de los ríos Jarama y Manzanares, que contribuyen poderosamente a caracterizar la morfología de este sector. Los valles en sí incluyen una serie de superficies escalonadas, correspondientes a los diferentes niveles de terraza, y unas vegas amplias, con un excelente muestrario de depósitos fluviales.

El análisis morfológico puede abordarse desde dos puntos de vista, uno morfoestructural, en el que se analiza el relieve como consecuencia del sustrato geológico, y otro, morfogenético, relativo a las formas que resultan como consecuencia de la actuación de los procesos externos.

3.3.1. Estudio morfoestructural

El relieve de la Hoja está condicionando en gran medida por la naturaleza y la disposición de los materiales que la conforman. Así, el sustrato cristalino del ángulo noroccidental, a pesar de estar arrasado, refleja la fracturación a que ha sido sometido, condicionando el encajamiento rectilíneo y acusado de algunos cauces y la formación de navas a favor de líneas de fractura. Igualmente, los diques de cuarzo, pórfitos, microdioritas y aplitas, han constituido importantes resaltes en el terreno, aunque en la actualidad coinciden con relieves negativos por su exhaustiva explotación. En cuanto a la alteración de estas rocas ígneas, destaca la arenitización, que se encuentra favorecida por la red de fracturación o diaclasado.

En el sector correspondiente a la cuenca hay un claro predominio de arcosas, con cantos y bloques en el sector más próximo al macizo cristalino y con intercalaciones de carbonatos en el sector suroriental. En general, la litología es muy homogénea, observándose una disposición horizontal o subhorizontal de los diferentes niveles por lo que no existen formas de carácter estructural relacionadas con materiales de diferente competencia. También se observa una gran linealidad en la red de drenaje según direcciones preferentes; así, los cauces principales, Manzanares y Jarama, tienen una dirección submeridiana. En este sentido, CALVO *et al.* (1991) apuntan que el valle del Jarama es la continuación natural del accidente de Berzosa, localizado en el sector de Somosierra. Otras direcciones frecuentes son E-O, NO-SE y ENE-OSO, coincidentes con los principales lineamientos del macizo cristalino.

3.3.2. Estudio del modelado

El modelado debido a los procesos externos da lugar a multitud de formas, tanto sedimentarias como erosivas, ordenadas a continuación según el proceso generador, es decir, según su morfogénesis. Las formas más destacadas son superficies y terrazas, siendo las del río Jarama las que alcanzan un mayor desarrollo; otras formas destacables son conos de deyección, glaciares y coluviones.

3.3.2.1. Formas fluviales

Dentro de este grupo, las formas más representativas son las terrazas, muy desarrolladas en los ríos Jarama, Manzanares y Guadalix, así como en los arroyos Viñuelas, Quiñones, Caños de la Parrilla, Moraleja, Tejada, Nava y Manina.

El río Jarama ha dejado encajadas numerosas llanuras escalonadas y paralelas al cauce actual. Son las terrazas, de las que se han diferenciado, al igual que en la Hoja de Madrid, un total de nueve, con cotas de: + 5-8 m, +10-15 m, + 25-30 m, + 35-40 m, +50-55 m, + 60 m, + 110-115 m y + 130-140 m. Una de las mejores secuencias se puede observar, aunque no completa, en la carretera que une el paraje de El Portillo y Fuente el Saz. Los cortes son buenos permitiendo el estudio de sus características litológicas, sedimentológicas y morfológicas.

Se trata de gravas, con cantos de cuarcita, cuarzo, granitoides, pizarras y carbonatos; la matriz es arenosa y abundante en algunos niveles. Se reconocen algunas estructuras fluviales como rellenos de canal, barras, estratificaciones cruzadas, imbricaciones de cantos, etc.

La morfología de este valle se caracteriza por un perfil transversal disimétrico, con la margen derecha abrupta y la izquierda larga y suave, estructurada en terrazas. Esta situación se invierte aguas abajo, a partir de la desembocadura del arroyo Viñuelas, donde la margen izquierda pasa a ser más abrupta, como se observa en Paracuellos de Jarama.

El resto de los valles de cierta importancia mantienen esta disimetría, siendo la margen derecha la más tendida y suave, con desarrollo de terrazas, y la margen izquierda, la más corta y abrupta. Generalmente no presentan más de cinco niveles de terrazas, que forman bandas paralelas al valle, pero muy disectadas por el alto grado de erosión de los pequeños barrancos que las atraviesan. La causa de la disimetría debe buscarse en fenómenos estructurales o tectónicos de índole regional, como basculamientos, movimientos de bloques dentro de la depresión, etc.

Tanto en el valle del Jarama como en los de los arroyos menores, el dispositivo morfológico de los depósitos fluviales, en relación al sustrato, es el de terrazas colgadas, para los niveles medios y altos, y el de terrazas solapadas o encajadas, para los inferiores.

Otra forma de origen fluvial y gran representación son los conos de deyección o conos aluviales, debido a que la gran mayoría de los arroyos, al desembocar en otros cauces de rango superior, suelen dejar un depósito de este tipo.

Los de mayor desarrollo son, por supuesto, los que aparecen en las márgenes del Jarama, asociados a los arroyos de las Chinas, Tallar, Paralejo, Paeque y de las Quemadas. Se caracterizan por su gran extensión y poca potencia, a diferencia de los conos que aparecen en los valles de la red secundaria, de menor tamaño y mayor pendiente. La abundancia de estas formas, en la mayoría de los casos, hace que los depósitos de un cono se presenten de forma coalesceante con los de los adyacentes, siendo difícil su delimitación. En algunos casos, el carácter incisivo de la red hace que queden colgados con respecto al nivel del "thalweg" actual; en otros casos, y también debido a la acción erosiva, pueden ser funcionales en épocas de grandes lluvias.

Los fondos de valle son alargados, algo serpenteantes y en ocasiones rectilíneos. Debido a la composición del área madre, su naturaleza es muy arenosa, con cantos de cuarzo y granitoides. En general, se observa una sobreexcavación del fondo de valle, con fuerte encajamiento de la red, por lo que algunas veces estos depósitos quedan colgados, hecho que puede deberse a un rejuvenecimiento de la red por causas tectónicas o climáticas.

En la multitud de barrancos carentes de depósitos, la incisión es absoluta, dando lugar a cárcavas, cabeceras de erosión fluvial, aristas, etc.

Por último, dentro de la morfología fluvial hay que considerar la llanura de inundación del río Jarama y su cauce activo, en el que se pueden observar las sucesivas barras fluviales y sus

cicatrices. La llanura de inundación del Jarama tiene una anchura aproximada de 1 km, y actualmente está excavada por el cauce, que da lugar a un escarpe muy neto. En algunas zonas, quedan sobre la llanura huellas del funcionamiento de antiguos cauces, actualmente abandonados. Estas formas se desarrollan también sobre algunos niveles de terraza.

3.3.2.2. Formas de ladera

Están representadas exclusivamente por los coluviones. Estas formas o depósitos son muy escasos y pueden aparecer al pie de las vertientes, como ocurre al este de la Ciudad Santo Domingo en el Valle del Jarama, dando lugar a una banda paralela al cauce, o bien en forma de pequeñas manchas sueltas en las laderas de los valles.

En ambos casos, la composición de los coluviones se encuentra íntimamente relacionada con la litología y textura del material del cual proceden. No existe representante alguno que destaque singularmente por su tamaño, potencia o por las características de sus depósitos.

3.3.2.3. Formas endorreicas

Se localizan en los valles del Jarama y Manzanares, desarrollándose sobre los niveles bajos o medios de terraza debido a encarcamientos producidos por subida del nivel freático o por mal drenaje en áreas algo deprimidas. Su forma es variable: redondeada, ovalada o sinuosa, semejando en este caso un curso fluvial.

También se incluyen en este grupo las navas desarrolladas sobre el macizo cristalino. Se trata de zonas deprimidas en las que se producen fenómenos de retención de agua, decantaciones, hidromorfismo, etc.; en las navas de altura es frecuente el desarrollo de turbas. Los dos únicos representantes se localizan en la esquina NO de la Hoja, en el paraje denominado corral de Vitorio; la mayor de ellas tiene un emisario por el que desagua al arroyo Calvache.

3.3.2.4. Formas poligénicas

Son las formas de mayor interés junto a las terrazas del río Jarama y se limitan a superficies y glacis. Por lo que a las superficies se refiere hay que diferenciar dos tipos: las superficies de aplanamiento tipo "pediment", desarrolladas sobre el macizo cristalino, y las superficies de divisoria originadas en el sector de la depresión terciaria.

En el sector de la Sierra, han sido numerosos los autores que han trabajado en este tema, pero entre los estudios más interesantes hay que citar los de SCHWENZNER (1936) que reconoce cuatro niveles de aplanamiento correspondientes a otros tantos episodios de arrasamiento: una "Superficie de Cumbres" formada a partir de la superficie fundamental, y tres "Superficies de Meseta"; la primera sería post-oligocena y pre-tortoniense, la segunda fini-miocena y las restantes, pliocenas. SOLÉ (1952) se inclina más por la teoría de la existencia de un arrasamiento total con desnivelaciones posteriores.

Posteriormente, PEDRAZA (1973) regresa al modelo primitivo propuesto por SCHWENZNER (1936) a la vez que destaca el papel de los movimientos desniveladores, como responsables, en último término, de la morfoestructura en bloques. Otros trabajos, como los de CABRA (1981) y CENTENO (1983) reconocen en puntos aislados restos de una superficie intermedia y otros restos exhumados de superficies anteriores, como la pretriásica y la precenomanense. GARZÓN (1980) y FERNÁNDEZ (1987) consideran que las rampas o superficies tipo "pediment" serían el resultado de un proceso exhumatorio de las antiguas superficies, que habrían quedado enterradas durante el ciclo arcóstico.

En definitiva, se trata de un relieve de superficies escalonadas, tanto en el macizo como en la cuenca. En la Hoja de Colmenar se puede hablar de dos superficies, una en el macizo cristalino y otra en la depresión. La primera, corresponde a una superficie de tipo "pediment", coincidiendo con la clasificación de la contigua Hoja de San Lorenzo de El Escorial (533); esta superficie, denominada "Rampa de Colmenar" (PEDRAZA, 1978), a su vez coincide con los niveles M2 y M1 de SCHWENZNER (1936). Los restos de esta superficie que aparecen en el ámbito de Colmenar están muy degradados, degradación que ha sido interpretada como un "pediment" de alteración y lavado.

Las cotas entre las que aparece esta superficie están comprendidas entre 780 y 960 m, englobándose todos los retazos en una sola superficie de erosión dentro del Mapa Geomorfológico, sin diferenciar "Superficie tipo pediment superior" y "Superficie tipo pediment inferior" como en la Hoja de San Lorenzo de El Escorial.

La característica principal de esta superficie es su morfología en orla alrededor de la Sierra. Aunque en conjunto se trata de una zona plana, inclinada hacia la depresión, con pendientes comprendidas entre 10° y 20°, en detalle muestra irregularidades por la incisión de los arroyos, la presencia de pequeños relieves sobre la llanura a modo de montes islas y las depresiones de tipo nava. También es típica la presencia de berrocales, debido a la erosión en bolos del conjunto granítico.

La segunda superficie, ya en la depresión, se sitúa sobre las altiplanicies o divisorias y corresponde a la denominada "Superficie de Madrid" (RIBA, 1957) o también a las denominadas "Rampas arenofeldespáticas" (VAUDOUR, 1979). Al igual que la anterior, se inclina hacia los principales cauces con pendientes que no superan los 2-3°. Aunque estas formas implican un cierto grado de erosión, son de carácter mixto, puesto que en algunos puntos, como en las proximidades de El Goloso, se reconocen depósitos de carácter fluvial (rills).

A partir de estas superficies se inicia el modelado de las vertientes y el encajamiento definitivo de la red fluvial, cuyo resultado es la morfología cuaternaria de la depresión.

Dentro del grupo de formas poligénicas, los glacis representan otro tipo de depósitos. Localizados en las laderas, definen la morfología de muchos valles, puesto que suponen un encajamiento escalonado entre éstos y las terrazas. Son frecuentes en los valles del río Manzanares y de los arroyos de Tejada, Quiñones y de la Vega. En todos los casos ocupan posiciones superiores a las terrazas, tratándose, en general, de glacis de cobertura de peque-

ño tamaño, con bordes escarpados por la incisión de la red menor y con pendiente dirigida hacia los cauces. Su naturaleza es fundamentalmente silícea, con gravas de cuarzo y granitoides, en una matriz arenosa.

3.4. FORMACIONES SUPERFICIALES

En este apartado se consideran y describen todas aquellas formas con depósito, consolidado o no, relacionadas con el modelado del relieve que se observa en la actualidad. Las formaciones superficiales tienen que tener como principal característica su cartografiabilidad a la escala de trabajo y se definen por una serie de atributos como geometría, textura, potencia, tamaño, génesis y cronología, siempre que sea posible. Como algunos de estos atributos ya han sido descritos en el apartado anterior, en éste se presta una mayor atención al depósito, es decir a la litología, textura y potencia.

Las formaciones superficiales de carácter fluvial son las más representativas de la Hoja. Dentro de este grupo, las terrazas del río Jarama son las que alcanzan mayor desarrollo. Se han cartografiado nueve niveles de terrazas a alturas de + 5-8 m, + 10-15 m, + 25-30 m, + 35-40 m, + 45 m, + 50-55 m, + 60 m, + 110-115 m y + 130-140 m. Estas dos últimas aparecen exclusivamente en las proximidades de Paracuellos de Jarama, por lo que han sido consideradas anteriormente como pertenecientes a la denominada "Superficie de Paracuellos" (RIBA, 1957).

Este conjunto de terrazas, y la llanura de inundación, poseen depósitos constituidos por gravas, con cantos y bloques de cuarcita, cuarzo, pizarras y granitoides, con mayor proporción de pizarras y cuarzo entre los cantos. El tamaño medio de los componentes está comprendido entre 5 y 9 cm con un centil observado de 40 cm. La matriz es arenosa y varía de gruesa a fina, disminuyendo el tamaño hacia los niveles inferiores, en los que alcanza mayor significación, al igual que en la llanura de inundación, en la que se caracteriza por limos arenosos en los que se observa laminación paralela y oblicua de bajo ángulo.

Como ya se ha señalado, una de las mejores secuencias es la que se observa en la carretera que une el paraje de El Portillo y Fuente el Saz; además, son excelentes los perfiles observables en las proximidades de Paracuellos de Jarama. En ambos casos se reconocen rellenos de canal, barras fluviales, estratificaciones cruzadas e imbricaciones de cantos.

En la terraza de + 130-140 m de Paracuellos se observan bloques de hasta 40 cm y las gravas varían de subangulosas a subredondeadas. Los cantos son mayoritariamente de cuarcita, siendo frecuente el cuarzo en los tamaños inferiores; la matriz es arenosa, muy roja. Algunos cantos están recubiertos con camisas de carbonatos y tienen pátinas de óxidos de manganeso.

El resto de los perfiles de terraza son similares, aunque siempre muestran algunas variaciones en el porcentaje composicional de los cantos. Mayor es la variación de los niveles más antiguos a los más modernos en el tipo de suelo desarrollado sobre ellos. Así, en los niveles superiores se reconocen suelos rojos fersialíticos y en los inferiores, suelos pardos interme-

dios; en la terraza más alta se suele desarrollar un suelo de carácter planosólico, con procesos de hidromorfismo.

Las terrazas de los afluentes del río Jarama por su margen derecha, así como del Manzanares en su curso alto, están constituidas por gravas de rocas graníticas, cuarzo, cuarcita, y, en algún caso, carbonatos; su potencia está comprendida entre 1 y 3 m. El Jarama por su parte, presenta espesores de terrazas de 2 a 5 m, aunque al sur de Madrid, algunos niveles pueden llegar a alcanzar espesores muy superiores (10-15 m).

Por lo que a los fondos de valle se refiere, están constituidos por arenas cuarzo-feldespáticas y limos, en menor proporción, con gravas de cuarzo, granitoides y, en ocasiones cuarcita y silex.

Los conos de deyección son muy abundantes a la salida de la mayor parte de los arroyos, siendo los de mayor desarrollo los asociados al valle del Jarama. La litología de todos estos depósitos, aunque algo monótona, ofrece ciertas variaciones de unos sectores a otros dependiendo del sustrato del que deriven. Se trata de materiales arenosos o areno-arcillosos con cantos sueltos procedentes de las facies arcósicas y arcillosas terciarias o incluso de las terrazas. Su potencia es variable, oscilando entre 2 y 10 m.

Por otra parte, en el valle del río Jarama existe una zona, considerada como zona activa, formada por barras de cantos y arenas con pocos finos, en los que se pueden reconocer, sobre todo en la fotografía aérea, las cicatrices de acreción lateral, que se han señalado en la cartografía siempre que ha sido posible.

Las formaciones superficiales de ladera no alcanzan un gran desarrollo y se limitan a pequeños coluviones dispuestos en bandas y retazos al pie de las laderas o en zonas intermedias de la misma. Su composición, al igual que la de los conos de deyección está íntimamente relacionada con la naturaleza y textura del material del cual proceden. En general, son bastante arenosos, con cantos y gravas de cuarzo y rocas graníticas. Se les asigna una edad holocena por su relación con las zonas inferiores de los valles y con los depósitos más recientes.

En cuanto a las formaciones superficiales de carácter endorreico, los mejores ejemplos se observan en el cuadrante nororiental de la Hoja, entre los parajes de El Salgar y Moratones. Se trata de pequeñas áreas de drenaje deficiente que se forman sobre la superficies de las terrazas, debido a oscilaciones del nivel freático o a la concentración del agua de lluvia en una zona ligeramente deprimida o impermeable. Los sedimentos asociados a estas pequeñas depresiones tienen escasa potencia, pues en general no superan los 50-60 cm y están constituidos por arenas arcillosas oscuras, con suelos arcillosos de color pardo o pardo oscuro con algo de materia orgánica. Estos depósitos son muy recientes y siguen siendo funcionales en la actualidad. Otros ejemplos se pueden encontrar al oeste de la Hoja en las proximidades del arroyo de Nava El Buitre y de la Casa de Navachescas.

Las formaciones superficiales de origen poligénico están representadas por la Superficie de Madrid (RIBA, 1957) y los glacis. La primera se conserva en las zonas culminantes de las divisorias y casi totalmente sobre las facies arcósicas. Aunque no es muy frecuente el hallazgo

de cortes frescos, en la Hoja de Madrid se hace mención a dos puntos en los que se observan hasta 4 m de sedimentos: El Goloso y la carretera de Fuencarral a Alcobendas, cerca de los cuarteles de Valverde.

Estos depósitos han sido descritos como arenas cuarzo-feldespáticas medianas a gruesas, con gravas dispersas o en nivelllos, en la base, y una litofacies más gruesa a techo, constituida por cantos con bloques de aplitas, cuarzo, neises y granitos alterados, con escasa matriz arenosa. El tramo inferior corresponde a depósitos de fondo de canal somero y el superior, a estructuras de corte y relleno (*cut and fill*). En el contacto con los materiales terciarios es frecuente la huella de procesos de hidromorfismo. A veces desarrollan a techo un suelo rojo fersialítico con pseudogley, con presencia de carbonatos en enrejado. Se les asigna una edad plio-cuaternaria en el mapa geomorfológico y por su posición deben estar relacionados con las terrazas más antiguas, pareciendo más jóvenes que la "raña".

Los glacis poseen depósitos muy relacionados con el sustrato del que derivan, pero en un área con una litología tan monótona, también sus depósitos son muy homogéneos. En general, son bastante arenosos, con cantos y gravas de cuarzo y elementos graníticos, pero hacia el sureste la granulometría disminuye al desarrollarse sobre un sustrato más arcilloso, incluso con presencia de carbonatos; su potencia oscila entre 1 y 4 m. Se les asigna una edad amplia comprendida entre el Pleistoceno-Holoceno por su distinta situación según los valles.

3.5. EVOLUCIÓN DINÁMICA

A la hora de esbozar la evolución dinámica de la Hoja, es preciso tener en cuenta su contexto regional, en un sector de borde de cuenca en el límite entre dos grandes dominios morfoestructurales: el Sistema Central y la Cuenca de Madrid. También es importante considerar la edad de los materiales aflorantes en el área: los más antiguos corresponden a un posible precámbrico y los más modernos a depósitos holocenos de fondo de valle; existe un macizo granítico al que se atribuye una edad hercínica y una cuenca terciaria con depósitos detriticos de edad aragoniense, sin descartar una posible edad pliocena para algunos de los depósitos adosados a los relieves graníticos.

Al tratar de la evolución geomorfológica se considera como punto de referencia la orogenia alpina, responsable último de la formación de los dos grandes dominios señalados. Aunque sus movimientos fundamentales se produjeron en el Mioceno, existen evidencias de movimientos anteriores, de edad oligocena. La dinámica de elevación se produce mediante impulsos progresivos que favorecen la erosión de los relieves y el relleno de la cuenca durante el Mioceno.

En los apartados correspondientes a antecedentes y estudio del modelado, han sido explicadas las diversas teorías sobre la morfogénesis del Sistema Central, así como su proceso de desnivelación y formación de superficies. En definitiva, para este sector, el abombamiento de la sierra finalizó en el Plioceno con una división en bloques estructurados finalmente según un sistema de superficies o plataformas escalonadas, de las cuales la superficie del piede-

monte es la más reciente. Esta superficie, de acuerdo con los cortes incluidos en el mapa geomorfológico, parece relacionada con las "facies de bloques", depósitos que cierran el ciclo de sedimentación neógeno, al menos en este borde de la cuenca.

Con posterioridad al cierre de este ciclo, se iniciarían los procesos de vaciado de la cuenca, produciéndose un cambio en la morfogénesis, pasando de los procesos de relleno a los de erosión, marcados fundamentalmente por la definición y establecimiento de la red de drenaje. La primera fase de relleno se desarrollaría en un ambiente similar al de la actual sabana, en tanto que la de encajamiento coincidiría con ambientes climáticos similares al mediterráneo (PEDRAZA, 1978).

Uno de los hechos que influye de manera fundamental en el encajamiento de la red es el basculamiento de la Meseta hacia el Atlántico durante el Plioceno medio-superior. Movimientos de ajuste locales, ocurridos con posterioridad a la fragmentación general en bloques, son los responsables de la jerarquización principal de la red de drenaje.

A medida que el proceso avanza, en los principales cauces tiene lugar la formación de una serie de plataformas conglomeráticas escalonadas o terrazas, que representan los sucesivos niveles de los cauces en épocas pasadas. Al mismo tiempo, en las laderas de los valles de menor desarrollo, también se originan terrazas, así como otras formas de interés: glacis, coluviones, conos de deyección, etc.

Otra de las características del proceso de encajamiento es la reducción de la zona de acción de las aguas, con lo que las llanuras aluviales y los fondos de los valles son cada vez menores. Por último, la red sigue definiéndose con la aparición de otros arroyos, que labran nuevos interfluvios, hasta conseguir la morfología que se puede observar en la actualidad.

3.6. DINÁMICA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

Dadas las características litológicas y estructurales de la zona, así como la morfología de la red de drenaje, no hace falta incidir en la intensa erosión que está teniendo lugar en todo el dominio de las arcosas y del macizo cristalino. Este es quizás el proceso más activo y el de mayor poder modificador en el futuro.

La tendencia que se adivina es un proceso generalizado de erosión fluvial manifestado en un retroceso de cabeceras, encajamiento de la red en las mismas, acarcavamientos acusados y formación de barrancos profundos. Todo ello irá reduciendo el tamaño de las divisorias y rebajando sus cotas para producir un relieve más suavizado progresivamente.

4. PETROLOGÍA

Como ya se ha señalado en el capítulo correspondiente a estratigrafía, en el sector noroccidental de la Hoja afloran rocas ígneas y metamórficas pertenecientes al Complejo de Guadarrama, pudiendo agruparse en tres conjuntos: rocas metamórficas (unidades 7-9), plu-

tónicas (3-6) y filonianas (1-2). Aunque existe una amplia relación bibliográfica relativa a sus aspectos petrológicos, la siguiente descripción se basa en las observaciones de campo y en los estudios de lámina delgada, si bien han sido de gran utilidad los exhaustivos datos incluidos en las memorias de las Hojas a escala 1:50.000 de Cercedilla (508), Torrelaguna (509) y San Lorenzo de El Escorial (533).

4.1. DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES

4.1.1. Rocas metamórficas

Incluyen tres unidades cartográficas, de las que dos tienen un origen ortoderivado (unidades 7 y 8), en tanto que la restante deriva de materiales sedimentarios (unidad 9), interpretándose en conjunto como una serie sedimentaria afectada posteriormente por intrusiones graníticas, metamorfizadas conjuntamente durante la orogenia hercínica.

4.1.1.1. *Ortoneises glandulares* (7)

Pese a su escasa representación en la Hoja, sus afloramientos en la región son muy extensos, constituyendo una de las unidades características del Sistema Central. Su rasgo principal 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 foliación.

Al microscopio evidencian su carácter glandular, apreciándose una alternancia de bandas leucocráticas de textura granoblástica, con bandas melanocráticas de textura lepidoblástica; en ocasiones presentan un acusado carácter leucocrático, en cuyo caso su fábrica planar se encuentra poco marcada. Como componentes principales aparecen cuarzo, microclina, plagioclasa, biotita y moscovita, con apatito, circón, turmalina, esfena y opacos como accesorios; entre los minerales de origen secundario se encuentran sericitita, clorita, "pinnita" y micas blancas.

El protolito estaría constituido por una asociación de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita y moscovita, en la que la ortosa sufrió una variable microclinización, con una mesostasis de microclina, plagioclasa y cuarzo, así como biotita en agregados lepidoblásticos. Sobre esta asociación se superponen una deformación con poligonización del agregado cuarzo-feldespático y una retrogradación de la biotita, con importante cloritización y formación adicional de esfena, epidota e ilmenita, con reemplazamiento de las plagioclasas por placas de moscovita. En algunos planos, los feldespatos están intensamente transformados a sericitita y micas blancas en agregados "pinníticos", con acumulación de opacos ricos en Fe y Ti.

Según esto, la roca original estaría afectada por un metamorfismo regional de grado alto, sufriendo posteriormente una retrogradación hasta alcanzar finalmente las condiciones de menor grado dentro de la facies de los esquistos verdes.

4.1.1.2. *Leuconeises glandulares* (8)

Son el conjunto metamórfico de menor representación en la Hoja, apareciendo en toda la región a modo de intercalación entre los conjuntos metasedimentario y ortoneísico. Son rocas de tonos claros, con glándulas de feldespato potásico de hasta 4 cm, y poseen una marcada foliación, mucho más evidente cuando disminuye el tamaño de las glándulas.

Su composición es cuarzofeldespática, con un quimismo similar al de granitos, siendo por tanto tipos favorables para la migmatización, lo que justifica la presencia de removilizados migmatíticos. Aunque son muy frecuentes las variedades glandulares con abundante biotita y con matriz cuarzofeldespática de tipo granoblástico, se observan también tipos bandeados en los que disminuye el tamaño y la proporción de las glándulas.

En lámina delgada aparecen cuarzo, microclina, plagioclasa y biotita como componentes principales y círcón, turmalina, apatito, esfena, ilmenita y opacos como accesorios; entre los minerales secundarios se reconocen clorita, moscovita, albita, mica blanca y epidota. Los megacristales de feldespato se encuentran envueltos por agregados lepidoblásticos de micas, que marcan la foliación principal, alternando con agregados granoblásticos de cuarzo y feldespato; el tamaño de la matriz varía de fino a medio.

La deformación relacionada con la esquistosidad principal se produjo a alta temperatura como se deduce de la recristalización dinámica de la microclina (posiblemente a partir de ortosa con pertitas en venas y parches) y la plagioclasa de sus bordes, de la plagioclasa piroide variablemente poligonizada y de una matriz de cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa. La biotita está cloritizada, observándose también la formación de esfena, epidota, ilmenita y opacos a su expensas. Por otra parte, la blastesis de moscovita, paralela a la foliación principal, se produjo probablemente a partir de sillimanita y feldespato potásico. La asociación mineralógica corresponde al grado alto, si bien las deformaciones visibles parecen ser subsólidas.

4.1.1.3. *Metasedimentos* (9)

Son la unidad metamórfica de mayor representación en la Hoja, siendo considerados generalmente como la roca caja en la que intuyeron los granitoides precursores de los ortoneises glandulares (unidades 7 y 8). Se caracterizan por sus tonos oscuros y por estar afectados por un acusado bandeados tectónico.

Al microscopio aparecen como rocas granolepidoblásticas a bandeadas, con cuarzo, plagioclasa, sillimanita, andalucita, biotita y moscovita, como componentes principales, y círcón, turmalina, esfena, ilmenita, magnetita y opacos, como accesorios; entre los minerales de origen secundario se encuentran clorita, sericitita, mica blanca y feldespato potásico. Corresponden fundamentalmente a rocas metapelíticas esquistosas de grano fino y fábrica plano-lineal penetrativa, derivadas de un protolito semipelítico.

Se reconocen dos tipos de planos, con bajo ángulo entre ellos, que definen una fábrica no coaxial milimétrica, generada en condiciones de baja presión de las facies de las anfibolitas, dada la estabilidad de la asociación cuarzo + plagioclasa + sillimanita ± moscovita. La silli-

manita, de tipo fibrolítico, aparece englobada en poiquiloblastos de mica blanca y andalucita, sincrónicos y tardíos con respecto a la esquistosidad principal.

La deformación debe tener carácter retrógrado, observándose una intensa cloritización de la biotita y el remplazamiento de los feldespatos por agregados sericíticos. Se observan pseudomorfos de sillimanita y, tal vez, distena, sustituidos por andalucita y moscovita.

La roca original estaría afectada inicialmente por un metamorfismo regional de grado medio, dentro de la zona de la sillimanita, o tal vez, de la distena. Los procesos retrógrados provocarían el paso sucesivo a las zonas de la andalucita y moscovita+cloritoide, dentro del grado bajo.

4.1.2. Rocas plutónicas hercínicas

Corresponden a este grupo cuatro unidades de intrusión caracterizadas por su evidente carácter ácido, con predominio de los tipos graníticos y leucograníticos. Dichas unidades, de mayor a menor antigüedad, son: granitos de Colmenar Viejo (unidad 3), leucogranitos de El Pendolero (4), granitos de Hoyo de Manzanares (5) y leucogranitos de grano fino (6).

4.1.2.1. Granitos. Tipo Colmenar Viejo (3)

Se trata de la unidad ígnea de mayor representación en la Hoja, caracterizándose por su gran homogeneidad, con predominio de tonos grisáceos, aunque ocasionalmente presenta variaciones marcadamente leucocráticas o algo más oscuras; poseen con frecuencia un acusado carácter porfídico, observable especialmente en rocas ligeramente alteradas.

Sus relaciones con las restantes unidades intrusivas no son apreciables en campo, si bien los datos radiométricos existentes señalan que se trata del complejo ígneo hercínico más antiguo. Por contra, en la carretera del canal del Atazar es claramente visible su carácter intrusivo con respecto a las series preordovícicas, que se encuentran jalonadas por numerosos cuerpos leucograníticos en la zona de contacto. Se encuentran afectados por una densa red de fracturación de direcciones N90° y N170° E, aprovechada con frecuencia para el emplazamiento de las masas filonianas tardías.

Al microscopio se presentan como rocas holocristalinas hipidiomorfas, inequigranulares y con tamaño de grano medio-grueso. Como minerales principales aparecen cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita; entre los minerales accesorios, en todos los casos se observa cordierita, apatito y opacos, con moscovita y círcón en algunos casos. Es muy frecuente la transformación total de cordierita a sericitita, pinnita o clorita, apreciándose también alteraciones parciales de plagioclasa a sericitita y de biotita a clorita, siendo frecuente la aparición de moscovita secundaria.

El cuarzo posee extinción débilmente ondulante, apareciendo con frecuencia como agregados policristalinos de varios milímetros y, en menor proporción, como cristales idiomorfos a subidiomorfos, en ocasiones incluidos en el feldespato potásico. Este puede llegar a consti-

tuir fenocristales de 3 a 5 cm, presentando maclas de Carlsbad y texturas pertíticas en parches y venas; ocasionalmente, incluyen cuarzo subidiomorfo, cuarzo cuneiforme y biotita. La plagioclasa, generalmente subidiomorfa, muestra un zonado continuo normal, con núcleos más básicos sericitizados y bordes más ácidos, en ocasiones con intercrecimientos mirmekíticos; presenta maclas de albita y polisintéticas, pudiendo incluir "gotas" de cuarzo y formar agregados con biotita. Ésta aparece en láminas tabulares a subidiomorfas, a veces hexagonales, que incluyen circo con halos negros pleocroicos.

La cordierita aparece totalmente transformada a sericita, pinnita y moscovita, esta última generalmente en cristales laminares de gran tamaño, a veces poiquiliticos. Ocasionalmente, se observan microenclaves de varios milímetros, posiblemente metasedimentarios, constituidos por biotita y cuarzo, con una marcada foliación.

4.1.2.2. Leucogranitos. Tipo *El Pendolero* (4)

Afloran exclusivamente en el sector noroccidental, en el ámbito de la Casa Blanca, destacando su evidente carácter leucocrático y aparente homogeneidad. Sus relaciones con las unidades intrusivas circundantes son difíciles de establecer en campo, si bien los datos geocronológicos existentes apoyan su relación intrusiva con respecto a la unidad granítica de Colmenar Viejo, cuyo emplazamiento se produjo con anterioridad.

En lámina delgada aparecen como rocas holocristalinas inequigranulares, de carácter panalotriomorfo y grano medio-grueso. Como minerales fundamentales se observan cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, y como accesorios, biotita, moscovita, circo, espinela y, en algunos casos, andalucita. Entre las alteraciones más frecuentes se encuentran la sericitización de plagioclasa, cloritización parcial de biotita y moscovitización parcial de andalucita.

El cuarzo muestra extinción ondulante, pudiendo presentarse como agregados policristalinos de varios milímetros o en cristales globosos de hasta 1 cm. El feldespato aparece en cristales alotriomorfos, con maclas de Carlsbad y pertitas en parches y venas, incluyendo "gotas" de cuarzo. La plagioclasa evidencia tendencias idiomórficas, con cristales escasamente zonados y maclas de albita, e incluye "gotas" de cuarzo y cristales de andalucita; su grado de alteración a sericita es bajo.

La biotita se presenta en cristales tabulares y engloba circones con halos negros pleocroicos. La moscovita es tardía en relación con el feldespato potásico, pudiendo aparecer en bordes de alteración de biotita. La andalucita, incluida en plagioclasa, presenta bordes moscovitizados. Por lo que respecta a la espinela, aparece como pequeños granos verdes, en general formando agregados.

4.1.2.3. Granitos. Tipo *Hoyo de Manzanares* (5)

Aparecen en el ángulo noroccidental, constituyendo las estribaciones orientales de la sierra de Hoyo de Manzanares. En afloramiento, su aspecto es bastante similar al de los granitos

de Colmenar Viejo (unidad 3), mostrando ocasionalmente sutiles diferencias con respecto a ellos. Poseen una gran homogeneidad, con tonos grisáceos y, con frecuencia, acusadas tendencias porfídicas.

Las dataciones radiométricas señalan inequívocamente la posterioridad de esta unidad intrusiva con respecto a la de Colmenar Viejo. Por otra parte, la naturaleza "soldada" del contacto con la unidad de El Pendolero, en la vecina Hoja de San Lorenzo de El Escorial (533), ha señalado su ligera posterioridad con respecto a ésta (ITGE, 1990); además, su contacto cartográfico sugiere su disposición tabular sobre las unidades anteriores (3 y 4).

En lámina delgada aparecen como rocas holocrystalinas inequigranulares panalotrimorfas a hipidiomorfas, de grano medio-grueso. Como minerales principales se observan cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, con moscovita, círcón y opacos como accesorios y, ocasionalmente, cordierita y apatito. Entre las alteraciones se constata la total transformación de cordierita en sericitita, moscovita y clorita, de plagioclasa en sericitita y moscovita, así como de biotita en clorita.

El cuarzo muestra extinción débilmente ondulante, pudiendo aparecer como fenocristales globulosos centimétricos, como agregados alotriomorfos policristalinos o bien, en menor medida, como cristales subidiomorfos. El feldespato potásico suele presentarse como fenocristales idiomorfos centimétricos, o como cristales alotriomorfos en la matriz; son frecuentes las maclas de Carlsbad y las texturas pertíticas en venas y parches. La plagioclasa, en ocasiones subidiomorfa, posee zonado continuo normal, así como maclas de albita y polisintéticas, pudiendo incluir "gotas" de cuarzo. Por lo que respecta a la biotita, forma láminas subidiomorfas e incluye circones con halos pleocroicos, apatito y opacos, con intercrecimientos de moscovita.

La moscovita aparece como grandes láminas tardías, a menudo poiquiliticas, en general relacionadas con feldespato potásico y plagioclasa. Son frecuentes los agregados de clorita, biotita, cuarzo y moscovita, de bordes difusos.

4.1.2.4. Leucogranitos de grano fino (6)

Aparecen dispersos por el sector noroccidental, siendo sus principales rasgos distintivos las evidentes coloraciones de tonos claros (cremas, ocres), la proporción subordinada de los componentes micáceos y el tamaño de grano fino. Debido a su resistencia a la meteorización poseen un grado de alteración bajo. Constituyen la unidad plutónica más tardía, observándose en ella disposiciones variables con respecto a las restantes unidades. Así, aunque existen casos en que la presente unidad corta a los demás complejos intrusivos, su morfología parece ser tabular, posiblemente con su zona de alimentación localizada en el afloramiento situado al E de La Dehesilla.

En detalle, dentro de la unidad se observan ciertas diferencias composicionales y texturales, mucho más evidentes en los estudios de lámina delgada, en los que se reconocen como rocas holocrystalinas, con frecuencia equigranulares, de hipidiomorfas a alotri-

morfas y tamaño de grano fino. Como minerales principales aparecen cuarzo, feldespato potásico y plagioclasa, si bien ésta puede presentarse en proporciones accesoriajunto con biotita, moscovita, andalucita, opacos, cordierita o granate. Entre las principales alteraciones cabe señalar la fuerte sericitización de plagioclasa, pinitización de cordierita, sericitización parcial de andalucita y la génesis de moscovita a expensas de feldespato potásico.

El cuarzo muestra extinción neta a débilmente ondulante, apareciendo como cristales globulares o alotriomorfos que pueden intercrecer con cristales de feldespato potásico, dando lugar a texturas gráficas y granofídicas. El feldespato potásico, muy abundante en algunos casos, posee maclas de Carlsbad y, más raramente, en enrejado, con incipiente pertitización en venas; puede incluir andalucita y biotita, así como "gotas" de cuarzo. La plagioclasa presenta maclas de albita, con algunos bordes más ácidos en contacto con feldespato potásico, e intercrecimientos mirmequíticos de cuarzo.

La biotita, muy escasa, aparece como láminas tabulares verdes, en tanto que la moscovita se presenta en grandes placas, en ocasiones de carácter poiquilítico. Por su parte, la andalucita posee un pleocroismo rosado. En cuanto al granate, cuya presencia es ocasional, aparece incluido en plagioclasa.

4.1.3. Rocas filonianas

Encajan en el conjunto plutónico anterior, a favor de una densa red de fracturación de direcciones principales N90° y N170°. Debido a la naturaleza de los afloramientos y a la imposibilidad de identificación, en la mayor parte de los casos, los diques de microdioritas, pórfidos y aplitas se han representado conjuntamente en la cartografía (unidad 1), habiéndose individualizado tan sólo los diques de cuarzo (2).

4.1.3.1. Microdioritas, pórfidos y aplitas (1)

Se incluyen en esta unidad la mayoría de las rocas filonianas de la Hoja, predominando las microdioritas y los pórfidos, especialmente en las proximidades de Colmenar Viejo. Su espesor varía dentro de un orden métrico, en tanto que la longitud llega a sobrepasar 1 km.

Las microdioritas poseen tonos azulados a marronáceos. Se trata de rocas holocristalinas, más o menos porfídicas, con fenocristales de tamaño centímetro espaciacos, de plagioclasa, anfíbol y biotita, incluidos en una matriz microgranulara en la que junto a los citados minerales principales aparecen cuarzo, esfena, hornblenda y opacos. Muestran frecuentes alteraciones, destacando la sericitización de plagioclasa, cloritización de biotita y aparición de epidota secundaria. Su composición varía de diorítica a cuarzodiorítica.

La plagioclasa se presenta en cristales tabulares alargados, a veces con maclado polisintético. El anfíbol principal es tremolita-actinolita de hábito alargado y aspecto fibroso. El cuar-

zo puede aparecer como pequeños constituyentes de la matriz o como xenocristales sobre-dondeados de hasta 1 cm, con bordes de reacción milimétricos formados por un intercrecimiento radial de hornblenda, actinolita, epidota, clorita y opacos.

Los pórvidos se caracterizan por coloraciones marronáceas, en ocasiones con tonalidades verdosas como consecuencia de los procesos de alteración. Al microscopio se reconocen como rocas holocristalinas porfídicas de composición granítica con matriz afanítica y fenocristales de cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita. Las principales alteraciones son una débil sausuritización de plagioclasa y cloritización de biotita.

Los fenocristales de cuarzo, feldespato potásico y biotita varían de idiomorfos a subidiomorfos, aunque ocasionalmente forman agregados policristalinos; la plagioclasa puede presentar macetas de Carlsbad y polisintéticas. Por lo que respecta a la biotita, aparece como cristales tabulares y hexagonales de tonos verdes.

En la matriz afanítica puede reconocerse una tendencia felsítica, distinguiéndose pequeños cristales de cuarzo, biotita y opacos, en una masa criptocristalina de feldespato potásico y, en menor proporción, plagioclasa y sericita.

Las aplitas son los cuerpos filonianos menos abundantes de la unidad, aunque localmente pueden presentar altas concentraciones, como puede apreciarse en el paraje de La Salcera. Se distinguen fácilmente de pórvidos y microdioritas por sus tonos blancos, tratándose de rocas holocristalinas alotriomorfas a hipidiomorfas, a veces microporfídicas, de grano fino y matriz granofídica. Los fenocristales son de feldespato potásico, plagioclasa, cuarzo y, en ocasiones, moscovita, que aparecen junto con biotita, apatito y turmalina integrando la matriz.

La biotita verde muestra hábitos esqueléticos aciculares, en tanto que la moscovita aparece en pequeñas placas de bordes irregulares, con un origen deutérico a partir de los feldespatos.

4.1.3.2. Cuarzo (2)

Aunque los diques de cuarzo son muy abundantes en el seno de las unidades plutónicas y metamórficas, son pocos los casos en que sus dimensiones han permitido su representación cartográfica, todos ellos en el sector occidental, donde poseen direcciones próximas a N60° E, con longitudes cercanas a 500 m y anchuras máximas de 3-4 m.

4.2. GEOQUÍMICA

Los principales rasgos geoquímicos de los materiales hercínicos y prehercínicos, han sido extraídos de las memorias de las Hojas geológicas a escala 1:50.000 de Torrelaguna (509) y San Lorenzo de El Escorial (533), donde dichos materiales tienen una representación superficial mucho mayor y han sido tratados con gran detalle.

4.2.1. Rocas metamórficas

Las rocas metasedimentarias (unidad 9) son moderadamente silíceas (62-68%), destacando en ellas las proporciones de corindón normativo superiores al 5%, reflejando su riqueza alumínica, así como la mayor proporción de sodio con respecto a potasio reflejada en una relación albita/ortosa normativa, superior a 1 (cuadro 4.1). Al ser proyectadas en los diagramas correspondientes, quedan fuera del campo de las rocas ígneas, enmarcándose en la zona composicional de las grauvacas.

Los ortoneises glandulares (unidad 7) son marcadamente ácidos, con contenidos en sílice generalmente superiores al 70%, presentando relaciones normativas ortosa/albita muy variables, lo que sugiere su procedencia a partir de diversos granitoides, cuya composición original varía de granítica a granodiorítica; poseen carácter peralumínico, con corindón normativo en proporción superior al 1% en la mayoría de los casos. Se proyectan en el campo de las rocas moderadamente evolucionadas y en el sector típico de los granitos colisionales. Igualmente, el espectro de tierras raras es característico de rocas pelíticas post-tarcaicas y granitos de anatexia derivados de ellas.

Por lo que respecta a los leuconeises (unidad 8), muestran una extremada acidez, con valores superiores al 75% de sílice, proporciones variables de albita y ortosa normativas y contenidos de corindón normativo inferiores al 5%, pero en cualquier caso altos, teniendo en cuenta la alta proporción de sílice; en general, poseen una composición de leucogranitos peralumínicos relativamente ricos en álcalis. Se relacionan claramente con los ortoneises glandulares, proyectándose en el campo peralumínico y en la zona característica de los granitoides de ambientes colisionales; sus altos contenidos en Rb son característicos de granitoides muy diferenciados.

4.2.2. Rocas ígneas hercínicas

Si bien los estudios petrográficos han aconsejado la clasificación de todos los conjuntos ígneos hercínicos como granitos o leucogranitos, los análisis existentes (cuadros 4.2 y 4.3) reflejan composiciones características de adamellitas y leucoadamellitas fundamentalmente. Las diversas unidades de este grupo (3-6) tienen una gran semejanza geoquímica, especialmente en el caso de los granitos de tipo Colmenar Viejo, los leucogranitos de tipo El Pendolero y los granitos de tipo Hoyo de Manzanares, hecho que concuerda con su afinidad mineralógica y, en general, con las extremadas dificultades para su reconocimiento en los afloramientos.

Entre sus rasgos comunes más destacados se encuentra su marcado carácter ácido, con contenidos en sílice superiores al 72% e incluso, en el caso de los leucogranitos de grano fino, al 75%; el aumento del contenido en sílice va acompañado de una disminución del contenido en Al, Fe, Mn, Ti, Mg y Ca, así como por un enriquecimiento en K y Na, siendo este último menos evidente. La relación entre ortosa y albita normativas es variable, incluso dentro de una misma unidad, pero siempre en valores muy próximos a 1, observándose igualmente una proporción muy baja de ferromagnesianos y la aparición de corindón normativo, como reflejo de su riqueza alumínica.

Cuadro 4.1. Análisis químicos de las rocas metamórficas de la región (*).

METAS.	ORTONEISES GLANDULARES															LEUCONEISES								
	9050	9051C	9118	9114	9112	9113	9122	9225	9124	9120	9116	9117	9224	9207	9009	9051	9086	9126	9126	9050C	9121	9123	9111	9221
SiO ₂	63,21	71,50	76,22	70,50	71,50	70,73	76,36	70,71	74,90	74,35	74,18	74,94	74,92	70,53	66,60	68,30	73,52	70,50	72,65	75,62	75,71	76,50	75,71	75,33
Al ₂ O ₃	17,78	14,31	12,03	14,58	13,95	14,38	13,08	14,52	12,53	12,95	12,98	13,03	12,65	14,91	17,21	15,84	13,79	15,03	14,39	13,91	12,70	12,94	12,75	13,78
Fe ₂ O ₃	0,93	3,46*	0,33	0,31	0,37	0,30	0,16	0,54	0,27	0,36	0,34	0,25	0,30	0,55	0,58	0,69	0,40	0,38	0,39	0,81*	0,19	0,14	0,23	0,14
FeO	4,64	-	1,67	1,53	1,85	1,51	0,82	2,69	1,36	1,82	1,72	1,24	1,49	2,75	2,91	3,43	2,01	1,90	1,94	-	0,94	0,69	1,14	0,69
MgO	2,53	0,93	0,11	0,70	1,11	1,01	0,17	0,93	0,40	1,40	0,57	0,25	0,34	1,03	1,46	1,41	0,71	1,11	0,61	0,17	0,72	0,20	0,21	0,17
CaO	1,46	0,88	0,62	1,26	1,26	1,26	0,82	0,77	0,84	0,79	0,84	0,51	0,48	0,87	1,52	0,96	0,57	1,54	0,66	0,29	1,13	1,30	0,48	0,41
Na ₂ O	3,02	2,87	3,02	3,77	4,18	4,39	5,69	3,09	2,94	2,59	3,05	2,96	3,15	3,04	4,45	3,09	2,92	3,05	3,02	3,16	2,61	2,91	3,37	4,04
K ₂ O	3,54	3,79	5,25	4,50	3,56	3,85	2,24	4,56	5,05	4,89	5,47	5,54	5,54	3,62	3,21	4,18	4,29	5,25	4,70	4,13	4,96	4,82	5,01	4,19
MnO	0,07	0,05	0,02	-	-	0,01	-	0,05	0,01	0,02	-	0,01	0,05	0,05	0,05	0,06	0,04	0,04	0,03	0,03	0,01	0,01	-	0,05
TiO ₂	0,81	0,48	0,24	0,37	0,47	0,43	0,17	0,40	0,24	0,26	0,29	0,11	0,19	0,38	0,47	0,49	0,22	0,22	0,21	0,03	0,30	0,16	0,06	0,05
P ₂ O ₅	0,17	0,23	0,11	0,12	0,14	0,12	0,24	0,15	0,10	0,16	0,14	0,27	0,12	0,19	0,18	0,16	0,22	0,16	0,21	0,05	0,22	0,23	0,25	0,20
H ₂ O	-	1,29	0,50	1,94	1,58	1,47	0,63	-	1,12	0,92	0,50	0,91	-	-	-	-	-	0,79	-	1,30	0,90	0,53	0,82	-
Q	22,72	36,23	36,27	27,06	28,55	25,76	30,88	26,05	35,49	36,03	32,15	34,94	34,89	34,28	21,60	21,33	37,06	26,85	33,99	40,85	38,17	38,28	35,47	34,70
Or	20,92	22,72	31,03	26,59	21,04	22,75	13,24	26,95	29,84	28,90	32,33	32,74	30,74	21,39	18,97	24,70	25,35	31,03	27,78	24,85	29,31	28,49	29,61	24,76
Ab	25,56	24,64	25,56	31,90	35,37	37,15	48,15	26,15	24,88	21,92	25,81	25,05	26,66	25,72	37,56	26,15	24,71	25,81	25,56	27,22	22,09	24,62	28,52	34,19
An	6,13	2,91	2,36	5,47	5,34	5,47	2,50	2,84	3,51	2,88	3,25	0,77	1,60	3,08	6,37	3,72	1,39	6,60	1,90	1,13	4,17	4,95	0,75	0,73
Hy	12,78	6,73	2,71	3,69	5,08	4,35	1,52	6,24	2,89	6,14	3,82	2,53	3,11	6,63	7,82	8,54	4,84	5,65	4,52	1,72	2,89	1,40	2,33	1,59
Mt	1,35	0,79	0,48	0,45	0,54	0,43	0,23	0,78	0,39	0,52	0,49	0,36	0,43	0,80	0,84	1,00	0,58	0,55	0,57	0,13	0,28	0,20	0,33	0,20
Il	1,16	0,92	0,46	0,70	0,89	0,82	0,32	0,76	0,46	0,49	0,55	0,21	0,36	0,72	0,89	0,93	0,42	0,42	0,40	0,06	2,57	0,30	0,11	0,09
Ap	6,73	0,55	0,25	0,28	0,32	0,28	0,56	0,35	0,23	0,37	0,32	0,63	0,28	0,44	0,42	0,37	0,51	0,37	0,49	0,12	0,51	0,53	0,58	0,46
C	6,73	4,50	0,52	1,50	1,26	0,99	0,38	3,46	0,94	2,34	0,85	1,88	1,37	4,86	4,08	4,87	3,83	1,91	3,64	3,90	1,51	1,12	1,51	2,33

9050. Numeración original de las muestras.

(*) Datos tomados de la memoria correspondiente a la Hoja geológica a escala 1:50.000 de Torrelaguna (509) (ITGE, 1990), excepto las muestras 9050C y 9051C, recogidas en la Hoja de Colmenar Viejo (534).

(*) Fe Total.

Cuadro 4.2. Análisis químicos de los granitoides hercínicos de la Hoja de Colmenar Viejo.

	GRANITO TIPO COLMENAR VIEJO			GRANITO TIPO EL PENDOLERO	GRANITO TIPO HOYO DE MANZANARES		LEUCOGRANITO DE GRANO FINO	
	9052	9053	9054	9056	9057	9058	9055	9059
SiO ₂	72,56	74,00	73,03	74,14	73,79	73,71	75,77	75,33
Al ₂ O ₃	13,91	13,41	13,89	13,57	13,49	13,76	13,19	13,14
FeO*	2,35	1,45	1,49	2,13	1,97	2,47	0,69	1,20
MgO	0,55	0,29	0,30	0,40	0,37	0,49	0,14	0,08
CaO	1,86	0,93	0,59	0,85	0,79	1,02	0,29	0,42
Na ₂ O	3,05	2,84	3,09	3,22	3,18	3,07	3,59	3,14
K ₂ O	3,89	5,04	5,14	4,33	4,38	4,09	4,23	4,88
MnO	0,05	0,03	0,04	0,07	0,06	0,06	0,03	0,02
TiO ₂	0,31	0,17	0,17	0,27	0,23	0,30	0,01	0,08
P ₂ O ₅	0,12	0,08	0,11	0,15	0,15	0,18	0,06	0,15
H ₂ O	0,71	1,05	1,31	0,51	1,16	0,89	1,17	0,83
Q	34,44	36,01	33,81	35,80	36,09	36,66	38,31	37,62
Or	23,29	30,16	31,03	25,80	26,29	24,36	25,50	29,29
Ab	26,15	24,33	26,71	27,47	27,33	26,18	30,99	26,98
An	8,56	4,14	2,26	3,26	2,99	3,92	1,07	1,12
Hy	4,68	2,80	2,76	3,98	3,57	4,39	1,46	1,87
Mt	0,38	0,24	0,34	0,38	0,45	0,60	0,14	0,27
Il	0,60	0,33	0,33	0,52	0,44	0,57	0,02	0,15
Ap	0,29	0,19	0,27	0,36	0,36	0,43	0,14	0,36
C	1,61	1,81	2,49	2,42	2,48	2,88	2,37	2,32

* Todo el Fe como FeO.

Cuadro 4.3. Análisis químicos de los granitoides hercínicos de la región (*).

	9138	9144	9145	9222	9004	9009	9030	9743	9005	9008	9006	9001	9007	9219
SiO ₂	73,62	75,58	74,44	72,96	74,07	74,66	72,84	74,94	73,45	74,04	74,80	75,41	76,73	75,23
Al ₂ O ₃	14,04	12,58	13,08	14,29	13,55	13,54	13,62	14,46	13,36	13,13	13,24	12,79	12,59	13,07
Fe ₂ O ₃	0,28	0,14	0,20	0,30	0,26	0,23	0,27	0,38	0,25	0,24	0,23	0,16	0,14	0,23
FeO	1,38	0,72	0,99	1,50	1,30	1,14	1,33	1,89	1,25	1,22	1,14	0,81	0,69	1,15
MgO	0,50	0,58	0,68	0,49	0,31	0,12	0,43	0,54	0,39	0,21	-	0,17	0,03	0,36
CaO	1,06	0,52	0,93	1,22	1,10	1,05	1,04	1,35	0,91	1,11	0,72	0,51	0,28	0,49
Na ₂ O	3,40	3,11	3,15	3,62	3,32	3,16	3,22	4,08	3,24	3,08	3,26	3,34	3,46	3,75
K ₂ O	4,65	5,22	4,88	4,39	4,68	4,81	4,79	3,83	4,36	4,90	4,63	4,85	4,57	4,68
MnO	0,05	0,04	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,05	0,04	0,05	0,03	0,05	0,05
TiO ₂	0,18	-	0,05	0,20	0,16	0,14	0,21	0,23	0,21	0,19	0,16	0,05	0,04	0,10
P ₂ O ₅	0,14	0,01	0,03	0,12	0,04	-	-	0,09	0,09	-	0,03	-	-	0,05
H ₂ O	0,71	0,57	0,62	-	0,71	1,10	0,61	-	1,18	0,87	1,16	0,63	1,13	-
Q	32,47	34,98	33,76	31,05	33,23	34,64	32,01	28,76	34,80	33,86	35,87	35,47	37,57	33,22
Or	27,48	30,85	28,84	25,94	27,66	28,43	28,31	22,63	25,77	28,96	27,36	28,66	27,01	27,66
Ab	28,77	26,32	26,66	30,63	28,09	26,74	27,25	34,53	27,42	26,06	27,59	28,26	29,28	31,73
An	4,35	2,51	4,42	5,27	5,20	5,21	5,16	6,11	3,93	5,51	3,30	2,53	1,39	2,10
Hy	3,34	2,73	3,36	3,51	2,77	2,06	3,04	4,23	2,81	2,33	1,73	1,75	1,25	2,75
Mt	0,41	0,20	0,29	0,43	0,38	0,33	0,39	0,55	0,36	0,35	0,33	0,23	0,20	0,33
Il	0,34	-	0,09	0,38	0,30	0,27	0,40	0,44	0,40	0,36	0,30	0,09	0,08	0,19
Ap	0,32	0,02	0,07	0,28	0,09	-	-	0,21	0,21	-	0,07	-	-	0,12
C	1,82	0,89	1,00	1,65	1,12	1,23	1,25	1,36	1,87	0,7	1,63	1,12	1,44	1,06

Granitos (Tipo Colmenar Viejo) : 9138, 9144, 9145, 9222.

Leucogranitos (Tipo El Pendolero-Peguerinos) : 9004, 9009, 9030.

Granitos (Tipo Hoyo de Manzanares) : 9743, 9005, 9008, 9006.

Leucogranitos de grano fino : 9001, 9007, 9219.

(*)Datos tomados de las memorias correspondientes a las Hojas geológicas a escala 1:50.000 de Torrelaguna (509) y San Lorenzo de El Escorial (533) (ITGE, 1990). 9138. Numeración original.

El granito tipo Colmenar es moderadamente aluminoso, rico en potasio y presenta un contenido en elementos traza muy común entre los granitos de dos micas de la Zona Centroibérica. El quimismo de los granitos tipo Hoyo de Manzanares y El Pendolero es extremadamente semejante, característico de granitos aluminosos. Por lo que respecta a los leucogranitos de grano fino, son los que poseen el mayor contenido silíceo, con carácter peraluminoso y un contenido inferior de Fe, Ca, Mn y Ti, así como contenidos muy elevados en Rb y bajos en Sr, Ba y tierras raras; las proporciones de éstas indican claramente su condición de productos fraccionados con un alto grado de evolución magmática.

En conjunto, su riqueza alumínica se pone también de manifiesto al situarse las muestras dentro del campo de las asociaciones alumínicas (Fig. 4.1). Igualmente, se observa un enriquecimiento en Rb característico de procesos de diferenciación avanzados, mucho más acusado en el caso de los leucogranitos de grano fino. Se proyectan en el campo de los granitos postorogénicos, cercanos al campo de los granitoides originados por fusión cortical.

4.3. CARACTÉRISTICAS DEL METAMORFISMO

El metamorfismo hercínico de la Sierra de Guadarrama ha sido objeto de numerosos trabajos que han puesto de manifiesto su carácter plurifacial y polifásico, con dos etapas metamórficas superpuestas: la primera se desarrolló bajo condiciones de presión intermedia, y la segunda, de baja presión; con posterioridad a ambas tuvo lugar una fase retrometamórfica.

La blastesis se desarrolló fundamentalmente coincidiendo con las dos primeras fases de deformación, si bien pudo prolongarse en algunos sectores hasta después de la tercera, con generación 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.

La primera etapa es especialmente evidente en el sector oriental de la Sierra de Guadarrama, donde se desarrolló una sucesión mineral de afinidad barrowiense en la que de E a O se suceden pirofilita, granate, cloritoide, estaurolita, distena y sillimanita. En el resto de la sierra predominaron las condiciones de alto grado, definidas por la ausencia de moscovita primaria, con una asociación mineralógica del tipo distena-almandino, aunque generalmente muy retocada por los procesos posteriores.

La segunda etapa metamórfica es del tipo andalucita-cordierita y está mucho más extendida en los sectores central y occidental, obliterando casi totalmente a la primera; se atribuye a esta etapa la formación de andalucita a partir de distena. Así pues, la mineralogía de baja presión se superpone y genera en parte a expensas de los minerales de la primera etapa: la cordierita se generó a partir de biotita, granate y, esporádicamente, estaurolita, en tanto que la andalucita se nucleó a expensas de biotita, distena y sillimanita.

En el ámbito de la Hoja son reconocibles tanto las dos etapas de blastesis señaladas como la etapa retrometamórfica. La primera etapa comenzó durante la primera fase de deformación bajo régimen compresivo, prolongándose a lo largo de la segunda fase bajo régimen tan-

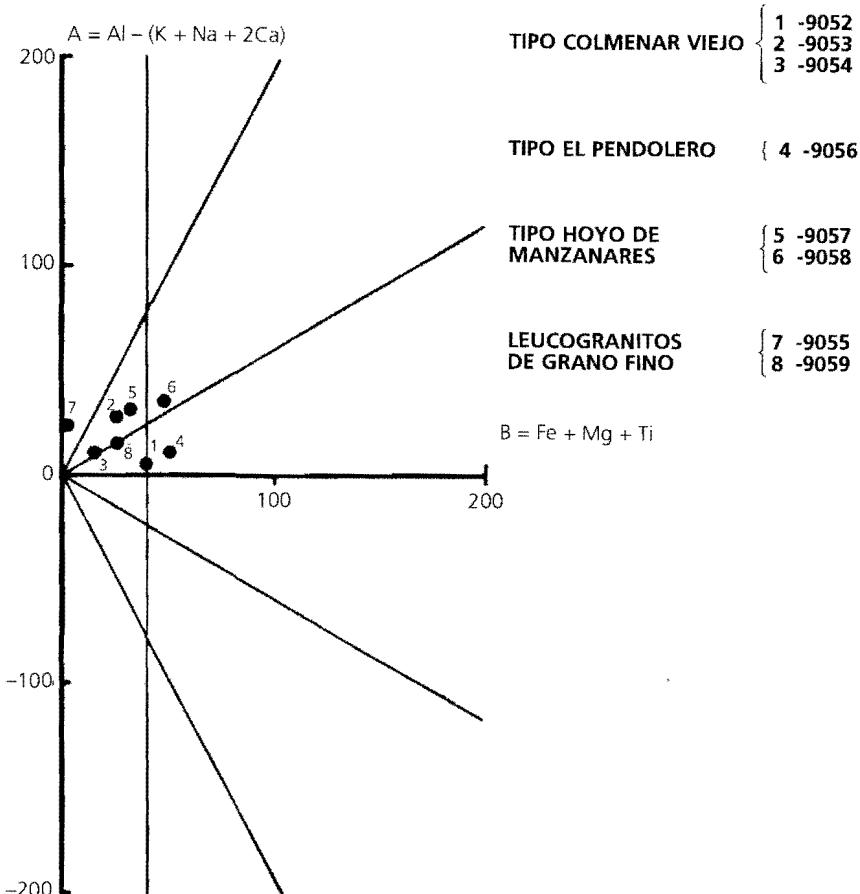


Fig. 4.1. Diagrama tipológico de DEBON & LEFORT (1982) de los granitoides hercínicos de la Hoja de Colmenar Viejo (534).

gencial. Se desarrolló en condiciones intermedias de presión y temperatura, con gradientes medios próximos a 25° C/km, siendo su paragénesis final: cuarzo + plagioclasa + biotita + estaurolita + distena + granate + sillimanita.

La segunda etapa metamórfica se relaciona con un descenso de la presión litostática, correspondiente a grandes rasgos con el comienzo de la descompresión y el levantamiento de la cadena. Su inicio coincidió con el final de la segunda fase de deformación, prolongándose a lo largo de la tercera; en ella se alcanzó el clímax metamórfico, en condiciones de baja presión y temperaturas de 350°C a 700°C, con paragénesis de alto grado: cuarzo+plagioclasa+biotita+sillimanita+feldespato potásico+cordierita+granate.

Por lo que respecta a la etapa retrometamórfica, tuvo lugar al finalizar la tercera fase de deformación, dentro de un régimen extensional, caracterizándose por la formación de paragénesis de grado medio-bajo, con moscovita, clorita y albita, habiendo jugado un papel importante la introducción de agua en la roca.

4.4. PETROGÉNESIS DE ROCAS ÍGNEAS HERCÍNICAS

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; FÚSTER 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 granitos y leucogranitos, pero no existen rocas a las que se pueda asignar una procedencia mantélica directa. Además, las relaciones 87 Sr/86 Sr de los granitoides datados en zonas próximas son superiores a 0,706, es decir, 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 (ITGE, 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 diferenciación por 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 ortoneises y leuconeises glandulares (unidades

7 y 8) 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. Los datos más próximos a la Hoja han señalado edades de 474 ± 7 m.a. para los ortoneises de Abantes y 476 ± 10 m.a. para los de Pedrezuela (VIALETTE *et al.*, 1986), apoyando claramente la primera hipótesis. No obstante, datos aportados por otro autores (BISCHOFF *et al.*, 1986) han señalado edades más antiguas para otros conjuntos néisiscos (540-560 m.a., neis de Antoñita), hecho que invita a tomar ciertas reservas a la hora de interpretar estos cuerpos ígneos prehercínicos.

Dataciones más recientes, efectuadas en la Hoja de Tamajón (459), realizada simultáneamente con la presente, han señalado una edad de 480 ± 2 m.a (Ordovícico inferior) para un conjunto de neises glandulares, conocidos como Neis de El Cardoso, interestratificados en la serie metasedimentaria. Esta edad es totalmente coherente con las propuestas por VIALETTE *et al.* (1985) para diversos ortoneises glandulares de carácter intrusivo y que corresponderían, por tanto, a los equivalentes profundos de las tobas riolíticas de El Cardoso.

Por lo que respecta a los datos referentes a los granitoides hercínicos, pese a su escasez en la región, algunos afectan directamente a las unidades intrusivas de la Hoja (IBARROLA *et al.*, 1986). De acuerdo con ellos, la unidad de Colmenar Viejo, con 327 ± 4 m.a., no sólo es la más antigua de la Hoja, sino también una de las más antiguas del Sistema Central; por otro lado, los datos sobre la unidad de Hoyo de Manzanares indican su emplazamiento hace 295 ± 3 m.a. Ambas edades han servido para la datación relativa de las restantes unidades intrusivas hercínicas de la Hoja, reflejando en cualquier caso un dilatado periodo de intrusiones graníticas dentro de la orogenia hercínica.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

El conjunto de los materiales aflorantes en la Hoja de Colmenar Viejo permite, junto con los datos proporcionados por sondeos profundos y los trabajos realizados en zonas próximas, establecer una dilatada historia geológica para la región, cuyo origen se remonta al Precámbrico superior. No obstante, a pesar de la gran cantidad de trabajos realizados acerca del Sistema Central y la Cuenca de Madrid, aún persisten algunas dudas importantes, especialmente en lo que se refiere a la cronología e interpretación de las series preordovícicas.

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 intercalación de episodios carbonatados. Aunque este régimen sedimentario se mantuvo posiblemente hasta finales del Cámbrico, son numerosas las evidencias de procesos volcánicos ácidos y, tal vez, plutónicos próximos al límite Precámbrico-Cámbrico (BISCHOFF *et al.*, 1986, proponen una edad de 560 m.a. para un conjunto ortoneísico); este episodio magmático estaría relacionado con un evento cadomiente, responsable de una ligera deformación cuyo resultado sería la disposición discordante de los materiales cámbricos suprayacentes (Fig. 1.1), conservados en el macizo de Santa María la Real de Nieva (AZOR *et al.*, 1992).

La repercusión de los movimientos sárdicos, acaecidos en el Ordovícico, es mucho más evidente, como señalan fundamentalmente dos hechos. Por una parte, una serie de dataciones realizadas en el conjunto de ortoneises de la región, sugieren que durante el tránsito Cámbrico-Ordovícico (470-500 m.a., de acuerdo con VIALETTE *et al.*, 1986), el Sistema Central fue afectado por un intenso plutonismo 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), implica la deformación de los materiales preordovícicos y, posteriormente, una intensa acción de los procesos erosivos .

Aunque en el ámbito del Sistema Central la sedimentación se restableció en el Ordovícico y se prolongó, en un ambiente de plataforma siliciclastica con esporádicos episodios turbidíticos, al menos hasta el Devónico inferior, poco puede decirse de este periodo en el dominio de Guadarrama debido a su falta de registro.

Pese a la existencia de los movimientos prehercínicos señalados (cadomienses, sárdicos), de indudable influencia litoestratigráfica, la orogenia hercínica es, sin duda, la responsable de la estructuración principal del Sistema Central, cuya macroestructura es el resultado de una compleja sucesión de procesos de deformación, metamorfismo y magmatismo acaecidos en el intervalo Devónico superior-Pérmico (la morfoestructura actual es consecuencia de las reactivaciones alpinas) cuya ordenación temporal es conocida de un modo impreciso. No obstante, 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 una cuarta etapa de deformación y por el emplazamiento de granitoides, así como por un evidente retrometamorfismo en el denominado periodo tardihercínico, siendo sus últimas manifestaciones la creación de una densa red de fracturación y el emplazamiento de cuerpos filonianos a favor de ella (Fig. 5.1).

En toda la región, la primera fase de deformación desarrolló una foliación S1, fuertemente retocada por las fases posteriores, siendo su vergencia hacia el NE-E. El paso a la segunda fase es gradual y culmina con la génesis de bandas de cizalla dúctil relacionadas con el desarrollo de cabalgamientos vergentes hacia el E-NE, cuyo apilamiento provocó un importante engrosamiento cortical que condicionaría una primera etapa metamórfica de presiones intermedias, posiblemente en el Devónico superior.

La tercera fase 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. Coinciendo con esta fase, adquirió su principal desarrollo la segunda etapa metamórfica, de mayor temperatura que la anterior, evidenciando un cambio en el régimen térmico que podría estar relacionado con el paso a un periodo extensional y con la descarga erosiva de la cadena.

La cuarta fase generó pliegues y fracturas que afectan suavemente a las estructuras anteriores, sin génesis de estructuras penetrativas; posiblemente, durante su desarrollo habían dado comienzo los procesos de emplazamiento de granitoides y de retrometamorfismo, ya en un

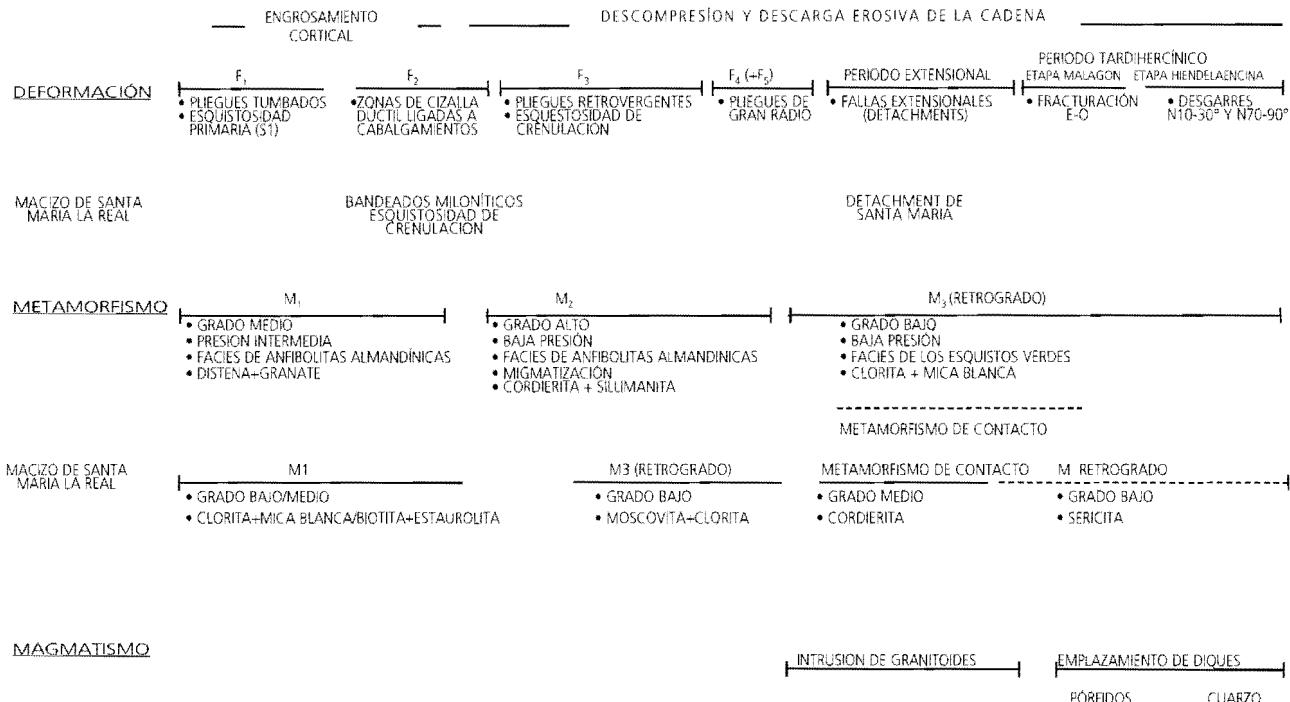


Fig. 5.1. Esquema de relación entre deformación, metamorfismo y magmatismo hercínicos en el complejo de Guadarrama.

claro régimen extensional, iniciado a finales del Devónico y prolongado a lo largo del Carbonífero.

La primera etapa metamórfica se caracterizó por un régimen de presiones intermedias, con blastesis de granate y distena, generados en los episodios iniciales de la segunda fase de deformación o con anterioridad a ella. La segunda etapa metamórfica se desarrolló en condiciones de baja presión, incluso con posterioridad a la tercera fase de deformación, con blastesis de cordierita y sillimanita, llegando a alcanzarse condiciones de migmatización.

Las intrusiones magmáticas se iniciaron a principios del Carbonífero (datos radiométricos señalan 345 ± 26 m.a. para el complejo intrusivo de Villacastín; IBARROLA *et al.*, 1987), tal vez cuando aún se desarrollaba la cuarta fase de deformación, como sugieren las orientaciones observables en la fábrica de los granitoides más antiguos. En el ámbito de la Hoja, la intrusión más antigua corresponde al complejo granítico de Colmenar Viejo ($327 \pm$ m.a.) constituyente del conjunto plutónico "de fondo" del dominio de Guadarrama. Aunque no se poseen datos radiométricos sobre la unidad leucogranítica de El Pendolero, su emplazamiento debió ser próximo en el tiempo al de la unidad de La Pedriza (305 ± 6 m.a.) y en cualquier caso, inmediatamente anterior al de la unidad granítica de Hoyo de Manzanares (295 ± 3 m.a.). El último evento plutónico, constituido por el emplazamiento del conjunto leucogranítico de grano fino, se desarrolló posiblemente a finales del Carbonífero o comienzos del Pérmico.

Coincidendo con el periodo de tectónica extensional y con el emplazamiento de los granitoides, la región se vio afectada por un metamorfismo retrógrado caracterizado por moscovitzizaciones y transformaciones minerales de grado medio, seguidas por transformaciones de grado bajo tales como cloritzaciones, pinnitzaciones y sericitizaciones.

Tras el período de tectónica extensional, se desarrolló una importante red de fracturación, coincidente con el denominado período tardihercínico acaecido en el Carbonífero terminal-Pérmico, en el que pueden distinguirse dos etapas (CAPOTE *et al.*, 1987), siendo uno de sus rasgos principales, la inyección filoniana a favor de la red de fracturación.

La primera etapa, denominada Malagón, dio lugar a fallas de dirección E-O, iniciándose con un régimen distensivo en el que se emplazarían los diques de pórfidos y microdioritas, y finalizando en un régimen compresivo en el que se generan desgarres. En la segunda etapa, denominada Hiendelacencina, se producirían desgarres normales dextrales de dirección N10-30°E y sinistrales, de dirección N70-90°E, relacionándose con esta etapa el emplazamiento de la mayor parte de los diques de cuarzo.

La ausencia de registros sedimentarios pérmicos y mesozoicos anteriores al Cretácico superior, no permite excesivas precisiones sobre las primeras etapas posthercínicas en la zona, sin que pueda asegurarse de forma concluyente que dicha ausencia tenga como causa única la inexistencia de procesos sedimentarios (Fig. 5.2).

En cualquier caso, durante dicho período, la región quedó sometida a la acción de intensos procesos erosivos, cuyo resultado en el dominio de Guadarrama es el desmantelamiento de

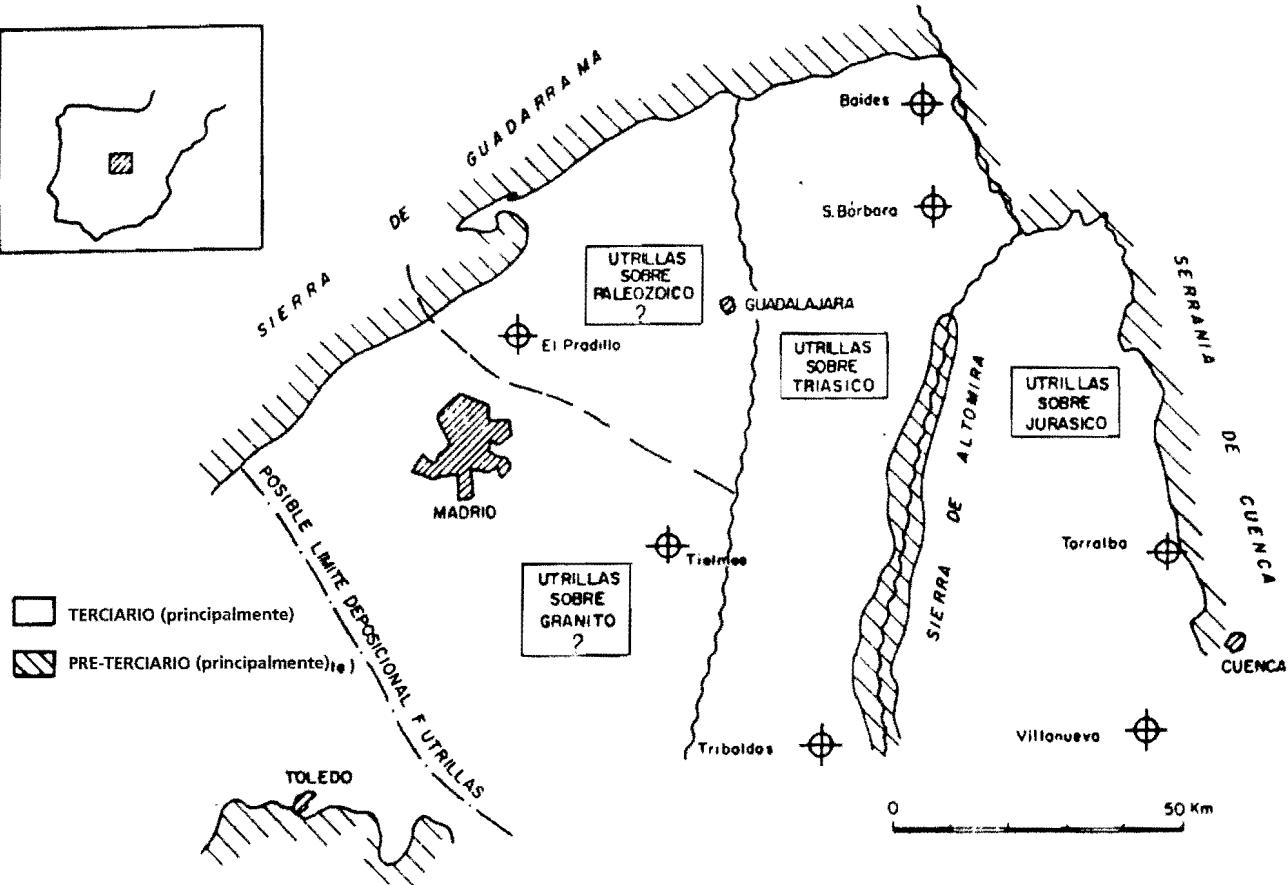
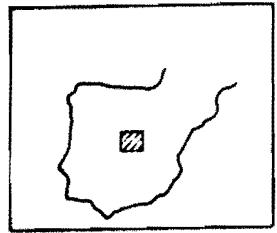


Fig. 5.2. Esquema del infrayacente de la Fm. Utrillas en la Fosa del Tajo (de RACERO, 1988).

una buena parte del conjunto premesozoico, conservándose únicamente los niveles estratigráficos más bajos, constituidos por las series preordovícicas, y los granitoídes hercínicos intruidos en ellas.

En la Hoja de Colmenar Viejo, la sedimentación se restableció con carácter continuo posiblemente a comienzos del Coniaciense, con la instalación de ambientes fluviales que evolucionarían hacia el este a llanuras de mareas siliciclásticas y ambientes marinos, ya dentro del dominio ibérico. Una rápida transgresión provocó un avance marino, hacia el oeste, con depósito en ambientes de plataforma al iniciarse el Santoniense, dentro de la zona en cuestión. A partir de este momento, se inició una marcada tendencia regresiva, de tal forma que en el tránsito Cretácico-Terciario, la región se encontraba sometida a un régimen de marcadamente aridez, con sedimentación en ambientes de tipo sebkha.

Este paso hacia un nuevo régimen continental fue acompañado por una ligera restricción de las áreas de sedimentación, relacionada con los primeros impulsos compresivos del ciclo alpino, de pequeña intensidad. Así, durante el Paleógeno, la Depresión del Tajo (en sentido amplio), habría comenzado su configuración, de tal manera que, a comienzos del Mioceno y como consecuencia de las fases Castellana y Altomira, la Cuenca de Madrid se habría individualizado totalmente, habiendo sido objeto de una actividad sedimentaria basada fundamentalmente en el desarrollo de abanicos aluviales, procedentes de los relieves circundantes: Cordillera Ibérica, Sierra de Altomira, Montes de Toledo y Sistema Central, si bien este último aún no habría finalizado su estructuración (Fig. 1.2).

Conviene señalar nuevamente que este intervalo de la historia geológica (Cretácico-Paleógeno) ha sido reconstruido en base a datos regionales y a la columna suministrada por el sondeo El Pradillo-1, ya que los materiales de dicha edad prácticamente no afloran dentro de los límites de la Hoja, al encontrarse soterrados bajo la serie miocena en la Cuenca de Madrid.

Tras la fase Altomira, el relleno de la cuenca se reanudó mediante el depósito de la denominada Unidad Inferior, con aparatos aluviales procedentes de los relieves circundantes, que pasarían hacia el sector central a ambientes lacustres representados por los potentes y característicos niveles evaporíticos visibles al sur de la Hoja de Madrid. En detalle, este complejo lacustre aparece rodeado por una franja de sedimentos terrígenos progresivamente más gruesos hacia los bordes de la cuenca, definiendo así un modelo concéntrico de facies, característico de una cuenca cerrada hidrológicamente (CALVO et al., 1989).

Sea cual sea el borde de la cuenca, la zonación de facies observada a partir del centro de la cuenca, es la siguiente: facies lacustres evaporíticas, facies de llanura fangosa salina progresivamente desprovista de niveles evaporíticos, y por último, facies de abanico aluvial y sistemas fluviales distributarios. La composición litológica de estas últimas facies está condicionada por el borde de cuenca en que se sitúan; así, en la parte occidental del Sistema Central (Sierras de Guadarrama y Gredos), las arenas son de composición arcósica, con proporción variable de litoarenitas en función de la presencia local de macizos néisicos o esquistosos en las áreas fuente. Una situación similar se da en el borde sur de la cuenca (Montes de Toledo),

en tanto que el área de Somosierra, formada esencialmente por rocas metamórficas de bajo grado, dio lugar a sedimentos terrígenos de composición litarenítica y arcillas, estructurados en forma de complejos fluviales bastante extensos (ALONSO *et al.*, 1993). Por lo que respecta a los bordes de cuenca correspondientes a la Cordillera Ibérica y Sierra de Altomira, presentan litologías predominantemente carbonatadas, articulándose las facies marginales miocenas en sistemas de abanicos aluviales de composición litarenítica.

De acuerdo con este modelo de zonación de facies, en la Hoja de Colmenar Viejo, los depósitos correspondientes a la Unidad Inferior del Mioceno consisten en facies proximales a medias de abanicos aluviales arcósicos, no aflorantes.

Desde un punto de vista tectónico, la sedimentación de la Unidad Inferior tuvo lugar en un contexto de cuenca continental cerrada bajo esfuerzos compresivos correspondientes a un máximo acortamiento horizontal, variable entre N70° y N120° (DE VICENTE *et al.*, 1994). Hacia la parte superior de la unidad se reconoce una expansión relativa de los sistemas lacustres evaporíticos, llegando a estabilizarse por completo a comienzos del Aragoniense medio.

La reactivación tectónica del Sistema Central durante el Aragoniense medio favoreció el desarrollo de sistemas aluviales y sistemas fluviales distributarios de carácter arcósico y litarenítico, progradantes hacia los sectores centrales de la cuenca. Como resultado, los depósitos terrígenos relacionados con estos sistemas aluviales se disponen en contacto erosivo sobre las facies evaporíticas carbonáticas de la Unidad Inferior, hecho más apreciable en la mitad suroriental de la cuenca (CALVO *et al.*, 1989).

La reactivación tectónica antes señalada es resultado de esfuerzos compresivos de dirección N 150° E y queda patentizada en el movimiento inverso de fallas de dirección N 60° E en el borde meridional del Sistema Central, así como en el movimiento dextral de fallas N 140° E, tanto en la Cordillera Ibérica como en partes centrales de la cuenca (DE VICENTE *et al.*, 1994). Durante el Mioceno medio, la fuerte actividad tectónica deducida para el Sistema Central contrasta con la pasividad tectónica apreciable en la Sierra de Altomira y, en cierta medida, en los Montes de Toledo. Como consecuencia, el depósito de la Unidad Intermedia tuvo lugar de acuerdo con un modelo de distribución de facies (Fig. 5.3) en el que las franjas de sedimentos aluviales convergen concéntricamente hacia sistemas lacustres, algo desplazados en comparación con los de la Unidad Inferior, hacia el E y S de la cuenca (ORDÓÑEZ *et al.*, 1991).

También en comparación con dicha unidad, los sistemas lacustres correspondientes a la Unidad Intermedia del Mioceno muestran un carácter netamente menos evaporítico. Así, los sistemas lacustres desarrollados en la Cuenca de Madrid durante el Aragoniense medio-superior y gran parte del Vallesiense están constituidos por depósitos yesíferos y carbonatados, estando ausentes las fases cloruradas y sulfatadas sódicas características de la unidad infrayacente. Esta diferencia de litofacies entre ambas unidades se explica no tanto por factores climáticos como por factores tectónicos, que condicionarían la disponibilidad de áreas fuente con fases salinas en los bordes de cuenca (CALVO *et al.*, 1994).

En el área de Colmenar Viejo, la Unidad Intermedia está constituida por depósitos arcósicos con niveles de gravas de composición granítica y néisica, cuya granulometría disminuye de

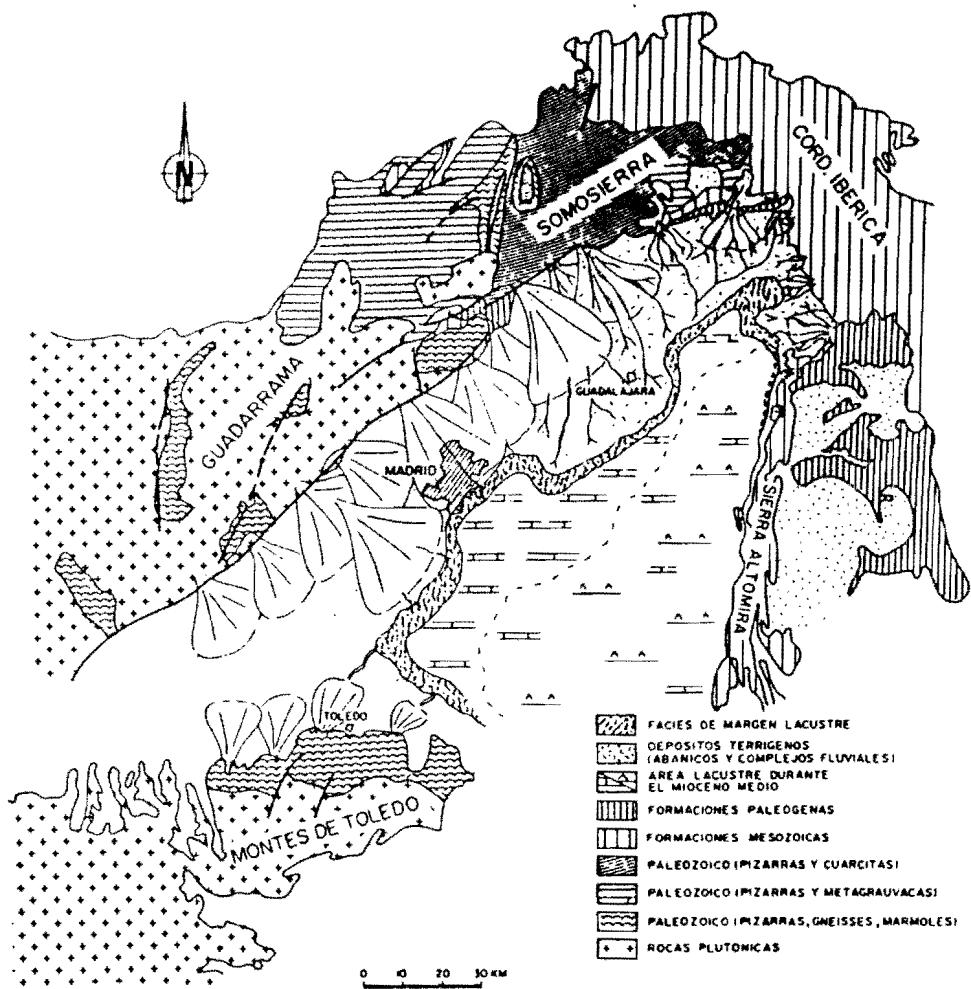


Fig. 5.3. Distribución de sistemas deposicionales en la Cuenca de Madrid durante el Aragoniense (Unidad Intermedia) (Según CALVO et al., 1989).

NO a SE, organizados en abanicos aluviales. En el seno de la unidad se reconoce una superficie de discontinuidad, relacionada con una reactivación del borde de la cuenca, que permite la individualización de dos ciclos.

Para el ciclo inferior de la Unidad Intermedia, el límite de los abanicos aluviales se situaría al sur del casco urbano de Madrid y en el área de Paracuellos, donde los pies de los abanicos aluviales coinciden con la presencia de depósitos de sepiolita de elevado interés económico (GALÁN y CASTILLO, 1984; CALVO *et al.*, 1986; DOVAL *et al.*, 1985) Hacia el centro de la cuenca, estas partes distales de los abanicos arcósticos gradan a depósitos de margen lacustre constituidos por arcillas magnesianas y carbonatos, hasta culminar en facies lacustres centrales con yesos y carbonatos. El modelo de sistema lacustre propuesto corresponde a lagos de carácter perenne con aguas relativamente poco concentradas (CALVO *et al.*, 1994), en condiciones climáticas esencialmente cálidas y secas, tal y como sugieren las asociaciones de faunas de vertebrados reconocidas en los yacimientos de esta unidad (LÓPEZ MARTÍNEZ *et al.*, 1987; CALVO *et al.*, 1992)

La parte superior de la Unidad Intermedia no tiene buena representación en el área de Colmenar Viejo ni en su proximidad. No obstante, su análisis en otros puntos de la cuenca indica que a comienzos del Vallesiense tuvo lugar una expansión bastante notable de sistemas lacustres con carbonatos de agua dulce. En la zona oriental de la cuenca, los complejos lacustres llegaron a rebasar la Sierra de Altomira, conectando con los depósitos neógenos de la Depresión Intermedia. La expansión de los sistemas lacustres, junto con los datos suministrados por los yacimientos de mamíferos vallesienses, permite deducir unas condiciones climáticas más húmedas y templadas durante este período.

Entre el final del depósito de la Unidad Intermedia y el inicio de la Unidad Superior tuvo lugar una modificación drástica en el régimen de esfuerzos tectónicos que afectó a la Cuenca de Madrid y sus bordes. Dicha modificación supone el cambio de régimen compresivo a distensivo que resulta en la generación de fracturas de tipo *strike-slip* con direcciones NNO-SSE (DE VICENTE *et al.*, 1994; CAÑAVERAS *et al.*, 1994). Ello condiciona, asimismo, un cambio en la distribución de los sistemas deposicionales durante el Turoliense, variando el modelo de distribución concéntrica, característico de las unidades miocenas infrayacentes, a otro de sistemas fluvio-lacustres con trazado aproximadamente lineal N-S.

La Unidad Superior del Mioceno en la Cuenca de Madrid aparece así constituida por depósitos fluviales, discordantemente erosivos sobre carbonatos karstificados, y depósitos lacustres muy someros que consisten sobre todo en calizas tobáceas, biomicritas y, localmente, niveles de calcreta (BUSTILLO, 1980; SANZ *et al.*, 1992). Su extensión queda restringida a las partes central y meridional de la cuenca; de acuerdo con ello, no existen depósitos claramente atribuibles a esta unidad en la Hoja de Colmenar Viejo, área que tal vez quedó expuesta y sometida a erosión durante el Turoliense y buena parte, si no la totalidad, del Plioceno.

De este modo, la evolución geológica de este sector de la Cuenca de Madrid durante el Neógeno terminal no es deducible en detalle debido a la falta de registro sedimentario. En otros puntos de la cuenca se reconocen nuevas etapas de deformación, generalmente de

régimen distensivo, que dieron lugar a pliegues, abombamientos y fracturas en los materiales miocenos (Fase Iberomanchega I; PÉREZ-GONZÁLEZ, 1979). Tras este evento se produjo un arrasamiento generalizado y sobre la superficie de erosión generada se depositaron arenas, gravas y arcillas de origen fluvial, con encostramientos propios de un clima mediterráneo cálido (IGME, 1989; SANZ *et al.*, 1992).

Con la Fase Iberomanchega II tuvo lugar una nueva deformación, seguida por otra etapa de arrasamiento y una acentuación del basculamiento general de la Península hacia el SO. A partir de ese momento se instalan las "rañas", que marcan el comienzo de episodios áridos alternantes con otros templados más húmedos, precursores del clima actual. Al inicio de esta sucesión de eventos se generaron amplias "Superficies Divisorias" que separan ejes principales de drenaje de la red fluvial cuaternaria, cuya morfogénesis adquiere un gran protagonismo. Su encajamiento progresivo en sucesivos episodios de incisión dio lugar a un conjunto de terrazas escalonadas y glacis en el entorno de los ríos Manzanares y Jarama, así como en el de algunos de sus arroyos tributarios, lo que permite reconstruir la historia evolutiva a lo largo del Pleistoceno y Holoceno, hasta que la región adquirió su configuración actual.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. HIDROGEOLOGÍA

6.1.1. Climatología

El ámbito de la Hoja de Colmenar Viejo presenta un clima mediterráneo templado según la clasificación de PAPADAKIS (1966) con carácter húmedo en el sector noroccidental, mientras que el resto de la Hoja corresponde a un clima mediterráneo seco (IGME, 1981).

La variabilidad de las precipitaciones está relacionada con la morfología del terreno que conforma la Hoja. Así, en el sector nororiental, de cotas superiores a 700 m y relieves algo abruptos, las precipitaciones medias anuales registradas varían entre 500 y 700 mm; en el resto, perteneciente a la Cuenca de Madrid, los relieves son más suaves con cotas próximas e inferiores a 700 m y las precipitaciones medias anuales oscilan entre 400 y 600 mm (Fig. 6.1).

A partir de los balances mensuales en función de la precipitación y la evapotranspiración potencial (calculada por la fórmula de THORNTHWAITE), se observa un claro déficit de agua que comienza en el mes de abril, exceptuando las estribaciones de la Sierra de Guadarrama, donde se hace patente entre los meses de mayo a junio.

6.1.2. Hidrología

La Hoja de Colmenar Viejo se encuentra situada en el sector septentrional de la cuenca del Tajo. Su red hidrográfica principal está formada por el río Jarama y sus afluentes, Manzanares y Guadalix.

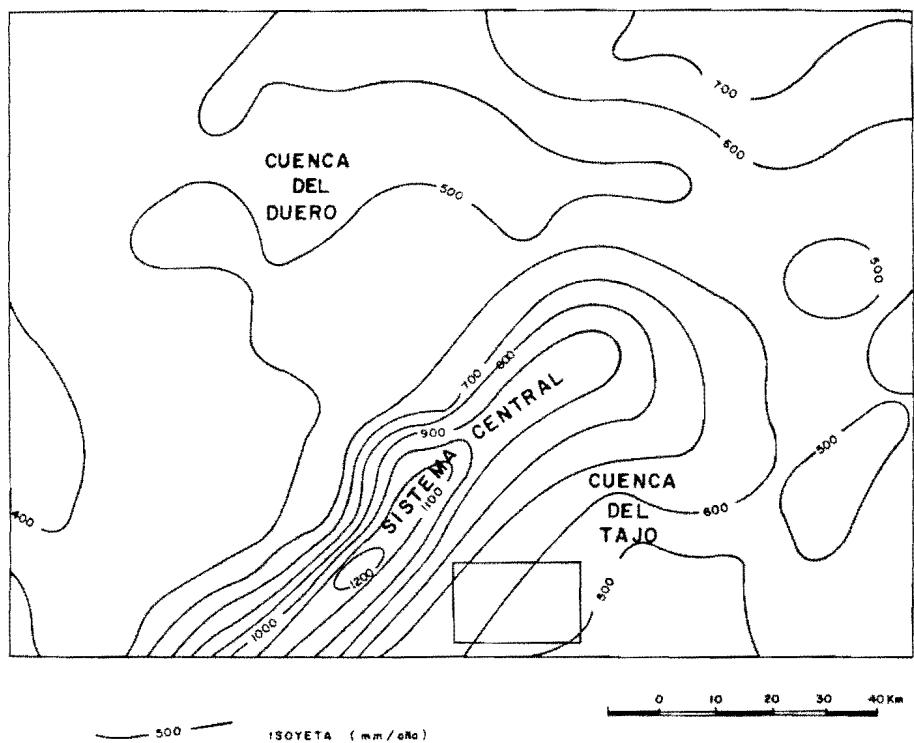


Fig. 6.1. Mapa de isoyetas.

Las aportaciones y caudales del río Jarama se han estimado a partir de los registros de la estación foronómica nº 51 (Algete), cuyas series constan de 8 años (1970-78). La aportación media obtenida para dicha serie es de 296 hm³ y el caudal medio durante el mismo periodo de años es de 9,4 m³/s. La superficie total de la cuenca del Jarama es de 2.448 km².

El río Manzanares se encuentra regulado en este sector por el embalse de El Pardo, siendo la superficie total de la cuenca de 535 km². La aportación total anual del río Manzanares registrada en la estación foronómica nº 187 (El Pardo) es de 57,3 hm³ para una serie de 8 años comprendida entre 1970 y 1978, mostrando en este periodo gran variabilidad en las aportaciones. El caudal medio registrado para la misma serie es de 1,8 m³/s.

6.1.3. Características hidrogeológicas

La Hoja de Colmenar Viejo está ocupada fundamentalmente por materiales detríticos terciarios y depósitos cuaternarios pertenecientes a la Cuenca de Madrid. En el sector noroccidental están representados los materiales del borde de la cuenca, correspondientes a las estribaciones de la Sierra de Guadarrama, que constituyen el zócalo regional. Desde un punto de vista hidrogeológico, los materiales aflorantes pueden agruparse en varios conjuntos:

— Precámbrico-Paleozoico (unidades 1-9)

Corresponde básicamente a granitos y leucogranitos (unidades 3-6), genéticamente relacionados con la orogenia hercínica, aflorantes en el sector noroccidental. En menor proporción, también incluye materiales metamórficos (metasedimentos y neises glandulares). Todos estos materiales se encuentran afectados por una densa red de fracturas y diques (unidades 1-2).

— Terciario (unidades 11-19)

Integran el conjunto de sedimentos más extenso de la Hoja. Corresponden al Mioceno y son de carácter detrítico, excepto en el borde suroriental, donde aparecen pequeños niveles carbonatados. Para su interpretación hidrogeológica se han distinguido tres grupos principales de materiales, en función de su permeabilidad y capacidad para formar acuíferos:

- Arcillas, margas y calizas margosas (unidad 13). Afloran en el sector suroriental y presentan espesores variables entre 25 y 40 m.
- Arenas finas y arcillas (unidades 11-12). Afloran en las zonas más deprimidas topográficamente, al oeste del río Jarama. Las arenas son de naturaleza arcósica; las arcillas son verdosas y afloran junto con niveles arenosos de grano medio a fino, alternantes también con niveles de arcillas y limos rojizos.

- Arenas arcósicas (unidades 14-19). Conforman la mayor parte de los afloramientos terciarios. En las zonas próximas al borde de la Sierra de Guadarrama, las arenas incluyen bloques y cantes graníticos y metamórficos (unidades 14 y 17).

— Cuaternario (unidades 20-31).

Ligados a los ríos Jarama y Manzanares, así como a sus tributarios, los depósitos cuaternarios adquieren gran extensión, pudiendo dividirse en dos grupos en función de sus características hidrogeológicas:

- Gravas, arenas y arcillas. Corresponden a depósitos de origen variado (terrazas, glacis, coluviones, conos aluviales,...)
- Arcillas y limos (unidad 30). Son depósitos escasamente representados, relacionados con áreas endorreicas y que aparecen principalmente en el valle del Jarama, aunque también se localizan algunos en el valle del Manzanares.

Las principales características hidrogeológicas de cada uno de estos conjuntos son:

— Precámbrico-Paleozoico

Presenta escaso interés desde el punto de vista hidrogeológico. Están formados por materiales graníticos y metamórficos de muy baja permeabilidad, aunque ésta aumenta, localmente, hasta grado medio, debido a la densa fracturación de la zona.

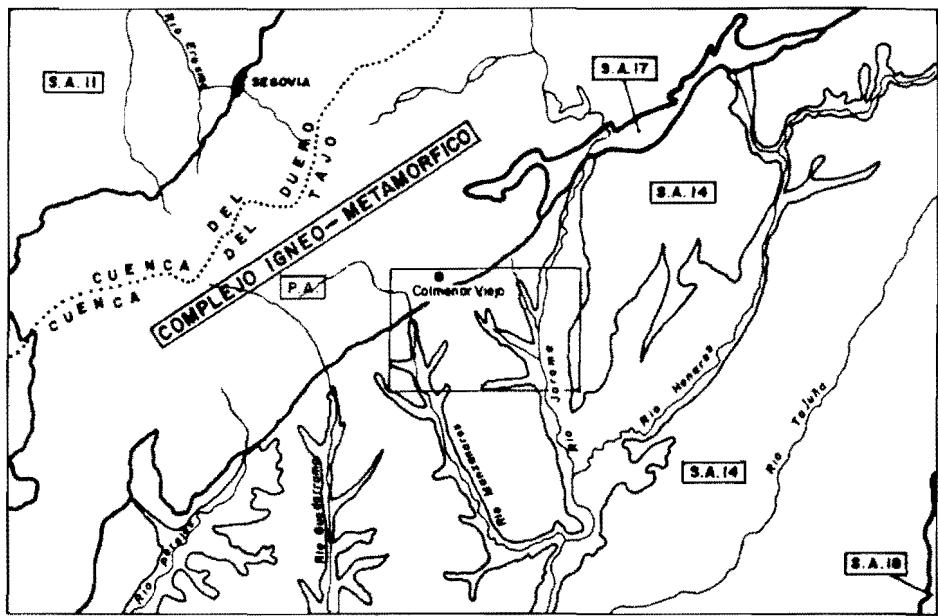
Los pequeños caudales que discurren por algunas fracturas presentan una calidad química muy buena.

— Acuífero detritico terciario

Los materiales terciarios conforman los principales niveles acuíferos, ya que son los que presentan las mejores características hidrogeológicas para ello. Dentro de este conjunto de materiales pueden distinguirse tres grupos en función del grado de permeabilidad que presentan:

- Arenas finas y arcillas: permeabilidad baja por porosidad intergranular.
- Arcillas, margas y calizas margosas: permeabilidad muy baja.
- Arenas arcósicas: permeabilidad media por porosidad intergranular.

El conjunto de materiales del Terciario detritico de Madrid, forma parte del Sistema Acuífero nº 14 del ITGE, "Terciario Detritico de Madrid-Toledo-Cáceres" (Fig. 6.2). Es el Sistema Acuífero más extenso de la Comunidad de Madrid (2.600 km²), si bien su importancia no radica sólo en su extensión, sino también en su gran espesor de sedimentos, que en algu-



Escala 1: 1.000 000

P.A. Paleozoico de la Sierra de Madrid

CUENCA DEL DUERO

S.A. II Sistema Acuífero del
Terciario y cretácico de la Fosa de Segovia

CUENCA DEL TAJO

S.A. 14 Sistema Acuífero del
Terciario Detritico. Madrid-Toledo-Cáceres

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

S.A. 18 Sistema Acuífero del
Mesozoico del flanco occidental de la Ibérica

— Limite de Sistema ó Unidad Hidrogeológica
..... Divisoria hidrográfica

Fig. 6.2. Esquema hidrogeológico regional.

nos casos supera los 3.000 m, y en la calidad de los recursos. El volumen total de recursos de la cuenca se calcula en unos 300 hm³/año, mientras que los recursos explotados varían entre 75 y 95 hm³/año.

Funciona como un acuífero libre, único, complejo, heterogéneo y anisótropo, recargado a partir del agua de lluvia y que descarga en los valles de los ríos. Su transmisividad más común en el área abarcada por la Hoja oscila entre 5 y 50 m²/día, alcanzando máximas puntuales superiores a 125 m²/día.

El acuífero detrítico del Terciario es el más explotado de la región; en la zona existen casi 200 sondeos inventariados por el ITGE con más de 50 m de profundidad, concentrados en su mayor parte en las márgenes del río Jarama. Aunque también existen numerosos pozos excavados, en su mayoría explotan los depósitos cuaternarios.

En cuanto a la calidad química de las aguas subterráneas, el Sistema Acuífero del Terciario presenta aguas de buena calidad aptas para cualquier uso, aunque localmente se han detectado puntos con indicios de contaminación que en ningún caso superan los límites de potabilidad para el agua según la Reglamentación Técnico-Sanitaria en vigor.

Las facies detríticas presentan una dureza media (10-50°F), con una concentración en sólidos disueltos que no supera la máxima aconsejable (500 ppm). Los contenidos en ion sulfato se sitúan entre 0 y 50 ppm, en tanto que la concentración de cloruros es de 0-25 ppm, sin alcanzar ninguno de ellos la concentración máxima aconsejable.

Los contenidos en nitrato, siendo bajos, evidencian ciertos indicios de contaminación local concentrados al norte del núcleo urbano de El Goloso. Aunque los niveles de concentración aún no son alarmantes se aconseja el control en el uso de determinados fertilizantes o vertidos contaminantes en el sector.

— Acuíferos cuaternarios

Los depósitos cuaternarios se encuentran asociados a la red de drenaje principal y conectados hidráulicamente a ella. Su representación en la Hoja es extensa, distinguiéndose dos grupos diferenciados por su comportamiento hidráulico: por una parte, gravas, arenas y arcillas de permeabilidad media-alta, por porosidad intergranular, correspondientes fundamentalmente a depósitos fluviales de distinta naturaleza (terrazas y fondos de valle) y constituyentes del acuífero cuaternario principal; por otra, arcillas y limos de permeabilidad muy baja localizados principalmente en el valle del río Jarama correspondientes a depósitos relacionados con fondos endorreicos.

Los depósitos cuaternarios funcionan como acuíferos libres, estrechamente conectados con los ríos principales. Su recarga se produce a través del agua de lluvia y de las unidades infrayacentes, así como por infiltración de los cursos superficiales. Descargan en los ríos y a través de las extracciones. El río Jarama es el que tiene depósitos cuaternarios más desarrollados, siendo los materiales sobre los que se ubican más captaciones.

La calidad química de los acuíferos cuaternarios es inferior a la de los depósitos terciarios, evidenciándose numerosos puntos con indicios de contaminación.

Las aguas, de facies química bicarbonatada cálcica presentan una dureza media-alta, con un contenido de sólidos disueltos de 500-1000 ppm que no supera el máximo tolerable. La concentración de cloruros (25-50 ppm) es baja, pero la de nitratos (30-50 ppm) y sulfatos (> 200 ppm) se aproxima peligrosamente a los máximos tolerables aconsejados para un agua potable. La elevada transmisividad de estos acuíferos (200-1000 m²/día) provoca que los contaminantes, en su mayor parte debidos a la acción antrópica, se transmitan con rapidez a lo largo del acuífero, pudiendo afectar a la red fluvial de la zona. Por esto se consideran zonas desfavorables para el vertido de residuos urbanos.

6.2. RECURSOS MINERALES

Tradicionalmente, la actividad minera de la Hoja de Colmenar Viejo se ha centrado fundamentalmente en el campo de las rocas industriales, observándose un interés mucho menor por los minerales metálicos y energéticos. En cualquier caso, la abundancia de canteras abandonadas, especialmente en el ámbito de Colmenar, evidencia una clara recesión del sector minero en las últimas décadas.

La mineralogía metálica se limita a tres indicios de estaño-wolframio ubicados en el término municipal de Colmenar Viejo (cuadro 6.1). Los minerales no metálicos están representados por dos indicios de feldespato relacionados con venas pegmatíticas y por un indicio de bentonita-sepiolita ubicado en los depósitos miocenos de Paracuellos de Jarama. Con respecto a los minerales energéticos, se han recopilado dos indicios de uranio detectados mediante sondeos por ENUSA (cuadro 6.2).

Existen dos zonas en las que se concentran la mayor parte de las explotaciones de rocas industriales (cuadro 6.3.). Por una parte, en el término de Colmenar Viejo se reconocen alrededor de 40 canteras de granitos y pórfidos, la gran mayoría abandonadas, cuyos productos se han encaminado a la preparación de áridos de trituración, bloques de construcción y rocas ornamentales. Por otra, la extracción de áridos naturales se realiza de forma generalizada en la llanura aluvial y terrazas del río Jarama, donde se han reconocido cerca de una veintena de graveras. Aunque de una forma mucho más dispersa, también existen evidencias de explotación de las arcosas y gravas miocenas.

6.2.1. Minerales metálicos y no metálicos

6.2.1.1. Minerales metálicos

Estaño-Wolframio

Se han recopilado tres indicios de esta sustancia (cuadro 6.1), localizados en el término municipal de Colmenar Viejo. El más importante corresponde a la Mina Asturias, situada en

Cuadro 6.1. Resumen de indicios de minerales metálicos.

Número	Coordenadas		Sustancia	Término Municipal	Provincia	Morfología	Mineralogía	Estado de actividad	Magnitud de las labores	Usos
	X	Y								
1 (120)	429000	4500000	Wolframio	Colmenar Viejo	Madrid	Filoniana	Wolframio, Molibdenita, Calcopirita	Inactiva	Pequeña	Aleaciones
2 (39)	430775	4500350	Estaño, Wolframio	Colmenar Viejo	Madrid	Desconocida	Oxidos de Sn, W	Inactiva	Pequeña	Aleaciones
40 (42)	430525	4495325	Estaño	Colmenar Viejo	Madrid	Aluvionar	Casiterita, Scheelita, Wolframita	Inactiva	Pequeña. Mina Asturias Reservas: 12.000 t	Soldaduras, tuberías, aleaciones

(39): Número de orden en el mapa metalogenético de España a escala 1:200.000. Hoja nº 45, Madrid (IGME, 1973).

Cuadro 6.2. Resumen de indicios de minerales industriales y energéticos.

Número	Coordenadas		Sustancia	T. Municipal	Provincia	Estado de actividad	Magnitud y descripción de las labores	Usos
	X	Y						
3	431350	4501400	Uranio	Colmenar Viejo	Madrid	Inactiva	Sondeo de ENUSA	No productivo
27 (40)	435200	450450	Feldespato	Colmenar Viejo	Madrid	Inactiva	Pequeña	Sub-base carreteras
38 (194)	440250	4501800	Feldespato	Colmenar Viejo	Madrid	Inactiva	Pequeña	Industria del vidrio
63 (41)	454225	4485800	Bentonita, Sepiolita	Paracuellos de Jarama	Madrid	Inactiva	Pequeña	Absorbentes
68	455700	4485525	Uranio	Paracuellos de Jarama	Madrid	Inactiva	Sondeo de ENUSA	No productivo

(40): Número de orden en el mapa de rocas industriales de España a escala 1:200.000; Hoja nº 45, Madrid (IGME, 1973)

Cuadro 6.3. Resumen de indicios de rocas industriales.

Número	Coordenadas		Sustancia	T. Municipal	Provincia	Estado de actividad	Magnitud y descripción de las labores	Usos
	X	Y						
4	431750	4500150	Pórfido	Coiménar Viejo	Madrid	Inactiva	Pequeña, varios frentes altos	Sub-base carreteras
5	432250	4502200	Pórfido	" "	"	"	Pequeña	" "
6	432250	4502175	Pórfido	" "	"	"	"	" "
7	432575	4500150	Pórfido	" "	"	"	"	" "
8	432750	4502125	Pórfido	" "	"	"	"	" "
9	432900	4500175	Pórfido	" "	"	"	"	" "
10	432975	4502025	Pórfido	" "	"	"	"	" "
11	433025	4502200	Pórfido	" "	"	"	"	" "
12	433150	4500825	Pórfido	" "	"	"	"	" "
13	433400	4500200	Pórfido	" "	"	"	"	" "
14	433425	4500100	Granito	" "	"	"	"	Bloques construcción
15	433600	4500775	Pórfido	" "	"	"	"	Sub-base carreteras
16	433625	4500600	Granito	" "	"	"	"	Bloques construcción
17	433775	4501950	Pórfido	" "	"	"	"	Sub-base carreteras
18	433825	4501725	Granito	" "	"	"	"	Bloques construcción
19	433950	4501150	Granito	" "	"	"	"	" "
20 (194)	434175	4501300	Granito	" "	"	"	"	" "
21	434175	4500100	Pórfido	" "	"	"	"	Sub-base carreteras
22	434150	4499900	Pórfido	" "	"	"	"	" "
23	434200	4502150	Pórfido	" "	"	"	"	" "
24	434450	4501000	Pórfido	" "	"	"	"	" "
25	434600	4502100	Pórfido	" "	"	"	"	" "
26	434900	4500075	Pórfido	" "	"	"	"	" "
28	435700	4500075	Pórfido	" "	"	"	"	
29	436200	4501500	Granito	" "	"	"	"	Bloques construcción
30	436600	4501425	Granito	" "	"	"	"	" "
31	436600	4501350	Granito	" "	"	"	"	" "
32	436700	4501450	Granito	" "	"	"	"	" "

Cuadro 6.3. Resumen de indicios de rocas industriales (continuación).

Número	Coordenadas		Sustancia	T. Municipal	Provincia	Estado de actividad	Magnitud y descripción de las labores	Usos
	X	Y						
33	436700	4501100	Granito	Coimena Viejo	Madrid	Inactiva	Pequeña	Bloques construcción
34	436875	4501425	Granito	" "	"	"	"	" "
35	436950	4501200	Granito	" "	"	"	"	" "
36	437250	4501850	Granito	" "	"	Activa	Mediana. Varios frentes	Aridos machaqueo
37	437600	4501400	Granito	" "	"	Inactiva	Pequeña	Sub-base carreteras
39	441125	4502100	Neis	" "	"	"	"	" "
41	431950	4495975	Pórfido	" "	"	"	"	" "
42	433475	4498100	Pórfido	" "	"	"	"	" "
43	434100	4498800	Pórfido	" "	"	"	"	" "
44	437400	4498150	Aridos natur.	" "	"	"	"	Material construcción
45	439050	4498350	Aridos natur.	" "	"	Activa	Pequeña. Planta tratamiento	" "
46	444150	4500050	Aridos natur.	" "	"	"	Mediana	" "
47 (95)	435520	4483900	Aridos natur.	Madrid	"	Inactiva	Pequeña	" "
48	443425	4486200	Aridos natur.	" "	Madrid	Activa	"	Construcción carreteras
49(192)	450400	4492650	Aridos natur.	S.S. de los Reyes	"	Inactiva	"	Material construcción
50	450625	4487650	Aridos natur.	" "	"	"	"	Hormigón
51	451450	4488750	Aridos natur.	" "	"	"	"	"
52 (186)	452150	4491550	Aridos natur.	" "	"	"	"	"
53	452150	4489350	Aridos natur.	" "	"	Activo	Mediana	" "
54	4521450	4489700	Aridos natur.	P. de Jarama	"	Inactivo	Pequeña	"
55	452525	4490400	Aridos natur.	S.S. de los Reyes	"	"	"	"
56	452950	4488400	Aridos natur.	P. de Jarama	"	"	"	"
57 (185)	453075	4486950	Aridos natur.	P. de Jarama	"	Activo	"	"
58	453175	4492225	Aridos natur.	S.S. de los Reyes	"	Inactivo	"	"
59 (187)	453225	4499500	Aridos natur.	" "	"	"	"	"
60	453300	4484225	Aridos natur.	" "	"	"	"	"
61	453350	448925	Aridos natur.	" "	"	"	"	"
62	454100	4487875	Arenas feldesp.	P. de Jarama	"	"	"	Material construcción

Cuadro 6.3. Resumen de indicios de rocas industriales (continuación).

Número	Coordenadas		Sustancia	T. Municipal	Provincia	Estado de actividad	Magnitud y descripción de las labores	Usos
	X	Y						
64	454475	4487000	Arenas feldesp.	P. de Jarama	Madrid	Inactiva	Pequeña	Material construcción
65	454525	4484050	Arenas feldesp.	P. de Jarama	"	"	"	" "
66	454650	4484900	Arenas feldesp.	" "	"	"	"	" "
67	454750	4487700	Arenas feldesp.	" "	"	"	"	" "
69 (193)	437950	4500275	Granito	Colmenar Viejo	"	"	"	Aridos machaqueo
70 (90)	452575	4498775	Aridos natur.	Fuente el Saz	Madrid	Inactiva	Pequeña	Hormigón
71	452625	4499700	Aridos natur.	Algete	"	Activa	Mediana	"
72	453500	4501900	Aridos natur.	El Molar	"	"	Pequeña	"
73	455175	4498200	Aridos natur.	Fuente el Saz	"	Inactiva	"	"

(95); Número de orden en el mapa de rocas industriales de España a escala 1:200.000; Hoja nº 45, Madrid (IGME, 1973)

la confluencia del arroyo del Jaramillo con el río Manzanares, cerca del puente de Marmota. Se trata de una mineralización en aluviones, de casiterita, scheelita y wolframita. La extracción se realizaba mediante palas y se complementaba con una planta de lavado y clasificación. Los últimos datos de producción corresponden a los años 1983 y 1984 en los que se trajeron respectivamente 20 y 15 t de casiterita con el 70% de estaño. Las reservas probadas del yacimiento ascienden a 1.200 t. Las labores se abandonaron en el año 1984 frente a las presiones de la Comunidad de Madrid debido a razones de impacto ambiental.

Los dos indicios restantes se encuentran al oeste de Colmenar Viejo, al norte del vértice Navalsol. El primero corresponde a una mineralización filoniana de wolframita-arsenopirita y calcopirita en ganga de cuarzo, cuya última actividad minera se remonta al período 1953-1956. El otro indicio consiste en una mineralización de óxidos de estaño-wolframio.

6.2.1.2. Minerales no metálicos

Feldespato

Se han reconocido dos indicios de esta sustancia en los alrededores de Colmenar Viejo (cuadro 6.2.), cuya asociación mineral consiste en agregados policristalinos de feldespático potásico relacionados con inyecciones pegmatíticas, que destacan por su color blanco. Se trata de labores pequeñas, actualmente inactivas, cuyo producto se destinaba a la industria del vidrio.

Bentonita-Sepiolita

El único indicio de esta sustancia se encuentra al norte de Paracuellos de Jarama (cuadro 6.2). Corresponde a arcillas de color pardo y verdoso, parcialmente calcificadas, atribuidas al Orleaniense-Astaraciense inferior, y depositadas en facies de tránsito aluvial-lacustre. La explotación está abandonada y las arcillas extraídas se emplearon como absorbente. Actualmente apenas se reconocen las labores, modificadas por las construcciones recientes.

6.2.2. Minerales energéticos

Uranio

Se han recopilado dos indicios de uranio (cuadro 6.2), detectados en sondeos por ENUSA durante los trabajos de explotación del Plan Nacional del Urano (PNEU).

El primero de sitúa en las proximidades de la central de Navallar, dentro del término municipal de Colmenar Viejo. Consiste en una mineralización de autunita y torbernitina en filones de cuarzo, existiendo antiguas labores de explotación.

El indicio restante se localiza al pie del cerro de la Cabaña, al norte de Paracuellos de Jarama. Está en relación con materiales detríticos y carbonatados aragonienses, correspondiendo a

minerales de uranio dispersos asociados a materia orgánica y especialmente concentrados en restos óseos de Quelonios.

6.2.3. Rocas industriales

Granitos

Existe una gran cantidad de canteras de granito en el término municipal de Colmenar Viejo. La mayoría se encuentran inactivas y su producto se destinó principalmente a mampostería y elaboración de bloques para la construcción. Las únicas canteras en activo se encuentran en el paraje de El Moralejo; son de mediana magnitud y se emplean para la obtención de áridos de trituración.

Las rocas graníticas de Colmenar Viejo se presentan como rocas blanco-grisáceas de gran homogeneidad y tamaño de grano medio a grueso, con tendencia porfídica frecuente. Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita; los accesorios están representados por moscovita, cordierita, apatito, círcón y opacos. Predominan los tipos graníticos, generalmente de carácter leucocrático.

Pórfitos

Las canteras de pórfito se encuentran distribuidas por el término de Colmenar Viejo. Los diques de pórfito encajan en las rocas graníticas a favor de una densa red de fracturación, de directrices principales N90°E y N170°E, con anchuras que oscilan entre uno y varios metros. Se presentan como rocas oscuras de tonos marrones, verdosos o azulados, con mineralogía variable.

Actualmente no existe actividad en ninguna cantera, si bien han presentado hasta fechas recientes un funcionamiento intermitente en función de las demandas locales. Se utilizaban como áridos de trituración destinados fundamentalmente a la construcción de la red viaria debido a su buen comportamiento como sub-base de carreteras y como balasto.

Neises

Se ha reconocido una única cantera, actualmente abandonada, donde se explotaban este tipo de rocas. Se trata de neises glandulares con megacristales de feldespato potásico rodeados por láminas micáceas, con abundante biotita. El producto se utilizó para la obtención de áridos de trituración con destino a su uso como sub-base de carretera.

Áridos naturales

Corresponden principalmente a las gravas y arenas de los aluviones cuaternarios de los fondos de valle de los principales ríos. El mayor número de graveras se dispone a lo largo del

valle del Jarama, correspondiendo a distintos términos municipales: San Sebastián de los Reyes, Paracuellos de Jarama, Fuente el Saz de Jarama, Algete y El Molar. Son gravas heterométricas de cantes bien rodados, con una matriz arenosa gruesa; la litología de los cantes es de cuarcita, cuarzo, pizarras y granitoides.

En menor medida se han explotado las arcosas y gravas miocenas, distribuyéndose las canteras de forma irregular. Existen siete graveras activas, alcanzando algunas de ellas mediana magnitud. El material extraído se destina principalmente a hormigón para la construcción y, en ocasiones, a obras de infraestructura.

Arenas feldespáticas

Se han recopilado cinco indicios de esta sustancia en los alrededores de Paracuellos de Jarama. Corresponden a arenas arcósicas aragonesas y, en menor medida, a depósitos cuaternarios. Se trata de pequeñas canteras de funcionamiento eventual cuyo producto se ha destinado a material de construcción y a firmes de caminos.

6.3. GEOTECNIA

En este apartado se describen de forma sintetizada las características geotécnicas principales de los materiales aflorantes en la Hoja, siendo su objetivo la aportación de información complementaria que pueda orientar hacia futuros trabajos de tipo geotécnico.

6.3.1. Síntesis geotécnica

6.3.1.1. Criterios de división

La superficie de la Hoja ha sido dividida en Áreas y cada una de ellas en Zonas. El criterio utilizado para la división ha sido fundamentalmente geológico, sintetizando los aspectos litológicos, estructurales, geomorfológicos e hidrogeológicos, que analizados en conjunto dan a cada Zona una cierta homogeneidad en el comportamiento geotécnico.

Se describen de forma somera las características geotécnicas principales: permeabilidad, drenaje, ripabilidad, posibilidad de deslizamientos, hundimientos y otros riesgos, valorándose cualitativamente la capacidad de carga media del terreno. Todas estas estimaciones son orientativas, por lo que deben utilizarse a nivel de estudio informativo o de anteproyecto.

6.3.1.2. División en Áreas y Zonas Geotécnicas

A grandes rasgos se pueden diferenciar tres Áreas de características y comportamiento geotécnico diferente:

Área I. Constituida por rocas graníticas y metamórficas.

Área II. Integrada por materiales terciarios.

Área III. Constituida por depósitos cuaternarios.

Cada Área, a su vez, queda subdividida en las siguientes zonas:

Área I

Zona I₁. Se trata de un conjunto rocoso homogéneo constituido por rocas cristalinas de tipo granítico con ligeras variaciones composicionales. Unidades cartográficas 1 a 6.

Zona I₂. Se incluye aquí un conjunto heterogéneo de rocas metamórficas, constituido fundamentalmente por neises glandulares, leuconeises y metasedimentos. Unidades cartográficas 7 a 9.

Área II

Zona II₁. Incluye arcillas verdes y pardas con niveles detríticos intercalados, así como margas y niveles de carbonatos. Unidades cartográficas 11 a 13.

Zona II₂. Son depósitos arenosos, en ocasiones con cantos, con intercalaciones de arcillas marrones. Unidades cartográficas 15 y 16.

Zona II₃. Conjunto de arenas arcósicas de grano grueso con niveles de gravas y, ocasionalmente, de arcillas. Unidades cartográficas 18 y 19.

Zona II₄. Arenas arcósicas de grano grueso con abundantes cantos y bloques y algunos niveles de limos intercalados. Unidades cartográficas 14 y 17.

Área III

Zona III₁. Se incluyen en ella materiales heterométricos arcósicos ligados a depósitos de gravedad y corto transporte por agua (coluviones, conos, glacis, etc.). Unidades cartográficas 26 a 30.

Zona III₂. Corresponde a depósitos de terraza, fundamentalmente gravas y arenas. Unidades cartográficas 20 a 22.

Zona III₃. Incluye todos los depósitos relacionados con la red fluvial actual, como fondos de valle, llanuras aluviales y cauces abandonados. Unidades cartográficas 23 a 25.

6.3.2. Estudio de las Áreas y Zonas

6.3.2.1. Área I

Se incluyen en este apartado todos los materiales precámbricos y paleozoicos, tanto las rocas metamórficas como los granitos aflorantes al noroeste de la Hoja.

Zona I₁

Características litológicas

Es un conjunto formado por rocas plutónicas (granitos y leucogranitos) afectadas por un importante complejo filoniano, con una fracturación dominante N 170°E y N 100°E. Aflora en el cuadrante NO de la Hoja.

Características geotécnicas

Se trata de materiales de gran dureza y escaso recubrimiento granular. En principio, su permeabilidad es nula, aunque está condicionada por la fracturación. La capacidad de carga es alta, sin asientos diferenciales, quedando reducidos los problemas a aquellos puntos donde puedan existir materiales de alteración de la propia roca.

Zona I₂

Características litológicas

Constituye un conjunto litológico muy heterogéneo, formado por neises, leuconeises y metasedimentos, fundamentalmente esquistos y metaareniscas, afectados por una esquistosidad de dirección variable y aflorantes al norte de la Hoja.

Características geotécnicas

La esquistosidad y la fracturación son los condicionantes geotécnicos más importantes de este grupo. Los neises presentan capacidad de carga alta, mientras que los esquistos, y en general las rocas metasedimentarias, pueden presentar problemas de drenaje e incluso de alteración, rebajando la competencia mecánica.

6.3.2.2. Área II

Se incluyen en ella todos los materiales terciarios, que constituyen la mayor parte de los afloramientos de la Hoja.

Zona II₁

Características litológicas

Comprende un conjunto litológico algo heterogéneo, formado por arcillas rojas y verdes, areniscas, margas y niveles discontinuos de carbonatos, estos últimos aflorantes preferentemente en el sector de Paracuellos de Jarama.

Características geotécnicas

En la bibliografía geotécnica sobre el área de Madrid, estos materiales son conocidos con el nombre tradicional de "Peñuela" (cuadro 6.4). Su característica más importante es el comportamiento plástico de los materiales que la componen, fundamentalmente las arcillas.

Es de destacar su competencia mecánica. No obstante, al sur de la Hoja los problemas pueden plantearse por deslizamientos o por expansividad de las arcillas, que puede variar de nula a importante en función de su naturaleza.

Zona II₂

Características litológicas

Abarca un conjunto de arenas arcósicas de granulometría variable que incluye niveles discontinuos de cantos y alterna con niveles arcillosos de tonalidades ocres. Este tipo de rocas ocupan buena parte de la superficie de la Hoja, excepción hecha de las zonas más deprimidas y elevadas resultando una de las unidades más características.

Características geotécnicas

Desde un punto de vista geotécnico, esta unidad, sobre la cual se sitúa una gran parte de la ciudad de Madrid, es conocida con el nombre de "Tosco" y resulta muy característica por el comportamiento geotécnico de sus materiales (cuadro 6.4). Se diferencia de la unidad suprayacente por su alto contenido en finos, que alcanza el 50%, frente al 30% de la "Arena de miga" (ALAMEDA, 1992).

El "Tosco" típico no presenta por lo general problemas de expansividad, con un límite líquido inferior a 40, si bien puede presentar intercalaciones de niveles más plásticos con un índice superior a 50. Geotécnicamente, el tránsito a la "Peñuela" es gradual, encontrándose intercalaciones de niveles de las características geotécnicas de ésta entre el "Tosco" del casco urbano de Madrid, aunque preferentemente en los niveles inferiores.

Finalmente, interesa destacar el alto grado de compacidad (Nspt. 35 golpes), con un ángulo de rozamiento interno próximo a los 33º y una capacidad de carga superior a 2 kg/cm².

Cuadro 6.4. Características geotécnicas de las principales unidades en los alrededores de Madrid (ALAMEDA, 1991).

UNIDAD GEOTÉCNICA \ ENSAYO	CLASIFICACIÓN	% TAMIIZADO	LÍMITE LÍQUIDO	ÍNDICE PLÁSTICO	DENSIDAD SECA g/cm ³	HUMEDAD %	q_e kg/cm ²	$N_{opt} = N_b$	CORTE DIRECTO		TRIAXIAL CU.CD.		ENSAYO EDOMÉTRICO		MODULO DE DEFORMACIÓN E kg/cm ²	C.B.R.	PROCTOR NORMAL		EXPANSIVIDAD			CONTENIDO EN SULFATOS %
									\emptyset grad	C kg/cm ²	\emptyset grad	C' kg/cm ²	C_c	P_c kg/cm ²			γ_{Max} gr/cm ³	w_{opt} %	H.L. %	P.H. kg/cm ²	LLAMBE	
ARENA DE MIGA	SC	28	33	15,5	1,8	12,3	2,9	33	33,5	0,39	32	0,34	0,11	—	1500	17 332	1,95	9	0,74	—	—	0,06
TOSCO	SC-CL	49	47	23	1,8	18,8	6,2	38	32	0,53	32	1,36	0,14	3,30	1500 400	8,6	1,83	11,93	28,93	1,81	Marginal y muy crítico	0,40
PEÑUELA	MH-CH	85	86	36	1,5	33	7	38	29	0,47	29	2,25	0,25	0,05	9000 4500	3,7	1,46	19,13	5,78	1,39	Marginal y muy crítica	0,26
F. YESÍFERA	CH-CL	87	59	31,5	1,6	22,3	13,3	—	34,7	0,38	42	0,20	0,16	—	—	4,75	1,50	18	1,08	1,58	—	6,46
CUATERNARIO	SC	45	41	19	1,7	13,6	4,4	34,8	29,6	0,32	34	0,20	0,11	—	—	12,2	1,78	18,5	—	0,5	No crítico	1,43

Zona II₃

Características litológicas

Está formada por arenas arcósicas de grano grueso, gravas y arcillas, cuyos afloramientos se localizan en las zonas más elevadas de la cuenca terciaria.

Características geotécnicas

Se trata de un conjunto de materiales de características semejantes al "Tosco" y que son conocidos en la literatura geotécnica como "Arena de migas", material sobre el cual se ubica gran parte del casco urbano de Madrid (cuadro 6.4).

Las características geotécnicas están condicionadas por su granulometría, ya que el elevado contenido en arenas les confiere un alto grado de compacidad, superior al del "Tosco". Son materiales permeables, pudiendo presentar problemas de drenaje. El índice de plasticidad es bajo y no suelen presentar problemas de asientos.

Zona II₄

Características litológicas

Está constituida por un conjunto grosero de arenas arcósicas, cantos y bloques de granito, de tamaño incluso superior al metro y poco consolidados en los niveles superficiales, con buzamientos suaves cerca de su límite con las Zonas graníticas y metamórficas (I₁ y I₂).

Se localizan en el sector noroccidental de la Hoja, en las proximidades de Colmenar Viejo, cerca de su polígono industrial.

Características geotécnicas

Las características de esta unidad son muy similares a las de la "Arena de migas". No obstante, el hecho de presentar una mayor granulometría implica algunas diferencias con respecto a ella.

Uno de los problemas que puede plantear es su relativa inestabilidad dado el tamaño de bloques y cantos, pudiendo llegar a provocar desprendimientos, por lo que en obras de infraestructura con ejecución de taludes se deberían considerar taludes mixtos entre suelo y roca en función del grado de compacidad del material. También pueden plantearse problemas de drenaje, filtraciones, etc.

Finalmente, cabe destacar que la capacidad de carga es de media a alta, existiendo la posibilidad de asientos diferenciales.

6.3.2.3. ÁREA III

Se incluyen en este Área los depósitos cuaternarios que, de forma irregular, se distribuyen por toda la Hoja, preferentemente aquellos que se encuentran en relación con la red fluvial.

Zona III_1

Características litológicas

Comprende un conjunto heterogéneo de materiales esencialmente arcósicos, formados por arenas gruesas, lutitas, cantos y bloques de rocas metamórficas y graníticas, que se disponen en zonas con una cierta pendiente (coluviones) o a la salida de los fondos de valle y relieves acarcavados (conos de deyección y conos coalescentes).

Características geotécnicas

Este conjunto litológico presenta un grado de compacidad bajo, por lo que, en principio, puede presentar una serie de problemas de inestabilidad en taludes y de permeabilidad en zonas relacionadas con acuíferos.

En general, son fácilmente excavables, utilizándose en ocasiones como áridos, si el contenido en arcilla es bajo. Otro de los problemas derivados, es su grado de erosionabilidad, que puede llegar a ser alto, pudiendo también presentar problemas de asientos.

Zona III_2

Características litológicas

Dentro de esta zona se incluyen todos los depósitos de terrazas. Litológicamente, se trata de cuerpos tabulares de gran extensión superficial, generalmente con poco espesor, desconectados entre sí y de la propia red fluvial. Están constituidos por gravas, arenas y limos, localizados principalmente en ambas márgenes de los ríos Jarama y Manzanares.

Características geotécnicas

Suelen ser materiales fácilmente excavables, utilizables como áridos. A veces pueden plantear problemas de drenaje y permeabilidad, como agotamiento en zanjas, colapsos o encharcamientos, e incluso pueden existir problemas de corrosión en hormigones convencionales.

Las características geomecánicas son diferentes de unas zonas a otras en función del grado de cementación de las terrazas. La plasticidad varía de media a baja, pudiéndose producir asientos diferenciales.

Zona III₃

Características litológicas

Este último grupo geotécnico está constituido por aquellos depósitos íntimamente ligados con la red fluvial actual, tales como fondos de valle, llanuras de inundación y cauces abandonados. Está integrado por un conjunto de arenas finas, arcillas y niveles de gravas, aunque por lo general suelen predominar los depósitos finos.

Características geotécnicas

El alto contenido en finos hace que los materiales tengan una plasticidad alta, con un límite líquido también elevado. Su relación con los cursos fluviales plantea problemas geotécnicos serios en la realización de obras. Entre ellos, los problemas de drenaje y de encarcamientos son los más frecuentes, así como el agotamiento en zanjas, sobre todo en las áreas próximas al curso de los ríos Jarama y Manzanares.

Finalmente, interesa destacar, tal como se ha hecho en la cartografía geológica, las escombreras, vertederos y en general, los depósitos antrópicos. Son muy abundantes y frecuentes en los alrededores de los principales cascos urbanos y especialmente al sur de la Hoja, en las proximidades de Madrid, donde poseen alturas superiores a 30 m. Están formados por materiales heterogéneos, compactados a veces artificialmente, siendo necesarios estudios geotécnicos de detalle, en el caso de realización de obras sobre ellos.

7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO (PIG)

En la Hoja de Colmenar Viejo se han inventariado y catalogado seis Puntos de Interés Geológico, habiéndose seleccionado y desarrollado cuatro de ellos.

En general no se han observado lugares que precisen de especial protección con vistas a su conservación como patrimonio natural, excepción hecha de los yacimientos paleontológicos, que por sus características intrínsecas sí la precisan.

7.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS

La relación de puntos inventariados es la siguiente:

- Curso alto del río Manzanares.
- Sección de Paracuellos de Jarama.
- Yacimiento paleontológico Paracuellos V.
- Valle del río Manzanares.
- Serie de Las Barrancas (Monte de El Pardo).
- Curso medio del río Jarama.

7.2. TESTIFICACIÓN DE LA METODOLOGÍA

La testificación de la metodología que se ha empleado permite afirmar que la relación de los puntos seleccionados e inventariados refleja las características geológicas de la Hoja. A continuación se exponen los PIG inventariados atendiendo al tipo de interés principal de cada uno de ellos.

INTERÉS PRINCIPAL	PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO
Estratigráfico	Sección de Paracuellos de Jarama
Sedimentológico	Serie de Las Barrancas (Monte de El Pardo)
Geomorfológico	Valle del río Manzanares
Tectónico	Curso medio del río Jarama
Paleontológico	Curso alto del río Manzanares
	Yacimiento paleontológico Paracuellos V

Todos estos puntos se han clasificado, además de por su contenido e interés principal, de acuerdo a su utilización (turística, didáctica, científica y económica), así como por su repercusión dentro del ámbito local, regional, etc.

7.3. ITINERARIOS RECOMENDADOS

Los alrededores de Madrid y en concreto su zona norte, permiten observar Puntos de Interés Geológico de características diferentes, proponiéndose la articulación de ellos en itinerarios de corto recorrido. La proximidad de la "sierra madrileña" permite visualizar en estos cortos itinerarios, entre otras, las características del zócalo hercínico, su contacto con los materiales neógenos que rellenan la Cuenca de Madrid y las facies de borde de éstos. Finalmente, también pueden observarse el modelado actual de la cuenca y los depósitos asociados a las principales arterias fluviales, los ríos Manzanares y Jarama, así como su red tributaria.

A continuación se proponen dos itinerarios, uno por el sector occidental de la Hoja y otro por el oriental, que permiten observar los principales rasgos y características geológicas de la zona, pudiendo ser articulados en un solo recorrido.

Itinerario 1. Valle del Manzanares: Hoyo de Manzanares-La Salcera-Puente de Marmota-Colmenar Viejo-Autovía de Madrid (km 28)-Tres Cantos-Casa de Valpalomero-El Pardo.

Se trata de un interesante itinerario que, aunque comienza en Hoyo de Manzanares, fuera de la Hoja, permite reconocer diversas facies graníticas a lo largo de la carretera que se dirige a Colmenar Viejo. Estos materiales graníticos, que se encuentran acompañados por un importante cortejo filoniano, a veces se ven afectados por importantes procesos de episiermitización que pueden apreciarse en la pista de La Salcera. Desde este paraje se pueden contemplar hacia el norte los relieves y el nivel de cumbres de la "sierra madrileña" (Cuerda Larga) y el macizo granítico de La Pedriza, mientras que hacia el este se observan los relieves y rampas de Colmenar.

Continuando la pista en dirección al valle del Manzanares (Puente de Marmota) se observa claramente el contacto del zócalo granítico con las arcosas del borde de la Cuenca de Madrid a través de una falla inversa; en este punto se puede ver una inusual y gratificante panorámica de la cuenca, con el Monte de El Pardo y su embalse en primer término, y la capital en el horizonte.

Retornando a la carretera Hoyo de Manzanares-Colmenar Viejo, se reconocen nuevas facies graníticas con abundantes inyecciones filonianas, siendo frecuentes las explotaciones, en su mayoría abandonadas, con ejemplos espectaculares de éstas al paso de la carretera por el valle del Manzanares.

Ya en dirección hacia Madrid, a la altura del km 28 de la autovía, se observan, tanto en los taludes de ésta como del ferrocarril, facies de borde (cantos y bloques con arcosas) que se disponen en inconformidad sobre el zócalo. Hacia el sur se puede apreciar una buena perspectiva de la Cuenca de Madrid y de las formas del relieve más próximo: superficie de Madrid, rampas, cerro de San Pedro y nivel de cumbres de la Sierra de Guadarrama.

Tomando la dirección hacia El Pardo, cerca de la Portillera del Tambor, un excelente mirador natural (Casa de Valpalomero) permite observar los depósitos arcósticos miocenos algo más distales, así como el valle del Manzanares, con diversos niveles de terrazas, cárcavas desarrolladas sobre los materiales arcósticos y la Superficie de Madrid, que en este punto actúa como divisoria hidrográfica de las cuencas de los ríos Jarama y Manzanares. Finalmente, en las proximidades de El Pardo y en dirección hacia Madrid, junto al cauce del río Manzanares se reconocen los niveles de terrazas más bajos, así como el cauce del río y su llanura de inundación.

Itinerario 2. Valle del Jarama: Fuente el Saz de Jarama-Paracuellos de Jarama

Se trata de un corto pero interesante itinerario que discurre por la margen izquierda del río Jarama. El objetivo de este itinerario recomendado es, por un lado, la observación de las características morfológicas del valle del Jarama y de sus terrazas asociadas, dispuestas de forma escalonada y, por otro, reconocer las facies distales de los abanicos aluviales mioceños de la Cuenca de Madrid, bien representados en el área de Paracuellos de Jarama.

El primer punto de observación se sitúa cerca de Fuente el Saz, reconociéndose la disimetría y diferentes niveles de terraza del valle del Jarama. En las proximidades del cruce con la carretera de Algete, se observan la llanura de inundación y el cauce del río. Aguas abajo (Belvís de Jarama) destacan nuevamente en el relieve las terrazas medias y bajas, cuyos depósitos son objeto de una intensa explotación.

En las proximidades de Paracuellos se observan los depósitos detrítico- carbonatados que constituyen las facies distales de las arcosas miocenas. Se reconoce el contacto entre las distintas unidades cartográficas, así como las características sedimentológicas de cada una de ellas. En este sector se sitúan varios yacimientos paleontológicos de vertebrados; concretamente el de Paracuellos V, situado al pie del cerro de La Mesilla, ha contribuido al establecimiento de límites cronológicos bastante precisos y a la datación de algunas de las unidades diferenciadas.

Finalmente, aunque fuera de la Hoja, se recomienda por su interés y proximidad, la observación en la base del cerro de Los Guardias, de excelentes secuencias de paleosuelos en los niveles carbonatados más inferiores. En la mitad superior del cerro se encuentra un nuevo yacimiento de vertebrados, denominado Paracuellos III, que al igual que el anterior ha contribuido al conocimiento bioestratigráfico de la cuenca.

8. BIBLIOGRAFÍA

- AGUILAR, M. J. y PORTERO, J. M. (1984). "Las arenitas de los abanicos aluviales del borde surooriental del Sistema Central". I Cong. Esp. Geol. 3, 147-158.
- AGUILÓ ALONSO, M. (Editor) (1983). "El agua en Madrid". Diputación de Madrid, 1-250.
- 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.
- ALAMEDA, J. (1992). "Estudio Geotécnico analítico de Madrid". Tesis del Master de ingeniería geológica. Univ. Compl. Madrid, 1-117 (inédito).
- ALBERDI, M. T.; HOYOS, M.; JUNCO, F.; LÓPEZ -MARTÍNEZ, N.; MORALES, J.; SESÉ, C., y SORIA, D. (1983). "Biostratigraphie et évolution sédimentaire du Néogène continental de l'aire de Madrid". Interim-Coll. RCMNS. Paleoclimatic Evol. Montpellier, 15-18.
- ALBERDI, M. T.; HOYOS, M.; MORALES, J.; SESÉ, C., y SORIA, D. (1985). "Bioestratigrafía, paleoecología y biogeografía del Terciario de la provincia de Madrid". En ALBERDI, M.T. (Coord.). Geología y paleontología del Terciario Continental de la provincia de Madrid, Museo Nacional de Ciencias Naturales, 90-105.
- ALÍA, M. (1960). "Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo". Notas y Comunicaciones. IGME, 58, 125-162.
- ALÍA, M. (1976). "Una megaestructura de la Meseta Ibérica: La Bóveda Castellano-Extremeña". Est. Geol., 5, 229-239.
- 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 MAS, R. (1982). "Correlación y evolución paleogeográfica del Cretácico al Norte y Sur del Sistema Central". Cuad. Geol. Ibérica, 8, 145-166.
- ALONSO, A.; CALVO, J. P. y GARCÍA DEL CURA, M. A. (1986). "Sedimentología y petrología de los abanicos aluviales y facies adyacentes en el Neógeno de Paracuellos de Jarama (Madrid)". Est. Geol., 42, 79-101.

ALONSO, A.; CALVO, J. P. y GARCÍA DEL CURA, M. A. (1990). "Litoestratigrafía y evolución paleogeográfica del Mioceno del borde NE de la Cuenca de Madrid (prov. Guadalajara)". *Est. Geol.*, 46, 415-432.

ALONSO, A.; CALVO, J. P. y GARCÍA DEL CURA, M. A. (1993). "Palaeogemorphological controls on the distribution and sedimentary styles of alluvial systems, Neogene of the NE of the Madrid Basin (central Spain)". *Spec. Publs. Int. Ass. Sediment.*, 17, 277-292.

ÁLVAREZ, F. (1982). "Contribución al estudio tectónico de la región de Santa María la Real de Nieve". *Temas Geol. Min.*, 6 (1), 87-108.

ÁLVARO, M.; CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1979). "Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica". *Acta Geol. Hispánica*, 14, 172-177.

APARICIO, A.; BARRERA, J. L.; CARBALLO, J. M.; PEINADO, M. y TINAÑO, J. M. (1975). "Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central español". *Memorias IGME*, 88, 1-147.

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.

ARRIBAS, A. (1963). "Mineralogía y metalotecnia de los yacimientos españoles de Urano: Paracuellos de Jarama". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 61.

ARRIBAS, M. E. (1985). "Sedimentología y diagénesis de las facies carbonáticas del Paleógeno del sector NW de la Cuenca del Tajo". Tesis Doctoral. Universidad Complutense, Madrid, 1-444 (inédito).

ASENSIO AMOR, I. (1965). "Formaciones sedimentarias antiguas localizadas al Norte de Madrid". *Est. Geogr.*, 99, 231-243.

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 Oollo de Sapo". En Gutiérrez, J.; Saavedra, S. y Rábano, 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.

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.

BASCONES, M.; CABRA, P.; ECHEGARAY, M. y GALLEGOS, E. (1986). "Geología, Geomorfología, Hidrogeología y Geotecnia". En "Convenio de Colaboración Técnica y Cultural para el conocimiento de las características del suelo y subsuelo del Término Municipal de Madrid". Dpto. de Estudios e Información del Área de Urbanismo e Infraestructura, Ayuntamiento de Madrid.

BELLIDO, F.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FÜSTER, 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.

BENAYAS, J.; PÉREZ MATEOS, J. y RIBA, O. (1960). "Asociaciones de minerales detriticos en la Cuenca del Tajo". Anales de Edafología y Agrobiología. Dpto. Estratigrafía Univ. Compl. Madrid, 19, 635-670.

BIROT, P. y SOLÉ SABARÍS, C. (1954). "Investigaciones sobre morfología de la Cordillera Central Española". CSIC, Inst. Juan Sebastián Elcano, 87, 1-79.

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 geochimie". Tesis Doctoral, 1-209.

BUSTILLO, M. A. (1989). "Petrografía y medios sedimentarios de la caliza del Páramo (prov. de Madrid)". Bol. Geol. Min., 91.

CABRA, P. (1981). "Estudio geomorfológico de las formaciones superficiales entre la Sierra de La Cabrera y la superficie de Mesones". Tesis Licenciatura. Univ. Comp. Madrid.

CALVO, J. P.; ALONSO, A. M. y GARCÍA DEL CURA, M. A. (1986). "Depositional sedimentary controls on sepiolite occurrence in Paracuellos de Jarama, Madrid Basin". Geogaceta, 1, 25-28.

CALVO, J. P.; ALONSO, A. M. y GARCÍA DEL CURA, M. A. (1989). "Models of Miocene marginal lacustrine sedimentation in the Madrid Basin (Central Spain)". Palaeogeogr., Palaeclimatol., Palaeocol., 70, 199-214.

CALVO, J. P.; ALONSO, A. M., GARCÍA DEL CURA, M. A.; ORDÓÑEZ, S.; RODRÍGUEZ ARANDA, J. P. y SANZ, M. E. (1994). "Sedimentary evolution of lake systems through Miocene, Madrid Basin. Paleoclimatic and paleohydrological constraint". En FRIEND, P.F. y DABRIO, C. (Eds.), Tertiary Basins of Spain, Cambridge Univ. Press, Cambridge (en prensa).

CALVO, J. P. y GARCÍA YAGÜE, A. (1985). "Nuevos sondeos de investigación geológica en el área de Madrid". Est. Geol., 41, 25-31.

CALVO, J. P.; HOYOS, M.; MORALES, J. y ORDÓÑEZ, S. (1992). "Estratigrafía, sedimentología y materias primas minerales del Neógeno de la Cuenca de Madrid". III Congreso Geológico de España - VII Congreso Latinoamericano de Geología, Salamanca, Excursiones, 139-179.

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.

CAÑAVERAS, J. C.; CALVO, J. P.; HOYOS, M. y ORDÓÑEZ, S. (1994). "Paleogeomorphologic features of an intra-Vallesian paleokarst, Tertiary Madrid Basin. Significance of paleokarstic surfaces in continental basin analysis". En FRIEND, P.F. y DABRIO, C. (Eds). *Tertiary Basins of Spain*, Cambridge Univ. Press, Cambridge (en prensa).

CAPDEVILLA, R.; CORRETGE, G. y FLOOR, R. (1973). "Les granitoides varisques de la Meseta Iberique". 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 (inédito).

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. y CARRO, S. (1968). "Existencia de una red fluvial intramiocena en la depresión del Tajo". Est. Geol., 24, 91-97.

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

CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ CASALS, M. J. (1978). "La tectónica post-miocena del sector central de la Depresión del Tajo". Bol. Geol. Min., 89, 114-122.

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.; 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.

CAPOTE, R.; VICENTE, G. DE y GONZÁLEZ CASADO, J. M. (1990). "Evolución de las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español". Geogaceta, 7, 20-22.

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.; FÜSTER, 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.

CASQUET, C. y NAVIDAD, M. (1985). "El metamorfismo en el Sistema Central. Estudio comparativo entre dos ámbitos en base a la zonalidad del granate". *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.*, 79 (4), 523-548.

CENTENO, S. D. (1983). "Clasificación y síntesis geomorfológica de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)". Tesis de Licenciatura. Univ. Comp. Madrid, 1-125.

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

CORCHÓN, N. y RODRÍGUEZ, F. (1976). "Estudio hidrogeológico del Cretácico de los alrededores de Torrelaguna (Madrid-Guadalajara)". *Bol. Serv. Geol. MOPU*, 40, 1-189.

DOVAL, M.; CALVO, J. P.; BRELL, J. M. y JONES, B. F. (1986). "Clay Mineralogy of the Madrid Basin: some comparisons with other closed lacustrine basins". Abstracts Symp. Geochemistry of the Earth Surface and Process of Mineral Formation, Granada, 188-189.

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.

FISCHER, R. (1894). "Versuch einer wissenschaftlichen Orogaphie der Iberischen Halbinsel". Dr. A. Pettermanns Mitteil., 40, 249-285.

- FLOQUET, M.; ALONSO, A. y MELÉNDEZ, A. (1982). "El Cretácico superior". En "El Cretácico de España". Univ. Compl. Madrid, 7, 387-456.
- FÚSTER, 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.
- FÚSTER, J. M.; NAVIDAD, M. y VILLASECA, C. (1981). "Relaciones entre ortogneises y series volcánico-sedimentarias en el macizo de El Caloco (Guadarrama Central)". Cuad. Geol. Iber., 7, 161-171.
- FÚSTER, 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.
- GALAN, E. y CASTILLO, A. (1984). "Sepiolite-palygorskite in Spanish Tertiary basins: genetical aspects in continental environments". En SINGER, A. y GALANCA, E. (Eds.), Palygorskite-Sepiolite occurrences, genesis and uses, Elsevier, Amsterdam, 87-124.
- 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.
- GARZÓN, M. C. (1980). "Estudio geomorfológico de una transversal en la Sierra de Gredos Oriental (Sistema Central Español)". Ensayo de una cartografía geomorfológica. Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F. (1981). "Estudio geológico-estructural de la terminación oriental de la Sierra de Guadarrama (Sistema Central Español)". Tesis Doctoral Univ. Salamanca, 1-365.
- GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R., MACAYA, J. y ÁLVAREZ, F. (1988). "Sobre la estructura del Antiforme de El Cardoso y el Sinforme de Majaelrayo y su relación con la Falla de Berzosa". Geogaceta, 4, 11-14.
- GONZÁLEZ MARTÍN, J. A. y ASENSIÓN AMOR, I. (1986). "Estudio geomorfológico de las formaciones detriticas terciarias sitas al norte de la cuenca del Tajo. Zona I: Valdemorillo-Torrelaguna (Madrid)". Rev. Mat. Proc. Geol. Univ. Compl. Madrid.
- HERNÁNDEZ PACHECHO, F. (1962). "La formación o depósitos de grandes bloques de edad pliocena. Su relación con la raña". Est. Geol., 18 (1-2), 75-88.
- HOYOS, M.; JUNCO, F.; PLAZA, J. M.; RAMÍREZ, A. y RUIZ, J. (1985). "El Mioceno de Madrid". En ALBERDI, M.T. (Coord.): "Geología y Paleontología del Terciario continental de la provincia de Madrid". Museo Nac. Cienc. Naturales, Madrid, 9-16.
- HUDLESTON, P. J. (1973). "Fold morphology and some geometrical implications of theories of fold development". Tectonophysics, 16, 1-46.

HUERTAS, M. J. (1986). "Pórfitos y diques básicos asociados en la Sierra de Guadarrama". Cuad. Lab. Xeol. Laxe, 10, 245-260.

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.; FÚSTER, 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 (1971). Atlas inventario de rocas industriales.

IGME (1971). Mapa geológico de España. Síntesis de la cartografía existente. Escala 1:200.000. Hoja nº 45, Madrid.

IGME (1973). Mapa de rocas industriales de España. Escala 1:200.000. Hoja nº 45, Madrid.

IGME (1974). Mapa Metalogenético de España. Escala 1:200.000. Hoja nº 45, Madrid.

IGME (1981). Atlas Hidrogeológico de la Provincia de Madrid

IGME (1982). "Actualización y mejora del inventario de rocas industriales en la provincia de Madrid". Ministerio de Industria y Energía, Comisaría de la Energía y Recursos Minerales, 1-109.

IGME (AZNAR, J.M. y PÉREZ GONZÁLEZ, A.) (1983). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2^a Serie, 1^a Edición, Algete (535).

IGME (1988). "Atlas Geocientífico del Medio Natural de la Comunidad de Madrid".

IGME (CALVO, J.P.; GOY, J.L.; PÉREZ GONZÁLEZ, A.; SAN JOSÉ M.A.; VEGAS, R. y ZAZO, C.) (1989). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2^a serie, 1^a edición, Madrid (559).

ITGE (BELLIDO, F.; CASQUET, C.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍN PARRA, L. M.; MARTÍNEZ, J.; NAVIDAD, M. y DEL OLMO, A.) (1990). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2^a Serie, 1^a Edición, Torrelaguna (509).

ITGE (BELLIDO, F.; MARTÍN PARRA, L. M.; DEL OLMO, A.; CASQUET, C. y FÚSTER, J. M.) (1990). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2^a Serie, 1^a edición, San Lorenzo de El Escorial (533).

ITGE (ARENAS, R.; FÚSTER, J. M.; MARTÍNEZ, J.; DEL OLMO, A. y VILLASECA, C.) (1991). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2^a serie, 1^a edición, Majadahonda (558).

ITGE (BELLIDO, F.; ESCUDER, J.; KLEIN, E.; DEL OLMO A.; CASQUET, C.; NAVIDAD, M. y PEINADO, M.) (1991). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2^a serie, 1^a edición, Buitrago de Lozoya, (484).

- ITGE (1991). Base de datos (AGMA y AGCA).
- JULIVERT, M.; FONTBOTÉ, 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.
- JUNCO, F. y CALVO, J. P. (1983). "Cuenca de Madrid". En Libro Homenaje a J.M. Ríos, 2, 534-542.
- LÁZARO, I. (1977). "Estudio Geomorfológico de la Cuenca del río Guadalix (Evolución Neógeno-Cuaternario)". Est. Geol., 33 (2), 101-117.
- LÓPEZ MARTÍNEZ, N.; SESÉ, C. y HERRAEZ, E. (1987). "Los yacimientos de micromamíferos del área de Madrid". Bol. Inst. Geol. Min., 98, 159-176.
- 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.
- LÓPEZ VERA, F. (1975). "Hidrogeología regional de la cuenca del río Jarama en los alrededores de Madrid". Memorias IGME, 91, 1-227.
- LÓPEZ VERA, F. y PEDRAZA, J. (1976). "Síntesis geomorfológica de la cuenca del río Jarama en los alrededores de Madrid". Est. Geol., 32, 499-508.
- LOTZE, F. (1945). "Eipige Probleme des Iberischen Meseta". Geotekt. Forsch, 6, 1-12.
- LLAMAS, R. y LÓPEZ VERA, F. (1975). "Estudio sobre los recursos hidráulicos subterráneos del área metropolitana de Madrid y su zona de influencia: avance de las características hidrogeológicas del Terciario detrítico de la Cuenca del Jarama". Agua, 88, 36-55.
- MACAYA, J.; GONZÁLEZ LODERO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J. R. y ÁLVAREZ, F. (1981). "Continous deformation, ductile thrusting and backfolding in the basament 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.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1976). "Actividad tectónica durante el Mioceno de las fracturas del Basamento de la fosa del Tajo". Est. Geol., 32, 509-522.
- MARTÍN ESCORZA, C. (1980). "Las grandes estructuras neotectónicas de la cuenca cenozoica de Madrid". Est. Geol., 36, 247-253.
- MARTÍNEZ ALFARO, P. E. (1978). "Contribución al conocimiento de la geología del casco urbano de Madrid". Est. Geol., 34, 241-249.
- MEGIAS, A. G. (1982). "Introducción al análisis tectosedimentario: aplicación al estudio dinámico de cuencas". V Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires, Actas, 1, 385-402.

MEGIAS, A. G.; ORDÓÑEZ, S. y CALVO, J. P. (1980). "Rupturas sedimentarias en series continentales: Aplicación a la cuenca de Madrid". Actas IX Congr. Nac. Esp. de Sedimentología. Salamanca.

MEGIAS, A. G.; ORDÓÑEZ, S. y CALVO, J. P. (1983). "Nuevas aportaciones al conocimiento geológico de la cuenca de Madrid". Rev. Mat. Proc. Geol. 1, 163-191.

MEIN, P. (1975). "Propositions de Biozanation du Néogene Méditerranéen à partir des Mamifères". Trabajos Neógeno-Cuaternario, 4, 112-113.

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

MOPU (1988). "Plan Hidrológico Nacional. Cuenca del Tajo". Dirección General de Obras Hidráulicas.

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 series glandulares del sector central del Macizo Ibérico (Guadarrama centro-occidental)". Est. Geol. 35, 31-48.

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

ORDÓÑEZ, S.; CALVO, J. P.; GARCÍA DEL CURA, M. A.; ALONSO A. M. y HOYOS, M. (1991). "Sedimentology of sodium sulphate deposits and special clays from the Tertiary Madrid Basin (Spain)". Spce. Publs. Int. Assoc. Sediment., 13, 39-55.

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

PARGA PONDAL, I.; MATTE, P. y CAPDEVILLA, R. (1964). "Introduction a la géologie de Ollo de Sapo. Formation porphyroïde antésilurienne du NW de l'Espagne". Not. Com. IGME, 76, 119-154.

PEDRAZA, J. (1973). "Estudio geomorfológico del extremo oriental de la cadena San Vicente-Peña Cenicientos". Bol. Geol. Min., 84, 1-14.

PEDRAZA, J. (1978). "Estudio geomorfológico de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Español)". Tesis Doctoral Univ. Compl. Madrid, 1-459.

- 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 intrahercínico en el sector metamórfico de El Escorial (Sistema Central Español)". Cuad. Geol. Iber., 7, 201-216.
- PÉREZ DE BARRADAS, J. (1929). "La colección prehistórica Rotondo". Mem. Soc. Esp. Antrop. Etnogr. y Prehist., 8, 161-204.
- PÉREZ DE BARRADAS, J. y WERNERT, P. (1921). "Excusiones geológicas por el valle inferior del Manzanares". Bol. Soc. Iber. C. Nat., 20, 138-158.
- 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 GONZALEZ, 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.
- 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, 253-263.
- PORTERO, J. M. y OLIVÉ, A. (1983). "El Terciario del borde meridional del Guadarrama y Somosierra". En Libro Jubilar homenaje a J.M. Ríos, 2, 527-534.
- QUEROL, R. (1989). "Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo". Esc. Tec. Sup. de Ingenieros de Minas de Madrid, 1-48.
- RACERO, A. (1988). "Consideraciones acerca de la evolución geológica del margen NW de la Cuenca del Tajo durante el Terciario a partir de los datos del subsuelo". II Congr. Geol. de España. Simp., 213-222.
- RAMSAY, J. G. (1967). "Folding and Fracturing of Rocks". McGraw-Hill, New York, 1-568.
- RIBA, O. (1957). "Terrasses du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid". INQUA, V. Congr. Intern. Livret guide exc. 5-55.
- RODAS, M., GARZÓN, G.; LUQUE, F. J. y MAS, J. R. (1991). "Correlation between the Paleogene detritic in the margins of Tajo and Duero basins (Central Spain): mineralogical, sedimentological and geomorphological characteristics". Sciences Géologiques, Mem., 88, 43-52.
- RODRÍGUEZ ARANDA, J. P.; CALVO, J. P. y ORDÓÑEZ, S. (1991). "Transición de abanicos aluviales a evaporitas en el Mioceno del borde oriental de la Cuenca de Madrid (Sector Barajas de Melo-Illana)". Rev. Soc. Geol. España, 4, 33-50.
- ROYO GÓMEZ, J. y MENÉNDEZ, J. (1929). Hoja y Memoria geológica de Madrid (559). IGME. 1^a edic., 1^a serie

SANZ, M. E.; CALVO, J. P. y ORDÓÑEZ, S. (1992). "Litoestratigrafía y sedimentología del Neógeno en el sector sur de la Cuenca de Madrid (Mesa de Ocaña)". III Congr. Geol. España. VIII Congr. Latinoamer. Geología, Salamanca, Actas, 1, 212-216.

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

SCHWENZNER, J. E. (1936). "Zür Morphologie des Zentralspanischen Ochlands". Geogr. Abh.; 3 Rei Heft Stuttgart (Trad. C. VIDAL Box, en Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 14, 121-147, 1943).

SERRANO PINTO, M.; CASQUET, C.; IBARROLA, E.; CORRETGÉ, L. G. y PORTUGAL FERRERIRA, M. (1988). "Síntese geocronológica dos granitoides do Macizo Hespérico". Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hespérico. Libro homenaje a L.C. García Figuerola, 69-86.

SESÉ, C.; LÓPEZ, N. y HERRÁEZ, E. (1985). "Micromamíferos (Insectívoros, Roedores y Lagomorfos) de la provincia de Madrid". En ALBERDI, M.T. (Coord.): Geología y paleontología del Terciario Continental de la provincia de Madrid". Mus. Nac. Cc. Nat., CSIC, 29-39.

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

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

VAUDOUR, J. (1979). "Contribution à l'étude géomorphologique d'une région méditerranéenne semi-aride, la région de Madrid, altération, sols et paléosols (résumé)". Tesis Doctoral. Univ. d'Aix-Marseille.

VEGAS, R. y BANDA, E. (1982). "Tectonic framework and alpine evolution of the Iberian Peninsula". Earth Evolution Sciences, 4, 320-343.

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

VIALETTE, Y.; CASQUET, C.; FÚSTER, J. M.; IBARROLA, E.; NAVIDAD, M.; PEINADO, M. y VILLASECA, C. (1986). "Geochronological study of orthogneisses from the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System)" N.Jb. Miner. MB, 465-479.

VICENTE, G. DE; CALVO, J. P. y ALONSO, A. (1990). "Main sedimentary units and related strain fields of the Madrid Basin (Central Spain) during the Neogene". IX Cong. R.C.M.N.S. Barcelona, Abstracts, 121-122.

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.; MUÑOZ MARTÍN, A.; GINER, J. y RODRÍGUEZ PASCUAL, M. A. (1994). "Structure and alpine evolution of the Madrid Basin". En FRIEND, P. F. y DABRIO, C. (Eds.), *Tertiary Basins 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 palinogenéticas 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.

**INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 - MADRID-3**



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA