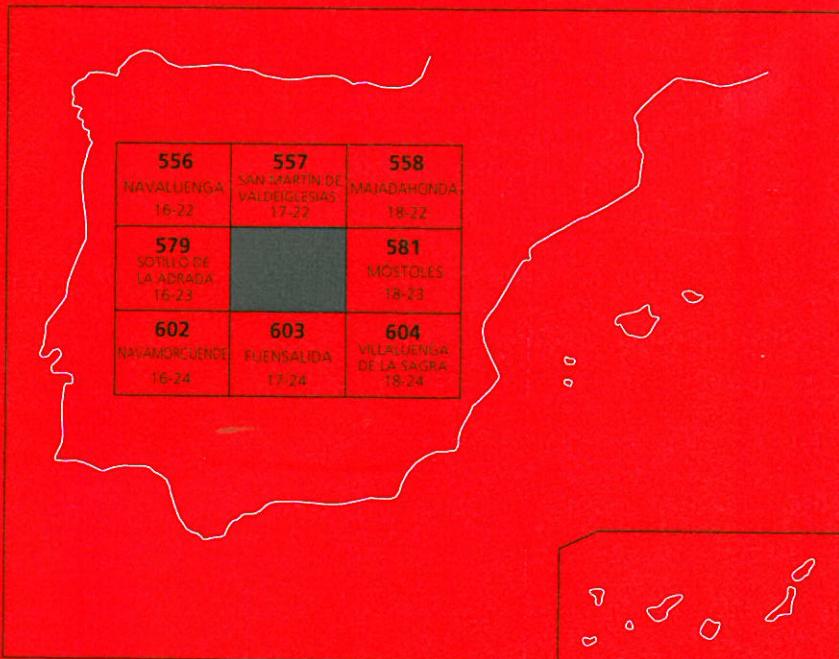




MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50.000

Segunda serie - Primera edición



VILLA DEL PRADO

MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

Se incluye mapa geomorfológico a la misma escala

VILLA DEL PRADO

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

© Instituto Geológico y Minero de España

Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid

NIPO: 657-07-007-X

ISBN: 978-84-7840-677-7

Depósito legal: M-15709-2007

Fotocomposición: Les Trappistes, S. L.

Impresión: Gráficas Muriel, S. A.

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 IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos:

Dirección y supervisión

-Angel Martín Serrano (IGME).

Autores

-J.A. Díaz de Neira (INYPSA). Cartografía, Memoria y Geomorfología.
-F. López Olmedo (INYPSA). Cartografía, Memoria y Geomorfología.
-J. Solé Pont (INYPSA). Sedimentología.
-P.P. Hernaiz (INYPSA). Tectónica.
-J.P. Calvo Sorando (UCM). Asesoría del Terciario.

Estudio de muestras

-J.P. Calvo Sorando (UCM). Petrografía de carbonatos.
-J. Escuder (UCM). Petrografía de rocas ígneas.
-R. Fort (UCM). Minerales pesados.
-J. Morales (CSIC). Paleontología de vertebrados.
-J.M. Brell (UCM). Análisis mineralógico de arcillas.

INFORMACIÓN COMPLEMENTARIA

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

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

ÍNDICE

0. INTRODUCCIÓN	8
0.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA.....	8
0.2. ANTECEDENTES	9
0.3. MARCO GEOLÓGICO	11
1. ESTRATIGRAFÍA.....	15
1.1. PRECÁMBRICO-PALEOZOICO.....	15
1.1.1. Rocas metamórficas	16
1.1.1.1. Paraneises, esquistos, y micaesquistos (15). Calizas recristalizadas (16). Precámbrico superior-Cámbrico	17
1.1.1.2. Rocas graníticas hercínicas.....	18
1.1.2.1. Tonalitas. Tipo Aldeaencabo de Escalona (3).....	20
1.1.2.2. Monzogranitos biotíticos porfídicos. Tipo Rozas de Puerto Real (4)	21
1.1.2.3. Monzogranitos biotíticos (5). Monzogranitos porfídicos de grano grueso (6). Leucogranitos biotíticos (7). Tipo Villa del Prado	22
1.1.2.4. Adamellitas con megacristales. Tipo San Martín de Valdeiglesias (8)	22
1.1.2.5. Leucogranitos biotíticos de grano medio-grueso (9). Leucogranitos de grano fino (10). Tipo Cadalso de los Vidrios	23
1.1.2.6. Leucogranitos de dos micas (11). Leucogranitos de dos micas de grano fino (12). Tipo El Berrocal.....	24
1.1.2.7. Monzogranitos biotíticos porfídicos. Tipo La Garbanzosa (13).....	25
1.1.2.8. Leucogranitos de grano fino (14)	25
1.1.3. Rocas filonianas	26
1.1.3.1. Aplitas (1).....	26
1.1.3.2. Cuarzo (2)	27
1.2. MIOCENO	27
1.2.1. Oligoceno?-Aragoniente medio (Unidad Inferior).....	29
1.2.1.1. Arcosas (17). Oligoceno-Aragoniente inferior.....	31
1.2.1.2. Arcosas con grandes bloques (18). Arcosas con cantos y bloques (19). Aragoniente inferior-medio	32
1.2.1.3. Arcosas con cantos (20). Aragoniente inferior-medio	34
1.2.2. Aragoniente medio-superior.....	35
1.2.2.1 Arcosas con grandes bloques (21). Arcosas con cantos y bloques (22). Arcosas, ocasionalmente con cantos y lutitas (23). Aragoniente medio- superior	36
1.2.2.2. Arcosas con grandes bloques y gravas de cuarzo (24). Aragoniente superior	38
1.3. CUATERNARIO	39
1.3.1. Pleistoceno.....	39
1.3.1.1. Arenas, cantos y bloques (Glacis) (25, 26). Pleistoceno-Holoceno.....	39
1.3.1.2. Gravas y arenas (Terrazas). (27, 28, 29) Pleistoceno	40
1.3.1.3. Arenas, gravas y lutitas (Conos de deyección) (30, 31). Pleistoceno medio-Holoceno	41
1.3.2. Holoceno	42
1.3.2.1. Cantos, arenas y arcillas (Coluviones) (32). Holoceno	42

1.3.2.2. Gravas, arenas y arcillas (Llanuras de inundación) (33). Holoceno.....	42
1.3.2.3. Gravas, arenas y lutitas (Fondos de valle) (34). Holoceno	43
1.3.2.4. Arenas y gravas (Barras) (35). Holoceno.....	43
1.4. BIOESTRATIGRAFÍA DEL TERCARIO	43
1.4.1. Antecedentes paleontológicos del área de estudio.....	43
1.4.2. Resultados paleontológicos	44
1.4.3. Conclusiones.....	49
2. TECTÓNICA	49
2.1. LA OROGENIA HERCÍNICA.....	49
2.1.1. Primera y segunda fases de deformación (D1 y D2).....	50
2.1.2. Tercera fase de deformación (D3)	50
2.1.3. Plegamientos tardíos	51
2.1.4. Deformaciones finihercínicas	51
2.2. LA OROGENIA ALPINA	52
2.2.1. La distensión mesozoica	52
2.2.2. La compresión terciaria.....	53
2.2.2.1. El periodo tectogenético	53
2.2.2.2. La distensión finineógena	55
2.2.2.3. Deformaciones cuaternarias.....	55
3. GEOMORFOLOGÍA.....	56
3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA	57
3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO.....	59
3.2.1. Estudio morfoestructural	59
3.2.1.1. Formas estructurales	59
3.2.2. Estudio del modelado	60
3.2.2.1. Formas de ladera	60
3.2.2.2. Formas fluviales	61
3.2.2.3. Formas polígenicas	62
3.2.2.4. Formas antrópicas.....	64
3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES.....	64
3.3.1. Descripción de las Formaciones	64
3.3.1.1. Cantos, arenas y arcillas. Coluviones (a). Holoceno	64
3.3.1.2. Gravas y arenas. Terrazas (b-c, e-g). Pleistoceno	64
3.3.1.3. Arenas, gravas y lutitas. Conos de deyección (d, j). Pleistoceno medio-Holoceno.....	65
3.3.1.4. Gravas, arenas y arcillas. Llanuras de inundación (h). Holoceno.....	65
3.3.1.5. Gravas, arenas y lutitas. Fondos de valle (i). Holoceno.....	65
3.3.1.6. Arenas y gravas. Barras (k). Holoceno	65
3.3.1.7. Arenas, cantos y bloques. Glacis (l, m). Pleistoceno-Holoceno	66
3.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA	66
3.5. MORFOLOGÍA ACTUAL, SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS.....	68
4. PETROLOGÍA.....	68

4.1. DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES	69
4.1.1. Rocas metamórficas	69
4.1.1.1. Metasedimentos de origen pelítico (15).....	69
4.1.1.2. Metasedimentos de origen carbonatado (16)	70
4.1.2. Rocas plutónicas hercínicas.....	70
4.1.2.1. Tonalitas. Tipo Aldeaencabo de Escalona (3).....	70
4.1.2.2. Monzogranitos porfídicos. Tipo Rozas de Puerto Real (4).....	71
4.1.2.3. Monzogranitos y leucogranitos. Tipo Villa del Prado (5, 6, 7)	72
4.1.2.4. Adamellitas con megacristales. Tipo San Martín de Valdeiglesias (8) ...	73
4.1.2.5. Leucogranitos. Tipo Cadalso de los Vidrios (9, 10)	73
4.1.2.6. Leucogranitos de dos micas. Tipo El Berrocal (11, 12)	74
4.1.2.7. Monzogranitos porfídicos. Tipo La Garbanzosa (13)	75
4.1.2.8. Leucogranitos de grano fino (14)	75
4.1.3. Rocas filonianas	76
4.1.3.1. Aplitas (1).....	76
4.1.3.2. Cuarzo (2)	76
4.2. GEOQUÍMICA	77
4.2.1. Rocas metamórficas	77
4.2.2. Rocas ígneas hercínicas	77
4.3. CARACTERÍSTICAS DEL METAMORFISMO	79
4.4. PETROGÉNESIS DE ROCAS ÍGNEAS HERCÍNICAS	80
4.5. GEOCRONOLOGÍA	81
5. HISTORIA GEOLÓGICA	81
6. GEOLOGÍA ECONÓMICA	88
6.1. HIDROGEOLOGÍA.....	88
6.1.1. Climatología	88
6.1.2. Hidrología	88
6.1.3. Características hidrogeológicas.....	89
6.1.3.1. Descripción de los materiales	89
6.1.3.2. Funcionamiento hidrogeológico	91
6.1.3.3. Calidad química	91
6.2. RECURSOS MINERALES	91
6.2.1. Minerales energéticos.....	92
6.2.1.1. Urano	92
6.2.2. Minerales metálicos y no metálicos	92
6.2.2.1. Barita	94
6.2.2.2. Cobre	94
6.2.2.3. Cuarzo	94
6.2.2.4. Feldespato	94
6.2.2.5. Magnesita	94
6.2.2.6. Plomo.....	95
6.2.3. Rocas industriales	95
6.2.3.1. Aplitas	95
6.2.3.2. Áridos de machaqueo	95
6.2.3.3. Granitos	96

6.2.3.4. Gravas y arenas	96
7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO (PIG).....	96
7.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS	97
7.2. TESTIFICACIÓN DE LA METODOLOGÍA	97
7.3. ITINERARIO RECOMENDADO.....	97
8. BIBLIOGRAFÍA	99

0. INTRODUCCIÓN

0.1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA

La Hoja a escala 1:50.000 de Villa del Prado (580) se encuentra situada en la confluencia entre las provincias de Toledo, que abarca el sector meridional, y Madrid, dispuesta en el sector septentrional, con la provincia de Ávila ocupando una mínima porción del extremo noroccidental. Su territorio forma parte de dos dominios fisiográficos netamente diferenciados: su mitad suroriental pertenece a La Depresión del Tajo, en tanto que en la noroccidental se alzan las estribaciones meridionales del Sistema Central, en la zona de transición entre las sierras de Gredos y Guadarrama.

El territorio perteneciente al Sistema Central se caracteriza por una disposición general a modo de rampas entre las que sobresalen diversas elevaciones de formas más o menos abruptas. Las rampas, que se encuentran profundamente disectadas por la red fluvial, se elevan hacia el norte desde cotas ligeramente superiores a 500 m junto a la depresión hasta valores superiores a 800 m en el sector noroccidental. Las elevaciones que interrumpen las rampas se encuentran distribuidas irregularmente y poseen formas muy variadas, con alineaciones de varios kilómetros frente a formas aisladas; entre las más relevantes destacan el vértice Berrocal (1.063 m), la Peña de Cenicientos, que con 1.252 m posee la máxima altitud, y especialmente, la Peña de Cadalso (1.044 m) cuya espectacular morfología de monte-isla la convierte en el elemento de referencia más característico del paisaje de la zona.

Por su parte, La Depresión del Tajo ofrece un relieve mucho menos vigoroso, prácticamente comprendido entre 420 y 600 m. Su principal elemento fisiográfico es el río Alberche que, procedente del dominio montañoso, la surca de noreste a suroeste, localizándose junto a su paso por Escalona la altitud mínima (410 m). Su valle se caracteriza por la gran extensión de sus aterrazamientos, que contrastan con los pronunciados escarpes y acarcavamientos elaborados por la densa red de arroyos y barrancos existente.

Excepción hecha del arroyo del Castaño, localizado al suroeste de Rozas de Puerto Real, perteneciente a la cuenca del río Tiétar, la red fluvial se articula en torno al Alberche, que tras una tortuosa salida de la zona montañosa aguas abajo del embalse de Picadas, recibe por su margen izquierda los aportes de su principal afluente, el río Perales; sus restantes tributarios por la margen izquierda corresponden a una serie de arroyos paralelos de orientación ESE-ONO, a los que acceden innumerables arroyos y barrancos de escasa entidad. Por lo que respecta a su margen derecha, posee una geometría mucho más irregular, reflejando las heterogeneidades del sustrato; aunque sus integrantes discurren en general hacia el sur, en el sector noroccidental aparece una serie de tributarios del arroyo de las Tórtolas, de entre los que destaca el arroyo de la Avellaneda, que, a pesar de circular en sentido contrario, también vierten sus aguas al Alberche.

A grandes rasgos, la red hidrográfica se caracteriza por valles angostos con vertientes de pendientes elevadas, excepción hecha de los cursos citados, destacando por su amplitud el valle del Alberche, que muestra una cierta asimetría, con la mayor parte de sus aterrazamientos en la margen derecha.

Aunque su población puede considerarse moderadamente elevada para una zona eminentemente rural, sus habitantes se hallan muy desigualmente repartidos, con áreas prácticamente despobladas, como los sectores localizados al oeste de Paredes de Escalona y al norte de Villa del Prado. Además de estas variaciones locales, su número de habitantes sufre fuertes variaciones estacionales, ya que junto a los numerosos municipios presentes, de entre los que destacan Villa del Prado, Almorox, Escalona, Aldea del Fresno, Cadalso de los Vidrios, Cencios y Métrida, existen numerosas urbanizaciones habitadas preferentemente durante los períodos vacacionales, sobresaliendo por sus dimensiones el Encinar del Alberche y Calalberche.

Al margen del sector terciario relacionado con la actividad turística, la principal ocupación de la población se centra en las labores agrícolas, destacando entre ellas los extensos viñedos y los regadíos del valle del Alberche, sin olvidar la importancia que la actividad extractiva puede alcanzar localmente, como en el ámbito de Cadalso de los Vidrios. La zona se encuentra atravesada por una densa red de carreteras, sobresaliendo la que une Toledo y Valladolid, pese a lo cual el Alberche impone una barrera difícil de sortear entre Aldea del Fresno y Escalona.

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, 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. 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 y CAPOTE (1972), 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), VIALETTE et al. (1986 y 1987) y WILDBERG et al. (1989), 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), FÚSTER y VILLASECA (1987), VILLASECA et al. (1993) y VILLASECA y HERREROS (1996), 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) y VILLASECA et al. (1995).

Además de estos trabajos de carácter general, existen otros que poseen especial interés por afectar de forma directa al territorio de la Hoja. Entre ellos, cabe señalar, además del de VILLASECA et al (1996) relativo a las tonalitas de Aldeaencabo de Escalona, los derivados del proyecto internacional conocido como "El Berrocal" (ENRESA, 1996) y desarrollado sobre el macizo granítico del mismo nombre, cuyos aspectos geológicos principales son recogidos en los trabajos de PÉREZ DEL VILLAR y DE LA CRUZ (1989), PÉREZ DEL VILLAR et al. (1990) PÉREZ DEL VILLAR y PARDILLO (1992) y RIVAS et al. (1993).

Dentro de la Cuenca de Madrid, por su relación directa con el territorio ocupado por la Hoja, es preciso destacar los trabajos de MARTÍN ESCORZA y HERNÁNDEZ ENRILE (1972) y MARTÍN ESCORZA (1974), que además de esbozar la estratigrafía del sector centro-occidental de la cuenca, aportan cartografías de gran interés. Con posterioridad a ellos, la exploración de uranio llevada a cabo por ENUSA (1984) en la cuenca supuso una importante aportación pluridisciplinar, rompiendo una clara tendencia al abandono geológico; en concreto, la exploración incluyó una importante campaña de sondeos, que aportaron innumerables datos de tipo estratigráfico, petrológico e hidroquímico, a partir de los cuales se propuso una síntesis cartográfica, además de un modelo de evolución paleogeográfica de la región durante el Terciario, con especial hincapié en el Mioceno.

La literatura relativa al Terciario de la Cuenca de Madrid es especialmente abundante en el ámbito de la capital, merced a la pena resaltar entre los trabajos más remotos el de ROYO GÓMEZ y MENÉNDEZ (1929) con objeto de la ejecución de la 1^a serie de la Hoja a escala 1:50.000 de Madrid (559). Con carácter más general, ya RIBA (1957) y BENAYAS et al. (1960) pusieron de manifiesto que el relleno terciario de la cuenca se llevó a cabo con diferentes áreas fuente en su sector septentrional; precisando esta idea, años más tarde MEGÍAS et al. (1980 y 1983) propusieron la subdivisión de dicho relleno en varias unidades tectosedimentarias.

La síntesis de JUNCO y CALVO (1983), incluida dentro del Libro Jubilar homenaje a J.M. RÍOS, supuso un importante punto de partida para trabajos posteriores, estableciendo las unidades fundamentales de la serie miocena, en las que se basan numerosos estudios posteriores de la cuenca, si bien algunos de ellos proponen ciertas precisiones. Así, en un intento de afinar este esquema, los sectores de Paracuellos de Jarama y Mirabueno-Las Inviernas ha sido objeto de estudios de detalle, entre los que destacan los de ALONSO ZARZA et al. (1986 y 1990), que precisaron el conocimiento estratigráfico y sedimentológico de una parte de la serie miocena. Más recientemente, CALVO et al. (1989 y 1994) han hecho especial hincapié en determinados rasgos sedimentológicos de la Cuenca de Madrid, sintetizando además diversos aspectos estratigráficos, sedimentológicos y económicos de interés para los estudios posteriores (1992).

Con el paso del tiempo ha sido evidente el avance del conocimiento bioestratigráfico de la cuenca, merced a los numerosos hallazgos y estudios efectuados, entre ellos los de AGUIRRE et al. (1976 y 1982), ALBERDI et al. (1983 y 1985), HOYOS et al. (1985), LÓPEZ MARTÍNEZ et al. (1987), CALVO et al. (1990), DAAMS et al. (1998) y MORALES y AGUIRRE (1999).

Especialmente abundantes son los trabajos de índole geomorfológica, tanto de carácter general como local. Entre los primeros cabe destacar los de SCHWENZNER (1936), BIROT y SOLÉ (1954), GUTIÉRREZ ELORZA y RODRÍGUEZ (1978), PEDRAZA (1978), GARZÓN (1980), GARZÓN et al. (1982) y PEDRAZA (1994 a y b), centrados en el Sistema Central, y los de VAUDOUR (1979), PÉREZ MATEOS y VAUDOUR (1972), SILVA (1988) y SILVA et al. (1988 y 1999); elaborados en el ámbito de la Depresión del Tajo. Entre los realizados en la zona, es

preciso citar los de PEDRAZA (1973, 1981, 1984 y 1986), dentro de la zona montañosa, y los de PEDRAZA (1976) y LÁZARO OCHAÍTA y ASENSIO AMOR (1977), en la depresión.

Los antecedentes de índole estructural son muy numerosos a nivel regional, en especial los referidos a la relación entre el relleno de la cuenca y las diferentes fases tectónicas, mereciendo la pena señalarse los de ALÍA (1960 y 1976), MARTÍN ESCORZA (1976 y 1980), PORTERO y AZNAR (1984), DE VICENTE et al. (1990, 1991 y 1994) y GONZÁLEZ-CASADO et al. (1996). Entre los que hacen referencia a la estructuración alpina del Sistema Central y su relación con las cuencas adyacentes, es preciso señalar los de WARBURTON y ÁLVAREZ (1989) y VEGAS et al. (1990).

De notable interés para el conocimiento de la geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo es la contribución efectuada por QUEROL (1989), en la que se recopilan numerosos datos de tipo geofísico, correlacionados con los de los afloramientos.

Por último, han sido de la máxima utilidad diversas Hojas geológicas a escala 1:50.000 correspondientes al Plan MAGNA; en particular, las de San Martín de Valdeiglesias (557) y Sotillo de la Adrada (579), por la gran cantidad de información aportada sobre zonas límitrofes; también han sido de gran interés las Hojas de Colmenar Viejo (534) y Madrid (559) por sus abundantes contribuciones al conocimiento de la cuenca terciaria, así como las de Móstoles (581), Fuensalida (603), Villaluenga de la Sagra (604) y Torrijos (628), realizadas simultáneamente con la presente.

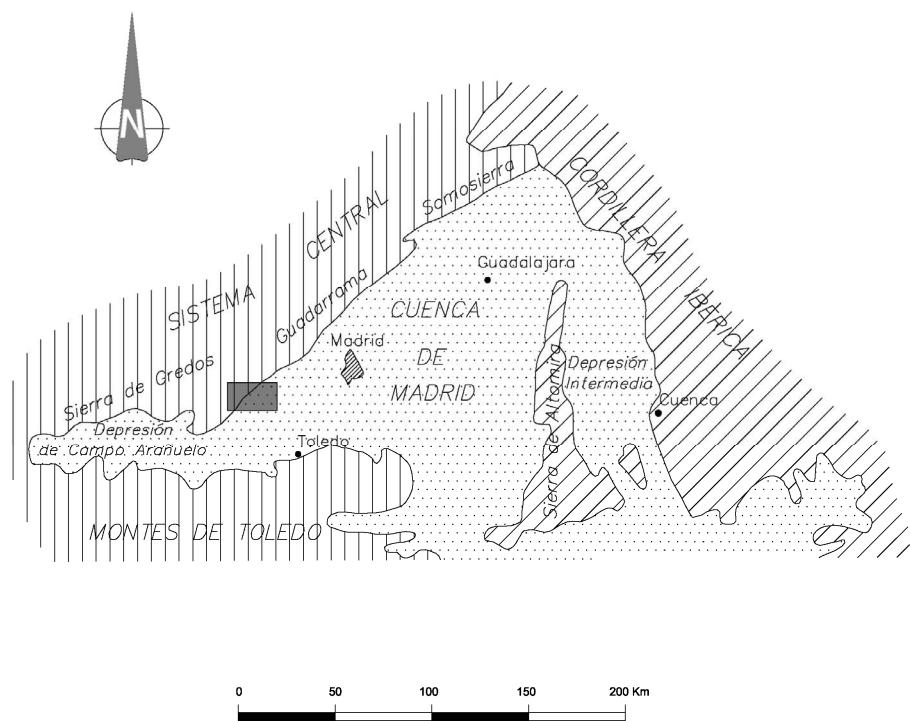
0.3. MARCO GEOLÓGICO

La Hoja a escala 1:50.000 de Villa del Prado se encuentra situada en el límite entre dos de los principales dominios morfoestructurales de la Península Ibérica: el Sistema Central y la Depresión del Tajo (Fig. 0.1), que ocupan aproximadamente las mitades noroccidental y suroriental de aquélla, respectivamente.

El Sistema Central Español constituye una cadena montañosa de directriz ENE-OSO que se extiende desde la Sierra de la Estrella (Portugal) al suroeste, hasta la Cordillera Ibérica (provincia de Guadalajara), al noreste; se alza por encima de los 2.000 m de altitud, separando las cuencas de los ríos Duero y Tajo, estando 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., 1982), respectivamente:

El Dominio Oriental, localizado al este 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.



LEYENDA

- | | |
|--|------------------------------------|
| | 1 Macizo Ibérico |
| | 2 Mesozoico de las cadenas alpinas |
| | 3 Depresiones terciarias |

Fig. 0.1. Esquema de situación de la Hoja 580 en el contexto de la Cuenca de Madrid

El Dominio Central se sitúa entre la falla de Berzosa y el afloramiento metamórfico de El Escorial-Villa del Prado, caracterizándose la aparición exclusiva 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 granitoideos tardihercínicos, más abundantes hacia el oeste.

El Dominio Occidental, dispuesto al oeste 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 prehercínicos aparecen aislados, constatándose nuevamente la aparición de series ordovícicas, si bien con menor representación que las preordovícicas, afectadas por un metamorfismo regional de grado alto a bajo.

El 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 oeste, llegando a desaparecer coincidiendo con el meridiano de Las Navas del Marqués. En aparente concordancia y de forma discontinua, sobre los materiales mesozoicos aparece una serie paleógena, sobre la que se disponen discordantemente los sedimentos neógenos que rellenan las Depresiones del Duero y del Tajo.

La morfoestructura actual del Sistema Central es el resultado de la orogenia alpina, durante la cual se reactivó la red de fracturas del basamento, generándose numerosos pliegues y fracturas en su cobertura mesozoico-paleógena. El resultado final fue 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 bajo el relleno neógeno de las cuencas sedimentarias así creadas. De acuerdo con la división anterior, los materiales hercínicos de la Hoja pertenecen al Dominio occidental (Complejo de Gredos) y al afloramiento metamórfico de Villa del Prado, que constituye el límite occidental del Dominio Central (Complejo de Guadarrama).

Por lo que respecta a la Depresión del Tajo, se encuentra situada en la submeseta meridional, pudiendo individualizarse dentro de ella tres sectores conocidos como Depresión Intermedia (oriental), Cuenca de Madrid (central) y Depresión de Campo Arañuelo (occidental), parcialmente individualizados por la Sierra de Altomira y por el estrechamiento que la Depresión del Tajo sufre en el ámbito de Talavera de la Reina. En particular, la Cuenca de Madrid a la que pertenecen los materiales cenozoicos de la Hoja, constituye una estructura intracratónica de geometría triangular en el centro de la Península Ibérica formada como resultado de la transmisión relativa de esfuerzos entre el Macizo Hespérico y las cordilleras béticas y de los Pirineos (DE VICENTE et al., 1994); los bordes de la cuenca son la Sierra de Altomira y la Cordillera Ibérica, al este, el Sistema Central, al norte y al oeste, y los Montes de Toledo, al sur.

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-SE, 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; QUEROL, 1989). 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, cuyo relleno sedimentario ha estado controlado a lo largo del Mioceno por la diferente actividad tectónica de sus bordes y por las diferencias litológicas entre éstos.

Los materiales aflorantes en la Hoja 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 a un momento impreciso del Precámbrico superior-Cámbrico, periodo en el que tuvo lugar el depósito de una potente serie sedimentaria, metamorfizada y deformada durante la orogenia hercínica, en cuyas últimas etapas fue afectada por un intenso magmatismo de afinidad granítica.

A lo largo del Cretácico superior, la región sufriría su última y efímera invasión marina, produciéndose a finales de dicho periodo 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 del Tajo.

Probablemente, a lo largo del Paleógeno las cuencas del interior peninsular desbordaban notablemente su ámbito actual, al cual se ajustarían en buena medida los límites establecidos a comienzos del Mioceno, durante el que cada borde mostró una evolución algo diferenciada. En la parte oriental, la Sierra de Altomira configuraría una franja de sedimentos mesozoicos y paleógenos plegados y cabalgantes hacia el oeste, cuyo emplazamiento definitivo tuvo lugar durante el Oligoceno superior-Mioceno inferior. Al sur, el límite de los Montes de Toledo se estructuraría mediante fallas inversas, presentándose allí un registro discontinuo de depósitos eocenos y oligocenos de litologías variadas (RODAS et al., 1991); este borde fue relativamente activo durante buena parte del Mioceno inferior, en tanto que, al igual que lo observado en la Sierra de Altomira, su actividad tectónica fue muy escasa a partir del Mioceno medio. Por el contrario, el Sistema Central muestra rasgos de intensa actividad tectónica a lo largo de la mayor parte del Mioceno, con un punto álgido durante el Aragoniense medio-superior (CALVO et al., 1991).

El levantamiento del Sistema Central y su consolidación como basamento ascendente y borde septentrional de la cuenca tuvieron lugar de forma progresiva a finales del Eoceno (PORTERO y OLIVÉ, 1983; PORTERO y AZNAR, 1984). Como resultado de este ascenso se depositaron potentes sucesiones arcóscicas y litareníticas dispuestas en discordancia sobre depósitos silíceos y arcillosos del Paleoceno-Eoceno, o bien sobre lutitas rojas y evaporitas de edad similar, según el punto de la cuenca considerado; dichas facies terriégenas se articularon en sistemas de abanicos aluviales que gradarían 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, donde posiblemente se encuentre en facies evaporíticas (RACERO, 1988).

Fundamentalmente, el relleno de la cuenca tuvo lugar a través de sistemas de abanicos aluviales procedentes de sus bordes. A comienzos del Mioceno, los Montes de Toledo aportarían materiales a la cuenca al menos en una cuantía comparable a la del Sistema Central; sin embargo, el desarrollo de la orogenia alpina, que alcanzó su máxima intensidad en el intervalo Mioceno inferior-medio, tuvo una incidencia muy superior en el Sistema Central, lo que provocó una marcada polaridad en la cuenca, con la concentración de los ambientes más energéticos en el sector septentrional y los de menor energía, en el meridional.

La historia más reciente de la región se ha desarrollado dentro de un nuevo régimen distensivo, durante el cual culminó el relleno terciario de la cuenca, tras el que han acontecido los procesos de encajamiento de la red fluvial en la serie terciaria, hasta alcanzar la morfología observada actualmente.

1. ESTRATIGRAFÍA

Dos ciclos orogénicos principales han dejado impresa su huella en la región: hercínico y alpino. Los materiales aflorantes en la Hoja pueden agruparse en tres grandes conjuntos, relacionándose el más antiguo de ellos con el ciclo hercínico, en tanto que los dos restantes lo hacen con el alpino. A grandes rasgos se distinguen:

- Materiales sedimentarios preordovícicos, metamorfizados y deformados durante la orogenia hercínica, afectados por intrusiones plutónicas en sus etapas tardías. Afloran en la mitad noroccidental, incluida en el ámbito del Sistema Central, e integran el zócalo regional.
- Depósitos miocenos, generados durante los episodios recientes del relleno de la Cuenca de Madrid, que constituyen los principales afloramientos de la mitad suroriental, cuya morfoestructura condicionan en buena medida.
- Sedimentos cuaternarios, relacionados con la morfogénesis más reciente de la región y dispuestos a modo de tapiz irregularmente distribuido sobre los conjuntos anteriores, si bien sus afloramientos más extensos se localizan en el ámbito de la cuenca.

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, de su Dominio Occidental (BELLIDO et al., 1981), también denominado Complejo de Gredos (CAPOTE et al., 1982), así como del afloramiento metamórfico de El Escorial-Villa del Prado, que constituye el límite occidental del Dominio Central o Complejo de Guadarrama. Su representación en la Hoja comprende un conjunto de rocas ígneas y metamórficas cuya génesis permite distinguir tres tipos de materiales:

-Rocas metamórficas. Generadas por acción del metamorfismo hercínico sobre una serie preordovícica de composición detrítica (unidad 15) y ocasionalmente carbonatada (unidad 16). Son los típicos metasedimentos del afloramiento de El Escorial-Villa del Prado y constituyen la mayor parte de la superficie hercínica del sector oriental de la Hoja.

-Rocas plutónicas hercínicas. Corresponden a intrusiones tardías e integran la mayor parte de los afloramientos del basamento en la Hoja, siendo especialmente extensos en la mitad occidental. Se han reconocido cinco unidades de intrusión principales que, de más antigua a más moderna son: monzogranitos porfídicos de Rozas de Puerto Real (unidad 4), monzogranitos y leucogranitos de Villa del Prado (unidades 5, 6 y 7), adamellitas con megacristales de San Martín de Valdeiglesias (unidad 8), leucogranitos de Cadalso de los Vidrios (unidades 9 y 10) y granitos de El Berrocal (unidades 10 y 11). Además, se han reconocido otros conjuntos de menor entidad y origen diverso: tonalitas de Aldeaencabo de Escalona (unidad 3), monzogranitos porfídicos de La Garbanzosa (unidad 13) y leucogranitos de grano fino tardíos (unidad 14).

-Rocas filonianas. Encajan en el conjunto anterior, configurando una densa red de diques de composición aplítica principalmente (unidad 1), de entre los que destaca el de Almorox-Navamorcuende, habiéndose distinguido una proporción muy inferior de diques de cuarzo (unidad 2).

1.1.1. Rocas metamórficas

Coinciden con las tradicionales series preordovícicas del Sistema Central, dispuestas bajo la discordancia sárdica. Regionalmente, las series preordovícicas presentan un conjunto de neises glandulares sobre el que aparece una secuencia 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 origen premetamórfico de los neises glandulares, así como con la edad de las fases de recristalización metamórfica y de 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 cálcicos, 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 entre un grupo reducido de autores que descartaron su origen ígneo (GARCÍA CACHO, 1973; PEINADO, 1973; LÓPEZ RUIZ et al., 1975; APARICIO et al., 1975) y un grupo más numeroso que apoyaron un origen magmático de naturaleza ácida (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 cualquier caso, la variedad composicional de los protolitos de los neises glandulares fue puesta de manifiesto por NAVIDAD (1978), que señaló la presencia de rocas derivadas tanto de arcosas y grauvacas como de rocas volcánicas ácidas, si bien posteriormente han sido mayoritarios los trabajos que han defendido un origen ígneo (BELLIDO et al., 1981; FÚSTER et al., 1981; TORNOS y CASQUET, 1982; y PEINADO y ÁLVARO, 1981).

Con respecto a la edad del conjunto preordovíco, en una síntesis basada en los trabajos previos, CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS (1975) propusieron que en el Sistema Central debía ser atribuido al Precámbrico, propuesta sugerida nuevamente por CAPOTE et al. (1977). Años más tarde, NAVIDAD (1979) señaló que los términos superiores o "Unidad metasedimentaria", integrado por esquistos, micacitas, cuarcitas y neises bandeados con intercalaciones de calizas y anfibolitas, corresponden al Precámbrico superior-Cámbrico inferior, atribución similar a la realizada por GONZÁLEZ LODEIRO (1981) en el Dominio Oriental. Las dataciones radiométricas del conjunto de ortoneises glandulares han dado lugar a discrepancias importantes entre los 470-500 Ma señalados por el método Rb-Sr (VIALETTE et al., 1986 y 1987) y los 540-560 Ma calculados por el método U-Pb (BISCHOFF et al., 1986); trabajos más recientes (VALVERDE-VAQUERO y DUNNING, 2000), parecen apoyar la primera edad, siendo probable, no obstante, la relación de los ortoneises del Sistema Central con más de un evento magmático.

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 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 cadomienses y sárdicos. 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.

Los niveles superiores corresponden a un conjunto metasedimentario con intercalaciones de neises glandulares derivados de cuerpos volcano-sedimentarios ácidos; 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.

En cualquier caso, las rocas metamórficas de la Hoja de Villa del Prado forman parte del conjunto paraderivado, sin que se haya encontrado vestigio alguno del conjunto de neises glandulares. Sus afloramientos evidencian una intensa deformación, así como el predominio de los términos néisicos y esquistosos (unidad 15), excepción hecha de un afloramiento de naturaleza carbonatada (unidad 16).

1.1.1.1. Paraneises, esquistos, y micaesquistos (15). Calizas recristalizadas (16). Precámbrico superior-Cámbrico

Excepción hecha de una serie de estrechas manifestaciones alargadas observadas en el sector noroccidental, sus afloramientos se integran de forma exclusiva en el ámbito del sector meridional del extenso macizo metamórfico de El Escorial-Villa del Prado, tratado principalmente en sus aspectos petrológicos y estratigráficos por PEINADO (1973). Las litologías néisicas y esquistosas (unidad 15) integran la práctica totalidad de las manifestaciones metamórficas, habiéndose encontrado puntuales intercalaciones de rocas carbonatadas, diferenciadas en la cartografía cuando sus dimensiones lo han permitido (unidad 16). A pesar de su extensión escasean los afloramientos de calidad, que se restringen a los taludes de las carreteras Toledo-Valladolid y Villa del Prado-Cadalso de los Vidrios.

El presente conjunto es similar 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, 1977), 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 de Nieva, en tanto que por debajo se situarían todos los metasedimentos de la Sierra de Guadarrama, incluidos los presentes.

En afloramiento, el conjunto metapelítico (unidad 15) muestra una gradación prácticamente continua entre micaesquistos y paraneises, derivada del grado de migmatización del protolito, cuyo reflejo es el aumento en la frecuencia y el espesor de los niveles leucocráticos, que confieren un marcado aspecto bandeado al conjunto. Los paraneises están bien representados en las inmediaciones de la presa de Picadas y en la alineación de los cerros Juego de Bolos y Cuerda Povedana, así como en algunos puntos de la carretera de Villa del Prado-Cadalso de los Vidrios, puntos que parecen coincidir con los términos inferiores estructuralmente.

A grandes rasgos, se trata de metasedimentos pelíticos o semipelíticos de tonos grises y grano fino a medio, que exhiben fábrica planar o plano-lineal. La foliación está definida por una

alternancia milimétrica a centimétrica entre niveles melanocráticos y leucocráticos; los primeros consisten en un entramado milimétrico de capas ricas en biotita y sillimanita, en tanto que los segundos suelen formar bandas lentejonares de mayor grosor, integradas por cuarzo, feldespato y cordierita. La lineación mineral está definida en afloramiento por rods de cuarzo y de haces de sillimanita, difíciles de observar; en lámina delgada es más evidente por la elongación de los agregados cuarzo-feldespáticos y por el estiramiento de nematoblastos de sillimanita fibrolítica. En los paraneises, la alternacia de los niveles micáceo-fibrolíticos y cuarzo-feldespáticos puede llegar a formar un bandeado centimétrico en el que predominan las estructuras estromáticas, aunque ocasionalmente también se observan estructuras migmatíticas de tipo vena y, más raramente, nebulíticas.

En cuanto a las intercalaciones carbonatadas (unidad 16), han sido diferenciadas exclusivamente al norte del paraje de El Chaparral, donde pese a la deficiencia del afloramiento se han reconocido como mármoles de tonos claros con un bandeado definido por niveles oscuros, más impuros, con silicatos cárnicos y magnesianos. Debido a su mayor competencia con respecto a la serie metapelítica, la fábrica es menos perceptible, aunque se reconoce bien en lámina delgada.

Dadas las características del conjunto preordovícico, no ha sido posible establecer su espesor, ni tampoco realizar precisiones sedimentológicas sobre su origen, ya que el metamorfismo hercínico ha borrado cualquier rasgo sedimentario; no obstante, por consideraciones paleogeográficas, 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 de Nieva (ÁLVAREZ, 1982; ITGE, 1990 y 1991).

Aunque el presente conjunto ha debido sufrir la acción de las orogenias cadiomense y sárdica, sus efectos son difícilmente evaluables, considerándose que la intensa deformación que muestra, así como su metamorfismo, están relacionados fundamentalmente con la orogenia hercínica.

1.1.2. Rocas graníticas hercínicas

Los granitoídes hercínicos del Sistema Central 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, tal como ocurre en la Hoja de Villa del Prado.

Una síntesis relativa a los granitoídes del Macizo Hespérico fue propuesta por CAPDEVILLA et al. (1973), estableciéndose dos tipos: uno, alumínico, controlado por el metamorfismo regional, incluye cuerpos generados por anatexia húmeda, localizándose preferentemente en

el noroeste y centro del macizo; otro, calcoalcalino o híbrido, tardiorogénico, generado principalmente por mezcla de fusión seca de la base de la corteza con productos básicos infracrustales, siendo más importante su participación en el tercio inferior del macizo, pudiendo existir diferenciación magmática.

Aunque existen cuerpos autóctonos y parautóctonos derivados de procesos anatécticos relacionados con el clímax metamórfico hercínico, la mayor parte de los granitoides corresponden a episodios magmáticos postmetamórficos y postcinemáticos. El magmatismo hercínico del Sistema Central ha sido objeto de una gran cantidad de trabajos de carácter regional y, muy especialmente, local; entre los primeros destacan los de APARICIO et al. (1975), BELLIDO et al. (1981), VILLASECA (1985) y FÚSTER y VILLASECA (1987), VILLASECA et al. (1993) y VILLASECA y HERREROS (1996).

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

A pesar de su abundancia, su espectro composicional es muy limitado, predominando de manera ostensible granitos, adamellitas, monzogranitos 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 bióticos, 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 porfídicas 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 presentan grano muy grueso de carácter casi pegmatoide. En relación con los procesos de fracturación tardía, se encuentran rocas episieníticas de tonos rosados, así como manifestaciones filonianas, entre ellas pórfitos, lamprófitos, 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 escasez de rocas básicas. En sectores occidentales, los granitos de dos micas han seguido tendencias evolutivas más complejas debido a su mayor contenido en volátiles y a la cristalización de moscovita.

A grandes rasgos, la secuencia de emplazamiento, que puede mostrar variaciones de orden local, señala una cierta precocidad de las dioritas, intruyendo posteriormente tonalitas y cuarzodioritas, con muy poco desfase con respecto a granodioritas, monzogranitos y adamellitas, finalizando la secuencia con granitos y leucogranitos. El plutonismo hercínico y tardihercínico de la Sierra de Guadarrama se produjo al menos durante el intervalo comprendido entre 345 ± 26 Ma (unidad de Villacastín) y 276 ± 8 Ma (unidad 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 existieron acontecimientos intrusivos anteriores y posteriores a las edades señaladas.

En la Hoja de Villa del Prado se han reconocido diversos complejos intrusivos cuyas relaciones son evidentes tan sólo en algunos casos. El complejo más antiguo corresponde a los monzogranitos porfídicos de Rozas de Puerto Real (unidad 4), que puntualmente engloba pequeñas masas de afinidad tonalítica (unidad 3). Pese a su posible relación con aquél, se ha diferenciado el complejo intrusivo de Villa del Prado, en el que se han reconocido monzogranitos (unidades 5 y 6) y leucogranitos (unidad 7). Intruido en el complejo de Rozas de Puerto Real aparece el batolito de San Martín de Valdeiglesias, de composición adamellítica (unidad 8), en el que a su vez se encaja el stock leucogranítico de Cadalso de los Vidrios (unidades 9 y 10). Las relaciones entre otros cuerpos son inciertas, como es el caso del stock granítico de El Berrocal (unidades 11 y 12), de los pequeños afloramientos de monzogranitos de La Garbanzosa (unidad 13) y del típico conjunto leucogranítico de grano fino (unidad 14).

1.1.2.1. Tonalitas. Tipo Aldeaencabo de Escalona (3)

Constituyen el conjunto plutónico de menor entidad, apareciendo como una masa subcircular de diámetro cercano a 500 m, aflorante deficientemente al oeste de Aldeaencabo de Escalona, cuyo hallazgo y descripción fueron efectuados por VILLASECA et al. (1996). Se trata de uno de los escasos cuerpos intrusivos de composición intermedia o básica del Sistema Central. Además del presente afloramiento, se han reconocido otros de menor entidad cuyas dimensiones no han permitido su individualización cartográfica.

Sus colores oscuros contrastan con los tonos más claros de los monzogranitos porfídicos de tipo Rozas de Puerto Real (unidad 4) en los cuales se hallan englobadas; diversos diques de esta composición atraviesan el cuerpo tonalítico, denunciando la precocidad de éste con respecto a los granitoides ácidos, precocidad confirmada por una fábrica planar de dirección cercana a N160°E y buzamiento subvertical.

No existe punto alguno donde realizar observaciones de detalle, pero en cualquier caso sus constituyentes fundamentales son plagioclasa, cuarzo, biotita y feldespato potásico, definiendo una textura inequigranular de grano fino, con fenocristales de feldespato de hasta 1,5 cm; en menor proporción aparecen círcón, apatito y opacos, reconociéndose pequeños xenolitos de rocas paraderivadas, así como enclaves micáceos de forma lenticular. Rocas afines al presente conjunto se han identificado en la pista que asciende a la Peña de Cenicientos, pero en este caso los fenocristales feldespáticos pueden alcanzar 5 cm.

Poco puede decirse con respecto a la edad de este conjunto tonalítico, excepto su carácter previo en relación con los monzogranitos porfídicos de tipo Rozas de Puerto Real, que probablemente forman parte de la primera generación del magmatismo hercínico ácido del Sistema Central, cuyo emplazamiento se iniciaría hace 345 ± 26 Ma (IBARROLA et al., 1987).

1.1.2.2. Monzogranitos biotíticos porfídicos. Tipo Rozas de Puerto Real (4)

Constituyen la unidad ígnea de mayor superficie de afloramiento, extendiéndose ampliamente por las vecinas Hojas de San Martín de Valdeiglesias (557) y Sotillo de la Adrada (579), formando parte del conjunto plutónico "de fondo" de los dominios de Guadarrama y Gredos, donde ha sido denominado "granito de tipo San Vicente" (DOBLAS, 1990); también son equiparables con los granitos de tipo Hoyo de Pinares (ITGE, 1990); su límite meridional está constituido por la falla de Nombela, que pone en contacto el Sistema Central y la Cuenca de Madrid. Encajados en el conjunto metasedimentario preordovícico (unidades 15 y 16), engloban masas tonalíticas (unidad 3) y se encuentran afectados por los conjuntos intrusivos de San Martín de Valdeiglesias (unidad 8)-Cadalso de los Vidrios (unidades 9 y 10) y El Berrocal (unidades 11 y 12), sin que su relación con el de Villa del Prado (unidades 5, 6 y 7) esté convenientemente aclarada.

A pesar de su extensión, son escasos los afloramientos de interés, destacando entre ellos los taludes de las carreteras de Cadalso de los Vidrios a Rozas de Puerto Real y a Cenicientos, o el del kilómetro 65 de la carretera Toledo-Valladolid. Presentan un aspecto muy similar al de la mayoría de los afloramientos "graníticos" del Sistema Central, con color gris, tamaño de grano medio a grueso y marcado porfidismo. En la zona posee un notable contraste morfológico con relación al conjunto intrusivo de San Martín de Valdeiglesias-Cadalso de los Vidrios, que configura terrenos menos agrestes; otro tanto puede decirse con respecto al conjunto de El Berrocal, aunque en este caso es éste el que presenta un relieve más destacado. En detalle su aspecto es muy variable, con afloramientos en forma de berrocales, lanchares y domos, frente a zonas muy arenizadas y con disyunción en bolos.

Junto con los aspectos morfológicos señalados, sus principales criterios de reconocimiento son el marcado porfidismo, con cristales rectangulares de feldespato potásico de hasta 8 cm, la abundancia de enclaves y la marcada orientación tectónica. Además del feldespato potásico, sus constituyentes fundamentales son cuarzo, plagioclasa y biotita; aunque predominan los términos monzograníticos, ligeras variaciones en la proporción de los componentes señalados hacen que puedan clasificarse como adamellitas y granodioritas.

La naturaleza y envergadura de los enclaves varían considerablemente, con cuerpos de origen metamórfico o ígneo de dimensiones milimétricas a hectométricas, siendo su exponente más relevante el afloramiento tonalítico de Aldeaencabo (unidad 3). La orientación deformativa de la unidad se manifiesta por la alineación de fenocristales, la disposición de cristales de biotita en planos y la elongación de enclaves microgranulares, que definen planos de orientación cercana a N-S y buzamientos elevados. Se encuentra afectada por una densa red de fracturación en la que predominan las orientaciones ENE-OSO, NNO-SSE y ONO-ESE, aprovechadas por los fluidos más tardíos para su emplazamiento en forma de diques, predominando los de composición aplítica y pegmatítica; aunque generalmente cortan claramente al conjunto plutónico, pueden mostrar deformaciones solidarias con él.

No existen dataciones que permitan precisar la edad de emplazamiento de la intrusión, que probablemente se efectuara de forma conjunta con los cuerpos de composición similar que integran la primera generación de intrusiones ácidas y que constituyen el conjunto "de fondo" de la región. De acuerdo con los datos existentes, este acontecimiento se produciría al menos

entre 345 ± 26 Ma y 327 ± 4 Ma (granitos de Villacastín y Moralzarzal, respectivamente; IBARROLA et al., 1987).

1.1.2.3. Monzogranitos bióticos (5). Monzogranitos porfídicos de grano grueso (6). Leucogranitos bióticos (7). Tipo Villa del Prado

En apariencia constituyen un stock intrusivo en los metasedimentos preordovícicos (unidades 15 y 16), con los que presenta un contacto jalónado de diques y venas, de orden decimétrico a métrico, sin que deba descartarse su conexión subsuperficial con el conjunto de tipo Rozas de Puerto Real (unidad 4), con el que presenta ciertas afinidades. Al sur, su límite coincide con la falla de Nombela, mediante la cual cabalga sobre el conjunto detrítico mioceno de la Cuenca de Madrid, accidente perfectamente visible en la carretera Villa del Prado-Cadalso de los Vidrios.

Los afloramientos son de escasa calidad y permiten únicamente observaciones de tipo puntual, pese a lo cual se ha apreciado el predominio de monzogranitos, con facies bióticas en el sector interno del plutón (unidad 5) y facies porfídicas de grano grueso en el sector externo (unidad 6); además, en el paraje de La granja se reconoce un pequeño asomo de composición leucogranítica (unidad 7) incluido en el presente grupo por su ubicación espacial, si bien muestra ciertas semejanzas con el conjunto leucogranítico de El Berrocal (unidades 11 y 12).

Las facies internas poseen un color blanco-rosado, así como tendencias porfídicas, grano grueso y fábrica magmática planar, pero su rasgo principal es la presencia de microagregados bióticos; la textura de la roca evidencia la superposición de una importante deformación frágil. Con respecto a ellas, las facies externas se caracterizan por colores blanquecinos, tendencias porfídicas más acusadas, mayor tamaño de grano y superposición de una moderada blastesis retrógrada; también presentan fábrica magmática planar y la superposición de una tectónica frágil tardía. Ambos conjuntos están constituidos por feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa y biotita, si bien el segundo incluye sillimanita como consecuencia del proceso metamórfico.

Los leucogranitos son la litología más peculiar, apareciendo como rocas subequigranulares de grano fino a medio, color blanco-grisáceo, carácter biótico y fábrica magmática planar. Si bien su aspecto en muestra de mano es semejante al de los leucogranitos del stock de El Berrocal, la presencia de sillimanita junto a cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita parece indicativa de su relación con las facies externas del presente complejo intrusivo.

Poco puede decirse de su edad, aunque su posible relación con los monzogranitos de tipo Rozas de Puerto Real implica su pertenencia a los granitos de tipo Hoyo de Pinares (ITGE, 1990) y, por tanto, a los primeros episodios de emplazamiento de granitoides ácidos durante la orogenia hercínica, posibilidad respaldada por la evidente deformación de la fábrica y los rasgos metamórficos observados.

1.1.2.4. Adamellitas con megacristales. Tipo San Martín de Valdeiglesias (8)

Sus afloramientos constituyen el extremo meridional de un batolito elipsoidal cuyo eje mayor, de orientación N-S, sobrepasa 50 km, intruyendo en el conjunto metasedimentario preordovícico (unidad 15), que constituye su límite oriental, y en el conjunto plutónico ácido de tipo Hoyo de Pinares (unidad 4), que constituye tanto el límite occidental como el

meridional; buena parte de este contacto coincide con una falla de orientación subnorteada reflejada en el relieve por un acusado “escalón” topográfico. A su vez, se encuentra afectado por la intrusión del stock granítico de Cadalso de los Vidrios (unidades 9 y 10) y por diversas masas tardías de leucogranitos de grano fino (unidad 13).

Aunque de morfología variable, en general dan lugar a terrenos de relieve deprimido, afectados por intensos procesos de arenización que han favorecido la generación de Ihems, entre los que asoman esporádicos bolos y lanchares. Por ello, escasean los cortes de calidad, restringidos prácticamente a una serie de pequeños taludes de carretera, como los existentes en las inmediaciones de Cadalso de los Vidrios o entre los km 67 y 71 de la carretera Toledo-Valladolid. Al igual que en el caso de los monzogranitos porfídicos de tipo Rozas de Puerto Real, pese a sus frecuentes heterogeneidades composicionales y texturales, su aspecto es el típico en los granitoides del Sistema Central, es decir, rocas de color grisáceo y tamaño de grano medio a grueso, con cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita como constituyentes principales; son asimilables a los granitos de tipo Navas del Rey (ITGE, 1990).

A diferencia del conjunto monzogranítico, los enclaves, de rocas ígneas y metamórficas, son más escasos; también el carácter porfídico, con megacristales de feldespato potásico de hasta 3 cm, es menos evidente, pudiendo decirse lo mismo de las orientaciones de la fábrica, de origen magmático. Entre sus rasgos más peculiares se encuentran la presencia de granos de cuarzo globulosos subredondeados que destacan en la matriz y de agregados biotíticos de varios milímetros. Pese al predominio de los constituyentes adamellíticos, ligeras variaciones composicionales entre sus integrantes principales hacen que se encuentren términos monzograníticos y graníticos.

No existen dataciones radiométricas relativas al emplazamiento del presente batolito, que en cualquier caso fue posterior al del conjunto de granitoides de la primera generación (345-320 Ma; IBARROLA et al., 1987); de forma tentativa, podría correlacionarse con el grupo de granitos de grano grueso emplazados entre 310 ± 14 y 305 ± 6 Ma (intrusiones de La Cabrera y La Pedriza, respectivamente; GONZÁLEZ-CASADO, 1991), con los que presenta cierta afinidad composicional y textural.

1.1.2.5. Leucogranitos biotíticos de grano medio-grueso (9). Leucogranitos de grano fino (10). Tipo Cadalso de los Vidrios

Forman un stock de forma groseramente subcircular y diámetro aproximado de 5 km que, localizado al este de Cadalso de los Vidrios, intruye en el batolito de San Martín de Valdeiglesias, si bien el contacto entre ambos no ha sido observado en afloramiento. Las facies de grano medio-grueso (unidad 9) constituyen la masa fundamental del plutón, dando lugar a afloramientos poco meteorizados, con frecuentes lanchares y lomos de ballena, que en conjunto dibujan una superficie fuertemente incisa por la erosión fluvial; por su parte, las facies de grano fino (unidad 10) afloran puntualmente, ofreciendo una gran resistencia a la erosión, siendo su máxima expresión la Peña de Cadalso, dispuesta a modo de inselberg, que constituye el elemento morfológico más característico de la zona.

Son muy numerosos los puntos donde realizar observaciones detalladas del presente conjunto, merced a las numerosas canteras existentes en el sector septentrional. Cada uno de los grupos de facies señalados presenta una gran homogeneidad, con tonos grisáceo-blanquecinos y cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita como constituyentes principales en ambos

casos. Las facies de grano medio-grueso presentan tendencias equigranulares a subequigranulares y una mayor proporción de biotita, que puede concentrarse en pequeños agregados que confieren una apariencia más oscura a la roca, en tanto que las de grano fino poseen texturas subequigranulares a porfídicas, constituyendo probablemente las facies apicales del plutón.

Su afloramiento presenta una marcada fracturación, con fallas de varios kilómetros, algunas de las cuales llegan a atravesarlo totalmente; pueden agruparse en torno a tres familias principales, bien representadas en la zona: ENE-OSO, predominante en el sector meridional, ONO-ESE, característica del septentrional, y NNE-SSO, localizadas en el borde oriental.

En cuanto a su edad, una vez más se carece de datos radiométricos relativos al plutón, pudiendo señalarse exclusivamente su posterioridad al batolito de San Martín de Valdeiglesias. No obstante, de forma tentativa podría relacionarse con la etapa de emplazamiento de leucogranitos del Sistema Central, establecida entre 295 ± 3 y 287 ± 5 Ma (intrusiones de Hoyo de Manzanares y La Cabrera, respectivamente; GONZÁLEZ-CASADO, 1991).

1.1.2.6. Leucogranitos de dos micas (11). Leucogranitos de dos micas de grano fino (12). Tipo El Berrocal

Constituyen el sector oriental del stock de El Berrocal, cuerpo intrusivo localizado en el sector suroccidental de la Hoja y que ha sido objeto de numerosos estudios de detalle cuyos resultados más relevantes han sido recogidos por ENRESA (1996). Configura un relieve prominente con relación a los monzogranitos porfídicos de tipo Rozas de Puerto Real (unidad 4) en los que intruye, si bien el contacto entre ambos no ha sido observado en campo; igualmente, parece cortar al dique aplítico de Almorox-Navamorcience (unidad 1), aunque las relaciones entre ambos han suscitado ciertas dudas entre los trabajos previos.

En muestra de mano aparece como el conjunto intrusivo ácido más característico, con tonalidades leucocráticas, siendo cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita, sus constituyentes principales, apareciendo dispuestos en una textura heterogranular, en ocasiones de tipo porfídico, más frecuente en el borde del plutón; pueden considerarse como leucogranitos, aunque en alteración muestran colores rojizos y amarillentos. Al igual que en el caso del stock de Cadalso de los Vidrios, las facies de grano medio-grueso (unidad 11) integran la masa principal del plutón, configurando afloramientos agrestes en los que predominan los berrocales, justificando el nombre del paraje donde se localiza el macizo.

Las facies de grano fino (unidad 12) aparecen en las cotas más elevadas, localizadas en el ámbito de los vértices Berrocal y Risco de la Cabra, con un contacto subhorizontal en relación con las facies de grano medio-grueso, pareciendo representar las facies apicales del plutón; el contacto entre ambas facies supone un cambio granulométrico brusco, reflejado por un neto contraste morfológico, a partir del cual los relieves se caracterizan por sus elevadas pendientes. Su génesis deriva de un proceso de diferenciación magmática centrípeta seguida por un ascenso de las facies más evolucionadas.

En el seno del complejo intrusivo se reconocen frecuentes diques y venas de dimensiones incartografiadas, cuyo contacto gradual en relación con el encajante sugiere su origen por un proceso de diferenciación magmática. Su composición mineralógica coincide con la de la masa

granítica, si bien en unos casos aparecen como aplitas de grano muy fino y en otros, como pegmatitas de grano muy grueso, con cristales de hasta 10 cm.

También son muy frecuentes las venas de cuarzo, que llenan buena parte de las numerosísimas fallas existentes, agrupables en diversas familias de entre las que destacan las de orientación N40°E, N60-80°E, N160°E, N100-110°E y E-O.

La edad de emplazamiento del plutón de El Berrocal, obtenida por el método Rb-Sr es de 297 ± 1 Ma (PÉREZ DEL VILLAR et al., 1993) coherente con el emplazamiento de la generación de leucogranitos del Sistema Central (entre 295 ± 3 y 287 ± 5 Ma; GONZÁLEZ-CASADO, 1991), con los que presenta cierta afinidad geoquímica. En cuanto a su relación con el dique de Almorox-Navamorcuende, su disposición en planta sugiere la posterioridad del conjunto granítico, si bien GONZÁLEZ UBANELL y DOBLAS (1988) han sugerido la relación genética entre ambos; el dique se habría producido por el relleno aplítico de una megafractura de tensión, que también habría favorecido el ascenso del magma leucogranítico.

1.1.2.7. Monzogranitos biotíticos porfídicos. Tipo La Garbanzosa (13)

Se incluyen en el presente grupo tres pequeños y deficientes afloramientos que coronan una serie de modestas elevaciones en el ámbito del conjunto intrusivo de Rozas de Puerto Real (unidad 4), cuya denominación ha sido propuesta en la Hoja de Sotillo de la Adrada (579), por la que se extiende el afloramiento de Pedro Duerme.

Se trata de granitoides de composición monzogranítica y tamaño de grano medio a grueso, tonos marronáceos o rojizos y marcado carácter porfídico con fenocristales de hasta 2 cm de feldespatos, siendo también constituyentes principales cuarzo, plagioclasa y biotita en "alas de mosca", con cordierita accesoria. Poco puede decirse con relación a la edad y al tipo de emplazamiento a partir de los afloramientos señalados, que en cualquier caso parecen esbozar una geometría original tabular.

1.1.2.8. Leucogranitos de grano fino (14)

Se trata de uno de los conjuntos plutónicos más fácilmente identificables en la Hoja y uno de los más extendidos por el Sistema Central, caracterizándose por su carácter leucocrático, con tonos rojizos-ocres en alteración, así como por su tamaño de grano fino, que los hace difícilmente meteorizables, y por una típica disyunción ortogonal que les confiere aspecto de bloques paralelipédicos.

Sus afloramientos poseen pequeñas dimensiones, existiendo diversas masas incartografiadas; el más extenso se localiza en el cerro Cruz, con algo menos de 1 km². Aunque regionalmente se disponen sobre cualquier sustrato, en la zona aparecen en el ámbito del batolito de San Martín de Valdeiglesias o en sus proximidades. Por sus relaciones con las restantes unidades magmáticas parece tratarse de la más tardía, excepción hecha de las manifestaciones filonianas. Aunque algunos cuerpos de reducidas dimensiones cortan verticalmente a las rocas encajantes, en general se disponen con carácter tabular mediante contactos netos, sugiriendo una morfología lacolítica.

Pese a sus heterogeneidades, con facies de tipo aplítico y pegmatítico, los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, con moscovita de origen secundario, dispuestos en una textura inequigranular, ocasionalmente porfídica, en la que predomina 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 a finales del Carbonífero o en el Pérmico, en función de la edad tentativa propuesta para el stock de Cadalso de los Vidrios ($295\pm3-287\pm5$ Ma)

1.1.3. Rocas filonianas

Las manifestaciones filonianas del Sistema Central, acompañantes del plutonismo tardihercínico, 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 (Tipos S e I), es más frecuente la asociación de los pórfidos con granitos y granodioritas biotíticas, mientras que existe una mayor abundancia y desarrollo de las pegmatitas en relación con los granitos de dos micas. Los diques de la región han sido objeto de un detallado estudio por parte de GOZÁLEZ UBANEL (1981) y GONZÁLEZ UBANEL y DOBLAS (1988).

Pese a que en zonas próximas se ha reconocido un mayor número de tipos petrológicos, se han distinguido únicamente dos conjuntos correspondientes a este grupo rocoso: aplitas (unidad 1), que constituyen la mayoría de los afloramientos diferenciados, y cuarzo (unidad 2).

1.1.3.1. Aplitas (1)

Corresponden a esta unidad la mayoría de las manifestaciones filonianas que, aunque afectan a la totalidad del conjunto hercínico, se concentran de forma principal en los monzogranitos porfídicos de tipo Rozas de Puerto Real (unidad 4) y, en menor medida, en el batolito de San Martín de Valdeiglesias (unidad 8); se adaptan a las principales direcciones de fracturación, especialmente a las familias N45-70°E y N100-130°E. En general constituyen pequeños resaltos morfológicos, de espesor inferior a 5 m y tonalidades blanquecinas, con contactos de carácter neto y bordes de enfriamiento afanítico.

Entre los diques de la región destaca poderosamente el conocido como dique de Almorox-Navamorcuende, que se dispone como una franja arqueada de 60-70 m de anchura, comprendida entre ambas localidades e interrumpida por el stock de El Berrocal. Las diversas canteras localizadas a lo largo de él permiten apreciar sus principales características, entre ellas su disposición vertical o subvertical que, unida a su resistencia a la meteorización, le ha conferido una morfología de cresta en su mayor parte. Contrastó notablemente con los monzogranitos porfídicos encajantes (unidad 4), tanto por los tonos leucocráticos como por el tamaño de grano fino a muy fino.

Poseen textura holocristalina equigranular en su zona interna, en tanto que hacia el borde se aprecia textura porfídica, con matriz microcristalina a vítreo. Sus constituyentes principales son cuarzo, feldepato potásico y moscovita, con biotita en menor proporción, definiendo una composición granítica muy evolucionada, aunque pueden presentar frecuentes variaciones composicionales y texturales, con facies pegmatoides.

No se han encontrado criterios para establecer su cronología, pero parece bastante probable su génesis en varias etapas, correspondientes mayoritariamente a las fases posthercínicas acaecidas en el Pérmico. No obstante, el dique de Almorox-Navamorcuende parece ser una

excepción a esta regla general del Sistema Central, ya que si su encajamiento a favor de una megafractura se produjo previa o simultáneamente al emplazamiento del plutón de El Berrocal, fechado hace 297 ± 1 Ma (PÉREZ DEL VILLAR et al., 1993), su edad sería notablemente anterior

1.1.3.2. Cuarzo (2)

Pese a su amplia distribución espacial, los diques de cuarzo poseen una representación cartográfica muy inferior a la de los constituidos por aplitas (unidad 1); aunque en ningún caso sobrepasan 1 m de espesor, aparecen en el relieve como ligeros resaltos morfológicos de hasta 2 km de longitud. No obstante, la mayor prueba de su profusión en la región la proporciona la abundancia de cantes de cuarzo en los depósitos cuaternarios del valle del Alberche.

Se adaptan a las diferentes direcciones de fracturación, encajando en cualquiera de los conjuntos plutónicos existentes, aunque en cualquier caso los que han despertado mayor interés han sido los asociados al stock de El Berrocal (ENRESA, 1996) por su relación con mineralizaciones de uranio. Se interpretan como las manifestaciones filonianas posthercónicas más tardías, correspondiendo posiblemente al Pérmico.

1.2. MIOCENO

La mayor parte de los sedimentos aflorantes en la Hoja de Villa del Prado pertenecen al Mioceno de la Cuenca de Madrid, que ocupa su mitad suroriental, apareciendo cubiertos exclusivamente por el tapiz de depósitos cuaternarios relacionados con el río Alberche. La proximidad de los relieves del Sistema Central ha provocado que la serie miocena, de origen continental, posea carácter detrítico, más acusado hacia el borde de la cuenca.

El esquema estratigráfico del Mioceno de la Cuenca de Madrid está basado en la existencia de tres unidades tectosedimentarias mayores, reconocibles a lo largo de la mayor parte de 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 sensiblemente menor, como los 600 m del sondeo El Pradillo y los 800 m del sondeo San Sebastián. Dichas unidades, que se suceden con el paso del tiempo, corresponden a sistemas de abanicos aluviales generados en los bordes de la cuenca, que evolucionarían a sistemas lacustres en el sector central (Fig. 1.1); esta sucesión muestra una clara tendencia progradante desde el borde noroccidental hacia el centro de la cuenca, apreciándose marcadas discontinuidades entre las distintas unidades.

La Unidad Inferior (Oligoceno?-Aragoniente medio) presenta un espesor máximo próximo a 800 m y se caracteriza por la presencia de extensos sedimentos evaporíticos en los sectores centrales de la cuenca, que hacia los bordes evolucionan a depósitos detríticos cuya granulometría aumenta progresivamente.

La Unidad Intermedia (Aragoniente medio-Vallesiense) muestra un carácter menos evaporítico, predominando los sedimentos carbonatados en las zonas centrales y los de carácter detrítico hacia el borde noroccidental; dentro de esta unidad existe una discontinuidad que permite la individualización de dos ciclos. Asimismo, en ella se localiza la mayoría de los yacimientos de

vertebrados hallados, que han permitido establecer buena parte de la cronoestratigrafía de la serie aflorante en la cuenca.

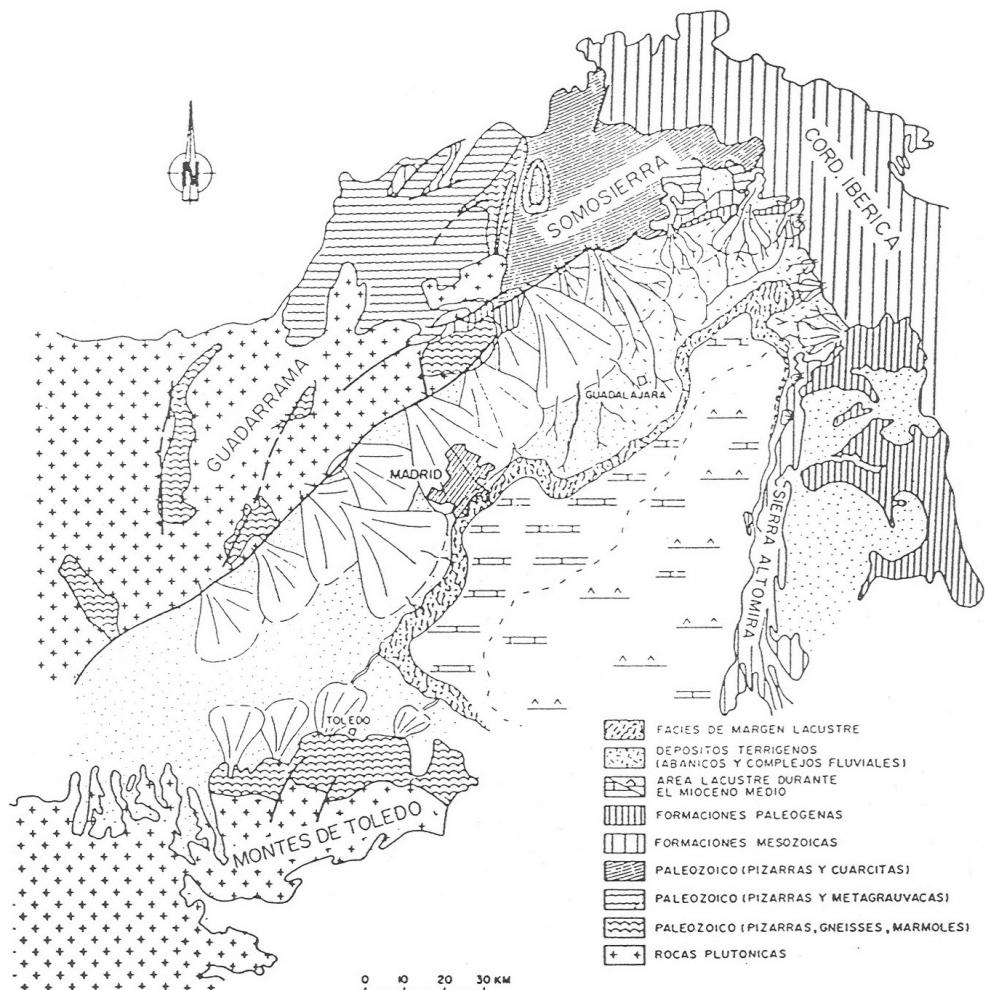


Fig. 1.1. Distribución de los sistemas deposicionales en la Cuenca de Madrid durante el Aragoniense (Unidad Intermedia). (Según Calvo et al., 1989).

Por lo que respecta a la Unidad Superior (Vallesiense-Turolense), sus espesores son inferiores a 60 m. Su base está constituida por depósitos detriticos fluviales, conocidos como "red fluvial intramiocena", sobre los que se dispone un conjunto calcáreo denominado tradicionalmente como "calizas de los páramos".

De estas tres grandes unidades, la Unidad Inferior y la Intermedia aparecen extensamente representadas en la Hoja, no existiendo vestigio alguno de la Unidad Superior (Fig. 1.2). La marcada evolución granocreciente que presentan ambas unidades no sigue una pauta continua, sino que muestra ciertos impulsos que han permitido nuevas subdivisiones. Su bioestratigrafía se sustenta en el estudio de los yacimientos paleontológicos de Móstoles 4, 5 y 6 (Hoja de Móstoles, 581), Torrijos 1 y 2 (Hoja de Fuensalida, 603) y Mesegar 1 y 2 (Hoja de Torrijos (628), sin olvidar los datos aportados por una serie de yacimientos de la región, entre ellos: Paracuellos 3 y 5 (Hoja de Colmenar Viejo, 534), río Guadarrama (Hoja de Majadahonda, 558), Mirasierra, Somosaguas, Puente Vallecas, O'Donnell, Ciudad Pegaso, Paseo de las Acacias, San Isidro (Hoja de Madrid, 559), Moraleja de Enmedio (Hoja de Móstoles, 581), Yuncos y Villaluenga de la Sagra (Hoja de Villaluenga de la Sagra, 604); sus principales conclusiones aparecen en los trabajos de MAZO y ALBERDI (1974), AGUIRRE et al. (1976 y 1982), ITGE (1989 y 1991), CALVO et al. (1990), CERDEÑO (1993), PELÁEZ-CAMPOMANES et al. (2000) y SORIA et al. (2000). De acuerdo con los datos proporcionados por ellos, los materiales miocenos aflorantes en la Hoja de Villa del Prado deben enmarcarse en el Aragoniense, concretamente entre las zonas MN-4 y MN-6 o entre las zonas D y G de DAAMS et al. (1998).

1.2.1. Oligoceno?-Aragoniente medio (Unidad Inferior)

Pertenecen a la Unidad Inferior los términos más antiguos de la serie terciaria aflorante (Oligoceno?-Aragoniente medio), cuya disposición subhorizontal implica su aparición en las zonas más deprimidas topográficamente, habiéndose reconocido dentro de ella dos conjuntos separados por una discontinuidad marcada por un incremento granulométrico. El conjunto inferior muestra un claro predominio de materiales areniscosos, en contraste con el superior, más extenso, en el que son siendo frecuentes también los términos areniscosos, poseen un carácter más grosero, así como abundantes niveles de conglomerados, con presencia de bloques junto al macizo montañoso. El espesor visible no alcanza en ningún caso 100 m, resultando muy modesto con respecto al propuesto en la cuenca para el conjunto de la Unidad Inferior, de la cual constituyen los términos superiores.

El conjunto inferior muestra una mayor homogeneidad, habiéndose diferenciado tan sólo una unidad de composición arcósica, que muestra una cierta homogeneidad granulométrica (unidad 17). Por su parte, el conjunto superior presenta un predominio de los términos de composición arcósica, pero ofrece variaciones granulométricas notables, con una acusada tendencia granodecreciente en función de la distancia al Sistema Central; así, se han diferenciado facies arcósicas con grandes bloques (unidad 18), que orlan los afloramientos de materiales hercínicos, facies de arcosas con cantos y bloques (unidad 19) y facies de arcosas con cantos (unidad 20), que aparecen exclusivamente al sureste del Alberche.

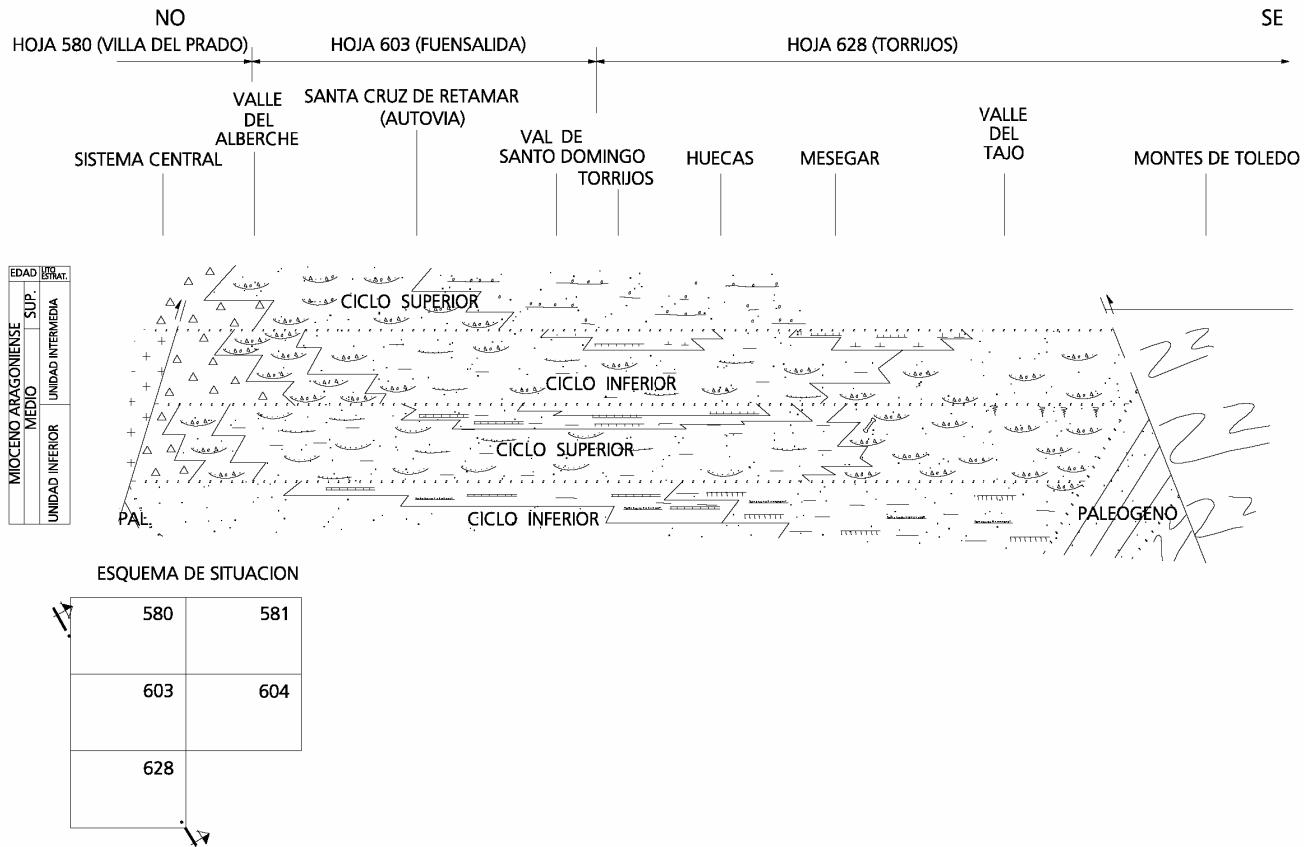


Fig. 1.2. Esquema de correlación litoestratigráfica de las distintas unidades del Aragoniense aflorantes a lo largo del valle del río Guadarrama.

1.2.1.1. Arcosas (17). Oligoceno-Aragoniente inferior

Sus afloramientos se encuentran restringidos al valle del río Alberche y los de sus afluentes, los arroyos de la Perra y Pedrillón, apareciendo a cotas inferiores a 470 m, con frecuencia bajo condiciones de observación deficientes debido a la abundancia de aterrazamientos y coluvionamientos de depósitos cuaternarios. Aunque no existen cortes continuos, el área de Escalona ha servido para caracterizar la unidad, destacando especialmente el cantil localizado al pie de dicha localidad, junto al puente sobre el río Alberche; pese a su peor accesibilidad, también cabe destacar los afloramientos del paraje de El Alamilín. Aunque su disposición normal es horizontal o subhorizontal, en el contacto con los materiales ígneos hercínicos muestra fuertes buzamientos como consecuencia de movimientos posteriores de la falla de Nombela.

Su constituyente principal son arcosas de grano medio a grueso y tonalidades ocres, a veces algo grisáceo y rojizo, que esporádicamente intercalan cantes de rocas graníticas. Puntualmente, se reconocen niveles abigarrados característicos, de color gris ceniza, verde y rojo, tratados por MARTÍN ESCORZA (1974) y que posiblemente tenga su origen en procesos de hidromorfismo desarrollados de forma irregular en los cuerpos arenosos; no obstante, a pesar de su peculiaridad, estas coloraciones no son exclusivas de la presente unidad, habiéndose observado de forma esporádica en afloramientos correspondientes al ciclo superior de la Unidad Inferior.

Los análisis granulométricos han mostrado una cierta variación de los tamaños de grano, aunque con mayoría de los superiores a arena media, que con frecuencia superan el 60% de la muestra; por el contrario, la fracción limo+arcilla supone del 10 al 20%. Por lo que respecta a los minerales pesados de la fracción fina (cuadro 1.1), se ha apreciado un claro predominio de circón (11-38%), apatito (9-42%) y zoisita/clinozoisita (7-59%); ocasionalmente, cabe destacar la proporción de andalucita (14,5%), turmalina (7,5%) y granate (5%). Las asociaciones halladas señalan la existencia inequívoca de un área madre de naturaleza metamórfica, aunque también parecen existir aportes de origen ígneo.

Aunque en primera instancia los afloramientos muestran un aspecto masivo, en detalle se aprecian superficies muy tendidas que individualizan los distintos cuerpos arenosos en unidades de 2-3 m de potencia. Las frecuentes edafizaciones generadas a techo de los canales aparecen marcadas por niveles rojizos de espesor decimétrico, bien de lutitas o de las propias arenas. Entre las estructuras sedimentarias destaca la presencia de estratificación cruzada a pequeña y mediana escala, así como de ripples. Se trata de depósitos fluviales relacionados con un frente aluvial relativamente proximal, cuya granulometría no parece acorde con su proximidad al borde de la cuenca, que durante su depósito debería encontrarse retrasado con respecto a su situación actual; no obstante, dicha granulometría podría ser un reflejo de las condiciones de meteorización del área madre y no de su mayor o menor distalidad.

Su edad ha sido establecida por correlación con el yacimiento paleontológico de Mesegar 1, que marca el techo del ciclo inferior de la Unidad Inferior en la Hoja de Torrijos (628); en él, la asociación de Quelonios, Artiodáctilos, Insectívoros y Roedores hallada ha señalado su pertenencia al Aragoniente medio y más concretamente, a las zonas Da a Db de DAAMS et al. (1998), sin que deba descartarse que la base de la unidad corresponda al Aragoniente inferior e incluso al Oligoceno, por correlación y continuidad con los depósitos aflorantes en la vecina Hoja de Talavera de la Reina (627).

HOJA A E. 1:50.000	VILLA DEL PRADO (580)			FUENSALIDA (603)		TORRIJ. (628)	
MUESTRAS	9010	9018	9027	9016	9017	9020	9012
<i>TURMALINA</i>	7,5	2,0	1,0	0,5	3,5	1,5	12,5
<i>CIRCON</i>	38,0	11,0	14,0	26,5	29,0	15,0	18,0
<i>RUTILO</i>	4,0	0,0	1,0	3,5	0,5	0,5	2,5
<i>GRANATE</i>	5,0	4,0	0,0	6,0	17,5	2,5	12,0
<i>ESTAUROLITA</i>	2,0	3,0	0,0	1,5	0,0	5,0	2,0
<i>ANDALUCITA</i>	14,5	1,0	0,0	2,0	8,5	14,0	14,5
<i>DISTENA</i>	5,0	1,0	0,0	3,5	0,0	3,0	2,5
<i>SILLIMANITA</i>	0,5	2,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0
<i>HORNBLENDIA</i>	1,5	0,0	0,0	30,0	0,0	1,5	0,5
<i>APATITO</i>	9,5	41,5	24,0	14,5	37,0	43,0	17,5
<i>ESFENA</i>	2,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0
<i>EPIDOTA</i>	1,5	1,0	0,0	3,0	0,5	0,5	1,0
<i>ZOISITA/CLINOZ.</i>	7,0	32,5	59,0	8,0	2,5	11,5	15,5
<i>BROOQUITA</i>	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5
<i>ANATASA</i>	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
<i>CARBONATOS</i>	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Cuadro 1.1. Asociaciones de minerales pesados de las arenas de la Unidad inferior (ciclo inferior; Aragoniense medio).

1.2.1.2. Arcosas con grandes bloques (18). Arcosas con cantes y bloques (19). Aragoniense inferior-medio

Constituyen las facies de borde de cuenca del ciclo superior de la Unidad Inferior, caracterizadas por su naturaleza detrítica grosera. Excepción hecha del sector de Aldea del Fresno, sus afloramientos se disponen en la margen derecha del río Alberche, caracterizándose por una disminución granulométrica continua hacia el sureste; en esta dirección, las facies de arcosas con grandes bloques adosadas al Sistema Central (unidad 18), evolucionan a las facies de arcosas con cantes y bloques (unidad 19), señalando una tendencia granodecreciente que culmina en la margen izquierda del citado río, donde las arcosas con cantes (unidad 20) son la litología mayoritaria. Pese a la deficiente calidad de sus afloramientos, diversos cortes parciales permiten apreciar sus características, pudiendo señalarse por su accesibilidad diversos taludes de pequeña envergadura del área Almorox-Escalona-Paredes de Escalona y, por la espectacularidad de los grandes bloques aflorantes, el barranco del arroyo de Arroyofresno. La base del presente conjunto viene marcada por el incremento granulométrico que se produce en relación con la unidad infrayacente (17) en torno a la cota de 470 m; aunque este contacto no es apreciable en la Hoja, sí lo es a lo largo de la carretera Escalona-Nombela, situada en sus proximidades. En cuanto al techo, coincide con un nuevo incremento granulométrico, que marca el inicio de la Unidad Intermedia; se sitúa a una cota de 500-520 m y es especialmente evidente en los acarcavamientos del paraje María Elena, al sur de Aldea del Fresno, donde el techo está caracterizado por un horizonte edáfico rojo de varios metros de espesor, sobre el que se dispone un conjunto arcósico que incluye grandes bloques (unidad 21). El espesor, con ligeras variaciones, se aproxima a 40m.

En la mayor parte de los casos, el área fuente corresponde a un área granítica, apareciendo como un conjunto arcósico de tonos ocres y aspecto masivo que intercala niveles de orden métrico de cantes y bloques de composición ígnea que en general aumentan su redondez al disminuir su tamaño. Cuando el área madre posee naturaleza metamórfica, como en los alrededores de Villa del Prado, los clastos mayoritarios son de origen metasedimentario, apareciendo en la matriz una mayor proporción lutítica y tonos rojizos.

Los depósitos más gruesos aparecen adosados al conjunto hercínico del Sistema Central, que los cobija mediante una falla inversa de envergadura regional. Este contacto tectónico es perfectamente observable al noreste de Nombela y en las inmediaciones de Villa del Prado, siendo una de sus principales características el fuerte buzamiento exhibido por los grandes bloques adyacentes a la falla, buzamiento que disminuye de forma drástica hacia la cuenca, ya que la serie aparece completamente horizontal a varias decenas de metros del contacto. Además de los puntos citados, esta deformación de las facies de borde es perceptible en Paredes de Escalona, el arroyo de Cantarranas y Almorox, entre otros puntos.

Al igual que los bloques y cantes, las arcosas se ordenan en niveles tabulares de potencia métrica, cuya superposición y amalgamiento les confieren un aspecto masivo; en ocasiones presentan laminación cruzada a mediana escala, en surco y planar. Se reconocen niveles lutíticos de orden decimétrico, algo bioturbados por raíces y enrojecidos por procesos edáficos, que pueden aparecer intercalados o a techo de la secuencia.

El tamaño de los grandes bloques varía considerablemente, siempre dentro de un orden decimétrico a métrico, siendo mayoritario el del intervalo comprendido entre 10 y 20 cm.; los más pequeños se disponen en hiladas y lags de 30-40 cm. de espesor; en cuanto a las arenas, los tamaños del intervalo arena gruesa-grava sobrepasan el 50% en todos los casos, llegando a sobrepasar el 70%. Con respecto a la composición de la fracción pesada, del muestreo efectuado en las proximidades de la zona (cuadro 1.2) destaca la elevada proporción de círcón (3-47%), andalucita (5-25%), y especialmente, apatito (21-53%), pudiendo alcanzarse valores máximos relativamente altos de zoisita/clinozoisita (15%), epidota (14%), granate (13%), turmalina (12%) y estaurolita (6%), asociación que señala variaciones poco significativas en relación con el ciclo inferior.

El medio deposicional corresponde a las orlas proximales y medias de los sistemas de abanicos aluviales que llenarían el sector septentrional de la Cuenca de Madrid, con sus ápices localizados al pie del Sistema Central, cuyo borde se localizaría en una posición muy próxima a la actual. Aún existen ciertas dudas sobre la influencia climática o tectónica de la reactivación sedimentaria que implican con respecto al conjunto anterior (unidad 17), aunque parece evidente la contribución del segundo de los procesos.

En cuanto a la edad de este conjunto, los afloramientos del sector de Aldeaencabo de Escalona han sido frecuentemente atribuidos al Plioceno (MARTÍN ESCORZA y HERNÁNDEZ ENRILE, 1972; MARTÍN ESCORZA, 1974;...), supuesto difícilmente justificable por razones geomorfológicas y estratigráficas. Sin embargo, sí parece mucho más probable su correlación con los afloramientos arcósicos de la margen izquierda del río Alberche, de los que representan sus equivalentes proximales. Su pertenencia al ciclo superior de la Unidad Inferior parece, pues, evidente, habiéndose asignado por ello al Aragoniense medio, concretamente a la zona D de DAAMS et al. (1998), edad basada en los yacimientos paleontológicos de

Mesegar 1 y 2 (Hoja de Torrijos, 628) y Torrijos 1 y 2 (Hoja de Fuensalida, 603), sin descartar el Aragoniense inferior para los términos basales de la unidad.

HOJA A E. 1:50.000	VILLA DEL PRADO (580)	MÓSTOLES (581)	FUENSALIDA (603)						VILLALUENGA DE LA SAGRA (604)		TORRIJOS (628)	
			9007	9008	9010	9011	9023	0101	0301	9004	9009	
MUESTRAS	9002	9023	9015	9007	9008	9010	9011	9023	0101	0301	9004	9009
TURMALINA	11,0	10,0	0,5	11,5	4,5	6,5	5,0	1,0	4,0	7,5	14,5	17,5
CIRCON	15,5	47,0	27,0	3,5	18,5	19,5	31,0	11,5	7,0	15,5	23,0	7,5
RUTILO	0,5	0,5	0,0	0,0	3,5	1,0	1,5	1,0	0,0	2,5	1,0	0,5
GRANATE	7,5	2,5	2,5	8,0	9,0	12,5	11,5	9,5	5,5	18,5	14,5	13,5
ESTAUROLITA	0,0	0,0	2,5	3,0	6,0	0,5	2,5	0,5	1,5	1,0	1,5	2,5
ANDALUCITA	25,0	8,0	13,5	5,5	14,0	8,0	9,5	14,0	13,5	7,5	26,5	13,5
DISTENA	4,0	2,0	1,0	1,5	1,0	3,0	2,0	0,0	1,5	3,5	0,5	8,0
SILLIMANITA	0,5	0,0	0,5	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,0
HORNBLENDA	2,0	0,0	0,0	2,5	0,5	0,5	0,5	0,0	6,0	2,5	0,0	3,0
APATITO	28,0	22,5	42,0	36,0	30,0	23,0	21,5	53,0	52,0	33,0	6,0	5,0
ESFENA	0,5	0,0	0,5	0,0	2,5	1,0	3,5	1,0	0,5	0,0	0,0	0,0
EPIDOTA	1,0	3,5	2,5	13,5	2,0	9,0	2,0	0,5	4,5	2,5	11,0	3,5
ZOISITA/CLINOZ.	5,5	3,5	6,5	13,0	7,0	14,5	8,0	5,5	2,5	5,0	0,0	23,0
BROOQUITA	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,5	0,5	0,5	0,0	0,0	0,5
ANATASA	0,0	0,0	0,0	0,5	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5
CARBONATOS	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0

Cuadro 1.2. Asociaciones de minerales pesados de las arenas de La Unidad Inferior (Ciclo Superior; Aragoniense Medio).

1.2.1.3. Arcosas con cantos (20). Aragoniense inferior-medio

Constituyen un cambio lateral con respecto a las facies detríticas groseras (unidades 18 y 19), a diferencia de las cuales, sus afloramientos se localizan en la margen izquierda del Alberche, donde generalmente aparecen bajo deficiente condiciones de observación debido a la cobertura vegetal y a los frecuentes recubrimientos de materiales cuaternarios. No obstante, diversos cortes permiten señalar sus principales rasgos, como son la presencia de esporádicos cantos englobados en una masa arcósica de tonos claros y la ausencia de deformación; la disposición subhorizontal implícita respalda su correlación con las unidades anteriores.

Tanto su techo como su muro coinciden con un destacado incremento granulométrico, especialmente evidente cuando la unidad culmina mediante un horizonte arcilloso edafizado de tonos rojizos intensos, quizás uno de los mejores indicadores del techo de la Unidad Inferior en la Cuenca de Madrid; dicho horizonte, perfectamente visible al sur de Aldea del Fresno, ha mostrado (cuadro 1.3) valores elevados de ilita (55%) y moderados caolinita (8%) y de un interestratificado de clorita-esmectita (10%), con presencia de cuarzo (22%) y feldespatos (5%). El espesor del conjunto es próximo a 60 m.

HOJA A ESCALA 1:50.000	VILLA DEL PRADO (580)	MÓSTOLES (581)	FUENSALIDA (603)	VILLALUENGA DE LA SAGRA (604)				TORRIJOS (628)
MUESTRAS	9011	0301	9005	9014	9015	9004	9010	9006
CUARZO	22	12	11	8	8	6	7	28
FELDESPATOS	5	7	8	5	5	3	5	8
CALCITA/DOLOMITA	0	0	13	0	0	0	0	0
CAOLINITA	8	indicios	4	9	7	6	indicios	0
ILLITA	55	29	17	48	43	34	48	47
ESMECTITA	0	34	47	30	37	51	40	0
INT. CLOR.-ESMEC.	10	18	0	indicios	0	0	0	17

Cuadro 1.3. Composición de las arcillas de la Unidad Inferior (Ciclo Superior; Aragoniense medio)

A pesar de su disminución granulométrica con respecto a las facies de borde de cuenca, predominan los términos de grano grueso, registrándose un bajo contenido arcilloso. Se organizan en cuerpos tabulares de orden métrico cuya superposición y amalgamiento les confiere un aspecto masivo, con esporádicos niveles de cantos de naturaleza ígnea y metamórfica dispuestos en hiladas o lags de 30-40 cm. de espesor. Los estudios de minerales pesados indican una asociación similar a la de las facies de borde (cuadro 1.2), con predominio de apatito y círcón, que pueden aproximarse al 50% de la muestra, y cantidades considerables de andalucita, confirmando en cualquier caso su procedencia ígneo-metamórfica.

En ocasiones se observa laminación cruzada a mediana escala, en surco y planar, así como delgados niveles lutíticos, intercalados o a techo de las secuencias, algo bioturbados y enrojecidos por procesos edáficos. Estos depósitos se interpretan en un contexto de orla media-frente aluvial de los abanicos que bordearían el Sistema Central durante el relleno de la cuenca. Por su asimilación al ciclo superior de la Unidad Inferior, se han asignado al menos al Aragoniense medio en base a los yacimientos de Mesegar y Torrijos, sin descartar el Aragoniense inferior para los términos basales de la unidad.

1.2.2. Aragoniense medio-superior

Corresponden a la Unidad Intermedia los materiales más recientes de la serie miocena aflorante, cuya disposición subhorizontal implica su aparición en las divisorias hidrográficas de la margen izquierda del Alberche o adosada a los relieves del Sistema Central, en cualquier caso sobre la cota de 500-520 m. Al igual que en otros puntos de la Cuenca de Madrid, aunque con representación más deficiente, dentro de la Unidad Intermedia se han distinguido dos ciclos separados por una discontinuidad estratigráfica (ALONSO ZARZA et al., 1986 y 1990), consistente en un evidente incremento granulométrico, que ha sido objeto de diversos estudios en el sector de Paracuellos de Jarama (Hoja 534, Colmenar Viejo), donde además ha podido ser encuadrada en el Aragoniense superior, concretamente en la zona MN 6 (Astaraciense), merced a los yacimientos Paracuellos 3 y 5.

Ambos conjuntos muestran un neto predominio de los términos detríticos, con el ciclo superior representado exclusivamente por un pequeño afloramiento de grandes bloques (unidad 24),

en tanto que el inferior muestra una evidente tendencia granodecreciente desde las facies de arcosas con grandes bloques adosadas al Sistema Central (unidad 21) hasta las facies eminentemente arcósicas del sector suroriental (unidad 23), transición efectuada a través de un nuevo conjunto arcósico con cantos y bloques (unidad 22).

1.2.2.1 Arcosas con grandes bloques (21). Arcosas con cantos y bloques (22). Arcosas, ocasionalmente con cantos y lutitas (23). Aragoniense medio-superior

Constituyen el ciclo inferior de la Unidad Intermedia, estando caracterizado por el predominio de los constituyentes arcósicos de tonos claros, si bien las variaciones granulométricas de los integrantes subordinados han permitido su subdivisión, estableciéndose tres conjuntos en función de la presencia de grandes bloques (unidad 21), cantos y bloques (unidad 22) y cantos ocasionales y lutitas (unidad 23).

Las facies de grandes bloques (unidad 21) aparecen en una serie de pequeños afloramientos adosados al conjunto hercínico, localizados en el ámbito de Paredes de Escalona-Nombela y al suroeste de Villa del Prado, así como en el sector de Aldea del Fresno. En aquellas zonas configuran una serie de elevaciones características con morfología de "lomo de ballena", que destacan con respecto a los restantes afloramientos de materiales terciarios, apareciendo cabalgadas por el conjunto hercínico mediante la falla inversa de Nombela, accidente estructural perfectamente visible al noreste de dicha localidad; por el contrario, en el sector nororiental carecen de una morfología propia, adoptando la fisonomía típica del dominio arcósico de la cuenca, a modo de plataformas notablemente disectadas por la red fluvial, con especial abundancia de resaltes definiendo "hombreras", así como de barrancos y cárcavas. Este mismo tipo de morfología es la ofrecida por las facies de cantos y bloques (unidad 22) y de cantos y lutitas (unidad 23), que afloran extensamente en la margen izquierda del río Alberche.

La base coincide con un nuevo incremento granulométrico de la serie, a cotas cercanas a 500 m en el sector de Nombela, ascendiendo ligeramente hacia el este hasta altitudes superiores a 520 m. Sin duda alguna, el mejor punto de observación se encuentra en el paraje de María Elena, al sur de Aldea del Fresno, donde las facies de grandes bloques se disponen sobre un horizonte edafizado de varios metros de espesor y color rojo intenso, que marca el techo de la Unidad Inferior. En cuanto a su límite superior, no ha sido observado en punto alguno, aunque en el afloramiento del cerro de los Valles ha sido establecido en función de un resalte morfológico acompañado de un incremento granulométrico, criterios que han sugerido el comienzo del ciclo superior de la Unidad Intermedia (unidad 24). El espesor visible para el conjunto del ciclo se aproxima a 60 m, si bien hacia sectores meridionales de la cuenca este valor se reduce en gran medida, especialmente por aparición de términos carbonatados.

Los afloramientos adosados al Sistema Central (unidad 21) se caracterizan por su deficiente calidad, apareciendo bloques diseminados de composición ígnea y metamórfica, generalmente de diámetro superior a 1 m. En el caso de las facies de cantos y bloques (unidad 22), los constituyentes más groseros no alcanzan 50 cm., disponiéndose en niveles tabulares o bien como hiladas o lags en el seno de la masa arcósica.

Por lo que respecta a las arcosas, comunes a todos los grupos de facies y de extraordinaria semejanza con respecto a las de los restantes ciclos, se disponen en niveles tabulares de orden métrico, a veces con base erosiva, cuya superposición les confiere aspecto masivo; sus

características quedan expuestas puntualmente en los cortes de carretera del ámbito de Métrida y de La Torre de Esteban Hambrán; en ellos se aprecian sus colores blanquecinos, ocres por alteración, así como las esporádicas inclusiones de cantos subredondeados de naturaleza ígneo-metámorfica de 2 a 10 cm. de diámetro y la intercalación de niveles de lutitas ocres de espesor de orden decimétrico. Se observan estratificaciones cruzadas en surco.

Los análisis granulométricos han reflejado el predominio de términos groseros, con frecuencia con más del 80% dentro del intervalo arena gruesa-grava, en tanto que la fracción inferior a arena fina no alcanza el 10%. En cuanto a los minerales pesados hallados dentro de la fracción ligera, la asociación más común en la región muestra una gran similitud con la de los restantes conjuntos arcósicos (cuadro 1.4), estando presidida por circón (13-53%), andalucita (6-25%) y apatito (<38%), sin olvidar las considerables proporciones que pueden alcanzar granate (20%), turmalina y epidota (19%), zoisita/clinozoisita (13%), distena y sillimanita (5%).

HOJA E ESCALA 1:50.000	VILLA DEL PRADO (580)	MÓSTOLES (581)												FUENSALIDA (603)			VILLALUENGA DE LA SAGRA (604)			TORRIJOS (628)		
		9001	9012	9015	9018	9022	9024	9026	0201	0302	0304	0305	9001	9014	0303	9003	9005	9002	9005			
MUESTRAS	9001	9,0	3,5	19,0	4,0	11,0	7,5	3,5	11,0	11,0	14,0	17,5	9,0	8,0	7,0	9,0	8,5	13,0	6,0	34,0		
TURMALINA	7,0	3,5	19,0	4,0	11,0	7,5	3,5	11,0	11,0	14,0	17,5	9,0	8,0	7,0	9,0	8,5	13,0	6,0	34,0			
CIRCON	17,5	47,0	34,0	17,5	49,5	34,0	53,0	46,0	16,5	24,0	51,5	22,5	13,5	30,5	9,5	16,0	23,0	16,5	27,0			
RUTILO	1,5	1,5	0,5	0,0	2,5	1,5	0,0	1,0	0,5	0,5	0,5	1,0	3,0	3,0	1,5	3,5	1,5	3,0	2,0			
GRANATE	1,5	6,5	11,5	6,0	10,0	7,0	3,5	2,5	20,0	15,0	15,0	7,5	9,0	7,0	8,5	14,0	2,5	4,5	5,5			
ESTAUROLITA	2,5	0,0	0,0	0,0	2,0	0,5	1,0	2,0	0,0	0,0	0,0	1,0	0,0	3,0	1,5	0,0	0,5	1,0	8,0			
ANDALUCITA	24,5	8,5	16,0	17,0	10,5	9,0	10,5	13,5	10,5	11,0	10,0	18,0	7,0	6,0	7,0	22,0	20,5	18,5	8,0			
DISTENA	1,0	1,5	1,0	3,0	0,0	2,0	2,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,5	5,0	0,0	1,5	3,5	5,5			
SILLIMANITA	1,0	2,0	2,5	0,5	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,5	0,0	2,0	5,0	0,0	5,0	3,0	2,0	4,0			
HORNBLENDA	0,5	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	4,5	0,0	3,5	0,0	0,0	0,0			
APATITO	38,0	20,5	0,5	24,0	2,5	34,0	17,5	14,5	34,5	27,5	7,0	35,5	23,5	24,0	38,5	31,5	19,0	29,0	0,0			
ESPEÑA	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	1,0	1,0	0,0	2,0	0,0	0,0	0,5	1,0	0,5	3,0			
EPIDOTA	0,5	2,5	9,0	17,5	8,0	2,5	7,0	6,0	2,5	3,5	2,0	4,0	9,0	3,5	9,5	5,5	8,5	0,0	8,0			
ZOISITA/CLINOZ.	3,5	5,5	5,0	10,0	3,0	1,5	1,5	3,0	3,5	0,0	0,0	0,0	12,5	5,0	5,5	1,0	1,5	4,0	3,5			
BROOQUITA	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	0,5	0,5	0,5	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0			
ANATASA	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5			
CARBONATOS	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0			

Cuadro 1.4. Asociaciones de minerales pesados de las arenas de la Unidad intermedia (ciclo inferior; Aragoniense medio-superior).

La composición de las arcillas del ciclo inferior de la Unidad Intermedia en la región ha señalado contenidos moderadamente elevados de esmectita (28-56%) e ilita (25-43%), con una baja proporción de calcita y caolinita, que puede llegar al 10 y 12%, respectivamente; en cuanto al contenido de cuarzo y feldespato, se sitúa en valores de 8-15 y 3-15%.

Se enmarcan en el contexto de los abanicos aluviales que orlaron el Sistema Central durante el relleno de la Cuenca de Madrid, implicando una reactivación con relación a los sistemas aluviales correspondientes a la Unidad Inferior, probablemente en respuesta a una reactivación tectónica del macizo montañoso. En este contexto, las facies groseras (unidades 21 y 22) representan las facies proximales, en tanto que las más finas (unidad 23) se enmarcan en un ambiente de orla media y frente aluvial, con desarrollo de facies carbonatadas en el sector centro-meridional de la cuenca.

Por su asimilación al ciclo inferior de la Unidad Intermedia, se enmarcan en el Aragoniense medio-superior. En sectores próximos, la base queda acotada por el yacimiento de Torrijos, que señala las zonas Dc y Dd de DAAMS et al. (1998), en tanto que su techo ha sido precisado

en la zona F (MN 6), en base a los yacimientos de Paracuellos 3 y 5. Estos límites son congruentes con la atribución a las zonas Dd y E de los yacimientos de Móstoles, ubicados en materiales correlacionables con los presentes.

1.2.2.2. Arcosas con grandes bloques y gravas de cuarzo (24). Aragoniense superior

Constituyen la única representación del ciclo superior de la Unidad Intermedia, manifestándose a través de un pequeño número de afloramientos de escasa entidad localizados al oeste de Villa del Prado, en los que no se ha encontrado corte alguno. Configuran una serie de terrenos alomados salpicados de bloques de granitoídes y rocas metamórficas subredondeados a redondeados, cuyo diámetro sobrepasa 1 m de diámetro; además de una gran cantidad de bloques de dimensiones menores, sobre el terreno llama la atención la gran cantidad de cantes angulosos a subangulosos de cuarzo de tamaños comprendidos entre 6 y 20 cm., que en algunos puntos aparecen como un manto de gravas desprovisto de matriz.

El principal afloramiento se localiza junto al cerro de los Valles y posee morfología de abanico, con una ligera inclinación debida a la pendiente deposicional. Se disponen sobre la cota de 600 m, tanto sobre los materiales del basamento hercínico, en cuyo caso la base coincide con un evidente cambio litológico, como sobre las facies de grandes bloques del ciclo inferior de la Unidad Intermedia (unidad 23), con las que muestra una evidente convergencia litológica; en este caso el límite se ha establecido por criterios morfológicos aparentemente respaldados por un incremento granulométrico. El techo ha sido erosionado, siendo su espesor visible se aproxima a 60 m.

No poseen equivalente alguno en el ámbito de la Hoja, pero sí en las vecinas de Móstoles (581), Fuensalida (603) y Villaluenga de la Sagra (604), donde configuran buena parte de los relieves que constituyen las denominadas Superficies Divisorias (PÉREZ-GONZÁLEZ, 1994), caracterizándose por su composición eminentemente arcósica; al igual que en los restantes ciclos miocenos, se aprecia una tendencia granodecreciente desde el Sistema Central, aunque a diferencia de ellos, que aparecen cabalgados por el conjunto hercínico, la presente unidad se dispone sobre él, permitiendo establecer el final de la actividad de la falla de Nombela.

Se interpretan como el conjunto de borde de la denominada "Facies Madrid" (RIBA, 1957), conjunto arcósico de amplia representación en el sector noroccidental de la cuenca, aflorante como una banda paralela al Sistema Central entre los valles de los ríos Jarama y Alberche y asimilado a la Unidad Intermedia. En concreto, los depósitos de la presente unidad corresponden a las facies proximales o de ápice de los abanicos aluviales que, orlando los relieves septentrionales rellenarían la Cuenca de Madrid; su principal interés radica en que la progradación de los sistemas aluviales hacia el interior de la cuenca habría estado provocada por causas climáticas o por reactivaciones tectónicas más internas del macizo montañoso. En este sentido, cabe señalar que, en otros sectores se ha sugerido que dicha progradación sería la respuesta a la denominada fase Guadarrama, fase tectónica implicada en la estructuración definitiva del Sistema Central (CALVO et al., 1991).

Por su atribución al ciclo superior de la Unidad Intermedia, la unidad se ha asignado al Aragoniense superior, edad establecida en base a los yacimientos paleontológicos de Paracuellos 3 y 5, que precisan la discontinuidad con el ciclo inferior en la zona MN 6 (zona F de DAAMS et al., 1998), edad acorde con los resultados obtenidos en otros yacimientos cercanos (Móstoles 4, 5 y 6).

1.3. CUATERNARIO

Los sedimentos cuaternarios adquieren su máxima expresión en el valle del río Alberche, que ha configurado una banda de dirección NE-SO tapizada por depósitos de origen fluvial, con una amplia llanura aluvial que incluye fondo de valle, barras y llanura de inundación, así como numerosos conos de deyección, destacando especialmente su sistema de terrazas, en el que se han reconocido cinco niveles; aunque con mucha menos entidad, los depósitos de fondos de valle, terrazas y conos de deyección también están representados en diversos valles de la red secundaria. El espectro del registro cuaternario se completa con los coluviones, ampliamente distribuidos, y los glacis, prácticamente restringidos al territorio correspondiente a la Cuenca de Madrid.

Ante la ausencia de restos faunísticos que hubiesen permitido enmarcar temporalmente alguno de los conjuntos cuaternarios, la cronoestratigrafía relativa de los diversos depósitos se ha efectuado por correlación tentativa entre las terrazas de los ríos Alberche y Tajo, convergentes hacia el suroeste de la región (Hoja de Talavera de la Reina, 627), ya que en la Hoja de Toledo (629) existen datos cronológicos sobre los representantes de +20 y +60 m del segundo río.

1.3.1. Pleistoceno

Se han asignado al Pleistoceno los diversos sistemas de glacis (unidades 25 y 26) y terrazas (unidades 27, 28 y 29), así como los conos de deyección de la generación más antigua (unidad 30), que en conjunto integran la mayor parte de los afloramientos. Aunque predominan los depósitos de gravas, los conos de deyección y los glacis más recientes poseen un notable componente arenoso, que unido al retoque morfológico sufrido dificultan su diferenciación con respecto a la serie miocena.

1.3.1.1. Arenas, cantos y bloques (Glacis) (25, 26). Pleistoceno-Holoceno

Son depósitos directamente relacionados con el modelado de los valles actuales, apareciendo en la mayor parte de los casos como formas de enlace entre los relieves terciarios y los sedimentos fluviales cuaternarios. Composicionalmente, presentan una notable semejanza con respecto a los materiales terciarios infrayacentes, de los que se nutren, por lo que es necesario recurrir a criterios geomorfológicos para su diferenciación; así, muestran un claro predominio de los componentes de naturaleza arcósica, que engloban una cantidad variable de bloques y cantos de origen ígneo-metamórfico, en general mayor hacia el borde de la cuenca. Los escasos glacis desarrollados sobre el basamento hercínico poseen una gran proporción de términos arenosos, como consecuencia de procesos de "arenización" del área madre granítica. Se han establecido dos grupos de glacis en función de su edad y por tanto, del papel desempeñado dentro de la evolución regional. Por un lado, las formas más antiguas (unidad 25), en las que se encajan las terrazas más altas (unidad 27), representan las primeras etapas de formación del valle del Alberche; tan sólo se ha reconocido un representante de este grupo, localizado en el cerro de las Palomas, disponiéndose su cabecera a una cota ligeramente superior a 600 m, descendiendo suavemente hasta 520 m, cota a la que se encaja la terraza más alta (+60-80 m), relación que ha provocado su inclusión en el Pleistoceno inferior.

No obstante, la mayoría de los glacis responden a etapas posteriores del modelado (unidad 26), generándose durante la evolución de valles de menor entidad. Su mayor desarrollo se ha producido en el sector nororiental, en relación con diversos arroyos de la margen izquierda del Alberche. Poseen una cronología más imprecisa, pudiendo relacionarse con diversas etapas del modelado, por lo que se han incluido en el Pleistoceno-Holoceno.

No presentan corte alguno que permita describir con detalle sus características y además, frecuentemente el modelado más reciente hace que su morfología no sea evidente en primera instancia. Su espesor varía considerablemente, con valores máximos cercanos a 10 m.

1.3.1.2. Gravas y arenas (Terrazas). (27, 28, 29) Pleistoceno

Constituyen los depósitos cuaternarios más extensos, especialmente en el valle del Alberche, donde configuran plataformas escalonadas y paralelas con respecto al cauce actual, con un mayor desarrollo en la margen derecha. Su típica morfología y su composición, a modo de manto de gravas de cuarzo y cuarcita, hacen de ellas una de las unidades más características del conjunto cenozoico.

Sus dimensiones varían considerablemente, pues si bien las terrazas de la red secundaria aparecen como retazos de dimensiones modestas, en el valle del Alberche algunos niveles poseen una continuidad prácticamente total, interrumpida exclusivamente por la incisión de la red secundaria principal; su anchura puede alcanzar 2 Km., en tanto que su espesor, muy variable, posee valores máximos superiores a 5 m.

Son numerosos los puntos que permiten observaciones de cierta calidad, entre ellos las graveras del ámbito de Aldea del Fresno y los cortes de carretera próximos a Escalona. Su constituyente fundamental son gravas de cuarcita y cuarzo en una matriz arenosa de composición arcósica, con predominio de los tonos claros, si bien el desarrollo de suelos y los procesos de alteración pueden conferir colores rojos al conjunto. Los cantes son redondeados, con frecuentes diámetros comprendidos entre 5 y 10 cm., si bien existen bloques de dimensiones superiores a 30 cm. Abundan las estructuras tractivas de origen fluvial, entre ellas las estratificaciones cruzadas y las cicatrices erosivas.

En cuanto a la composición de sus constituyentes arenosos, predominan cuarzo y feldespato en la fracción ligera, en tanto que entre los minerales pesados (cuadro 1.5) destaca la presencia en todos los casos de andalucita (3-37%), granate (2-26%), turmalina (1-26%), circón (5-23%) y zoisita/clinozoisita (1-12%); ocasionalmente se han observado valores elevados de apatito (53%), hornblenda (31%), estaurolita (26%) y epidota (14%) y moderados de sillimanita (6%) y distena (5%).

HOJA A E. 1:50.000	FUENSALIDA (603)		VILLA DEL PRADO (580)								
MUESTRAS	9020	9023	9003	9004	9012	9013	9014	9015	9016	9017	
TURMALINA	1,5	1,0	3,0	6,0	20,0	25,5	7,5	6,0	14,0	19,0	
CIRCÓN	15,0	11,5	19,0	15,0	5,0	22,0	23,0	23,0	15,0	18,0	
RUTILO	0,5	1,0	1,0	2,0	0,5	0,5	0,5	0,0	2,0	1,0	
GRANATE	2,5	9,5	5,5	8,0	25,5	7,0	11,5	20,0	11,0	20,0	
ESTAUROLITA	5,0	0,5	1,5	2,0	26,0	1,0	0,5	0,5	0,0	3,0	
ANDALUCITA	14,0	14,0	8,5	11,0	15,0	37,0	17,0	18,0	3,0	12,0	
DISTENA	3,0	0,0	4,0	3,5	0,0	1,0	1,5	5,0	4,0	4,0	
SILLIMANITA	1,0	0,0	0,5	1,0	4,0	1,5	3,0	1,5	6,0	3,0	
HORNBLENDIA	1,5	0,0	31,0	25,0	0,0	0,5	21,5	6,0	4,0	1,0	
APATITO	43,0	53,0	15,0	17,0	0,0	0,5	0,5	1,5	28,0	11,0	
ESFENA	0,0	1,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	
EPIDOTA	0,5	0,5	2,5	5,0	1,5	0,5	10,5	13,5	5,0	2,0	
ZOISITA/CLINOZ.	11,5	5,5	7,0	4,0	1,5	2,5	2,0	4,0	6,0	4,0	
BROOQUITA	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
ANATASA	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
CARBONATOS	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	

Cuadro 1.5. Asociaciones de minerales pesados de las arenas de las terrazas del río Alberche (Pleistoceno).

La sucesión de terrazas más completa es la correspondiente al río Alberche, donde se han diferenciado cinco niveles agrupados en tres unidades cartográficas, en función de la cronoestratigrafía establecida para el río Tajo en la región (Hojas de Talavera de la Reina, 627; Torrijos, 628; y Toledo, 629). Así, en función de la atribución al Pleistoceno inferior y base del medio de la terraza de +60 m del Tajo, se ha incluido en dicho intervalo la de +60-80 m de aquél (unidad 27). Igualmente, debido a la asignación al Pleistoceno superior de la terraza de +20 m del Tajo, se han encuadrado en él las terrazas de +5-10 m y +15-20 m (unidad 29). Lógicamente, las restantes, dispuestas a +25-30 m y +45-55 m se han asignado al Pleistoceno medio (unidad 28). Los sistemas correspondientes a la red secundaria se restringen a niveles bajos, dispuestos a unos 5 m sobre el cauce actual.). En principio esta clasificación y tentativamente, podría ser correlacionables con una clasificación en niveles de terrazas altas, medias y bajas que se pueden establecer de acuerdo a su cota con respecto al nivel del río.

1.3.1.3. Arenas, gravas y lutitas (Conos de deyección) (30, 31). Pleistoceno medio-Holoceno

Se trata de otro conjunto ampliamente distribuido por los diversos valles de la zona, adquiriendo un desarrollo superficial considerable en el del Alberche. Son depósitos de envergadura variable generados cuando la carga que circula confinada en pequeños arroyos desemboca hacia valles más amplios, expandiéndose con su típica forma en abanico. Con

frecuencia, sus ápices se encuentran a escasa distancia entre sí, habiéndose generado conos coalescentes.

Se han diferenciado dos generaciones en función de su sustrato y su relación con los restantes depósitos de origen fluvial. La generación más antigua (unidad 30) se localiza al este de Villa del Prado, mostrando una importante degradación de su morfología, hasta el punto de que su diferenciación con respecto al sustrato detritico terciario y a los niveles de terraza adyacentes resulta bastante difícil; su mejor corte se localiza en la carretera Villa del Prado-Aldea del Fresno, donde aparece como un conjunto arenoso que intercala cantos y bloques de origen ígneo y metamórfico, cuya longitud puede alcanzar 2 Km. y su espesor, sobrepasar 5 m. Su disposición sobre la terraza de +60-80 m permite su atribución al Pleistoceno medio-superior.

La segunda generación (unidad 31), posee una evidente relación con la red de drenaje actual, por lo que se ha atribuido al Holoceno. Sus integrantes rara vez sobrepasan 500 m, predominando las formas de envergadura hectométrica. No se han encontrado cortes dignos de mención, apreciándose en general el predominio de los términos arenosos de composición cuarzo-feldespática, dispuestos en niveles de orden decimétrico a métrico, si bien se deja sentir claramente la influencia del área madre, con abundante presencia de cantos de naturaleza ígneo-metamórfica y ocasionales niveles lutíticos. El espesor varía entre los diversos conos, así como dentro de un mismo aparato, con valores máximos superiores a 10 m.

1.3.2. Holoceno

Junto a los glacis más modernos y la generación de conos de deyección reciente, el registro holoceno está integrado por coluviones (unidad 32) y depósitos fluviales modernos, correspondientes a llanuras de inundación (unidad 33), fondos de valle (unidad 34) y barras (35).

1.3.2.1. *Cantos, arenas y arcillas (Coluviones) (32). Holoceno*

Aunque aparecen ampliamente distribuidos por numerosas vertientes, se trata de depósitos de escaso interés, dispuestos a modo de tapiz sobre cualquier término del basamento hercínico o de la serie terciaria. Sus mejores observaciones pueden efectuarse en las canteras abandonadas al norte del paraje de Las Alegas.

Debido a las características propias de estos depósitos, su espesor es variable, con valores de orden métrico. Están integrados por cantos heterométricos angulosos de areniscas, granitoides, rocas metamórficas y cuarzo, flotantes en una matriz arenoso-arcillosa, si bien la composición, la granulometría y el grado de redondez de sus constituyentes varían en función del área madre. Por su íntima relación con el relieve actual se han asignado al Holoceno.

1.3.2.2. *Gravas, arenas y arcillas (Llanuras de inundación) (33). Holoceno*

Sus manifestaciones se restringen al valle del Alberche, donde ocupan la práctica totalidad de la llanura aluvial, apareciendo como una franja de una anchura generalmente comprendida entre 500 m y 1 Km., incidida por el cauce activo y expuesta a la dinámica fluvial con motivo de crecidas de gran envergadura.

Aunque poseen diversos cortes donde establecer sus principales características, cabe destacar los frentes de las graveras del sector de Aldea del Fresno. Se trata de gravas de cuarcita y cuarzo con frecuentes intercalaciones arenosas y abundantes estratificaciones y laminaciones de origen tráctico; esporádicamente también intercalan niveles arcillosos correspondientes a decantaciones. Su espesor oscila entre 3 y 5 m.

1.3.2.3. Gravas, arenas y lutitas (Fondos de valle) (34). Holoceno

Poseen una amplia distribución, por lo que su representación aporta una valiosa información acerca de la fisonomía de la región. Constituyen el relleno reciente de los fondos de los valles secundarios, encontrándose entre sus principales representantes el río Perales y los arroyos Grande, Marzolva, de las Tórtolas, la Avellaneda y Montrueque, cursos cuya entidad queda confirmada por los depósitos de terraza adyacentes.

Su composición varía en función de las áreas por las que discurren. Así, los fondos que atraviesan el macizo hercínico están integrados por gravas de cuarzo, granitoides y rocas metamórficas, mientras que entre los afluentes del Alberche predominan los términos arenosos, si bien no es extraña la presencia de gravas o lutitas. Su espesor, muy variable, posee orden métrico. Se han asignado al Holoceno por su relación con la dinámica actual.

1.3.2.4. Arenas y gravas (Barras) (35). Holoceno

Constituyen una serie de afloramientos de dimensiones deca a hectométricas y forma alargada localizados junto al fondo de valle de los ríos Alberche y Perales, con frecuencia dispuestos como isleos en el cauce activo. Predominan las arenas de naturaleza cuarzo-feldespática, en cuyo seno aparecen hiladas de gravas de cuarzo y cuarcita, con un espesor comprendido entre 3 y 5 m. Su relación con el cauce actual hace que se incluyan en el Holoceno.

1.4. BIOESTRATIGRAFÍA DEL TERCARIO

1.4.1. Antecedentes paleontológicos del área de estudio

No existen yacimientos de vertebrados en el área de estudio, por lo que su bioestratigrafía se ha establecido en base a diversos yacimientos de la Cuenca de Madrid y especialmente de su sector suroccidental que, aunque escasos, poseen un gran interés.

En la síntesis de CALVO et al. (1990), junto al ya clásico yacimiento de Torrijos (AGUIRRE et al., 1982), se citan los yacimientos de Villaluenga de la Sagra y Yuncos, conocido por el hallazgo de un esqueleto semiarticulado de mastodonte (*Gomphotherium angustidens*) estudiado por MAZO y ALBERDI (1974). La edad del yacimiento de Torrijos 1 ha sido tradicionalmente atribuida al Mioceno medio, concretamente al Aragoniense medio; probablemente represente a una fauna similar a las existentes en la biozona D (Dd o Dc), pero la inexistencia de micromamíferos limita drásticamente su correlación con la escala bioestratigráfica del Aragoniense. En cuanto a los yacimientos de Yuncos y Villaluenga de la Sagra, en la

mencionada síntesis de CALVO et al. (1990) se situaban en el Aragoniense medio o superior sin mayores precisiones.

Con posterioridad a este trabajo se descubrió el yacimiento de Moraleja de Enmedio, situado en niveles arcósticos groseros expuestos al norte de dicha localidad. De esta fauna, sólo el rinoceronte ha sido publicado preliminarmente; se trata de *Alicornops simorrense*, especie típica del Aragoniense superior (CERDEÑO, 1993), edad a la que razonablemente debe atribuirse este yacimiento.

Simultáneamente a la elaboración de la Hoja se han estudiado diversos yacimientos con vertebrados fósiles (Fig. 1.3) sobre los que existían indicios (Mesegar y Móstoles 4, 5 y 6), así como algunos conocidos previamente (Moraleja de Enmedio, Torrijos y Villaluenga de la Sagra) y otros de nuevo hallazgo (Mesegar 2 y Torrijos 2). Pese al interés regional que pueda poseer cualquiera de ellos, así como los numerosos del ámbito de Madrid, la cronoestratigrafía de la Hoja se sustenta fundamentalmente en los de yacimientos de Mesegar (Hoja de Torrijos, 628) y Torrijos (Hoja de Fuensalida, 603), que marcan el techo de los dos ciclos diferenciados en la Unidad Inferior.

1.4.2. Resultados paleontológicos

A continuación se describen las asociaciones faunísticas halladas, interpretándose a la luz de los conocimientos bioestratigráficos existentes actualmente en la cuenca.

MESEGAR 1

Lista faunística

Reptilia

Quelonia

Cheirogaster bolivari

Mammalia

Artiodactyla

Bovidae indet.

Cervidae indet.

Palaeomerycidae indet.

Insectívora

Erinaceidae

Galerix sp.

Rodentia

Gliridae

Pseudodryomys simplicidens

Peridyromis murinus

Edad propuesta

Los tasa de mamíferos registrados son compatibles con el Aragoniense medio (zona Da o Db). La presencia de un bóvido con morfología relativamente avanzada indica que esta localidad debería ser más reciente que la zona C. El límite superior viene marcado por la presencia de dos glíridos *P. Simplicidens* cuya talla corresponde con la de los yacimientos de las zonas Da y Db, ya que al comienzo de la Dc se produce un fuerte aumento de la talla de este taxón. Además, la presencia de *Peridyromis murinus*, primer registro de este taxón en la Cuenca de Madrid, parece indicar que se trata de una localidad más antigua que otros yacimientos madrileños de la Dc y Dd, puesto que se trata de un glírido que, a pesar de que su última

aparición se registra al principio de la zona Dd en otras cuencas españolas, su mayor abundancia durante el Aragoniense se restringe a las zonas B y C (Aragoníense inferior).

MÓSTOLES 4

Lista faunística

Reptilia

Quelonia

Cheirogaster bolivari

Mammalia

Perissodactyla

Rhinocerotidae indet.

Artiodactyla

Bovidae indet.

Palaeomerycidae indet.

Carnívora

Amphicyonidae

Amphicyon sp.

Edad propuesta

Los restos de mamíferos fósiles encontrados hasta el momento no permiten asignar una edad precisa para esta localidad; sin embargo, dada la semejanza en cota topográfica con el yacimiento de Móstoles 5, posiblemente ambos puedan ser asignados a la parte alta de la MN 5, zona Dd o E en la escala de DAAMS et al. (1998).

Móstoles 5

Lista faunística

Mammalia

Proboscidea

Gonphotheriidae

Gonphotherium angustidens

Artiodactyla

Cainotheriidae

Cainotherium sp.

Insectívora

Insectívora indet.

Rodentia

Sciuridae

Atlantoxerus cf. blacki

Cricetidae

Fahlbuschia sp.

cf *Renzimys lacombai*

Megacricetodon collongensis

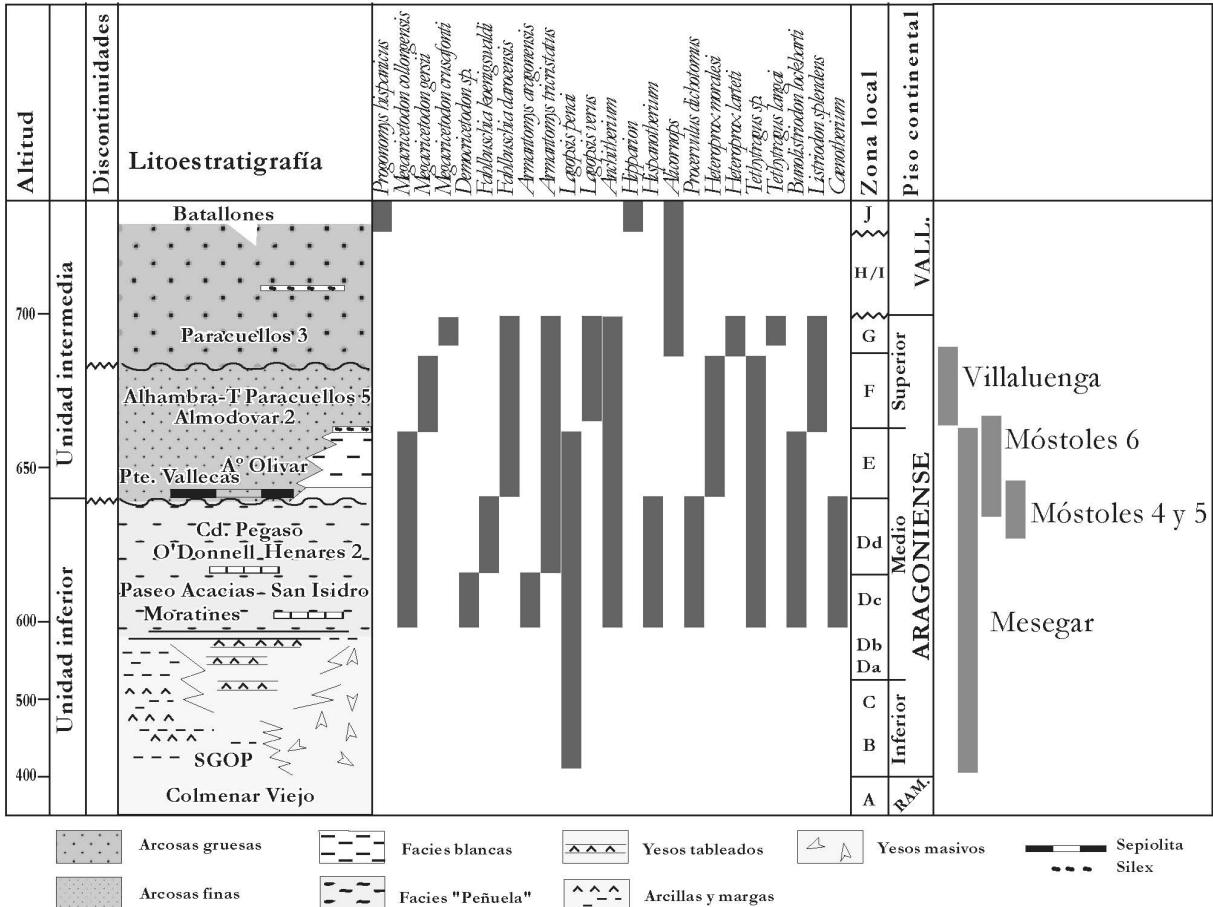
Gliridae

cf *Armantomys* sp.

Pseudodryomys sp.

Lagomorpha

Lagomorpha indet.



Edad propuesta

La asignación de una edad para esta fauna se ha realizado en base a los micromamíferos. La presencia del cricétido *Megacricetodon collongensis* indica que esta fauna no puede ser más moderna de la zona MN 5, en la que se encuentra el último registro de esta especie. La presencia de otros dos taxa de cricétidos permite precisar un poco más esta datación, ya que la combinación de *Fahlbuschia* y *Renzimys* en la Cuenca de Madrid sólo se conoce en localidades pertenecientes a la zona Dd (DAAMS et al., 1998; PELÁEZ-CAMPOMANES et al., 2000).

MÓSTOLES 6

Lista faunística

Mammalia

Insectívora

Erinaceidae

Galerix exilis

Soricidae

Soricidae indet.

Rodentia

Sciuridae

Heteroxerus rubricati

Cricetidae

Fahlbuschia sp.

Gliridae

Microdyromys sp.

Armantomys cf. *tricristatus*

Lagomorpha

Lagopsis sp. cf. *Lagopsis penai*

Edad propuesta

La posición estratigráfica de Móstoles 6 (aproximadamente unos 10 m por encima de Móstoles 5) permite acotar su base y asignarle una edad cuyo límite inferior sea la zona Dd. Esta posición estratigráfica relativa de ambos yacimientos permite también inferir que la edad de ambas localidades no puede ser muy diferente. Sin embargo, la composición faunística parece indicar que Móstoles 6 podría correlacionarse con la zona F en base a la presencia de la ardilla terrestre *Heteroxerus rubricati*, taxón que es frecuente en las zonas Dc, F y G en la Cuenca de Madrid, mientras que en las zonas Dd y E es frecuente la presencia de *Heteroxerus grivensis*. Sin embargo, en otras cuencas españolas como la de Daroca-Villafeliche ambos taxones se registran en las mismas localidades durante la zona E. Además, es de destacar la ausencia del género *Megacricetodon* (utilizado como marcador para diferenciar las distintas zonas del Aragoniense medio-superior) que en el Aragoniense superior representa, en la mayoría de los yacimientos europeos, más del 50 % de la fauna de roedores. La presencia de un lagomorfo de talla semejante a *Lagopsis penae* y morfología intermedia entre *L. penai* y *L. verus* parece corroborar la posible pertenencia de esta fauna al final del Aragoniense medio. De acuerdo con lo anterior, la edad de este yacimiento estaría comprendida entre las zonas Dd y E.

VILLALUENGA DE LA SAGRA

Lista faunística

Reptilia

Quelonia

Cheirogaster bolivari

Mammalia

Perissodactyla

Rhinocerotidae	
	<i>Alicornops simorrense</i>
Insectívora	
	Insectívora indet. (2 spp.)
Rodentia	
Sciuridae	
	<i>Heteroxerus cf. rubricatus</i>
	cf. <i>Atlantoxerus</i> sp.
Cricetidae	
	cf. <i>Fahlbuschia daricensis</i>
	<i>Megacricetodon gersii</i>
Gliridae	
	<i>Armantomys</i> sp.
	<i>Microdyromys</i> sp. cf. <i>M. legidensis</i>
Lagomorpha	
	<i>Lagopsis verus</i>

Edad propuesta

Villaluenga de la Sagra presenta una fauna que, aunque escasa, es suficiente para realizar una datación bastante precisa. La presencia del cricétido *Megacricetodon gersii*, el cual se ha registrado en España únicamente en localidades pertenecientes a las zonas F y G1, y la del rinoceronte *Alicornops simorrense*, que empieza a ser frecuente en España en localidades pertenecientes a la G, permite inferir una edad para esta localidad comprendida entre las zonas F y G1. La distinción entre estas dos zonas se basa en la presencia de taxa de cricétidos relativamente poco abundantes (*Megacricetodon rafaeli* en la zona F y *Megacricetodon minor* en la zona G1; DAAMS et al., 1999).

MORALEJA DE ENMEDIO

Lista faunística

Reptilia

Quelonia

Cheirogaster bolivari

Mammalia

Perissodactyla

Rhinocerotidae

Alicornops simorrense

Anchitherium sp.

Artiodactyla

Listrodon spledens

Euprox furcatus

Heteroprox larteti

Carnívora

Hemicyoninae indet.

Edad propuesta

La asociación de *Alicornops simorrense* con *Listrodon spledens*, *Euprox furcatus* y *Heteroprox larteti* es típica del Aragoniense superior, sin que dentro de esta edad se pueda precisar a qué biozona corresponde. En conjunto, la fauna es similar a la presente en los yacimientos de Paracuellos 3 (Cuenca de Madrid) y Arroyo del Val o Manchones (área de Daroca-Feliche).

1.4.3. Conclusiones

Las nuevas faunas halladas han permitido un conocimiento aceptable de la secuencia bioestratigráfica del sector suroccidental de la Cuenca de Madrid, escasamente conocida hasta ahora. Asimismo, permite precisar el conocimiento sobre faunas de mamíferos de la cuenca; de hecho, la datación del yacimiento de Mesegar 1 como biozona Da o Db (parte inferior del Aragoniense medio), corresponde a los niveles más antiguos del Mioceno en la cuenca (exceptuando el yacimiento de Colmenar Viejo), hasta la fecha totalmente desconocidos.

Bioestratigráficamente, parece probable que los yacimientos de Torrijos sean algo más modernos que los de Mesegar, pero la ausencia de micromamíferos no permite una datación precisa. La asociación de grandes mamíferos de Torrijos se correlaciona perfectamente con las de Hispanotherium, bien datadas en el área urbana de Madrid, correspondiendo a las biozonas Dc y Dd (PELÁEZ-CAMPOMANES et al., 2000), edad atribuible al yacimiento.

Los yacimientos de Móstoles se han revelado de gran importancia, en particular Móstoles 5 y 6, que superpuestos estratigráficamente se datan respectivamente como biozonas Dd y E, contribuyendo a precisar el límite entre las unidades Inferior e Intermedia.

La asociación faunística de Villaluenga de la Sagra (yacimiento localizado en facies margocalcáreas) y de Moraleja de Enmedio (localizado en facies arcósicas gruesas) permiten caracterizar el Aragoniense superior de este sector de la cuenca, si bien la edad de este último plantea serios problemas estratigráficos.

2. TECTÓNICA

En la Hoja de Villa del Prado se reconocen los efectos de las orogenias hercínica y alpina, siendo la primera responsable de las deformaciones principales y de los procesos metamórficos e ígneos que afectan a los materiales precámbricos y paleozoicos; la intensidad de dichos procesos impide el estudio de estructuras relacionadas con tectónicas anteriores. En cuanto a la orogenia alpina, es la creadora de la geometría actual del Sistema Central en forma de estructura levantada o uplift cabalgante sobre las cuencas terciarias limítrofes (del Duero, al norte, y del Tajo, al sur).

2.1. LA OROGENIA HERCÍNICA

En el Sistema Central se reconocen tres fases principales de deformación hercínicas (MACAYA et al., 1991) 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, en tanto que el emplazamiento de los primeros granitoides parece producirse durante la primera fase de plegamiento laxo, aunque algunos autores (CASQUET et al., 1988) señalan que tal emplazamiento estuvo 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)

La primera fase (D1), de carácter dúctil, dio lugar a pliegues más o menos tumbados vergentes al este, generados con una fuerte componente de cizalla simple subhorizontal, a con una esquistosidad de plano axial muy penetrativa. Esta esquistosidad, que puede variar desde una slaty cleavage en los niveles estructurales superiores hasta una schistosity en los inferiores, está generalmente modificada y reorientada por las deformaciones posteriores, pudiendo aparecer como la esquistosidad dominante o como una esquistosidad relicta, tanto a nivel de afloramientos como de porfiroblastos.

La segunda fase (D2) es en realidad una prolongación de la anterior, puesto que se identifica con la localización de la deformación D1 en zonas de cizalla dúctil subhorizontales en las que se produce una fuerte milonitización mediante el desarrollo de fábricas dúctiles no coaxiales. Ambas fases, D1 y D2, forman parte de un mismo proceso, iniciado con la formación de pliegues, gradualmente reorientados hasta una posición subhorizontal, y culminado con el desarrollo de zonas de cizalla dúctil en algunos flancos inversos.

2.1.2. Tercera fase de deformación (D3)

La tercera fase (D3) tiene carácter retrovergente, relacionándose con ella algunas de las principales macroestructuras del Sistema Central (MACAYA et al. 1991), generando una esquistosidad de crenulación de intensidad variable especialmente penetrativa en las zonas de plano axial de dichas macroestructuras.

En el sector meridional del macizo metamórfico de El Escorial-Villa de Prado, el conjunto metasedimentario presenta una fábrica principal de tipo planar (Sp) o plano-lineal (Sp-Lp) definida por la presencia de niveles cuarzo-feldespáticos claros (frecuentemente con cordierita), que aparecen englobados en una matriz biotítico-sillimanítica oscura; en los paraneises, la profusión de los niveles leucocráticos confiere a la fábrica un carácter bandeados. La fábrica es de alta temperatura, como indica la presencia de minerales desarrollados durante el pico metamórfico, con determinadas microtexturas poniendo de manifiesto la existencia de una fase fundida durante la deformación. En algunos afloramientos, como en la pista que va desde la carretera de Toledo-Valladolid a Pelayos de la Presa, la fábrica presenta una geometría de tipo SC observable a simple vista, definida por la disposición amigdalalar de los rods cuarzo-feldespáticos dentro de la matriz biotítico-sillimanítica; la asimetría de las colas de las amígdalas indica un sentido de cizallamiento de "techo hacia el NE" en la dirección de la lineación mineral (Lm:44°E hacia los 044°; Sp: 120°/56°N), y da un sentido aparente "normal".

En lámina delgada, tanto la asimetría de los cristales de plagioclasa como la elongación de los granos de los agregados de cuarzo con respecto a la Sp definida por la disposición planar o planolinear de biotitas y sillimanita, también se manifiestan por el carácter no coaxial de la deformación. Esta fábrica debe corresponder a la D1 o D1+D2, desconociéndose si al menos una parte de ella se ha generado en los cabalgamientos dúctiles propios de la fase D2.

Con una distribución muy irregular, prácticamente restringida al sector al nororiental de Villa del Prado, la esquistosidad principal (Sp) está afectada por una esquistosidad de crenulación (Scr) relativamente penetrativa, cuyas características permiten asignarla a la tercera fase de deformación hercínica (D3); esta esquistosidad está asociada a pliegues de escala métrica a decamétrica de dirección submeridiana a NNO-SSE y clara vergencia hacia el oeste. Los ejes de

estos pliegues presentan inmersiones tanto hacia el NNO como al SSE, lo que se puede explicar como el efecto de un plegamiento posterior, aunque a escala de afloramiento también se han observado charnelas curvas.

En lámina delgada, la crenulación no desarrolla una esquistosidad de Sp+1 propiamente dicha sino, en todo caso, una recristalización de moscovita, y en menor proporción, de cuarzo y plagioclasa, paralelamente al plano axial de los micropliegues, así como de arcos poligonales de biotita. En la Hoja de San Martín de Valdeiglesias (557) la asimetría de los pliegues menores relacionados con esta fábrica sugiere que la macroestructura corresponde a un flanco normal de D3, circunstancia que no se ha podido comprobar en la presente Hoja.

2.1.3. Plegamientos tardíos

Con posterioridad a la D3, en el Sistema Central se suelen citar fases tardías que producen pliegues de gran longitud de onda y pequeña amplitud, así como una supuesta cuarta fase de deformación (D4) a la que se atribuyen pliegues de dirección aproximada N-S y plano axial subvertical, con ocasional esquistosidad de crenulación grosera; no se han reconocido estructuras relacionadas con esta fase en la Hoja.

También se cita una quinta fase (D5) cuya relación de temporalidad respecto a la anterior es dudosa, sin descartarse una cierta simultaneidad entre ambas e incluso un orden invertido. Esta fase genera pliegues de dirección aproximada E-O, también con planos axiales subverticales, cuya geometría a escala de detalle es, en algunos casos, de tipo chevron o kink inversos; con ella se relaciona una esquistosidad de crenulación subvertical y transversa a las fábricas principales, citada en determinados puntos del Sistema Central. En las proximidades del embalse de Picadas se ha reconocido una fábrica subvertical de dirección N50°E y un plegamiento asociado, que podría estar relacionado con esta fase D5; los pliegues se desarrollan no sólo a escala media, sino también cartográfica, pudiendo ser los responsables de los cambios de buzamiento en las inmediaciones del citado embalse y también en el resto del afloramiento metamórfico. Apoyando esta idea, existe una cierta coincidencia entre los ejes de los pliegues de esta fase medidos en el campo y el deducido a partir del círculo máximo que describen los polos de la Sp.

2.1.4. Deformaciones finihercínicas

En las zonas de mayor grado metamórfico del Sistema Central se encuentran, fundamentalmente dentro del conjunto de neises glandulares, estructuras nebulíticas (estictolitas en sentido estricto o crociditas; WAARD, 1950) cuya geometría interna y planar y sus relaciones con la fábrica principal indican un movimiento de componente normal producido por una extensión N-S. Según CASQUET et al. (1988), estas estructuras son indicadoras de una etapa finihercínica de extensión homogénea en todo el ámbito del Sistema Central, cuyas macroestructuras más relevantes son los accidentes extensionales que delimitan las zonas de alto grado metamórfico; el emplazamiento de los granitoides, con la excepción de los más tardíos, estaría controlado por esta etapa extensional.

Algunos autores (DOBLAS, 1990, 1991; DOBLAS et al., 1988, 1994), han propuesto la existencia de una tectónica extensional finihercínica para todo el Sistema Central, a modo de "metamorphic core complexes", caracterizado principalmente por detachements de dirección

E-O y fallas de transferencia de dirección N-S, que no han sido encontradas en la zona de estudio.

Posteriormente, y hasta cierto punto condicionada por la etapa anterior, se produjo una intensa fracturación tradicionalmente denominada "tardihercínica" en sentido amplio, en la que CAPOTE et al. (1987) reconocen dos etapas. La primera, denominada "etapa Malagón", se caracteriza por el emplazamiento de diques de pórfidos graníticos con direcciones predominantes E-O, indicando 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 produjeron desgarres que afectarían a los diques de pórfidos graníticos. Aunque en la Hoja no existen diques de pórfidos que pudieran servir de marcadores para esta fase, a ella pudieran corresponder algunas de las principales fallas de dirección E-O que afectan a los cuerpos de granitoídes; en cualquier caso, los pórfidos están bien representados en la Hoja de San Martín de Valdeiglesias (557).

La segunda etapa 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 desgarres y fallas normales con movimientos en dirección, agrupados según las directrices principales N10-30°E y N 70-90°E, así como extensiones radiales, que favorecerían el máximo emplazamiento de diques de cuarzo y el desarrollo de procesos hidrotermales. Para esta etapa, DE VICENTE et al. (1986) estiman una dirección de acortamiento horizontal constante entre N35°E y N55°E, y a ella deben corresponder las abundantes fallas y fracturas que afectan a todos los materiales hercínicos de la Hoja, especialmente a los granitoídes.

2.2. LA OROGENIA ALPINA

A grandes rasgos, el ciclo alpino puede dividirse en dos grandes etapas: sedimentaria, caracterizada por una distensión generalizada, y tectogenética, desarrollada bajo un régimen compresivo. La evolución de ambas etapas ha estado fuertemente condicionada por los accidentes creados en el periodo tardihercínico, que durante la distensión limitaron las cuencas sedimentarias, en tanto que a lo largo de la compresión, en un proceso de inversión tectónica, favorecieron el ascenso de los bloques llamados a ser relieve positivos.

2.2.1. La distensión mesozoica

La ausencia de depósitos correspondientes al periodo comprendido entre el Pérmico y el Cretácico inferior en la región dificulta notablemente la interpretación de la evolución mesozoica; no obstante, permite suponer que el grado de incidencia que tuvieron determinados eventos tectónicos del ciclo alpino (estructuración de cuencas pérmicas, rifting triásico y finijurásico) fue nulo o muy atenuado en el ámbito del Sistema Central. Por otra parte, la existencia de un cierto control tectónico durante el depósito del Cretácico superior en el sector oriental de la cordillera ha sido señalada por diversos autores (ALONSO, 1981; ALONSO y MAS, 1982), de tal manera que la geometría de las cuencas y la distribución de sus facies estarían condicionadas por dos directrices fundamentales: N110-120°E y N20-30°E.

2.2.2. La compresión terciaria

El Cenozoico se caracteriza por un régimen compresivo que a lo largo del Terciario ha configurado la estructura del Sistema Central y la Cuenca de Madrid, si bien a finales del Mioceno se implantó un nuevo régimen distensivo que ha elaborado sobre aquélla los retoques perceptibles hoy día.

2.2.2.1. El periodo tectogenético

El proceso de individualización del Sistema Central se inició a finales del Cretácico o comienzos del Terciario a partir de la "Bóveda Castellano-Extremena" (ALÍA, 1976), megaestructura generada bajo un régimen compresivo y que limitaría dos cuencas de diferente evolución. No obstante, a tenor de la homogeneidad de las facies garumnienses a ambos lados del Sistema Central actual es preciso suponer que la separación de las cuencas del Duero y Tajo no se produjo hasta finales del Eoceno, como consecuencia de un evento compresivo de dirección NO-SE coincidente con la tradicional fase Pirenaica; durante ésta se acentuaría el desnivel entre la cordillera y las cuencas mediante la creación de fallas inversas de elevado ángulo en los flancos de la bóveda, en cuya zona axial se crearían pequeñas cuencas por distensión.

En cualquier caso, aún sería preciso el concurso sucesivo de las tradicionales fases Castellana (Oligoceno) y Neocastellana (Aragoniente) para que las cuencas adquiriesen prácticamente su geometría actual, con restricción de su superficie; también se estructuraron los bordes montañosos circundantes (Sierra de Altomira, Montes de Toledo y Sistema Central), en este caso mediante la creación de enérgicos relieves.

A lo largo de la fase Castellana, también conocida como "etapa Altomira" (CAPOTE et al., 1990; CALVO et al., 1991), el borde oriental fue el más activo; así, en respuesta a un acortamiento regional de dirección N90-110°E se produjo el cabalgamiento de orientación submeridiana de la Sierra de Altomira sobre la Cuenca de Madrid, que de este modo quedaría parcialmente individualizada de la Depresión Intermedia. De esta forma, en el Mioceno inferior, la cuenca se habría configurado como una depresión endorreica de forma triangular cuyo relleno estuvo presidido por una orla de sistemas aluviales en cuyo interior se desarrollaron ambientes lacustres. Ya que la Sierra de Altomira actuaría como margen estable, las variaciones en el dispositivo sedimentario durante el Mioceno obedecieron principalmente al distinto comportamiento de los Montes de Toledo y el Sistema Central, siendo éste el sistema montañoso de mayor influencia, estructurándose a modo de rhomb horst (PORTERO y AZNAR, 1984) de comportamiento complejo debido al giro de los esfuerzos.

Con este dispositivo se produjo el depósito de la Unidad Inferior (Aragoniente inferior-medio), abortado por el desencadenamiento de la fase Neocastellana, también llamada "etapa Guadarrama" (CALVO et al., 1991), que produjo el máximo acortamiento en la región, bajo un régimen de esfuerzos compresivos de orientación N155°E. El resultado fue que el borde septentrional, con carácter de falla inversa de orientación N60-70°E cabalgante hacia el sur, adquirió un protagonismo casi exclusivo frente a la pasividad de los restantes bordes montañosos. Debido a ello, los sistemas aluviales de la Unidad Intermedia progradaron hacia el sector central de la cuenca, desplazando los ambientes lacustres hacia el meridional. En el Aragoniente superior, un nuevo impulso dentro del evento Guadarrama reactivó los sistemas aluviales, dando paso al ciclo superior de la Unidad Intermedia.

Esta etapa dio lugar a la configuración prácticamente definitiva del Sistema Central en forma de uplift cabalgante sobre las cuencas limítrofes, estructura que se ha explicado recientemente como un mega pop-up (BUTLER, 1982) intracrótónico, emergente por encima de una superficie intracrustal de despegue, situada a unos 8 km de profundidad 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 algunos 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. Las estructuras compresivas principales corresponden a cabalgamientos de dirección N45-N80°E cuyo movimiento diferencial está regulado por fallas de transferencia con direcciones N130°E (desgarres dextrales) y N20°E (desgarres sinistrales). 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 cubierta mesozoica y, en su ausencia el techo del basamento, se interpretan como "pliegues de acomodación" o fault bend folds (SUPPE, 1985; JAMISON, 1986) ya que se producen por la adaptación 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°E.

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 uno frontal con menor salto que en la vertiente meridional; en ésta existen menos cabalgamientos, pero con mayor ángulo de buzamiento, permitiendo que la imbricación sobre la Cuenca de Madrid se realice en una franja estrecha.

Este accidente se reconoce con facilidad en los perfiles sísmicos de la cuenca como un plano inclinado contra el que chocan todos los reflectores identificados (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 noroccidental que en el oriental, donde la Sierra de Altomira y su entorno funcionaron como un alto relativo. El cabalgamiento del Sistema Central sobre la Cuenca de Madrid atraviesa la Hoja con dirección N50°E (falla de Nombela), presentando una traza segmentada por numerosas fallas de transferencia que poseen orientación subnorteada al suroeste de Almorox y dirección N100-160°E al noreste de dicha localidad. Aunque el cabalgamiento es perceptible en la carretera Villa del Prado-Cadalso de los Vidrios, su mejor punto de observación se localiza al noreste de Nombela, donde se manifiesta como una falla inversa cuyo plano buza 80° hacia el noreste, valor reflejado por la traza rectilínea de cada uno de los segmentos; a través de un plano neto, la falla pone en contacto los monzogranitos biotíticos de tipo Rozas de Puerto Real (unidad 4) sobre las facies arcósicas aragónicas con grandes bloques (unidad 18), conjunto con buzamientos elevados junto al plano de falla debido a un efecto de arrastre. El accidente principal aparece interrumpido por una falla de transferencia sinistral más nítida aún, de orientación NE-SO y salto de orden decamétrico.

El hecho de que el cabalgamiento afecte a los materiales del ciclo inferior de la Unidad Intermedia (unidad 23), pero aparezca fosilizado por los del ciclo superior (unidad 24) señala que la actividad de la falla cesó a comienzos del Aragoniense superior, si bien en sectores

nororientales (Hoja de Colmenar Viejo, 534) los depósitos de dicha edad aparecen afectados por la falla.

Más difícil es precisar el origen y el periodo de funcionamiento de la densa red de fracturación que afecta al conjunto hercínico, aunque dos de sus familias principales, N45-80°E, y N100-120°E parecen corresponder a accidentes tardihercínicos reactivados durante esta etapa; no obstante, buena parte de las fallas de dicha red podrían tener un origen alpino o ser la respuesta a fenómenos de descompresión del plutón, llamando la atención en este sentido la elevada concentración de fallas en los stocks Cadalso de los Vidrios y El Berrocal.

2.2.2.2. La distensión finineógena

El régimen geodinámico característico del Terciario cambió de forma drástica en el Vallesiense, estableciéndose una distensión de orientación N70-80°E cuya principal manifestación en el Sistema Central fue la actuación de desgarres de dirección N160-170°E (DE VICENTE et al., 1994; CAÑAVERAS et al., 1994), bien representados en la Hoja coincidiendo con el meridiano de Cadalso de los Vidrios y que tal vez sean los causantes de algunos de los "descuelgues" entre superficies de erosión. El reflejo de este evento en la cuenca, conocido como "fase Torrelaguna", fue el cambio del régimen sedimentario que condicionó el depósito de la Unidad Superior, probablemente al adquirir la cuenca carácter exorreico (IGME, 1975; CALVO et al., 1990).

Las deformaciones observadas en distintos puntos de la cuenca afectando a materiales del Mioceno superior, con orientaciones subparalelas al borde del Sistema Central, son indicativas de deformaciones regionales recientes, asimilables con las fases Iberomanchega I y II (AGUIRRE et al., 1976), acontecidas en el Plioceno, sobre cuyo régimen tectónico no existe unanimidad entre los diversos autores.

2.2.2.3. Deformaciones cuaternarias

Durante el Cuaternario, la Cuenca de Madrid no ha permanecido estable, sino que ha sufrido deformaciones de envergadura muy variable, cuyo efecto son desnivelaciones de superficies y evoluciones anómalas de la red de drenaje, debidas fundamentalmente al juego de bloques del sustrato, basculamientos y deformaciones en materiales salinos.

En general, la naturaleza litológica del relleno de la cuenca no favorece el reflejo superficial de la tectónica frágil que ha afectado a los materiales del basamento (ALÍA, 1960; MARTÍN ESCORZA, 1974 y 1976, HERNÁNDEZ FERNÁNDEZ, 1971), aunque ocasionalmente se manifiesta en los materiales más rígidos; en cualquier caso, la jerarquización de la red fluvial en las facies arcóscicas parece responder a un patrón de fracturación del sustrato, al menos en algunas zonas. Entre estas deformaciones de tipo regional (CAPOTE y CARRO, 1968; IGME, 1975; CAPOTE y FERNÁNDEZ CASALS, 1978) es preciso señalar los pliegues de amplio radio, así como las suaves inclinaciones de algunos contactos entre los diversos ciclos, interpretadas como basculamientos o como un juego de bloques en respuesta a la fracturación del zócalo. La geometría de la red fluvial actual y sus correspondientes depósitos de terraza constituyen el principal instrumento determinativo de los accidentes del sustrato que han tenido incidencia en la evolución reciente. A pequeña escala, diversos arroyos y barrancos presentan trazados

rectilíneos y moderados a fuertes encajamientos, como respuesta a fracturas carentes de salto en superficie, destacando los de dirección N100-130°E.

Conviene señalar, no obstante, que el sector del valle del Alberche comprendido entre Escalona y Aldea del Fresno ha sido atribuido a una depresión de borde (PEDRAZA, 1976) paralela a la dirección del Sistema Central, condicionada por la actividad tectónica reciente de éste; dicha actividad ha sido puesta de manifiesto por una serie de criterios morfogenéticos (desarrollo escalonado de vertientes-glacis, glacis de ladera y terrazas) o tectónicos (terrazas ligeramente basculadas y fenómenos de subsidencia anómalos en el valle actual).

3. GEOMORFOLOGÍA

La Hoja de Villa del Prado se encuentra situada en el límite entre dos de los principales dominios morfoestructurales de la península: el Sistema Central y la Depresión del Tajo. Cada uno de ellos muestra características morfológicas propias, si bien la evolución de la cordillera ha condicionado decisivamente la historia de la depresión.

El Sistema Central o "gran divisoria castellana" (SCHWENZNER, 1937) constituye una alineación montañosa que con una dirección próxima a NE-SO se dispone entre el Sistema Ibérico y el Océano Atlántico, dividiendo la Península Ibérica en dos submesetas: septentrional y meridional. Sus rasgos morfológicos son el resultado de una dilatada y compleja evolución, en la que tanto la composición litológica de sus materiales como las deformaciones tectónicas acontecidas durante el ciclo alpino han jugado un papel de primer orden.

El establecimiento de sus límites con respecto a las depresiones del Duero y Tajo resulta problemática, ya que varía en función del criterio utilizado, estableciéndose generalmente en base a rasgos morfoestructurales, como son: coberturas mesozoicas plegadas, fallas cabalgantes sobre materiales terciarios, frentes de exhumación, coberturas recientes fosilizantes y penetrativas y, en ausencia de los anteriores, contrastes topográficos (PEDRAZA, 1994 a). De este a oeste se diferencian los sectores o sierras de Somosierra, Guadarrama, Gredos, Gata-Peña de Francia y Estrella.

La fisonomía del Sistema Central se caracteriza por presentar un sistema de planicies escalonadas, articuladas entre sí mediante los correspondientes escarpes o laderas, tal como sugirió SCHWENZNER (1937), con existencia de una planicie de cumbres a la que se adosan las correspondientes planicies escalonadas o de meseta: M3, la más elevada, que forma las parameras y la culminación de bloques y alineaciones secundarias; M2 y M1, que constituyen los piedemontes o rampas.

Dentro de este contexto general, la Hoja se localiza en una zona de tránsito entre los sectores de Guadarrama y Gredos, caracterizándose por la ausencia de restos de la superficie de cumbres, que en la región se dispone a 1.800-2.000 m, y por la presencia de las superficies M3 (paramera; 1.300-1.700 m), M2 (piedemonte o rampa superior; 800-1.100 m) y M1 (piedemonte o rampa inferior; 600-800 m), que enlaza con la superficie de campiña en la cuenca.

En cuanto a la Depresión del Tajo, constituye un dominio morfoestructural de la Submeseta meridional cuyos principales rasgos morfológicos están condicionados por la naturaleza litológica y la estructura de su relleno mioceno, así como por los procesos de erosión y

acumulación acaecidos a partir del Plioceno. En ella se han distinguido cinco elementos geomorfológicos mayores (PÉREZ-GONZÁLEZ, 1994):

-El Páramo, altiplanicie calcárea de la cual arranca la morfógenesis más reciente en los sectores oriental y meridional. Corresponde a la superficie M2 de SCHWENZNER (1937) y a la C de GLADFELTER (1971).

-La Raña, extensos aluvionamientos procedentes de los relieves paleozoicos del sector nororiental. Corresponde a la planicie M1 de SCHWENZNER (1937) y a la D de GLADFELTER (1971).

-Las Superficies Divisorias, altas planicies de los sectores occidental y noroccidental, que forman las cumbres de lomas anchas, repartiendo la escorrentía superficial entre los principales valles.

-Los Valles, encajados en los elementos anteriores, siendo glacis, terrazas y llanuras aluviales sus unidades morfológicas principales.

-Las Depresiones endorreicas, de origen complejo y localizadas generalmente en zonas arcillosas.

La Hoja de Villa del Prado posee la fisonomía característica del sector occidental de la cuenca, caracterizado por la alternancia entre Superficies Divisorias estrechas y Valles, en general amplios, aunque en ella se aprecian algunas peculiaridades. Por una parte, las Superficies Divisorias principales han sido totalmente desmanteladas, existiendo tan sólo algunos vestigios de superficies secundarias, ya que en general, el retroceso de las vertientes ha configurado divisorias lineales; por otra, el valle del Alberche conforma una importante depresión, tapizada por un extenso manto de terrazas y conos de deyección.

En el sector centro-occidental de la cuenca, los valles se caracterizan por su perfil asimétrico, encajándose en las Superficies Divisorias mediante sucesivos escalonamientos. Para explicar la construcción de los valles se han invocado, además de causas climáticas, factores tectónicos y condicionantes de tipo litológico (PÉREZ-GONZÁLEZ, 1994). La reorganización de la red fluvial mediante procesos de captura durante el Pleistoceno es un fenómeno de interés en la región, aunque no se han reconocido evidencias de estos fenómenos en la zona.

3.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

Dentro de la Hoja se aprecia un neto contraste entre las características fisiográficas del Sistema Central y la Depresión del Tajo, coincidentes con bastante fidelidad en la mayoría de los casos con los afloramientos de materiales hercínicos y cenozoicos, respectivamente.

El dominio montañoso se caracteriza por acusadas elevaciones de distribución irregular, pero con una tendencia general ascendente hacia el noroeste, alcanzándose la máxima altitud en la Peña de Cenicientos (1.252 m). El sector occidental alberga los principales relieves que, a modo de alineaciones montañosas de dirección NE-SO, alternan con valles más o menos encajados; coincidiendo con el meridiano de Cadalso de los Vidrios, el relieve adopta una disposición general en rampas inclinadas y escalonadas hacia el valle del Alberche, desde cotas ligeramente superiores a 800 m hasta valores algo superiores a 500 m; su morfología aparece distorsionada por el encajamiento de la red fluvial y por la presencia de una serie de elevaciones aisladas de entre las que destaca la peña de Cadalso (1.044 m), singular elemento de referencia del paisaje de la región, a modo de espectacular monte-isla.

En cuanto al dominio de la depresión, se caracteriza fundamentalmente por la presencia de la llanura aluvial del río Alberche, que tras abandonar el dominio montañoso en el ámbito de Picadas, discurre de noreste a suroeste paralelamente a éste, alcanzando su mínima altitud (410 m) al paso por Escalona. En ambas márgenes se elevan relieves moderados, con frecuentes morfologías a modo de "hombreras" y una densa red secundaria, que en algunos casos ha dado lugar pronunciados escarpes y acarcavamientos.

Los principales rasgos fisiográficos son las superficies de erosión desarrolladas en el dominio montañoso y los relieves residuales conservados en ellas, su densa red de fracturación con reflejo morfológico, destacando la falla inversa de Nombela, que limita el Sistema Central y la Cuenca de Madrid, el río Alberche con su cortejo de depósitos fluviales y, por último, la densa red secundaria.

El río Alberche, afluente del Tajo, es el receptor de todos los cursos fluviales de la zona, excepción hecha del arroyo del Castaño, que vierte sus aguas al Tiétar. Tras su tortuosa salida del área montañoso, el Alberche adquiere un trazado sinuoso dentro de una llanura aluvial rectilínea; su perfil transversal es asimétrico, con un margen noroccidental escalonado, frente al suroriental, algo más abrupto, en el que son más frecuentes los cantiles y las cárcavas. Sus afluentes por la margen izquierda, de entre los que destacan el río Perales y los arroyos Grande, de Berciana, Marzolva y Montrueque, poseen trazados adaptados a una orientación N100-130°E, en tanto que los de su margen derecha adquieren configuraciones más irregulares, destacando los arroyos de la Perra, Pedrillón, Arroyofresno y de los Pradales; aunque el discurrir general de éstos es hacia el sur, la red tributaria del sector noroccidental, articulada en torno a los arroyos de la Avellaneda y las Tórtolas, discurre hacia el norte.

El conjunto de la región pertenece al dominio climático mediterráneo templado, con variaciones térmicas y pluviométricas entre el sector montañoso y el de la depresión. El primero puede enmarcarse en el clima mediterráneo húmedo en función del grado de humedad, caracterizándose por temperaturas medias anuales de 12°C, con valores medios de 4°C en el mes más frío y de 20°C en el más cálido; la precipitación media anual es de 750 mm, con una duración media del periodo seco de 3 meses. En cuanto al segundo, puede asignarse al clima mediterráneo seco, con temperaturas medias anuales de 14°C, con valores medios de 6°C en el mes más frío y de 24°C en el cálido; la precipitación media anual es de 400 mm, con una duración media del periodo seco de 5 meses.

En cuanto a la vegetación natural, predominan los bosques y bosquetes escrerófilos siempre verdes, más o menos presididos por la encina (*Quercus ilex*), faltando las especies más térmicas y típicas mediterráneas; al noroeste, gracias a la mayor humedad, aparecen especies semicaducifolias, como *Q. Iusitánica* (DGPA, 1978). Buena parte de la vegetación natural ha sido deforestada para dedicarla a otros usos, entre los que destacan los extensos viñedos, sin olvidar los regadíos del valle del Alberche. Menos frecuente es el pastoreo de ganados bovino y ovino, destacando a nivel anecdótico las granjas dedicadas a la cría de avestruces. En conjunto, estas características corresponden a lo que puede denominarse "campiña" en sentido estricto, término asociado con los terrenos de secano en los bordes del Sistema Central.

Sus principales núcleos de población son Cadalso de los Vidrios, Cenicientos, Almorox, Escalona, Villa del Prado, Aldea del Fresno, Métrida y La Torre de Esteban Hambrán, sin que deban olvidarse las extensas urbanizaciones diseminadas por el valle del Alberche. En general,

la región se encuentra bien comunicada, merced a una extensa red de carreteras de entre las que destaca la N-403 (Toledo-Valladolid).

3.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

El análisis morfológico puede abordarse desde dos puntos de vista: morfoestructural, en el que se analiza el relieve como consecuencia del sustrato geológico, en función de su litología y su estructuración; y morfogenético, considerando las formas resultantes de la actuación de los procesos externos.

3.2.1. Estudio morfoestructural

El relieve de la zona está condicionando en gran medida por la naturaleza y la disposición de los materiales que la conforman. El sustrato cristalino del Sistema Central muestra una densa red de fracturación que ha provocado la creación y el desnivelamiento de bloques, así como el encajamiento rectilíneo de algunos tramos de la red fluvial. Igualmente, los contrastes composicionales y granulométricos entre los distintos constituyentes ígneos y metamórficos han favorecido los procesos de erosión diferencial que han culminado con el desarrollo de relieves residuales y superficies de erosión.

En el ámbito de la cuenca existe un claro predominio de arcosas, con grandes bloques y cantos en el sector adyacente al macizo y con intercalaciones lutíticas en el sector suroriental. A grandes rasgos, la homogeneidad litológica y la ausencia de deformaciones superficiales se reflejan en la inexistencia de formas de carácter estructural, observándose, no obstante, una cierta linearidad en la red de drenaje según direcciones preferentes.

3.2.1.1. Formas estructurales

Poseen una amplísima representación en el ámbito del Sistema Central, estando prácticamente ausentes en el de la Cuenca de Madrid. La mayor parte pertenecen a fallas con expresión morfológica entre las que se han diferenciado fallas supuestas, fallas normales y, especialmente, la falla de Nombela, que limita dichos dominios; además, se han reconocido crestas, cerros cónicos y resalte por diques.

Con frecuencia, la densa red de fracturación que afecta al dominio hercínico posee una expresión morfológica reflejada por el trazado rectilíneo de la red fluvial, la alineación de diversos segmentos de la misma, el escalonamiento de superficies y la delimitación de bloques. Las fallas con expresión morfológica se agrupan en torno a tres familias principales: N45-70°E, N100-130°E y N160-200°E; la primera tiene una gran representación en todo el Sistema Central y determina su límite con la depresión; la segunda, conjugada la anterior, aparece con profusión en el sector occidental, pero también en el dominio de la depresión, donde la red tributaria del Alberche se adapta a ella en buena medida, especialmente en su margen izquierda; por lo que respecta a la tercera, está relacionada con la subdivisión del Sistema Central y su manifestación principal en la zona son diversos escalonamientos orográficos y la segmentación de la falla de Nombela. El reflejo de las tres familias en la geometría de la red de drenaje se hace especialmente patente en el sector Cadalso de los Vidrios-Paredes de Escalona.

Por su peculiar reflejo morfológico, de entre las numerosas fracturas existentes cabe destacar las fallas normales, destacando las que dan lugar a un "escalón" de orientación subnorteada al este de Cenicientos, y, especialmente la falla inversa de Nombela, que si bien no posee expresión morfológica a lo largo de toda su traza, supone el límite entre dos grandes dominios de características morfoestructurales propias.

Localmente han adquirido un cierto desarrollo las morfologías en cresta, favorecidas por la acción de procesos erosivos sobre áreas de importantes diaclasamientos subparalelos, como el sector oriental del plutón de Cadalso de los Vidrios. Los procesos de erosión selectivos también han dado origen a diversos cerros cónicos, si bien en este caso debidos a variaciones litológicas. Por último, entre las formas estructurales es preciso señalar los resaltos por diques, que aunque suelen carecer de relevancia debido a sus reducidas dimensiones, no puede decirse lo mismo al hablar del de Almorox-Navamorcuende, que aparece como una destacada cresta de más de 5 km de longitud entre los parajes de Serrejuela y Dientes de la Vieja, alcanzando localmente más de 100 m de altura.

3.2.2. Estudio del modelado

La acción de los agentes externos sobre dos dominios tan contrastados como el Sistema Central y la Cuenca de Madrid ha tenido como resultado una diferente expresión. Así, el modelado de la cuenca está condicionado fundamentalmente por la evolución del río Alberche, que ha dejado un importante cortejo de depósitos a su paso; por lo que respecta al Sistema Central, su evolución, notablemente más larga, ha estado presidida por los procesos poligénicos, si bien la dinámica fluvial ha jugado un destacado papel en la morfogénesis reciente, sin olvidar los procesos de laderas y antrópicos, pese a que su incidencia ha sido muy inferior.

3.2.2.1. Formas de ladera

Son formas muy extendidas, si bien la propia dinámica externa provoca su permanente evolución. En el dominio montañoso articulan las diversas superficies escalonadas, por lo que pueden considerarse varias generaciones, a diferencia de la depresión, donde se diferencia básicamente una generación. En cualquier caso, su magnitud y desarrollo varían localmente, aunque las más relevantes se localizan en el ámbito de El Berrocal y, especialmente, de la Peña de Cenicientos, donde se alcanzan desniveles superiores a 450 m.

Con frecuencia, el encajamiento de la red fluvial ha modificado el equilibrio de las laderas, provocando la formación de coluviones, formas de distribución irregular que tapizan algunas vertientes y que por su estrecha relación con el relieve actual han sido asignadas al Holoceno. Excepto en el valle del Alberche, que muestra un mayor escalonamiento en su margen derecha, predominan las vertientes simétricas, aunque las variaciones en la orientación de las laderas principales provocan heterogeneidades en la distribución de la insolación y la humedad.

En cuanto a la distribución de la pendiente, contrastan las bajas del sector suroriental, con las elevadas del noroccidental, donde se observan cambios bruscos de pendiente provocados por cambios litológicos, presencia de fallas o articulaciones entre superficies.

3.2.2.2. Formas fluviales

Son las mejor y más ampliamente representadas, constituyendo uno de los rasgos más representativos de la zona, especialmente en el valle del Alberche en cuya llanura aluvial se han diferenciado: fondo de valle, barras, llanura de inundación y sistemas de terrazas, glacis-terrazas y conos de deyección; también son abundantes en la zona diversas formas erosivas como incisión lineal, gargantas, aristas y cárcavas.

Los depósitos de fondo de valle del Alberche y de su margen derecha corresponden a gravas de cuarcita y cuarzo, predominando los de constitución arenosa entre los de la margen izquierda; tapizan totalmente el cauce activo de la red de drenaje. También en el valle del Alberche se han reconocido depósitos de llanura de inundación, dispuestos como una banda ancha surcada por el cauce, en relación con el que también aparecen depósitos correspondientes a barras. Las llanuras de inundación presentan una mayor proporción de términos finos, aunque también se reconocen gravas; su potencia oscila entre 3 y 5 m, pudiendo presentarse bajo aspecto masivo o con abundantes estratificaciones cruzadas y superficies de erosión interna. Igualmente, las barras poseen un mayor contenido arenoso, así como abundantes estructuras de origen tráctivo. Por su relación con la dinámica fluvial actual, todos ellos se han asignado al Holoceno.

Aunque en los principales cursos se observan depósitos escalonados correspondientes a terrazas, el único que posee una secuencia amplia es el Alberche, en el que se han identificado cinco niveles cuya secuencia temporal ha sido establecida tentativamente por su relación con las terrazas del Tajo hacia el suroeste de la región. Las terrazas "altas", con cotas superiores a +60 m, han sido asignadas al Pleistoceno inferior y a la base del medio, en tanto que las "medianas", con cotas de +25-55 m, al Pleistoceno medio y las "bajas", inferiores a +20 m, al Pleistoceno superior.

En general, existe una gran continuidad lateral de todos los niveles, entre los que además no existe un salto importante. Los inferiores aparecen en ambas márgenes, en tanto que los superiores lo hacen sólo en la derecha; el más alto posee morfología de glacis-terraza. Aparecen como bandas de gran continuidad lateral dispuestas paralelamente al cauce actual, excepto en el sector de Aldea del Fresno, donde un acentuado meandro sugiere una evolución algo más compleja en relación al sistema de terrazas. Aunque predominan las formas solapadas, en el sector suroccidental son más frecuentes las colgadas. En todos los casos están muy afectadas por la incisión transversal de la red secundaria. Se trata de gravas poligénicas, con cuarcita y cuarzo como integrantes mayoritarios, en una matriz de arena gruesa con baja proporción de limo y arcilla. La potencia suele oscilar entre 3 y 7m, si bien puede ser superior a 10 m.

Otras formas extendidas por los principales valles son los conos de deyección, entre los que se han reconocido dos generaciones, encajadas entre sí. La más antigua muestra un moderado a fuerte retoque morfológico, siendo mucho más fácil la identificación de la más moderna, ya que la incisión de la red de drenaje constituye el único posible retoque de su forma original. Su principal desarrollo se encuentra a lo largo del valle del Alberche, pudiendo destacarse igualmente los pequeños sistemas del arroyo de Tórtolas.

Su depósito se produce en la confluencia entre pequeños arroyos y valles de mayor entidad, en los cuales la carga transportada por aquéllos deja de estar confinada, expandiéndose sobre el

cauce, la llanura de inundación o una terraza; esta disposición acota su edad máxima, en tanto que su cronología relativa se ha establecido en función de sus relaciones de encajamiento, tanto entre sí como con respecto a la red fluvial. En base a ello, los más modernos se han asignado al Holoceno y los más antiguos, al Pleistoceno medio-superior. Cuando los ápices se encuentran próximos entre sí, se produce coalescencia entre los conos, de forma que pueden aparecer como una banda que orla la vertiente de los valles.

Entre las formas erosivas se han reconocido: marcas de incisión lineal, ampliamente repartidas por toda la zona, aunque sus efectos más acusados se producen en el dominio montañoso, donde han dado lugar a gargantas, que en algún caso superan dos kilómetros de longitud y un centenar de metros de desnivel. También poseen una gran representación las aristas, que pueden presentar morfologías alomadas o aguadas, los escarpes de terraza y las cáravas, con sus correspondientes cabeceras, si bien estas últimas están restringidas al dominio de la cuenca.

La red de drenaje, influenciada por la litología y articulada en torno al Alberche, que constituye el nivel de base local, adopta un patrón subparalelo en su margen izquierda, donde el carácter subsecuente le confiere una geometría groseramente subrectangular. Por el contrario, en la margen derecha el patrón es de tipo dendrítico, mucho más acentuado en el dominio montañoso, como consecuencia del sustrato cristalino y de la compleja red de fracturación.

En la futura evolución de la red deben tenerse en cuenta: la influencia de diversas fallas que parecen haber condicionado su historia, el retroceso de las vertientes, la erosión remontante y las posibles capturas derivadas de ella, que constituyen los principales motores de las variaciones futuras de la geometría de la red.

3.2.2.3. Formas poligénicas

Se incluyen bajo esta denominación las formas cuya morfogénesis puede atribuirse a la acción simultánea o sucesiva de más de un proceso geomorfológico, habiendo adquirido un desarrollo muy superior en el ámbito del Sistema Central, sometido a una evolución mucho más larga y compleja. Con mucho, las formas de mayor relevancia son las superficies de erosión, habiéndose reconocido también monadnocks, inselbergs, escarpes, cimas en aristas y berrocales, además de glaciares como únicas formas acompañadas de depósito.

Las superficies de erosión, que pueden aparecer fuertemente degradadas, poseen una representación en el sector montañoso, constituyendo uno de los rasgos relevantes del Sistema Central. En el ámbito de la Hoja no aparece vestigio alguno de la superficie de cumbres, considerada como los restos de una penillanura intraterciaria (SCHWENZNER, 1937) o como un resto de la superficie de erosión fundamental de la Meseta (SOLÉ SABARIS et al., 1952), pero sí están representados los tres rellanos o escalones de meseta adosados.

De estos tres, la superficie superior (M3) corresponde a las parameras y culminaciones de algunas alineaciones secundarias, apareciendo como rellanos elevados en los relieves del sector Rozas de Puerto Real-Cenicientos a cotas superiores a 1.100 m, si bien algunos retazos pueden aparecer a cotas algo inferiores debido a desnivelaciones tectónicas.

La superficie intermedia (M2), asimilable al piedemonte o rampa superior, da lugar a las planicies del sector septentrional, dispuestas a cotas superiores a 800 m; aunque

profundamente disectada por la red fluvial, es perfectamente reconocible al este de Rozas de Puerto Real y de Cadalso de los Vidrios. También aparece en el sector de Cenicientos, entre 700 y 800 m, si bien en este sector su relación con respecto a las superficies más orientales puede estar trastocada por el juego de las fallas de orientación submeridiana.

En cuanto a la superficie inferior (M1), corresponde al piedemonte o rampa inferior y aparece ampliamente representada, observándose perfectamente desde Almorox, entre otros puntos, donde se aprecia su progresivo descenso desde 800 m al pie de la Peña de Cenicientos, hasta los cerca de 600 m de las proximidades de la depresión. Aunque aparentemente está bien conservada, en detalle muestra una notable incisión de la red fluvial, especialmente evidente en el arroyo de Tordillos.

La superficie inferior se relaciona en la cuenca con la denominada superficie de campiña, equivalente de las denominadas Superficies Divisorias, que constituyen uno de los rasgos morfológicos característicos de la Depresión del Tajo (PÉREZ-GONZÁLEZ, 1994). Se trata de formas muy llanas, con pendientes inferiores al 1% hacia el S-SO, correspondientes a los retazos de superficies de erosión-sedimentación a partir de las cuales arrancó el modelado de los valles actuales y que constituyen los interfluvios entre los principales ríos. Su génesis sobre la serie miocena se efectuó mediante varios procesos, predominando el transporte fluvial, con canales poco profundos y drenajes aún no jerarquizados; es difícil precisar su edad, pero por criterios regionales puede situarse en el Pleistoceno inferior. No se han conservado restos de estas superficies principales en la Hoja, pero sí, mínimamente, de otras derivadas de ellas (superficies-glacis) y que tienen un significado similar con respecto a la red secundaria.

En cuanto a los glacis, aparecen a modo de mantos degradados constituidos por depósitos arenosos con cantos. Su principal concentración se produce en el sector nororiental, aunque sus afloramientos poseen una extensión moderada. Se han distinguido dos grupos, de los que el más antiguo aparece exclusivamente en el paraje del cerro de las Alegas, disponiéndose sobre términos detríticos miocenos y representando el vestigio más antiguo del encajamiento del río Alberche en la zona, pues sobre él ha incidido el nivel más alto de terraza, razón por la que se han atribuido al Pleistoceno inferior. Los restantes se asientan tanto sobre las facies detríticas miocenas como sobre los granitoides hercínicos, tapizando parcialmente las vertientes de la red secundaria, a modo de enlace entre las divisorias y los valles actuales; su cronología es muy amplia, habiéndose asignado al Pleistoceno-Holoceno.

Entre las formas favorecidas por los procesos de erosión selectiva debidos a variaciones litológicas cabe destacar los monadnocks, relieves prominentes favorecidos por litologías resistentes, y los inselbergs, relieves destacados a modo de monte-isla, cuya máxima expresión es la Peña de Cadalso, que destaca sobre las superficies de piedemonte o rampa; su origen se relaciona con la mayor resistencia a la erosión ofrecida por las facies leucograníticas de grano fino, con respecto a las de grano medio-grueso, dentro del stock de Cadalso de los Vidrios. En ocasiones, el modelado posterior ha truncado estas formas, que aparecen como inselbergs con cumbre plana.

Aunque no son formas espectaculares en la zona, se han reconocido cimas en aristas, formas desarrolladas en la intersección de varias divisorias en el dominio montañoso. Mayor representación poseen los berrocales, generados partir de procesos de alteración en bolos, cuya profusión ha dado lugar a la denominación de un conocido paraje con este mismo nombre (Berrocal). Por último, son abundantes los escarpes, en cuya génesis es difícil dilucidar la influencia de los diversos procesos.

3.2.2.4. Formas antrópicas

La actividad antrópica constituye una importante característica en diversas zonas, estando relacionada principalmente con la modificación del paisaje debida a los usos del suelo para actividades agropecuarias, labores extractivas, construcción de redes de transporte y de nuevos asentamientos urbanos e industriales; localmente, la remoción de materiales y la modificación de la topografía original son intensas, bien allanando, rellenando o ahuecando el terreno.

Entre las formas antrópicas susceptibles de ser representadas cartográficamente se encuentran los frentes de las numerosas canteras de granitos del sector de Cadalso de los Vidrios y de las graveras del valle del Alberche. Otras formas de menor entidad corresponden a establecimientos puntuales ligados al aprovechamiento agropecuario e industrial, que se hallan diseminados por buena parte del territorio. La apertura de nuevas vías de comunicación (carreteras, caminos,...) y la ampliación de los núcleos de población son factores que completan el registro de intervención antrópica.

3.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Se consideran como tales todas aquéllas formas con depósito, consolidado o no, relacionadas con el modelado del relieve actual. Su principal característica es su cartografiabilidad, definiéndose por una serie de atributos como geometría, textura, potencia, tamaño, génesis y cronología, abordándose a continuación los aspectos relacionados con litología, textura y potencia.

3.3.1. Descripción de las Formaciones

3.3.1.1. Cantos, arenas y arcillas. Coluviones (a). Holoceno

Los coluviones son depósitos generalizados en toda la zona, si bien su potencia y características internas son variables, no pudiéndose precisar aquélla por ausencia de cortes de detalle, aunque se deducen potencias de orden métrico. Básicamente, son depósitos de cantos heterométricos subangulosos, englobados en una matriz arenó-arcillosa de color pardo-amarillento o rojizo, producto del desmantelamiento de las vertientes, razón por la que la naturaleza de sus constituyentes varía en función del área madre; así, en el ámbito del Sistema Central predominan los cantos de origen ígneo y metamórfico, en tanto que en el de la depresión son mayoritarios los de cuarcita, cuarzo y arcosas.

3.3.1.2. Gravas y arenas. Terrazas (b-c, e-g). Pleistoceno

Son las formaciones superficiales más características de la Hoja, destacando entre los distintos sistemas de terrazas el del río Alberche, en el que se han diferenciado hasta cinco niveles. Generalmente están constituidas por gravas de cuarcita y cuarzo en una matriz arenosa de composición arcólica y tonos rojos, si bien en los elementos de la red secundaria predominan los términos arenosos; las dimensiones de los cantos varían ostensiblemente, predominando

los diámetros de 5 a 10 cm, aunque ocasionalmente pueden sobrepasar 30 cm. Son abundantes las estructuras de estratificación cruzada. La potencia, muy variable, puede sobrepasar 5 m.

Entre los constituyentes arenosos, predominan cuarzo y feldespatos, en tanto que entre los minerales pesados hallados en la fracción fina destaca la presencia de andalucita (3-37%), granate (2-26%), turmalina (1-26%), circón (5-23%) y zoisita/clinozoisita (1-12%) en todos los casos, con ocasionales valores elevados de apatito (53%), hornblenda (31%), estaurolita (26%) y epidota (14%), y moderados de sillimanita (6%) y distena (5%); el contenido de rutilo, esfena, brooquita, anatasa y carbonatos no sobrepasa en ningún caso el 2% (cuadro 1.5).

3.3.1.3. Arenas, gravas y lutitas. Conos de deyección (d, j). Pleistoceno medio-Holoceno

Entre los conos de deyección destacan especialmente los del valle del Alberche, en el que además de hallarse el mayor número de formas, se encuentran algunas de más de 2 km. En general, predominan los aparatos de composición arenosa, que pueden englobar cantos de cuarcita y cuarzo, así como niveles lutíticos. Su espesor varía en función de la geometría del depósito, así como entre los distintos aparatos, sobrepasando con frecuencia 10 m.

3.3.1.4. Gravas, arenas y arcillas. Llanuras de inundación (h). Holoceno

La llanura de inundación está representada tan sólo en el valle del Alberche, mostrando un predominio de las gravas de cuarcita y cuarzo, con frecuentes niveles arenosos que muestran abundantes estratificaciones y laminaciones de origen tractivo, con esporádicos niveles limosos. Su espesor oscila entre entre 3 y 5 m.

3.3.1.5. Gravas, arenas y lutitas. Fondos de valle (i). Holoceno

Aparecen ampliamente distribuidos, destacando una vez más el depósito correspondiente al río Alberche, si bien se encuentra cubierto en la mayor parte de su cauce por la lámina de agua; su litología es muy similar a la de las terrazas, con gravas polimíticas con cantos de 5 a 10 cm. La composición es función directa de la del territorio por el que discurren los distintos cursos, observándose un predominio de los cantos de cuarcita y cuarzo en el dominio montañoso y de materiales arcósicos en el de la depresión, pudiendo aparecer en este caso intercalaciones de niveles de cantos y lutitas. El espesor, muy variable, posee orden métrico.

3.3.1.6. Arenas y gravas. Barras (k). Holoceno

Se trata de un conjunto escasamente representado, apareciendo exclusivamente en la llanura aluvial del río Alberche, en una serie de pequeños afloramientos de forma alargada, generalmente a modo de isleos en el cauce activo. Su constituyente principal son arenas cuarzo-feldespáticas, entre las que aparecen niveles delgados de cantos de cuarzo y cuarcita; son frecuentes las estructuras de origen tractivo. Su espesor está comprendido entre 3 y 5 m.

3.3.1.7. Arenas, cantos y bloques. Glacis (l, m). Pleistoceno-Holoceno

Presentan una gran semejanza composicional con relación al sustrato del que se nutren, predominando, en cualquier caso, los constituyentes arenosos, generalmente de composición cuarzo-feldespática, que pueden incluir cantos y bloques subredondeados a subangulosos de rocas ígneas y metamórficas. No poseen cortes que permitan una descripción detallada de sus características, estimándose espesores máximos cercanos a 10 m.

3.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA

La morfología de la zona está relacionada directamente con los procesos acaecidos a lo largo de la historia del Sistema Central que, a su vez, han influido de forma decisiva en la historia de la Cuenca de Madrid. Son numerosos los trabajos que han abordado la evolución conjunta de ambos dominios, entre los más recientes los de PEDRAZA (1978 y 1994 b) y PEDRAZA et al. (1996), que integran algunos de los modelos evolutivos previos, proponiendo los siguientes estadios:

Ciclo prearcónico (final del ciclo hercínico-inicio del ciclo alpino). Formación de una superficie poligénica heterócrona con fisonomía de penillanura, generatriz de los relieves durante la reactivación.

Final del ciclo prearcónico (Eoceno-Oligoceno medio). Deformaciones de amplio radio con abombamiento de la superficie generatriz, que pasa a ocupar el nivel de cumbres.

Ciclo arcónico (Mioceno). Aumento de la deformación, con tendencia al hundimiento en las cuencas y al abombamiento progresivo en el macizo; instalación de un ambiente propicio al lavado (etchplanación), elaborando en los piedemontes un pediment de tipo sabana con relieves residuales (inselbergs). Relleno de las cuencas según modelos de abanicos aluviales y lagunas efímeras.

Ciclo postarcónico (Plioceno medio-superior). Tectónica de bloques y morfogénesis atenuada bajo condiciones climáticas uniformes, con división de la penillanura generatriz en dos niveles colgados: superficie de cumbres (S.C.) y parameras (M3). Inicio de un proceso de remodelación de los piedemontes con pedimentación que dará lugar a un nivel intermedio de meseta, a modo de rampa.

Ciclo postarcónico (Plioceno-Cuaternario). Tectónica de bloques más localizada y consolidación del relieve escalonado por acentuación de los niveles de cumbres y paramera, con compartimentación del piedemonte en dos superficies: superior (M2) e inferior (M1). Reajustes locales y jerarquización de la red, especialmente en las cuencas.

La bibliografía regional muestra diversas alternativas a este esquema, cabiendo señalar entre ellas las variaciones cronológicas o la interpretación dada a las rampas, en unos casos como restos de la superficie generatriz, en otros como llanuras de arrasamiento coétaneas con la reactivación tectónica y, por último, como relieves mixtos tecto-erosivos; en cualquier caso, el esquema anterior refleja a grandes rasgos las principales características morfoestructurales del Sistema Central y las cuencas adyacentes. En el estado actual de los conocimientos se considera la existencia de una superficie de erosión única, definida como una penillanura poligénica y heterócrona, desnivelada durante el Terciario y conservada en las superficies de cumbres y parameras; por lo que respecta a los piedemontes o rampas, se consideran planicies menores generadas durante la reactivación y asociadas a ciclos morfogenéticos variados.

Debido a su prolongada duración, los rasgos morfológicos de la Hoja sugieren una evolución compleja, especialmente en el ámbito del Sistema Central, donde las huellas más antiguas

corresponden a pequeños retazos de la superficie de paramera (M3), cuya edad de formación varía según la zona considerada. La evolución en el ámbito de la Cuenca de Madrid es más simple, pudiendo considerarse que su morfoestructura estaba establecida a finales del Mioceno, derivando de ella los principales rasgos morfológicos mediante modificaciones efectuadas por una serie de procesos modeladores del relieve, con o sin depósito, entre los que destacan el desarrollo de superficies de planación y el encajamiento y la jerarquización de la red fluvial.

De acuerdo con todo lo anterior, el inicio de la morfogénesis del relieve debe situarse en un momento impreciso de comienzos del Terciario, con el final de la formación de la penillanura poligénica y heterócrona (GARZÓN et al., 1982) correspondiente a una superficie de arrasamiento de los relieves del ciclo hercínico (SOLÉ SABARÍS, 1983), superficie desnivelada mediante un progresivo abombamiento, con el que se esbozaron a lo largo del Paleógeno las elevaciones y depresiones precursoras de los actuales sistemas montañosos y cuencas.

La reactivación del Sistema Central prosiguió durante el Mioceno bajo un ambiente de sabana (clima alternativamente semihúmedo/cálido-semiárido/cálido), propiciando el relleno de Cuenca de Madrid mediante acumulaciones sedimentarias depositadas en un contexto de abanicos aluviales que evolucionarían a ambientes lacustres en los sectores centrales de la cuenca.

La incesante actividad tectónica dio lugar al desnivelamientos de bloques y superficies, individualizándose las superficies de cumbres (S.C.) y parameras (M3); esta actividad del dominio montañoso se tradujo en la cuenca por una reactivación de los sistemas aluviales, nutridos a expensas de los materiales arrasados durante la formación de la superficie de piedemonte o rampa (M2). Esta etapa de relleno finalizó durante el Mioceno superior mediante el depósito de la caliza de los páramos, sobre la que se desarrolló una superficie poligénica, posiblemente en relación con la formación del piedemonte o rampa inferior (M1) en la base de los macizos.

En cualquier caso, la evolución terciaria de la cuenca finalizó mediante una serie de procesos de acumulación y erosión de cronología imprecisa dentro del intervalo Mioceno terminal-Plioceno. Entre ellos se encuentran los piedemontes de la raña, en el sector nororiental, y las series rojas de la Mesa de Ocaña, culminadas por el desarrollo edáfico de la costra laminar multiacintada (PÉREZ-GONZÁLEZ, 1982), relacionada con la segunda superficie poligénica del páramo, en el meridional.

A partir de la topografía configurada por estas superficies y piedemontes, probablemente a comienzos del Pleistoceno comenzó el modelado de los grandes valles en la depresión, proceso que habría comenzado a lo largo del Terciario en el ámbito de los sistemas montañosos circundantes. Dicho modelado no se inició sincrónicamente en toda la depresión, con los valles de los ríos Tajo y Henares como precursores, a los que seguiría el del Jarama, a la vez que en el sector centro-occidental se generaría la superficie de Majadahonda-Alcorcón/Fuencarral (S1 y S2), en la que a su vez se produjo el encajamiento de la superficie de Navalcarnero, a partir de la cual se encargarían los ríos Guadarrama y Perales, este último afluente del Alberche.

Este encajamiento de la red principal determinó la formación de glacis y terrazas altas, así como la génesis de una o varias superficies de erosión encajadas en las anteriores. En el Pleistoceno medio diversos puntos de la depresión sufrieron modificaciones en la

estructuración de la red de drenaje debidas a capturas, la más espectacular de las cuales supuso el abandono de la depresión de Prados-Guatén por parte del Manzanares, que pasó a verter sus aguas del Tajo al Jarama. En el ámbito de la Hoja, las principales modificaciones se produjeron probablemente a mediados del Pleistoceno con el establecimiento de la red en torno a un río Alberche de configuración similar a la actual, abandonando una trayectoria anterior poco precisa de la que algunas terrazas de las Hojas de Fuensalida (603) y Torrijos (628) parecen constituir sus vestigios.

La evolución durante el Pleistoceno superior se ha caracterizado por la lenta evacuación de los materiales, el retroceso de las cabeceras de los tributarios y una débil disección fluvial. El progresivo encajamiento de la red dio lugar a la creación de plataformas escalonadas correspondientes a terrazas, al retroceso de las vertientes, modeladas por glaciares, y a la génesis de sistemas de conos.

Esta tendencia ha proseguido durante el Holoceno, mediante procesos de acumulación generalizados en forma de coluviones, glaciares y conos de deyección, configurando en el ámbito de la depresión un relieve de marcada suavidad, únicamente alterado por el rápido retroceso de los cantiles de la margen izquierda del río Alberche, en cuya llanura aluvial se han desarrollado procesos fluviales variados, que han contribuido a elaborar los rasgos del relieve actual.

3.5. MORFOLOGÍA ACTUAL, SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

La característica predominante de la dinámica actual es la progresiva uniformización y suavización del relieve, características éstas aún muy lejanas en el dominio montañoso. Aunque en éste los procesos gravitacionales pueden adquirir notable importancia, en general destacan los de origen fluvial, no sólo por la acción erosiva y sedimentaria producida en el cauce, sino también por los flujos concentrados laterales (barrancos y cárcavas) y por los procesos de lavado de vertientes.

Es preciso destacar las modificaciones locales de esta tendencia natural producidas por una presión antrópica en aumento, determinada principalmente por un aumento de la tasa de evacuación de materiales a la red de drenaje, una mayor exposición de material suelto y un incremento en las tareas de remoción del terreno; estos factores están condicionados por la modificación superficial debida a la extracción de recursos minerales, la creación de relieves positivos por acumulaciones en escombreras o vertederos y las nivelaciones debidas a rellenos. Son destacables las alteraciones del desarrollo de suelos por truncación, las modificaciones de los cauces y del régimen hídrico superficial y subterráneo, además del desarrollo de nuevas formas de ocupación urbana y de redes lineales ligadas al transporte, cuyo reflejo en la geodinámica superficial, a largo plazo, se desconocen.

4. PETROLOGÍA

Como ya se ha señalado, en la mitad noroccidental de la Hoja afloran rocas ígneas y metamórficas pertenecientes al Sistema Central y más concretamente a sus dominios Central y Occidental (BELLIDO et al., 1981), equivalentes de los complejos de Guadarrama y Gredos, respectivamente (CAPOTE et al., 1982), pudiendo agruparse en tres conjuntos en función de su origen: rocas metamórficas (unidades 15-16), plutónicas (3-14) y filonianas (1-2).

4.1. DESCRIPCIÓN DE LOS MATERIALES

4.1.1. Rocas metamórficas

Incluyen dos unidades cartográficas de origen paraderivado (15 y 16), interpretándose como una serie sedimentaria preordovícica de naturaleza pelítica y ocasionalmente carbonatada, afectada en otros puntos de la región por intrusiones graníticas (ortoneises glandulares), metamorfizadas conjuntamente durante la orogenia hercínica.

4.1.1.1. Metasedimentos de origen pelítico (15)

Configuran la práctica totalidad de los afloramientos metamórficos, constituyendo la roca caja en la que intruyeron los granitoides protolíticos de los ortoneises glandulares de la región. Excepción hecha de una serie de pequeños asomos localizados en el sector noroccidental, pertenecen al afloramiento de El Escorial-Villa del Prado, convenientemente tratado por PEINADO (1973) en sus aspectos petrológicos y estratigráficos y que supone el límite occidental del Complejo de Guadarrama. En general, este conjunto metasedimentario integrado principalmente por paraneises, esquistos y micaesquistos, se caracteriza por sus tonos oscuros, aunque la intercalación de niveles leucocráticos finos les confiere un aspecto bandeado.

Al microscopio aparecen como rocas granolepidoblásticas bandeadas, correspondientes a rocas metapelíticas esquistosas de grano fino a medio y fábrica plano-linear penetrativa, derivadas de un protolito semipelítico. Predominan las rocas de tendencias nésisicas, que presentan una asociación con cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico, biotita, sillimanita y cordierita, como componentes principales, y turmalina, circón, apatito, ilmenita y opacos, como accesorios; entre los minerales de origen secundario se encuentran moscovita, clorita, sericitita, mica blanca, pinnita y albita.

La foliación está definida por la alternancia milimétrica entre niveles ricos en biotita y sillimanita y lentejones cuarzo-feldespáticos con cordierita, en tanto que la lineación está definida por la elongación de agregados de cuarzo y madejas de sillimanita fibrolítica. La asociación sincinemática denuncia condiciones de alto grado dentro de la zona de sillimanita+ortosa.

La superposición de una intensa alteración e hidratación retrógradas de carácter postcinemático han provocado la transformación a asociaciones diagnósticas de las facies de esquistos verdes; entre ellas destacan la cloritización de biotita, la moscovitización/sericitación de biotita y feldespatos, la pinnitización de cordierita y la albitización de plagioclasa.

En cuanto a las rocas de tendencia esquistosa, muestran grandes similitudes con las anteriores, diferenciándose por la microcrenulación de la fábrica plano-linear, en la que la foliación está caracterizada por la alternancia de planos definidos por lepidoblastos de biotita, moscovita y sillimanita con capas delgadas muy continuas de cuarzo y plagioclasa, en tanto que la lineación mineral está definida por agregados de sillimanita fibrolítica, con granos relictos de

distena incluidos en la plagioclasa o elongados paralelamente. La asociación original es indicativa de la zona de sillimanita+moscovita, en condiciones de grado medio.

4.1.1.2. Metasedimentos de origen carbonatado (16)

Su representación es mínima frente a la del conjunto metapelítico, tanto a nivel regional como local. En su único afloramiento, localizado al norte de El Chaparral, se han reconocido como mármoles claros con un bandeados definido por niveles oscuros, más impuros, que incluyen silicatos cárnicos y magnesianos, presentando una fábrica poco perceptible en campo.

Al microscopio se muestran como rocas granoblásticas equigranulares de grano fino, con calcita como constituyente fundamental, junto a la que aparecen flogopita, diópsido, clinohumita/forsterita, cuarzo y plagioclasa, con esfena, apatito y opacos como accesorios, en una asociación diagnóstica de alto grado metamórfico dentro de la zona de sillimanita+ortosa; como constituyente de origen secundario se observa tremolita verde. La foliación está definida por variaciones en el tamaño de los cristales, mayor o menor abundancia de plagioclasa y presencia de minerales ferromagnesianos.

4.1.2. Rocas plutónicas hercínicas

Corresponden a este grupo 12 unidades cartográficas correspondientes a un grupo impreciso de batolitos o stocks, imprecisión derivada de la correlación incierta entre los afloramientos graníticos de Villa del Prado y los del resto de la zona. Se caracterizan por la práctica exclusividad de los cuerpos de carácter ácido, con predominio de los tipos monzograníticos y graníticos. Se han considerado las siguientes unidades de intrusión: tonalitas de Aldeaencabo de Escalona (unidad 3), incluidas a modo de enclave en los monzogranitos de Rozas de Puerto Real (unidad 4); monzogranitos y leucogranitos de Villa del Prado (unidades 5, 6 y 7), adamellitas de San Martín de Valdeiglesias (unidad 8), leucogranitos de Cadalso de los Vidrios (unidades 9 y 10), leucogranitos de El Berrocal (unidades 11 y 12), monzogranitos biotíticos de La Garanzosa (unidad 13) y leucogranitos de grano fino (unidad 14).

4.1.2.1. Tonalitas. Tipo Aldeaencabo de Escalona (3)

Es el único conjunto ígneo cuya composición intermedia le excluye de los típicos granitoides ácidos del Sistema Central, reflejándose en campo por sus tonalidades oscuras que contrastan con los tonos más leucocráticos de los monzogranitos porfídicos de tipo Rozas de Puerto Real (unidad 4), en cuyo seno se aloja a modo de enclave. Aparece exclusivamente en Aldeaencabo de Escalona, en un afloramiento inferior a 0,5 km² caracterizándose por una textura porfídica, en matriz de grano fino, con fábrica planar y presencia de microenclaves micáceos.

En lámina delgada se muestran como rocas holocrystalinas hipidiomorfas e inequigranulares, de tendencias porfídicas. Como minerales principales aparecen plagioclasa, cuarzo, biotita y feldespato potásico y como accesorios, clorita, clinozoisita, sericitita, esfena, rutilo y opacos. Las principales alteraciones se deben a la moscovitización de feldespatos, la cloritización de biotita y la sericitación de plagioclásas.

La plagioclasa aparece como fenocristales subidiomorfos poiquilíticos que incluyen biotita, o como cristales de menor tamaño formando parte de la matriz, exhibiendo maclado polisintético y zonación oscilatoria; la composición es de andesina-oligoclase básica, con bandas albíticas. La biotita es muy pleocroica y se dispone en láminas cuya orientación define la foliación magmática, que se refuerza por la elongación de las plagioclases tabulares; presenta bordes corroídos, con formación de opacos, rutilo sagenítico y esfena. El feldespato potásico, de tipo microclina, aparece en baja proporción en forma de cristales alotriomorfos intersticiales, correspondientes a los episodios tardíos dentro de la secuencia de cristalización. En cuanto al cuarzo, se presenta como cristales subidiomorfos y poiquilíticos, incluyendo biotita y plagioclasa, y también de forma intersticial, con una importante deformación interna. Se clasifican como tonalitas biotíticas.

4.1.2.2. Monzogranitos porfídicos. Tipo Rozas de Puerto Real (4)

Se trata de la unidad ígnea de mayor representación en la Hoja, presentando las típicas características de los granitos de tipo Hoyo de Pinares (ITGE, 1990) de los complejos de Somosierra y Gredos, con predominio de tonos grisáceos y una aparente homogeneidad. Su composición está presidida en todos los casos por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, aunque ocasionalmente se aprecian variedades marcadamente leucocráticas o algo más oscuras; no obstante, sus rasgos más definitorios en campo son su marcado carácter porfídico, con abundantes megacristales de feldespato potásico y, en menor medida, su deformación.

Excepción hecha de las tonalitas (unidad 3) que aparecen en su seno a modo de megaenclaves, se trata del complejo intrusivo más antiguo, encajándose en él los restantes, excepción hecha del complejo de Villa del Prado (unidades 5-7), cuya relación no ha sido convenientemente establecida, pero que podría ser equivalente. Se encuentra afectada por una densa red de fracturación, agrupada en torno a tres familias de fallas: N45-70°E, N100-130°E y N160-200°E.

Al microscopio se presentan como rocas holocristalinas hipidiomorfas, inequigranulares de carácter porfídico y 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 circón, apatito, allanita y opacos, con anfíbolo, monacita, esfena y clinozoisita en algunos casos. En ocasiones, aparecen agregados en forma de haces desorientados constituidos por biotita, plagioclasa, cuarzo, feldespato potásico y micas blancas, correspondientes a microenclaves sedimentarios pelíticos. Es frecuente la aparición de moscovita, clinozoisita, rutilo sagenítico, clorita y opacos por alteración de biotita, así como la de moscovita, sericita y clinozoisita a expensas de plagioclasa, y la de moscovita y cuarzo a partir de moscovita.

El cuarzo se observa en cristales subidiomorfos subredondeados con extensión ondulante, integrados por agregados policristalinos; incluye pequeños cristales de biotita, plagioclasa y, más raramente, feldespato potásico y opacos. La plagioclasa, correspondiente a oligoclase con núcleos de andesina, es idiomorfa-subidiomorfa; presenta bordes albíticos y mirmequíticos, así como inclusiones de biotita y cuarzo. El feldespato potásico es microclina pertítica, con maclas en enrejado y de Carlsbad; aparece como fenocristales que incluyen cuarzo, plagioclasa y biotita, o con carácter intersticial. Por lo que respecta a la biotita, puede aparecer de forma

dispersa o asociada a plagioclasa y cuarzo en los microagregados. Se clasifican como monzogranitos biotíticos porfídicos de grano grueso.

4.1.2.3. Monzogranitos y leucogranitos. Tipo Villa del Prado (5, 6, 7)

Afloran exclusivamente al norte de Villa del Prado, constituyendo un macizo granítico intruido en el conjunto metasedimentario preordovício (unidades 15 y 16). Su relación con los restantes cuerpos intrusivos es desconocida, aunque parece probable su equivalencia con los monzogranitos de tipo Rozas de Puerto Real, con los que presentan afinidad composicional y deformativa, si bien la fábrica planar podría tener origen magmático y no tectónico. Se han reconocido tres conjuntos: monzogranitos biotíticos (unidad 5), de tonos blanco-rosados, tendencia porfídica y grano grueso; monzogranitos porfídicos de grano grueso (unidad 6) de tendencia biotítica y color blanquecino; y leucogranitos biotíticos (unidad 7) de grano fino a medio. No obstante, estos últimos podrían corresponder a un cuerpo más tardío.

En lámina delgada los cuerpos monzograníticos aparecen como rocas holocristalinas hipidiomorfas porfídicas. Sus minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y, ocasionalmente anfíbolo; entre los accesorios se ha observado círcón, esfena, apatito y opacos en todos los casos, además de sillimanita, epidota/clinozoisita, monacita y allanita. Algunas veces se aprecia la existencia de una blastesis metamórfica con formación de sillimanita y grandes cristales de moscovita que también aparecen por transformación de feldespato, plagioclasa o biotita; otros minerales de origen secundario son sericitita, clorita, epidota/clinozoisita, rutilo, esfena y opacos.

El feldespato potásico es microclina u ortosa microclinizada, macladas y pertíticas en venas y parches, que incluyen cristales de biotita, plagioclasa y cuarzo. La plagioclasa aparece como cristales subidiomorfos de oligoclasa-albita, con zonado normal y rebordes albíticos recrecidos, en tanto que la biotita lo hace como láminas subparalelas y el cuarzo, formando agregados de pequeños granos. En cuanto al anfíbolo, está totalmente transformado a minerales secundarios. Se clasifican como monzogranitos biotíticos (unidad 6) o biotítico-anfibólicos (unidad 5) porfídicos.

Por su parte, los cuerpos leucograníticos se muestran como rocas holocristalinas subequigranulares de grano medio y tendencias elongadas. Sus minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita y sillimanita, con círcón, turmalina, apatito, monacita, esfena, ilmenita y opacos como accesorios. Las principales alteraciones son: moscovitización de sillimanita, biotita, feldespato potásico y plagioclasa; cloritización de biotita; sericitización de feldespatos; epidotización de núcleos de plagioclasa; y formación de óxidos de hierro y titanio.

La roca presenta una fábrica magmática planar definida por la orientación de láminas paralelas de biotita, la elongación de los cristales de plagioclasa y la forma de la microclina; la sillimanita es fibrolítica y forma haces paralelos a las láminas de biotita. El feldespato potásico es microclina pertítica en venas, con una importante deformación plástica interna, e incluye cristales de biotita, plagioclasa y cuarzo. La plagioclasa es oligoclasa-albita subidiomorfa a alotriomorfa, con rebordes albíticos e inclusiones de biotita. El cuarzo posee formas ovoides y está recristalizado, ocupando posiciones intersticiales. Por su parte, la biotita forma láminas delgadas de bordes alterados. Se clasifican como leucogranitos biotíticos foliados con

sillimanita. Probablemente se trate de un granito anatéctico procedente de la fusión parcial de metasedimentos.

4.1.2.4. Adamellitas con megacristales. Tipo San Martín de Valdeiglesias (8)

Forman el extremo meridional de un batolito de forma elipsoidal cuyo eje se orienta según N-S, encajado en los monzogranitos porfídicos de tipo Rozas de Puerto Real (unidad 4) y los metasedimentos preordovícicos del afloramiento de El Escorial-Villa del Prado (unidad 15). A su vez, aparece intruido por el stock leucogranítico de Cadalso de los Vidrios (unidad 9). Poseen el aspecto típico de los granitoides de la región, con tonalidades grises, algo rosadas por alteración, grano medio-grueso y abundantes megacristales de feldespato potásico.

Al microscopio aparecen como rocas holocristalinas hipidiomorfas subequigranulares a inequigranulares de tendencia porfídica, con agregados biotíticos de probable origen xenólítico y enriquecidos en minerales accesorios. Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, con circón, apatito, esfena, monacita y opacos como accesorios en todos los casos y allanita, epidota e ilmenita, ocasionalmente. Las alteraciones son ligeras, siendo las más frecuentes: la moscovitización de feldespatos; la cloritización de biotita con formación adicional de esfena, epidota/clinozoisita, rutilo sagenítico y opacos; y la sericitización de plagioclásas y feldespato potásico.

El feldespato potásico es microclina pertítica subidiomorfa, con macla de Carlsbad y engloba cristales de biotita, cuarzo y plagioclasa. La plagioclasa varía de idiomorfa a subidiomorfa, presentando maclado polisintético, zonado normal y oscilatorio, así como una composición de andesina-albita, con rebordes albiticos y posibles inclusiones de biotita y cuarzo. Éste se distribuye por la mesostasia, con carácter alotriomorfo muy marcado; en algunos casos, sus cristales son subidiomorfos de tendencias subredondeadas e incluyen biotita. Su clasificación sufre variaciones entre monzogranitos biotíticos porfídicos de grano grueso, granitos biotíticos de grano medio y adamellitas con megacristales de grano medio-grueso, siendo este último el tipo dominante en la región.

4.1.2.5. Leucogranitos. Tipo Cadalso de los Vidrios (9, 10)

Constituyen un stock encajado en el batolito de San Martín de Valdeiglesias (unidad 8) y en los metasedimentos preordovícicos del afloramiento de El Escorial-Villa del Prado (unidad 15). Presenta buenas condiciones de afloramiento en las numerosas canteras abiertas, donde aparece como un conjunto homogéneo blanco-grisáceo, equigranular, de grano medio-grueso, con agregados de biotita y carente de fábrica magmática reconocible fácilmente (unidad 9). Localmente aparecen facies de grano fino (unidad 10) cuya mayor resistencia a la erosión ha dado lugar a relieves diferenciales de entre los que destaca la Peña de Cadalso.

La facies dominante aparece al microscopio como un conjunto holocristalino de textura hipidiomorfa equigranular a subequigranular. Sus minerales principales son cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, con apatito, circón, esfena, allanita, monacita, ilmenita y opacos como accesorios. Las principales transformaciones debidas a alteraciones son: formación de clorita, moscovita, esfena, rutilo, clinozoisita y óxidos a partir de biotita; de moscovita, sericitita, albita y clinozoisita a expensas de plagioclasa; y de moscovita, sericitita y

cuarzo por descomposición de feldespato potásico. También se observan grietas rellenas de calcita secundaria.

El cuarzo se presenta en cristales subidiomorfos subredondeados de tamaño milimétrico, con extinción ondulante, incluyendo al resto de los minerales esenciales; también puede aparecer entre éstos de modo intersticial. La plagioclasa es oligoclasa-albita con reborde albítico, mostrando cristales seriados de tendencias idiomorfas a subidiomorfas, con maclado polisintético y zonado normal; incluye biotita y cuarzo, aunque también puede tener carácter intersticial. El feldespato potásico es microclina pertítica en venas, láminas y parches; de geometría subidiomorfa, con maclas de Carlsbad y en enrejado, incluye al resto de los minerales principales o aparece entre ellos. En cuanto a la biotita, que muestra una fuerte cloritización, forma placas y agregados en rosetas; también parecen existir agregados de clorita pseudomorfizando anfíboles. Aunque en lámina delgada aparecen como granitos y monzogranitos biotíticos de grano medio-grueso, el aspecto de campo y los análisis químicos han aconsejado su clasificación como leucogranitos de grano medio-grueso.

En cuanto a las facies de grano fino, poseen áreas equigranulares y porfídicas, con una mineralogía prácticamente idéntica a la de las facies de grano medio-grueso, aunque con presencia de turmalina entre los minerales accesorios. Se clasifican como leucogranitos de grano fino-medio.

4.1.2.6. Leucogranitos de dos micas. Tipo El Berrocal (11, 12)

Se trata de uno de los conjuntos ígneos más peculiares de la zona, aflorante a modo de stock intruido en los monzogranitos biotíticos de tipo Rozas de Puerto Real (unidad 4) en el sector suroccidental. Sus principales rasgos son sus tonalidades leucocráticas, rojas por alteración, y la presencia de dos micas (unidad 11), habiéndose diferenciado las facies de grano fino (unidad 12), que al igual que en el stock de Cadalso de los Vidrios, dan lugar a los principales resaltos.

Son rocas holocristalinas, de textura hipidiomorfa e inequigranular, en ocasiones con tendencias porfídicas. Sus constituyentes principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, moscovita y biotita, con una compleja asociación de accesorios: corindón, andalucita, ilmenita, circón, monacita, apatito, uraninita, casiterita, pirita, arsenopirita y esfalerita. Los principales minerales secundarios son: sericita, formada a expensas de plagioclasa y feldespato potásico; clorita, derivada de biotita; y anatasa, generada a partir de ilmenita. También se observan neoformaciones intersticiales de albita y fluorita. Se clasifican como leucogranitos de dos micas.

En cuanto a las facies de grano fino, petrográficamente son rocas holocristalinas de grano fino y textura alotriomórfica, con intercrecimientos mirmecíticos entre cuarzo y feldespato potásico; además de éstos, los minerales principales son plagioclasa, moscovita y biotita, con apatito, circón, anatasa y fluorita como accesorios. Las alteraciones observadas consisten en transformaciones de biotita a clorita y óxidos de hierro, así como de plagioclasa y feldespato potásico a sericita.

4.1.2.7. Monzogranitos porfídicos. Tipo La Garbanzosa (13)

Se trata de tres pequeños afloramientos localizados en el sector occidental, cuya deficiente exposición tan sólo permite señalar la presencia de monzogranitos porfídicos, aparentemente encajados en los monzogranitos porfídicos de tipo Rozas de Puerto Real (unidad 4), conjunto cuya diferenciación responde a rasgos texturales muy sutiles.

Al microscopio aparecen como rocas hipidiomarfás e inequigranulares porfídicas, con texturas deformativas semifrágiles. Sus minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, con cordierita, moscovita, apatito, circón, ilmenita y opacos como accesorios. Las alteraciones más destacadas son: pinitización de la cordierita, cloritización de la biotita, moscovitización de los feldespatos y saussuritización zonal de la plagioclasa, observándose igualmente la presencia de epidota, esfena, rutilo sagenítico, opacos y calcita de origen secundario. La biotita en placas, el cuarzo globular y los fenocristales de plagioclasa son las fases tempranas de la cristalización.

El feldespato potásico corresponde a fenocristales de ortosa microclinizada, con macla y textura pertítica en venas y parches, apareciendo deformada internamente con formación de rebordes albíticos y, en algunos granos, intercrecimientos gráficos y simplectíticos. La plagioclasa, de composición oligoclásica/andesina ácida, presenta zonado oscilatorio, formando agregados en sinneusis, a veces de tendencia glomeroporfidica. La biotita forma placas milimétricas con deformación interna de tipo kinks, doblamientos y roturas. Tanto el cuarzo como el feldespato aparecen también como una generación posterior de cristales de pequeño tamaño, visiblemente recristalizados por la deformación. En cuanto a la cordierita, está totalmente pseudomorfizada por agregados pinníticos, mostrando un carácter intersticial que sugiere su formación tardía.

4.1.2.8. Leucogranitos de grano fino (14)

Aunque aparecen repartidos por toda la región, sus principales afloramientos se relacionan con el batolito de San Martín de Valdeiglesias y el stock de Cadalso de los Vidrios. Constituyen un cortejo tardío con relación al resto de granitoides del Sistema Central, a los que cortan en algunas ocasiones, superponiéndose a ellos en otras, con disposición tabular. Se caracterizan por sus tonos ocres claros, rojizos en alteración, y especialmente, por su tamaño de grano fino, sin olvidar su típica disyunción en bloques paralelepípedicos. En detalle muestran numerosas heterogeneidades composicionales y texturales, así como frecuentes inyecciones pegmatíticas y aplíticas.

Los estudios petrográficos han puesto de manifiesto su carácter holocrystalino, alotriomórfico e inequigranular de tendencia microporfídica de grano fino, con textura micropegmatítica y micrográfica. Una vez más, los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, con turmalina, circón, apatito, monacita, moscovita, allanita, opacos y posible granate, como accesorios. Las principales alteraciones son: sericitización de los feldespatos, cloritización de la biotita y moscovitización del feldespato potásico; como minerales secundarios también aparecen prehnita, clinozoisita y carbonatos.

El cuarzo se presenta en cristales alotriomorfos individualizados de gran tamaño con extinción ondulante, así como con cierta subgranulación y fracturas, pudiendo englobar biotita y feldespatos; también aparece como cristales intersticiales menores. El feldespato potásico es

microclina alotriomorfa a subidiomorfa, con macla en enrejado y de Carlsbad; es muy pertítica en venas y parches. La plagioclasa es albítica, de contornos subidiomorfos, maclado polisintético y zonado normal. En cuanto a la biotita, forma cristales tabulares desorientados muy delgados, así como agregados policristalinos con cristales de pequeño tamaño. Las zonas micropegmatíticas se caracterizan por el carácter idiomorfo de los cristales de cuarzo, con aristas muy marcadas, y sus intercrecimientos gráficos y micrográficos con la albita y la microclina.

4.1.3. Rocas filonianas

Encajan a favor de la densa red de fracturación desarrollada en los conjuntos plutónicos. Se han reconocido dos grandes grupos en función de su composición: aplitas (unidad 1) y cuarzo (2), de los que los primeros poseen una representación muy superior.

4.1.3.1. Aplitas (1)

Constituyen la mayor parte de los afloramientos de origen filionario en la zona, destacando entre ellos especialmente el dique de Almorox-Navamorcunde, encajado en los monzogranitos pofídicos de tipo Rozas de Puerto Real (unidad 4), pero que parece ser cortado por el stock de El Berrocal. Se caracterizan por sus tonalidades blancas, ocres por alteración, y su tamaño de grano fino, con agregados dispersos de biotita y fenocristales dispersos de feldespato potásico.

En lámina delgada aparecen como rocas holocristalinas hipidiomorfas, de equigranulares a inequigranulares de tendencias microporfídicas. Los minerales principales son cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa y biotita, con circón, apatito, andalucita, monacita y opacos como accesorios. Las alteraciones más frecuentes son la moscovitización de biotita, feldespato potásico y plagioclasa, la sericitización de plagioclasa y feldespato potásico, con epidotización asociada, y la cloritización de biotita.

El cuarzo se presenta como cristales grandes e intersticiales, con extinción ondulante, bandas de deformación, lamelas y microfracturas llenas por óxidos de hierro y titanio. El feldespato es subidiomorfo y posee maclas en enrejado y de Carlsbad, con venas, parches y flamas pertíticas; la macla aparece desdibujada por deformación plástica intracristalina. La plagioclasa es oligoclasa-albita subidiomorfa con zonado normal, rebordes albíticos y macla polisintética; muestra bordes corroídos y mirmecíticos frente al cuarzo y el feldespato potásico. La biotita es roja pleocroica, forma agregados y está intensamente pseudomorfizada a moscovita, clorita y sericita. En cuanto a la andalucita, es tardimármatica y está prácticamente transformada a moscovita.

4.1.3.2. Cuarzo (2)

Los diques de cuarzo son muy abundantes en el seno de las unidades plutónicas y metamórficas, dando lugar a ligeros resalte morfológicos a pesar de sus reducidas dimensiones, que raramente superan 1 m de espesor. Destacan por sus coloraciones blancas y su homogeneidad, siendo necesario recurrir a estudios petrográficos o análisis químicos para detectar alguna variación composicional dentro de su constitución silícea dominante.

Uno de sus representantes ha sido estudiado con detalle en el ámbito de El Berrocal (ENRESA, 1996), constatándose la presencia de cuarzo jaspeoide y microcristalino como constituyente principal, con asociaciones de sulfuros, principalmente pirita y calcopirita, así como cantidades menores de esfalerita y galena; entre sus rasgos más destacados cabe señalar las mineralizaciones de barita y uranio, causa del interés del dique.

4.2. GEOQUÍMICA

Complementando los estudios efectuados sobre los materiales hercínicos y prehercínicos durante la elaboración de la Hoja, se han extraído los datos geoquímicos de mayor interés correspondientes a la Hoja de San Martín de Valdeiglesias (557; ITGE, 1990) y al proyecto de El Berrocal (ENRESA, 1996) en los que dichos materiales han sido tratados con gran detalle.

4.2.1. Rocas metamórficas

En zonas próximas, las rocas metasedimentarias preordovícicas de origen pelítico (unidad 15) se han mostrado como moderadamente silíceas (55-60%), con proporciones de corindón normativo superiores al 9 % que ponen de manifiesto su riqueza alumínica; también son destacables el alto contenido de hierro (6-10%) y la elevada proporción de potasio con respecto a sodio, reflejada por una relación albita/ortosa normativas inferior a 1. Todos estos rasgos señalan su procedencia a partir de sedimentos maduros, con cantidades elevadas de arcillas.

Por lo que respecta a las de origen samítico, poseen contenidos superiores de sílice (64-73%) e inferiores de aluminio, con valores de corindón normativo que pueden llegar a ser inferiores al 4%; también las proporciones de hierro (<5%) y magnesio son sensiblemente inferiores, pudiendo invertirse las relaciones entre potasio y sodio. En cualquier caso, muestran una heterogeneidad mayor, sugiriendo la existencia de un protolito pelítico-samítico o samítico, según los casos.

4.2.2. Rocas ígneas hercínicas

Los análisis de granitoides hercínicos recopilados reflejan un claro predominio de los cuerpos de naturaleza ácida, siendo la excepción el megaenclave tonalítico de Aldeaencabo de Escalona (unidad 3). Al margen de éste, pueden establecerse dos grandes grupos: los cuerpos de afinidad monzogranítica, correspondientes al complejo intrusivo de Rozas de Puerto Real (unidad 4), y los de afinidad granítica, entre los que se incluyen los complejos de San Martín de Valdeiglesias (unidad 8), Cadalso de los Vidrios (unidades 9 y 10), El Berrocal (unidades 11 y 12) y de leucogranitos tardíos (unidad 14). Se carece de datos concluyentes relativos a los restantes, aunque parece que tanto el conjunto de Villa del Prado (unidades 5, 6 y 7) como el de La Garanzosa (unidad 13) deben ser asimilados al grupo monzogranítico. Los tipos ácidos ofrecen una evidente seriación en función del contenido en sílice, desde los empobrecidos monzogranitos, hasta los leucogranitos, pasando por adamellitas y granitos; en cualquier caso, la seriación no implica carácter comagmático, existiendo ciertas diferencias en cuanto a su afinidad geoquímica.

Las tonalitas de Aldeaencabo (cuadro 4.1) poseen composición intermedia, con un contenido en sílice del 61,17%, así como carácter peralumínico, con contenidos de aluminio elevados (16,12%), a diferencia de otras rocas básicas e intermedias del Sistema Central; tienen un contenido relativamente alto de potasio (3,07%) y moderadamente bajo de calcio (3,52%). También en relación con otros grupos tonalíticos, muestran concentraciones algo elevadas de Zr, Rb y tierras raras.

COMPLEJO INTRUSIVO	ALDEA-ENCABO	ROZAS DE PUERTO REAL (SAN VICENTE)								EL BERRICAL		DIQUEZ APLITA	DIQUEZ CUARZO
MUESTRAS	(1)	(3)	(3)	(3)	(3)	(2)	9024	(3)	(3)	(2)	(2)	(2)	(2)
SiO ₂	61,17	65,23	67,30	67,31	67,54	68,61	68,86	69,16	69,21	75,25	77,37	77,20	92,40
Al ₂ O ₃	16,12	15,56	15,61	15,30	15,61	16,31	15,24	14,83	15,15	13,56	12,90	13,40	3,80
Fe ₂ O ₃	5,94	4,53	4,10	3,53	3,74	3,40	3,58	3,02	3,25	1,16	0,68	0,92	0,20
MnO	0,08	0,07	0,05	0,06	0,06	0,03	0,05	0,06	0,06	0,03	0,03	0,03	0,03
MgO	3,35	1,43	1,81	0,99	0,94	1,10	1,03	1,01	1,26	0,16	0,07	0,05	0,10
CaO	3,52	3,37	2,66	2,44	2,66	2,40	2,29	2,39	2,22	0,47	0,37	0,28	0,22
Na ₂ O	2,91	3,08	3,39	3,12	3,34	2,84	2,84	3,21	3,19	3,21	3,90	2,73	0,06
K ₂ O	3,07	3,72	3,66	4,06	3,80	3,90	4,87	4,25	4,41	4,36	2,87	4,10	0,80
TiO ₂	0,92	0,72	0,49	0,58	0,58	0,51	0,51	0,38	0,46	0,09	0,02	0,05	0,02
P ₂ O ₅	0,23	0,01	0,16	0,24	0,25	0,21	0,23	0,18	0,09	0,29	0,54	0,25	0,08
H ₂ O	1,76	0,81	0,61	1,04	0,53	0,58	0,56	0,80	0,85	1,12	1,09	0,77	0,00

COMPLEJO INTRUSIVO	SAN MARTÍN DE VALDEIGLESIAS										CADALSO DE LOS V.	LEUCOGRANITOS TARDÍOS	
MUESTRAS	(3)	(3)	(3)	(3)	(3)	(3)	(3)	(3)	9026	(3)	9025	(3)	(3)
SiO ₂	68,56	68,80	69,07	70,83	70,84	70,84	73,26	73,48	73,82	74,46	76,94	74,68	75,30
Al ₂ O ₃	14,69	14,92	15,18	14,48	13,96	14,21	13,65	13,46	14,26	13,22	12,83	13,54	13,19
Fe ₂ O ₃	3,32	3,74	2,49	2,82	2,35	2,83	2,00	2,09	1,67	1,58	1,07	1,61	0,94
MnO	0,07	0,07	0,06	0,06	0,05	0,06	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,05
MgO	0,78	1,11	1,08	0,69	0,67	0,82	0,44	0,67	0,33	0,30	0,16	0,30	0,17
CaO	2,59	2,71	2,91	2,30	1,49	1,93	1,35	1,56	1,58	1,15	0,78	1,10	0,58
Na ₂ O	3,26	3,28	3,38	3,34	3,11	3,41	3,17	2,99	3,52	3,38	3,49	3,43	3,63
K ₂ O	3,91	4,13	3,84	4,44	4,95	4,09	4,68	4,78	4,53	4,59	4,48	4,62	4,87
TiO ₂	0,48	0,60	0,53	0,41	0,40	0,47	0,31	0,29	0,17	0,21	0,08	0,24	0,12
P ₂ O ₅	0,00	0,12	0,00	0,00	0,07	0,10	0,09	0,04	0,07	0,23	0,04	0,00	0,00
H ₂ O	0,68	0,59	0,62	0,76	0,44	0,63	0,47	0,49	0,37	0,63	0,37	0,61	0,69

(1) Villaseca *et al.* (1996)

(2) Pardillo *et al.* (1996)

(3) ITGE (1990)

Cuadro 4.1. Análisis químicos de los granitoides de la zona.

Los monzogranititos porfídicos de tipo Rozas de Puerto Real pertenecen a los granitoides de afinidad con los de tipo S de CHAPPELL y WHITE (1974), ofreciendo grandes similitudes con la granodiorita de Alpedrete (VILLASECA y HERREROS, 1996). Muestran un contenido relativamente bajo de sílice (65,23-69,21%) y moderado de aluminio (14,83-16,31%) que le confiere un cierto carácter peralumínico, con contenidos de corindón normativo inferiores al 2% y proporciones ligeramente elevadas de hierro (3,02-4,53%) y manganeso (0,03-0,07%).

El empobrecimiento de sodio (2,84-3,39%) con respecto al potasio (3,66-4,87%) se refleja en relaciones de albita/ortosa normativas inferiores a 1.

Las adamellitas de San Martín de Valdeiglesias se relacionan con los granitoideos de afinidad de tipo I de CHAPPELL y WHITE (1974), ofreciendo una gran variación composicional, mostrando sus tipos más ácidos una gran semejanza con el granito de La Pedriza (VILLASECA y HERREROS, 1996). Con relación a los anteriores muestran un alto contenido en sílice (68,56-74,46%) y un moderado enriquecimiento en sodio (2,99-3,52%) y potasio (3,91-4,95%); por el contrario, se aprecia un empobrecimiento en aluminio (13,22-15,18%), reflejado en la disminución o desaparición del corindón normativo, así como en hierro (1,58-3,74%), magnesio (0,33-1,11%), calcio (1,15-2,91%) y titanio (0,17-0,60%).

Los leucogranitos de Cadalso de los Vidrios muestran cierta afinidad afinidad con las variedades más ácidas de las adamellitas de San Martín de Valdeiglesias y, por tanto, con los granitos de tipo I. Su geoquímica, más evolucionada, se caracteriza por un importante enriquecimiento en sílice (76,94%), frente a un acusado empobrecimiento en aluminio (12,83%), hierro (1,07%), magnesio (0,16%) y calcio (0,78%), con valores semejantes del resto de los constituyentes.

Los leucogranitos de El Berrocal se enmarcan entre los representantes más evolucionados de los granitos de tipo S, presentando grandes semejanzas con el granito de Cabeza Mediana. En cualquier caso, dentro de aquéllos se aprecia una clara diferenciación de las facies apicales de grano fino con respecto a la masa principal del stock. Poseen un acusado enriquecimiento en sílice (75,25-77,37%) y valores elevados de aluminio en función de su acidez (12,90-13,56%), que le confieren carácter peralumínico; por el contrario, ofrece contenidos moderadamente bajos de hierro (0,68-1,16%), manganeso (0,04%) y calcio (0,37-0,47%). Desde un punto de vista geoquímico, existen sensibles semejanzas entre los leucogranitos de Cadalso de los Vidrios y El Berrocal; sin embargo, el contraste en el contenido de fósforo (0,04 y 0,29-0,54%, respectivamente), uno de los principales criterios discriminatorios entre granitos de tipo S e I, confirma las diferencias observables entre ellos tanto en afloramiento como en lámina delgada.

A diferencia de esto, los leucogranitos tardíos muestran una extraordinaria afinidad con los de Cadalso de los Vidrios, con los que se encuentran relacionados espacialmente y, por tanto, con los de tipo I, siendo sus rasgos más relevantes el alto contenido de sílice (74,68-75,30%) y el más moderado de aluminio (13,19-13,54%).

4.3. CARACTERÍSTICAS DEL METAMORFISMO

El metamorfismo hercínico del Complejo 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. Estas mismas características han sido señaladas en el afloramientos de El Escorial-Villa del Prado (PEINADO, 1973): la primera etapa de blastesis, de presión intermedia, desarrolló una paragénesis con almandino, sillimanita y, localmente, distena, en tanto que la segunda desestabilizó la paragénesis previa, desarrollando una nueva con cordierita, sillimanita y, en algunos casos, andalucita; es en esta etapa cuando se produjeron los procesos de migmatización que en algunos sectores determinaron una intensa fusión parcial del protolito.

Las asociaciones minerales observadas en la Hoja están relacionadas con el pico metamórfico de la segunda fase, habiendo borrado prácticamente las huellas de la primera, si bien en zonas próximas (ITGE, 1990) se han encontrado cristales relictos de granate, estaurolita y distena que sugieren unas condiciones metamórficas cercanas a 550°C bajo una presión de 6 kb. La asociación hallada en los paraneises es Qtz+Pl+Kfs+Bt+Sil+Crd y en los micaesquistos, Qtz+Pl+Sil+Bt+Ms+Crd, con turmalina, circón, apatito, ilmenita y opacos como accesorios, asociaciones de alto grado metamórfico generadas contemporáneamente a la estructuración de la fábrica principal Sp-Lp; para esta etapa se han sugerido unas condiciones de más de 715°C y 4,5 kb de presión (VILLASECA, 1983).

Las texturas del cuarzo o del agregado cuarzo-feldespático en gotas, el idiomorfismo de sus cristales, el zonado de las plagioclásas y las micropertitas en el feldespato potásico señalan la presencia de una componente fundida sin Sp-Lp. De ella también forma parte la cordierita, indicando que la migmatización se produjo en condiciones de baja presión; la ocasional presencia de distena, inmersa en los agregados biotíticos y pasando a sillimanita, se han considerado nuevas evidencias de su carácter relicito, indicador de la blastesis pre-pico térmico. En la asociación mineral de las rocas carbonatadas, el componente mayoritario es calcita, hallándose una menor proporción de flogopita, diópsido y clinohumita/forsterita, así como algo de cuarzo y plagioclasa; los accesorios son esfena, apatito y opacos, apareciendo tremolita como mineral secundario. Esta asociación también es diagnóstica de alto grado metamórfico en condiciones de baja actividad de CO₂.

Superpuesta a las asociaciones minerales anteriores se observa una alteración/hidratación retrógrada muy intensa y post-cinemática, generadora de minerales propios de las facies de los esquistos verdes, siendo las principales transformaciones en el conjunto metapelítico la cloritización de biotita, la moscovitización/sericitación de biotita y feldespatos, la pinnitización de cordierita y la albitización de plagioclasa. Para esta etapa metamórfica se han sugerido unas condiciones máximas de 2 kb y 700°C (ITGE, 1990), evolucionando hacia menores temperaturas. La presencia de agregados de turmalina desorientados, recrecidos sobre la Sp, indica un agente hidrotermal, posiblemente una fase fluida caliente circulante, relacionada con la intrusión de los plutones graníticos.

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).

Aunque los diferentes autores no parecen estar de acuerdo en cuanto a la participación directa del manto, las relaciones 87Sr/86Sr existentes son superiores a 0,706 (0,709-0,713 para los granitoides de tipo S y 0,707-0,713 para los de tipo I; VILLASECA y HERREROS, 1996); estos valores son elevados para rocas procedentes del manto, suponiéndose, por tanto, que se han originado por fusión de sectores corticales, aunque haya sido inducida por anomalías generadas en el manto (ITGE, 1990). Excepción hecha de las tonalitas de Aldeaencabo, en la Hoja está representado un conjunto de granitoides que varían desde moderadamente diferenciados (monzogranitos) hasta muy evolucionados (leucogranitos), no existiendo rocas a las que se pueda asignar una procedencia mantélica directa.

Desde un punto de vista geoquímico, parece existir una cierta afinidad entre los monzogranitos de tipo Rozas de Puerto Real y los leucogranitos de El Berrocal, pertenecientes a los granitos de tipo S, y entre las adamellitas de San Martín de Valdeiglesias, los leucogranitos de Cadalso de los Vidrios y los leucogranitos tardíos. En el caso de los primeros, su relación espacial y su atribución temporal sugieren una posible relación comagmática, constituyendo los extremos de una seriación en la que faltarían los representantes intermedios. Por lo que respecta al segundo grupo, su relación parece más evidente, tal como se ha señalado en la Hoja de San Martín de Valdeiglesias (557), en este caso con una seriación más completa (ITGE, 1990).

Pese a la atribución de los diferentes cuerpos graníticos del Sistema Central a dos grupos, el magma parental original de ambas series presenta diferencias geoquímicas mínimas en lo que respecta a los elementos mayores y los diferentes grupos de elementos traza (HERREROS y VILLASECA, 1996); tan sólo los tipos más fraccionados de cada serie muestran ciertas divergencias. Igualmente, los escasos datos isotópicos confirman la semejanza entre las dos series, que encajan en el campo de los granitoídes formados en un ambiente colisional.

4.5. GEOCRONOLOGÍA

En general, son escasos los datos geocronológicos acumulados sobre las rocas ígneas del Sistema Central (IBARROLA et al., 1986), de los que tan sólo uno corresponde a los cuerpos intrusivos de la Hoja, en concreto la obtenida sobre los leucogranitos de El Berrocal, que ha arrojado una edad de 300 ± 1 Ma (PÉREZ DEL VILLAR et al., 1993). En cualquier caso, de los datos existentes se desprende la existencia de una primera generación de granitoídes de tipo S, cuya edad de emplazamiento mínima estaría comprendida entre los 344 ± 8 Ma del conjunto de Villacastín y los 327 ± 4 Ma del de Colmenar Viejo-Moralzarzal. Los emplazamientos más remotos de granitos de tipo I vienen señalados por los 310 ± 14 Ma del conjunto externo de La Cabrera y los 305 ± 6 Ma del de La Pedriza. Una nueva generación de granitoídes de tipo S acontece entre el emplazamiento de los stocks de El Berrocal y Cabeza Mediana, este último hace 291 ± 6 Ma, generación relevada por nuevos cuerpos de tipo I cuya edad viene señalada por los 287 ± 5 Ma del conjunto interno de La Cabrera.

De una forma tentativa, los monzogranitos de tipo Rozas de Puerto Real son asimilables a la primera generación, en tanto que las adamellitas del batolito de San Martín de Valdeiglesias podrían relacionarse los primeros granitoídes de tipo I. El emplazamiento del plutón de El Berrocal es el mejor determinado merced a su datación radiométrica y supone el punto de arranque de todas las intrusiones leucograníticas.

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Los materiales aflorantes en la Hoja de Villa del Prado permiten, junto con los datos aportados por los trabajos realizados en zonas próximas, establecer una dilatada historia geológica para la región, cuyo origen se remonta probablemente al Precámbrico superior. Aunque éste 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 esporádicos episodios de sedimentación carbonatada.

Las repercusiones de los movimientos sárdicos, acaecidos en el Ordovícico, son mucho más evidentes que las de los posibles acontecimientos previos, como señalan fundamentalmente dos hechos: por una parte, las dataciones realizadas en el conjunto ortonéisico de la región sugieren que durante el tránsito Cámbrico-Ordovícico (470-500 Ma; VIALETTE et al., 1986), el Sistema Central fue afectado por un intenso plutonismo de carácter granítico y granodiorítico; por otra, 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 regionalmente la sedimentación se restableció en el Ordovícico y prosiguió al menos hasta el Devónico inferior en un ambiente de plataforma siliciclastica, con esporádicos episodios turbidíticos, poco puede decirse de este periodo en la zona ante su falta de registro. Pese a la existencia de diversos movimientos prehercínicos (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-Pérmino (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.

La primera fase de deformación desarrolló una foliación S1, fuertemente retocada por las fases posteriores, siendo su vergencia hacia el E-NE, pasando a la segunda fase de forma gradual. Ésta culminó 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 dio lugar a una primera etapa metamórfica de presiones intermedias, posiblemente en el Devónico superior.

La tercera fase produjo pliegues retrovergentes, de dirección variable debido a los efectos una fase posterior. En relación con aquélla se generó una crenulación, localmente muy penetrativa, y adquirió su principal desarrollo la segunda etapa metamórfica, de mayor temperatura que la anterior, evidenciando un cambio en el régimen térmico, posiblemente 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 formación de otras penetrativas; posiblemente, durante su desarrollo habían dado comienzo los procesos de emplazamiento de granitoides y de retrometamorfismo, ya en un 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 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 Ma para el complejo intrusivo de Villacastín; IBARROLA et al., 1987), tal vez cuando aún se desarrollaba la cuarta fase de deformación, como señalan las orientaciones observables en la fábrica de los granitoides más antiguos. En el ámbito de la Hoja, la intrusión más antigua corresponde al complejo monzogranítico de Rozas de Puerto Real, constituyente del conjunto plutónico "de fondo" del dominio de Guadarrama-Gredos. Aunque no se poseen datos radiométricos sobre la unidad adamellítica de San Martín de Valdeiglesias, su emplazamiento debió ser previo al del stock de El Berrocal (300 ± 1 Ma), a su vez precursor de todos los cortejos leucograníticos, cuyas manifestaciones más tardías tendrían lugar 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 moscovitzaciones y transformaciones minerales de grado medio, seguidas por transformaciones de grado bajo tales como cloritzaciones, pinnitizaciones y sericitizaciones.

Tras el periodo de tectónica extensional, se desarrolló una importante red de fracturación, coincidente con el denominado periodo tardihercínico, acaecido en el Carbonífero terminal-Pérmico, en el que pueden distinguirse dos etapas (CAPOTE et al., 1987), siendo la inyección filoniana a favor de la red de fracturación uno de sus rasgos principales. En cualquier caso, el emplazamiento del dique aplítico de Almorox-Navamorcuende habría tenido lugar con anterioridad, de forma simultánea o previa al plutón de El Berrocal.

La primera etapa tardihercínica (Malagón), dio lugar a fallas de dirección E-O, iniciándose con un régimen distensivo en el que se emplazaron los diques de aplitas, pórfitos y microdioritas, y finalizando en un régimen compresivo en el que se generaron desgarres. En la segunda etapa (Hiendelacencina), se produjeron 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 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. Al menos en algunos puntos de la región se constata la existencia de procesos sedimentarios atribuibles al Cretácico superior (borde septentrional de los Montes de Toledo, Valdemorillo), con implantación de sistemas aluviales, desarrollo de suelos lateríticos y caolinizaciones, así como un efímero evento transgresivo de carácter somero, probablemente durante el Santoniense.

De cualquier forma, la región fue afectada por intensos procesos erosivos, cuyo resultado en la región fue el desmantelamiento de una buena parte del conjunto premesozoico, conservándose únicamente los niveles estratigráficos más bajos, constituidos por las series preordovícicas, y los granitoides hercínicos intruidos en ellas; como resultado de todos estos procesos, se modeló una superficie poligénica con fisonomía de penillanura, llamada a ser la generatriz de los relieves del futuro Sistema Cetral.

La regresión finicretácea se vio favorecida por los primeros impulsos compresivos del ciclo alpino, que dieron lugar a un ligerísimo abombamiento precursor de la "Bóveda Castellano-

Extremeña" (ALÍA, 1976). Así, a finales del Cretácico y comienzos del Terciario ya se habría implantado completamente el régimen continental que ha caracterizado la evolución cenozoica de la región, de tal forma que al oeste de la línea Madrid-Toledo predominarían los ambientes fluviales, en tanto que al este se instalarían ambientes menos energéticos, de tipo lacustre y sebkha.

La homogeneidad de las facies a ambos lados del actual Sistema Central durante el tránsito Cretácico-Terciario señala su conexión; no obstante, la progresiva elevación de la bóveda incrementó su desnivel con relación a los flancos, con lo que a finales del Eoceno (fase Pirenaica), la bóveda individualizó las depresiones precursoras de las cuencas del Duero y Tajo. Ante la escasez de registro en la región, poco puede precisarse acerca de la sedimentación durante el Oligoceno, pero parece responder a sistemas aluviales cuyo área fuente estaría alejada de los actuales bordes de la Cuenca de Madrid (Sistema Central, Sierra de Altomira y Montes de Toledo), que tampoco habrían alcanzado su configuración definitiva.

Un nuevo evento compresivo, acaecido en el límite Oligoceno-Miocene (fase Castellana o Altomira; CALVO et al., 1991) produjo la elevación de la Sierra de Altomira y con ella, la independización de la Cuenca de Madrid con respecto a la Depresión Intermedia, de tal forma que la primera se configuró como una depresión endorreica de forma triangular. Las variaciones sedimentarias durante el Miocene obedecieron principalmente al distinto comportamiento de los bordes montañosos, mostrándose el Sistema Central como el más activo, especialmente con el paso del tiempo; la instalación de un ambiente propicio al lavado favoreció la génesis de los primeros piedemontes y con ellos, los primeros aportes a la cuenca.

Las reactivaciones del Sistema Central mediante una tectónica de bloques provocaron la división de la penillanura generatriz en dos niveles colgados, la superficie de cumbres y las parameras, y la remodelación de los piedemontes mediante intensos procesos denudativos, que suministrarían materiales a la Cuenca de Madrid durante el Miocene. Los aportes se produjeron mediante extensos abanicos aluviales que evolucionarían a ambientes lacustres evaporíticos en los sectores centrales de la cuenca; en detalle, los complejos lacustres aparecerían rodeados por una franja de sedimentos detríticos progresivamente más gruesos hacia los bordes de la cuenca, definiendo un modelo concéntrico de facies. Independientemente del borde de la cuenca considerado, la zonación de facies observada a partir del sector central, es la siguiente: facies lacustres evaporíticas, facies de llanura fangosa salina progresivamente desprovista de niveles evaporíticos, en tránsito a facies de orla aluvial lutítica y, por último, facies de abanico aluvial y sistemas fluviales distributarios.

La composición litológica de los abanicos estuvo condicionada por el borde de cuenca del que se nutrían; así, en la parte occidental del Sistema Central (Sierras de Guadarrama y Gredos), las arenas son de composición arcósica, con proporción variable de litarenitas en función de la presencia local de macizos néicos o esquistosos en las áreas fuente. Una situación similar se da en el borde correspondiente a los Montes de Toledo, en tanto que en el área de Somosierra, formada esencialmente por rocas metamórficas de bajo grado, predominan los sedimentos terrígenos de composición litarenítica y arcillosa. Por lo que respecta al borde de cuenca correspondiente a la Sierra de Altomira, presenta litologías predominantemente carbonatadas, articulándose las facies miocenas marginales en sistemas de abanicos aluviales de composición litarenítica.

Con este dispositivo general se produjo el depósito de la Unidad Inferior (Oligoceno-Aragoníense inferior-medio) en un contexto de cuenca continental cerrada. Los sistemas de

abanicos, alimentados a expensas de los relieves septentrionales y meridionales, convergerían en un área lacustre de tipo evaporítico que aumentaría su extensión con el paso del tiempo, como reflejo de una mayor estabilidad regional.

Dentro de este contexto, el registro terciario más antiguo de la Hoja de Villa del Prado se caracteriza por depósitos aluviales de composición areniscosa (unidad 17) que sugieren una configuración de los bordes de la cuenca sensiblemente retrasada con respecto a su posición actual o bien un área madre intensamente meteorizada incapaz de suministrar aportes más groseros. Su depósito se vio abortado por la irrupción de sedimentos aluviales indicativos de una posición de los bordes montañosos semejante a la actual. Aunque los principales aportes procederían de los Montes de Toledo, en el sector noroccidental se dejaron sentir las influencias del Sistema Central mediante la llegada de facies muy groseras de composición ígnea a los bordes de la cuenca (unidades 18 y 19), que evolucionarían en la horizontal hacia facies arcósicas (unidad 20). La disminución energética de los sistemas deposicionales favoreció el desarrollo de una orla lutítica con frecuentes procesos edáficos en las zonas distales, orla que encerraría facies evaporíticas en el sector central de la cuenca.

El periodo de estabilidad que presidió los últimos compases del ciclo anterior se vio bruscamente interrumpido, aún en el Aragoniense medio, por el desencadenamiento una nueva fase (Neocastellana o etapa Guadarrama; CALVO et al., 1991), que afectó fundamentalmente al Sistema Central, cuya reactivación desencadenó un importante suministro de abanicos aluviales arcósicos, dando lugar al comienzo del depósito de la Unidad Intermedia (fig. 5.1); en contraposición, los Montes de Toledo disminuyeron su actividad, en tanto que la Sierra de Altomira aparecería como un margen estable.

La progradación de los abanicos hasta sectores centrales de la cuenca desplazó los ambientes lacustres hacia las áreas orientales y meridionales, mostrando además una pérdida de su carácter evaporítico a expensas de un carácter carbonatado; esta variación composicional ha sido explicada, no tanto por factores climáticos como por la inactividad de los bordes susceptibles de suministrar fases salinas a la cuenca (CALVO et al., 1994). El modelo de sistema lacustre propuesto corresponde a lagos de carácter perenne poco concentrados, en condiciones climáticas cálidas y secas, tal y como sugieren las asociaciones faunísticas reconocidas en los yacimientos de esta Unidad (LÓPEZ MARTÍNEZ et al., 1987; CALVO et al., 1992). En el ámbito de la Hoja, la reactivación se manifestó mediante el incremento granulométrico de los sistemas aluviales, que en los sectores más proximales se caracterizan por facies de grandes bloques (unidad 21) y bloques (unidad 22), evolucionando nuevamente hacia facies arcósicas en la horizontal. Con el paso del tiempo, la retracción de los abanicos permitió la implantación de una orla lutítica, con desarrollo de encostramientos carbonatados a finales del Aragoniense medio o comienzos del superior.

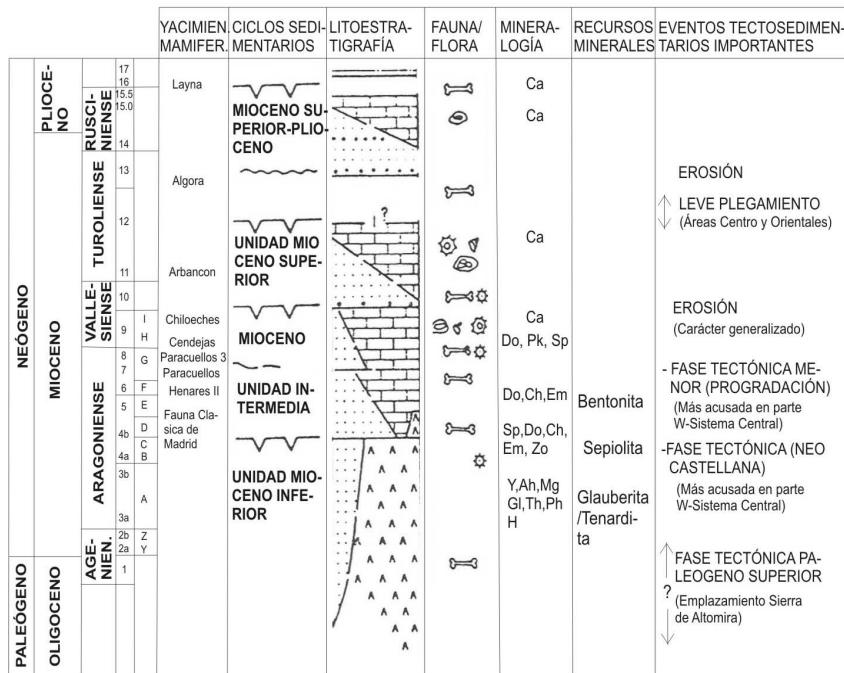
Un impulso similar al anterior, aún dentro del evento Guadarrama, reactivó nuevamente los sistemas aluviales arcósicos de procedencia septentrional (unidad 24), dando paso al ciclo superior de la Unidad Intermedia, ya en el Aragoniense superior. A diferencia de los conjuntos anteriores, estos depósitos no son cabalgados por la falla de Nombela en la Hoja, sino que la fosilizan, estableciendo con ello el cese de su actividad, si bien en sectores nororientales de la región ha funcionado posteriormente (Hoja de Colmenar Viejo, 534). Poco puede decirse de este ciclo en la zona, ante la precariedad del registro. No obstante, en sectores orientales se aprecia nuevamente una tendencia vertical y horizontal granodecreciente, con desarrollo de ambiente lacustres, si bien algo desplazados hacia el sector suroriental. Estos sistemas lacustres permiten deducir unas condiciones climáticas más húmedas y templadas; a nivel regional,

desbordaron el umbral de la Sierra de Altomira, conectándose con los correspondientes a la Depresión Intermedia.

Debido a la ausencia de registro mioceno más reciente en el ámbito de la Hoja, existe una gran incertidumbre con respecto a lo acontecido hasta el final del Neógeno. No obstante, a comienzos del Mioceno superior, la cuenca se vio afectada por un nuevo régimen tectónico, de carácter distensivo (fase Torrelaguna; CALVO et al., 1991), cuyo resultado sería un cambio en el dispositivo sedimentario que dio paso al depósito de la Unidad Superior, con abandono del sistema de facies concéntricas típico de las unidades Inferior e Intermedia. Con ello, se produjo el depósito de la "red fluvial intramiocena" (CAPOTE y CARRO, 1968), que sugiere el abandono de las condiciones endorreicas anteriores, y posteriormente, en una etapa de mayor estabilidad, el de las tradicionales "calizas del páramo".

Una secuencia de acontecimientos de acumulación y erosión acaecidos a finales del Mioceno y durante el Plioceno, proporcionaron a la cuenca un importante grado de nivelación, con superficies que constituirían el punto de arranque del modelado de los valles cuaternarios en aquélla y que posiblemente se relacionarían con la formación del piedemonte o rampa inferior en la base de los macizos del Sistema Central. Entre dichos acontecimientos se encuentran: la formación de una superficie poligénica sobre la caliza de los páramos, el depósito de los piedemontes de la raña y de las series rojas de la Mesa de Ocaña, así como el desarrollo de una costra laminar multiacintada relacionada con una segunda superficie poligénica. Además, a lo largo de este intervalo se produjeron deformaciones debidas a plegamientos de amplio radio, juegos de bloques del zócalo y disoluciones del sustrato salino, en el marco de las fases Iberomanchegas I y II (AGUIRRE et al., 1976).

Si bien el modelado de los valles ha sido el proceso morfogenético principal durante el Cuaternario, no dio comienzo simultáneamente en toda la cuenca. Así, mientras los ríos Henares y Jarama habrían iniciado su encajamiento, en el sector centro-occidental se desarrollarían diversas superficies de erosión-sedimentación llamadas a constituir las futuras "Superficies Divisorias" de los principales ejes de drenaje de la red fluvial en dicho sector: Alberche, Guadarrama y Manzanares. Sobre una superficie inicial (S1), se encajó una segunda (S2) que conjuntamente integran la superficie de Majadahonda-Alcorcón o de Fuencarral; en el sector occidental, un tercer encajamiento, aún en el Pleistoceno inferior, daría lugar a la superficie de Navalcarnero, punto de partida del modelado de los valles del Guadarrama y el Alberche.



Ca= Calcita
 DO= Dolomita
 Pk= Polygorskita
 Sp= Sepiolita
 Ch= Silex
 H= Halita
 Mg=Magnesita

Yn= Utremardita
 Gl=Glauberita
 Em= Esnecititas
 Zc= Ceolitas
 Y= Yeso
 Ah= Anhidrita
 Ph= Polihalita

Fig. 5.1. Cuadro estratigráfico general para el Neógeno de la Cuenca de Madrid (Según Calvo et. al., 1989)

El encajamiento de la red fluvial en la zona se ha reflejado mediante una profunda incisión en el dominio montañoso y a través de sistemas escalonados de glaciares y terrazas en los valles principales. Aunque regionalmente la evolución de la red fluvial ha estado condicionada por la tectónica de bloques y salina, que han provocado deformaciones de envergadura muy variable, en el ámbito de la Hoja no parecen haber sido factores determinantes, si bien se han propuesto fenómenos de subsidencia en el valle del río Alberche y una buena parte de sus afluentes se han encajado adaptándose a la dirección de fracturación N100°E.

La evolución seguida por el río Alberche permanece en el terreno de la especulación durante el Pleistoceno inferior, pareciendo probable que discurriera bastante más al sur, migrando a finales de dicho periodo hasta adoptar su trayectoria actual mediante una acusada tendencia al encajamiento. A partir del Pleistoceno medio no han existido fenómenos de migración lateral importantes, excepción hecha del tortuoso cambio de orientación seguido la zona de confluencia con el río Perales.

6. GEOLOGÍA ECONÓMICA

6.1. HIDROGEOLOGÍA

La Hoja de Villa del Prado se halla encuadrada en la cuenca hidrográfica del Tajo, cuyo Plan Hidrológico (MOPU, 1988) ha proporcionado una gran cantidad de datos de tipo climático, hidrológico e hidrogeológico. Igualmente, sus principales aspectos de hidrología subterránea se describen en la Hoja hidrogeológica a escala 1:200.000 de Madrid (45; ITGE, 1991).

6.1.1. Climatología

Las características climáticas varían sensiblemente entre el dominio montañoso correspondiente al Sistema Central, donde se llegan a sobrepasar los 1.200 m de altitud (Peña de Cenicientos), y el de la depresión, perteneciente a la Cuenca de Madrid, donde la altitud mínima se aproxima a 410 m (valle del Alberche).

Los valores medios obtenidos en las estaciones de la zona definen un clima Mediterráneo templado según la clasificación de PAPADAKIS (1966), con un régimen de humedad de tipo Mediterráneo seco en el sector suroriental y Mediterráneo húmedo en el noroccidental. Igualmente, de acuerdo con diversos índices climáticos, la región puede incluirse en la Zona árida de LANG y DANTÍN, así como en la Zona de estepas y países secos mediterráneos de MARTONNE.

Estacionalmente se registran importantes oscilaciones térmicas, con temperaturas medias de 4-6°C en Enero y máximas de 20-24°C en Julio. La temperatura media anual varía entre 12 y 14°C, con un gradiente de aumento en sentido NO-SE.

En cuanto a las precipitaciones, sus valores medios anuales varían entre los cerca de 500 mm del sector suroriental y los 750 mm del noroccidental. Por lo que respecta a la evapotranspiración potencial, calculada por el método de THORNTHWAITE, se cifra en una media anual de 700 mm, si bien los valores de evapotranspiración real son sensiblemente inferiores, alrededor de 350 mm al año, cifra que de cualquier forma refleja un déficit hídrico acusado en algunos sectores.

6.1.2. Hidrología

El río Alberche constituye el principal eje fluvial, recorriendo la Hoja de noreste a suroeste, estando regulado a su entrada en ella por el embalse de Picadas, donde se encuentra la estación de aforos de Picadas (estación 2.008), en la que se ha registrado un caudal de 20.4

hm³ anuales. Inmediatamente aguas abajo recibe al menos 0.7 hm³ anuales de su afluente, el río Perales (estación 261), sin que existan otros datos que permitan determinar las restantes aportaciones.

Los arroyos de la red secundaria vierten en su totalidad al Alberche, excepción hecha del arroyo del Castaño, perteneciente a la cuenca del río Tiétar. En general se trata de cursos de poca relevancia, de entre los que destacan, además del citado Perales, el arroyo de Tórtolas. Los afluentes de la margen izquierda tienen sus cabeceras localizadas dentro de la Cuenca de Madrid, mientras que los de la derecha proceden de los relieves del Sistema Central. En buena parte de los casos poseen un funcionamiento estacional, con ausencias prolongadas de caudal durante el periodo de estiaje.

6.1.3. Características hidrogeológicas

Al igual que en otras facetas, desde un punto de vista hidrogeológico, la Hoja de Villa del Prado se encuentra dividida en dos grandes dominios: el denominado "Complejo ígneo-metamórfico" coincide con el ámbito del Sistema Central, en tanto que el ámbito de la Cuenca de Madrid se encuentra incluido en la Unidad Hidrogeológica nº 14 del ITGE ("Terciario detrítico de Madrid-Toledo-Cáceres"), constituida fundamentalmente por los materiales terciarios detríticos del sector septentrional y occidental de la cuenca; más en detalle, se incluye en el sector "Toledo-Guadarrama" de dicha unidad y en la Unidad Hidrogeológica 05 de la Cuenca hidrográfica del Tajo ("Madrid-Talavera"; MOPU-ITGE, 1988).

A grandes rasgos, la Unidad Hidrogeológica nº 14 constituye un acuífero de gran heterogeneidad, limitado al noroeste y al sur por los materiales ígneo-metamórficos impermeables del Sistema Central y los Montes de Toledo, en tanto que hacia el sureste está limitado por las facies arcilloso-yesíferas de la Cuenca de Madrid y por los niveles carbonatados que constituyen las unidades hidrogeológicas nº 15 y 20 ("Calizas del páramo de La Alcarria" y "Calizas de la Mesa de Ocaña", respectivamente). Aunque los materiales detríticos terciarios constituyen el cuerpo principal del acuífero, no deben olvidarse los depósitos cuaternarios dispuestos a modo de tapiz irregular sobre aquéllos. La descripción del acuífero varía según la escala considerada, ya que si bien regionalmente aparece como una potente cuña que se adelgaza hacia el sureste, hasta desaparecer por cambio lateral a las facies arcilloso-evaporíticas y carbonatadas señaladas, en detalle se trata de un conjunto anisótropo, con numerosas intercalaciones lutíticas de permeabilidad muy baja, irregularmente distribuidas y de dimensiones variables.

6.1.3.1. Descripción de los materiales

Los materiales del "Complejo ígneo-metamórfico" en la Hoja consisten en un conjunto metasedimentario preordovícico intruido por extensos cortejos de granitoides, afectado a su vez por un denso cortejo filoniano. Por el contrario, el ámbito de la depresión está integrado predominantemente por los sedimentos arcósicos con bloques y cantos de edad miocena, que junto con las gravas y arenas cuaternarias constituyen la Unidad Hidrogeológica nº 14. Desde un punto de vista hidrogeológico, los materiales aflorantes pueden agruparse en varios conjuntos:

Representan el zócalo cristalino de la región y corresponden básicamente a granitoides de composición ácida (monzogranitos a leucogranitos) y rocas metamórficas paraderivadas de origen pelítico (neises bandeados a micaesquistos), atravesados por diques de naturaleza aplítica predominante. Se trata de un conjunto de muy baja permeabilidad, que puede alcanzar una permeabilidad media por fracturación o por alteración de los granitoides, casos en los que la recarga se produce directamente por infiltración del agua de lluvia, en tanto que la descarga se realiza por transferencia a las formaciones permeables terciarias y cuaternarias.

-Calizas recristalizadas (unidad 16)

Constituyen un pequeño afloramiento intercalado entre los términos metapelíticos preordovícicos del macizo metamórfico de El Escorial-Villa del Prado. Se trata de un conjunto de permeabilidad alta por karstificación y fracturación, cuya recarga se realiza directamente por infiltración del agua de lluvia, en tanto que la descarga se efectúa a través de manantiales.

-Facies detríticas oligo-miocenas (unidades 17-24)

Constituyen el principal acuífero de la región, ya que a su gran extensión, cercana a 2.600 km², cabe añadir un espesor que puede llegar a sobrepasar 3.000 m, aunque en la Hoja no debe superar 250 m. Aparecen como un conjunto eminentemente areníscoso de permeabilidad alta-media por porosidad intergranular, apreciándose hacia el noroeste un notable aumento en la proporción de cantos y bloques, en tanto que hacia el sureste aparecen intercalaciones métricas de lutitas y arenas finas; también en la vertical se aprecia una tendencia granocreciente.

Funcionan como un acuífero libre, único y anisótropo, cuya recarga se efectúa a partir del agua de lluvia y, en menor medida, mediante trasvases de los acuíferos cuaternarios; a su vez, la descarga se realiza por aportación a los cursos fluviales y mediante extracciones a través de pozos. Su transmisividad en la región varía entre 5 y 50 m²/día, con máximos puntuales de 200 m²/día, aunque los valores calculados en las proximidades de Villa del Prado no alcanzan los 5 m²/día.

-Materiales cuaternarios (unidades 25-35)

Corresponden a terrazas, glacis, conos de deyección y llanura aluvial, constituida en el caso del río Alberche por fondo de valle, barras y llanura de inundación. Escasamente representados en el ámbito montañoso, tienden a concentrarse en el valle del Alberche, presentando un mayor desarrollo en su margen izquierda.

La presencia de gravas y arenas como constituyentes principales les confiere una permeabilidad elevada por porosidad intergranular, acentuada por la escasa consolidación de los depósitos. En buena parte de los casos se superponen a las facies detríticas terciarias, actuando como un único acuífero.

En todos los casos se trata de acuíferos libres recargados por el agua de lluvia, pudiendo ser descargados mediante pozos. Su relación con los cursos fluviales y el acuífero mioceno es variable, existiendo casos en los que los flujos subterráneos se dirigen a ellos y viceversa. Poseen una elevada transmisividad, con valores estimados de 200-1.000 m²/día.

6.1.3.2. Funcionamiento hidrogeológico

La escorrentía del área montañosa, eminentemente superficial, acaba recargando los acuíferos terciario y cuaternario, que además se alimentan fundamentalmente por infiltración directa del agua de lluvia en las vertientes y zonas de interfluvio, desde las que se establece un flujo descendente que se invierte en las proximidades del Alberche, al cual se descargan; esta tendencia viene denunciada por la geometría de las isopiezas, que definen una depresión piezométrica coincidente a grandes rasgos con el valle del río, que constituye el nivel de base de las curvas piezométricas.

6.1.3.3. Calidad química

En general, de los escasos manantiales y pequeñas explotaciones en los materiales graníticos del Sistema Central suelen obtenerse aguas de excelente calidad química, con valores de total de sólidos disueltos inferiores a 250 ppm, predominando las de carácter bicarbonatado-cálcico y cálcico-magnésico.

Las aguas del acuífero terciario presentan buena calidad química para cualquier uso, sin que en ningún caso se hayan superado los límites de potabilidad establecidos por la reglamentación técnico-sanitaria vigente. En general se trata de aguas de dureza media (12-35°F), con conductividades comprendidas entre 200 y 500 $\mu\text{mhos/cm}$, observándose un progresivo aumento hacia el suroeste. El total de sólidos disueltos varía entre 250 y 500 ppm, con un contenido en cloruros de 10 a 100 ppm, apreciándose la misma tendencia que en el caso de la conductividad. Por su contenido iónico se clasifican como bicarbonatadas cálcicas o sódicas.

La calidad química de los acuíferos cuaternarios es inferior, con un contenido en sólidos disueltos de 500-1.000 ppm; aunque la concentración de cloruros es baja (25-50 ppm) la de nitratos (30-50 ppm) y sulfatos (> 200 ppm) se aproximan a los máximos tolerables aconsejados para el agua potable. Debido a la elevada transmisividad del acuífero, los posibles contaminantes, fundamentalmente de origen antrópico, se desplazan con rapidez pudiendo afectar a la red fluvial. Por ello, los principales valles de la zona son considerados como zonas muy vulnerables; en este sentido, las aguas del río Alberche presentan un bajo índice de calidad.

6.2. RECURSOS MINERALES

La Hoja de Villa del Prado posee un gran número de indicios mineros, fruto de una intensa y prolongada actividad extractiva, que afecta a diversos tipos de sustancias. En total se han reconocido 55 indicios (cuadro 6.1), de los que más de la mitad corresponden a rocas industriales (40), campo en el que predominan las arenas y gravas, cuyas labores, encaminadas a la obtención de áridos naturales, se localizan en el valle del Alberche (22); es de destacar igualmente el número de canteras emplazadas en rocas graníticas y filonianas (18), destacando por el laboreo de granitos ornamentales el sector de Cadalso de los Vidrios, donde se obtienen diversas variedades comerciales.

Las manifestaciones de minerales metálicos y no metálicos (14) se concentran principalmente al suroeste, habiéndose inventariado indicios de sulfuros de plomo y cobre, con barita asociada, en relación con el cortejo filoniano. En cuanto a las sustancias energéticas, cabe señalar la existencia de un indicio de uranio que forma parte de la mineralización filoniana de El Berrocal.

6.2.1. Minerales energéticos

Tan sólo se ha recopilado un indicio, correspondiente a uranio, cuyas labores fueron abandonadas hace tiempo.

6.2.1.1. Uranio

La pequeña mina de El Berrocal, ya abandonada, constituye el único vestigio del posible interés por sustancias energéticas en la zona. Se sitúa sobre un dique de cuarzo muy tectonizado que, con una dirección N110°E, se prolonga por la Hoja de Navamorcuende (579), encajando en los leucogranitos de dos micas de tipo El Berrocal (unidades 11 y 12) con una disposición subvertical (70°); posee una anchura comprendida entre 1.5 y 2 m, así como bandas arcillosas en el contacto con la roca caja.

Presenta una mineralización hidrotermal primaria de sulfuros metálicos y probablemente barita, a la que se sobreimpone un episodio uranífero asociado a carbonatos; las mineralizaciones se encuentran muy alteradas debido a procesos de oxidación y lixiviación. La pechblenda constituye el principal mineral de uranio y presenta su típica textura esferulítica, encontrándose generalmente bastante oxidada; aparece acompañada de pirita, más o menos oxidada, en facies melnikovita, cuarzo jasperoide muy brechificado, barita y carbonatos. Los productos secundarios de la mineralización uranífera son: uranotilo, fosfuranotilo, uranocircita, tantonita y torbernitita.

Las actividades extractivas se abandonaron hace varias décadas, pero la mina de El Berrocal ha sido utilizada por ENRESA hasta el año 1996 como centro de experimentaciones subterráneas.

6.2.2. Minerales metálicos y no metálicos

Los indicios de minerales inventariados se asocian principalmente con la red filoniana, correspondiendo en su mayor parte a mineralizaciones de sulfuros de plomo y cobre, generalmente con barita, localizadas en el ámbito de Cenicientos, Cadalso de los Vidrios y Almorox; en cuanto a los minerales no metálicos, son cuarzo y feldespato contenidos en diques pegmatíticos y aplíticos, así como una mineralización de magnesita.

Nº INDICIO	SUSTANCIA	COORDENADAS		TÉRMINO MUNICIPAL	ESTADO DE ACTIVIDAD	MAGNITUD	USOS
		X	Y				
1	Áridos de machaqueo	3 73.025	44 65.350	Navahondilla	Inactiva	Pequeña	Áridos machaqueo
2	Cuarzo	3.77.325	44.62.825	Cadalso de los Vidrios	Inactiva	Pequeña	-
3	Granito	3.77.775	44.62.200	Cadalso de los Vidrios	Inactiva	Pequeña	Construcción
4	Granito	3 80.900	44 64.000	Cadalso de los Vidrios	Activa	Grande	Construcción
5	Granito	3 81.525	44 64.025	Cadalso de los Vidrios	Activa	Grande	Construcción
6	Granito	3 81.425	44 63.625	Cadalso de los Vidrios	Activa	Grande	Construcción
7	Granito	3 81.900	44 63.575	Cadalso de los Vidrios	Inactiva	Pequeña	Construcción
8	Granito	3 80.750	44 62.925	Cadalso de los Vidrios	Activa	Grande	Construcción
9	Granito	3 80.350	44 62.700	Cadalso de los Vidrios	Activa	Grande	Construcción
10	Granito	3 79.800	44 62.650	Cadalso de los Vidrios	Inactiva	Pequeña	Construcción
11	Granito	3 79.250	44 60.050	Cadalso de los Vidrios	Activa	Pequeña	Construcción
12	Granito	3 80.750	44 59.925	Cadalso de los Vidrios	Activa	Pequeña	Construcción
13	Granito	3 73.400	44 58.200	Cenicientos	Inactiva	Pequeña	Construcción
14	Aplita	3 77.650	44 52.225	Paredes de Escalona	Inactiva	Pequeña	Áridos machaqueo
15	Aplita	3 79.300	44 52.925	Paredes de Escalona	Activa	Mediana	Áridos machaqueo
16	Aplita	3 80.350	44 54.075	Almorox	Inactiva	Pequeña	Áridos machaqueo
17	Granito	3 83.225	44 56.975	Almorox	Inactiva	Pequeña	Construcción
18	Granito	3 83.650	44 63.500	Almorox	Intermitente	Pequeña	Construcción
19	Granito	3 83.825	44 63.600	Almorox	Inactiva	Pequeña	Construcción
20	Áridos naturales	3 95.225	44 64.750	Aldea del Fresno	Inactiva	Pequeña	Áridos naturales
21	Áridos naturales	3 96.900	44 64.125	Aldea del Fresno	Activa	Mediana	Áridos naturales
22	Áridos naturales	3 96.550	44 63.750	Aldea del Fresno	Activa	Mediana	Áridos naturales
23	Áridos naturales	3 96.900	44 63.375	Aldea del Fresno	Activa	Mediana	Áridos naturales
24	Áridos naturales	3 96.925	44 63.175	Aldea del Fresno	Activa	Mediana	Áridos naturales
25	Áridos naturales	3 96.675	44 62.725	Aldea del Fresno	Inactiva	Mediana	Áridos naturales
26	Áridos naturales	3 96.350	44 62.450	Aldea del Fresno	Activa	Mediana	Áridos naturales
27	Áridos naturales	3 95.400	44 61.250	Aldea del Fresno	Inactiva	Pequeña	Áridos naturales
28	Áridos naturales	3 96.125	44 61.325	Aldea del Fresno	Inactiva	Pequeña	Áridos naturales
29	Áridos naturales	3 96.975	44 60.725	Aldea del Fresno	Inactiva	Pequeña	Áridos naturales
30	Arenas	3 96.650	44 60.475	Aldea del Fresno	Activa	Pequeña	Áridos naturales
31	Arenas	3 97.175	44 60.400	Aldea del Fresno	Activa	Pequeña	Áridos naturales
32	Arenas	3 98.525	44 59.825	Métrida	Inactiva	Pequeña	Áridos naturales
33	Áridos naturales	3 93.750	44 58.025	Sta. Cruz del Retamar	Inactiva	Pequeña	Áridos naturales
34	Áridos naturales	3 93.250	44 57.250	Sta. Cruz del Retamar	Inactiva	Pequeña	Áridos naturales
35	Grava	3 87.850	44 55.375	Villa del Prado	Inactiva	Pequeña	Áridos naturales
36	Grava	3 87.525	44 55.550	Villa del Prado	Activa	Pequeña	Áridos naturales
37	Grava	3 86.525	44 55.625	Villa del Prado	Inactiva	Pequeña	Áridos naturales
38	Grava	3 85.975	44 55.650	Villa del Prado	Inactiva	Pequeña	Áridos naturales
39	Grava	3 86.800	44 54.350	Sta. Cruz del Retamar	Activa	Mediana	Áridos naturales
40	Grava	3 87.300	44 53.625	Sta. Cruz del+E15 Retamar	Inactiva	Pequeña	Áridos naturales
41	Arenas	3 85.200	44 50.750	Almorox	Inactiva	Pequeña	Áridos naturales
42	Plomo	3 82.190	44 10.775	Cadalso de los Vidrios	Inactiva	Pequeña	Metalurgia
43	Plomo	3 82.190	44 10.775	Cadalso de los Vidrios	-	Indicio	-
44	Barita/Plomo (Cu)	3 82.190	44 10.775	Cenicientos	Inactiva	Pequeña	Cargas/metalurgia
45	Barita/Plomo	3 82.190	44 10.775	Cenicientos	Inactiva	Pequeña	Cargas/metalurgia
46	Barita/Plomo	3 82.190	44 10.775	Cadalso de los Vidrios	-	Indicio	-
47	Barita	3 82.190	44 10.775	Cadalso de los Vidrios	Inactiva	Pequeña	Cargas
48	Plomo (Plata)	3 82.190	44 10.775	Cadalso de los Vidrios	Inactiva	Pequeña	Metalurgia
49	Uranio (pirita,Cu,Pb)	3 82.190	44 10.775	Nombela	Inactiva	Pequeña	-
50	Barita/Plomo	3 82.190	44 10.775	Paredes de Escalona	-	Indicio	-
51	Cobre/Plomo	3 82.190	44 10.775	Almorox	-	Indicio	-
52	Barita/Plomo	3 82.190	44 10.775	Almorox	Inactiva	Pequeña	Cargas/metalurgia
53	Feldespato	3 82.190	44 10.775	Villa del Prado	Inactiva	Pequeña	Cerámica
54	Cobre	3 82.190	44 10.775	Villa del Prado	Inactiva	Pequeña	Metalurgia
55	Magnesita	3 82.190	44 10.775	Aldea del Fresno	Inactiva	Pequeña	Industria química

Cuadro 6.1. Indicios mineros de la hoja de Villa del Prado (580).

6.2.2.1. Barita

Los indicios de barita se encuentran asociados a las mineralizaciones epitermales de sulfuros metálicos de plomo y cobre de la región, mostrando una estrecha relación con la red filoniana de dirección N100-130°E desarrollada en el sector occidental sobre los monzogranitos de tipo Rozas de Puerto Real (unidad 4). La barita es bastante pura y se asocia con cuarzo, galena y calcopirita, con cerusita, anglesita y covellina como accesorios.

La minería de barita se encuentra paralizada en la región desde los años 70, siendo en la actualidad sus únicos vestigios una serie de pequeñas zanjas y galerías.

6.2.2.2. Cobre

Con frecuencia, las manifestaciones de cobre están relacionadas con las mineralizaciones filonianas de plomo, apareciendo en filones de cuarzo con calcopirita y galena, generalmente con barita, encajando principalmente en los monzogranitos de tipo Rozas de Puerto Real (unidad 4). La calcopirita se desarrolla en cristales xenomorfos, reconociéndose como accesorios pirita idiomorfa, malaquita y azurita. Los procesos de alteración afectan en buena medida a los minerales metálicos; así, la calcopirita se encuentra parcialmente transformada en covellina y calcosina, en tanto que la pirita, en jarosita y óxidos e hidróxidos de hierro.

Actualmente no existe actividad extractiva alguna relativa al cobre.

6.2.2.3. Cuarzo

Tan sólo se ha inventariado un indicio de esta sustancia, correspondiente a una pequeña cantera abandonada, localizada en las inmediaciones de Cadalso de los Vidrios. La explotación se centró en un dique de cuarzo subvertical, de anchura métrica, dispuesto en dirección N-S y encajado en las adamellitas con megacristales de tipo San Martín de Valdeiglesias (unidad 8).

6.2.2.4. Feldespato

El único indicio de feldespato se encuentra ubicado al suroeste de Villa del Prado. Regionalmente se relacionan con diques pegmatíticos o aplíticos con alto contenido en feldespatos; mineralógicamente aparecen ortosa, microclina y plagioclasa, con cuarzo y, de forma accesoria, epidota, turmalina y micas.

No existe ningún tipo de actividad actualmente, siendo prácticamente irreconocibles las antiguas labores.

6.2.2.5. Magnesita

Al oeste de Aldea del Fresno se encuentra un indicio destacable de magnesita que presenta algunas evidencias de labores pasadas, probablemente de exploración. Las mineralizaciones de magnesita se desarrollan dentro de los litosomas carbonatados del conjunto metasedimentario del afloramiento de El Escorial-Villa del Prado, constituyendo bolsadas de potencia variable;

lateralmente pasan a facies silicatadas de color claro, con minerales verdosos diseminados o en venas (clorita, vermiculita y talco).

Se observa además una zonación de tendencia estratiforme, bastante regular, en la que las bandas mineralizadas corresponden a magnesita espática y megacristalina blanquecina con dolomita, pirofilita, cuarzo y clorita. El origen de la mineralización se atribuye a procesos de diferenciación metamórfica en rocas dolomíticas.

6.2.2.6. Plomo

Se trata del mineral que posee un mayor número de indicios (8), concentrados a lo largo de una banda de dirección ONO-ESE y unos 6-7 km de anchura, dispuesta entre Almorox y Cenicientos. Las mineralizaciones están asociadas a una red filoniana de dirección N100-130° encajada en los monzogranitos de dos micas de tipo Rozas de Puerto Real (unidad 4). La galena, a veces argentífera, constituye la principal mena de plomo y se encuentra asociada con barita, cuarzo y calcopirita, con pirita, cerusita, anglesita, malaquita y azurita como accesorios.

No existe actividad extractiva en la actualidad, encontrándose muy desmanteladas las antiguas labores, correspondientes a pequeñas galerías y pocillos, circunstancia que dificulta su reconocimiento.

6.2.3. Rocas industriales

Los indicios de rocas industriales reconocidos corresponden a canteras de diversa envergadura, de las que aproximadamente la mitad presentan actividad o carácter intermitente. Las actividades se reparten entre el aprovechamiento de materiales granulares (arenas y gravas), para su uso como áridos naturales, y las explotaciones de rocas ígneas (granitoídes y aplíticas), en su mayor parte encaminadas a la obtención de bloques comerciales de piedra ornamental. Las canteras de áridos se concentran preferentemente a lo largo del valle del Alberche, donde explotan depósitos cuaternarios, en tanto que la cantería del granito se agrupan principalmente en el sector de Cadalso de los Vidrios.

6.2.3.1. Aplitas

En las inmediaciones de Paredes de Escalona se localizan diversas canteras encaminadas a la explotación del dique aplítico de Almorox-Navamorcunde. Tan sólo una de ellas, de magnitud mediana y localizada en el paraje de Diente la Vieja, registra actividad extractiva actualmente. Los materiales obtenidos se destinan a la producción de áridos de machaqueo con el objeto de cubrir algunas demandas locales, generalmente en firmes de estructuras lineales.

6.2.3.2. Áridos de machaqueo

En las inmediaciones de Navahondilla se ubica una pequeña cantera de la que se han extraído materiales para la producción de áridos de machaqueo. Aunque habitualmente este tipo de productos se obtiene por tratamiento de bloques más o menos compactos, en este caso el grado de fracturación de la roca hace que pueda prescindirse del proceso de fragmentación de

la roca original. Sus reducidas dimensiones y su estado sugieren que su utilización se centra en la resolución de pequeñas demandas locales.

6.2.3.3. Granitos

Aunque existen explotaciones de diversa envergadura por toda la zona, el término municipal de Cadalso de los Vidrios posee una prolongada tradición en la explotación ornamental del granito. Tradicionalmente, la actividad ha sido desarrollada por canteros locales, que producían piedra de labra de forma artesanal en cantidades discretas; no obstante, desde principios de los años 80 se han establecido varias compañías explotadoras de ámbito nacional dedicadas a la obtención de bloques. De las 14 canteras reconocidas, en algunos casos de grandes dimensiones, más de la mitad se encuentran activas.

La variedad de mayor interés corresponde a un granito blanco de gran dureza denominado comercialmente Blanco Cristal, correspondiente a los leucogranitos biotíticos de grano medio-grueso de tipo Cadalso de los Vidrios (unidad 9). Otra interesante variedad, de menor calidad que la anterior, se explota en el paraje de Lanchar de la Osa, recibiendo el nombre de Gris Cadalso; se trata de un granito gris-rosado de grano medio-grueso que corresponde petrológicamente a las adamellitas con megacristales de tipo San Martín de Valdeiglesias (unidad 8). Existe una tercera variedad con denominación comercial, Rosa Cadalso, que se explota algo más al este, caracterizada por su heterogeneidad y su tonalidad más rosada, correspondiendo a leucogranitos de grano fino (unidad 14).

6.2.3.4. Gravas y arenas

Se describen conjuntamente las gravas y arenas debido a su génesis y aprovechamiento común; de hecho, frecuentemente las arenas constituyen un subproducto de las explotaciones de gravas, destinándose conjuntamente a la obtención de áridos naturales. Se agrupan a lo largo del valle del Alberche aprovechando principalmente los depósitos de terrazas, y en menor medida, de conos de deyección y glacis. La mitad de ellas (11) corresponde a explotaciones activas. El hecho de tratarse de formaciones no consolidadas facilita las labores de extracción, pero el moderado espesor de los depósitos, generalmente inferior a 15 m, limita la altura de los frentes, por lo que se trata de canteras de pequeñas a medianas dimensiones; destaca por su envergadura las existentes en las cercanías de Aldea del Fresno.

Las gravas están formadas por cantos bien rodados de cuarzo y, en menor medida, de neises, esquistos y granitoides, con una proporción variable en matriz arenosa y un grado prácticamente nulo de cementación. Por su parte, las arenas presentan un carácter predominantemente arcosico y constituyen la litología mayoritaria en los conos y glacis, en tanto que en las terrazas aparecen como lechos intercalados entre las gravas.

7. PATRIMONIO NATURAL GEOLÓGICO (PIG)

El Patrimonio Geológico está constituido por todos aquellos recursos naturales, no renovables, ya sean formaciones rocosas, estructuras acumulaciones sedimentarias, formas, paisajes, yacimientos minerales y paleontológicos, así como colecciones de objetos geológicos de valor científico, cultural, educativo y de interés paisajístico o recreativo. Su exposición y contenido

será además especialmente adecuado para reconocer, estudiar e interpretar, la evolución de la historia geológica que ha modelado la Tierra.

En la Hoja de Villa del Prado se han inventariado y catalogado seis Puntos de Interés Geológico, habiéndose seleccionado y desarrollado todos ellos. En general, no se han observado lugares que precisen de especial protección con vistas a su conservación como patrimonio natural.

7.1. RELACIÓN DE PUNTOS INVENTARIADOS

La relación de puntos inventariados es la siguiente:

Valle del río Alberche.

Falla de Nombela.

Dique de Almorox-Navamorcuende.

Peña de Cenicientos.

Inselberg de la Peña de Cadalso.

Discontinuidad intraaragonesa de Aldea del Fresno.

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, pues si bien existen aspectos cuyo interés queda restringido a algunos sectores (estratigráfico, petrológico, estructural,...), existen aspectos relevantes de tipo geomorfológico por toda la zona. El tipo de interés principal de los PIG inventariados es el siguiente:

INTERÉS PRINCIPAL	PUNTOS DE INTERÉS GEOLÓGICO
Geomorfológico	Valle del río Alberche Peña de Cenicientos Inselberg de la Peña de Cadalso
Estructural Estratigráfico Petrológico	Falla de Nombela Discontinuidad intraaragonesa de Aldea del Fresno Dique de Almorox-Navamorcuende

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. ITINERARIO RECOMENDADO

A fin de divulgar los puntos señalados y de adquirir un conocimiento de los principales rasgos geológicos de la Hoja de Villa del Prado, se propone la realización del itinerario Escalona-Nombela-Paredes de Escalona-Cenicientos-Cadalso de los Vidrios-Aldea del Fresno. Aunque, existen numerosos itinerarios alternativos, el propuesto se caracteriza por permitir la

observación de los principales rasgos geomorfológicos, estratigráficos, petrológicos y estructurales, sin olvidar su fácil accesibilidad.

Se sugiere el comienzo del recorrido en Escalona, donde existe una interesante vista del curso medio del río Alberche, caracterizado allí por una ancha llanura de inundación, surcada por el cauce actual, que posee aspecto trenzado al rodear diversas barras dispuestas a modo de isleos; en ambas márgenes se reconocen varios niveles de terraza. El cantil existente junto al puente permite la observación de los materiales miocenos más antiguos de la Hoja, consistentes en un monótono conjunto de areniscas (unidad 17) pertenecientes a la Unidad Inferior (Aragoniente medio) de la Cuenca de Madrid.

La carretera hacia Nombela ofrece diversos cortes parciales correspondientes a la Unidad Inferior, con un incremento granulométrico en la vertical desde facies similares a las de Escalona hasta facies arcósicas con grandes bloques de procedencia ígnea (unidad 18), incremento que permite establecer dos ciclos dentro de la Unidad Inferior.

Un camino localizado al noreste de Nombela ofrece una magnífica exposición del contacto entre el conjunto hercínico del Sistema Central y los depósitos miocenos de la Cuenca de Madrid, contacto consistente en una falla inversa de elevado ángulo y dirección NE-SO. Avanzando por el camino aparecen diversos cortes de las facies arcósicas con grandes bloques, cuyo buzamiento aumenta progresivamente hasta verticalizarse, situación en la que se observa una falla neta que da paso al conjunto de monzogranitos porfídicos de tipo Rozas de Puerto Real (unidad 4), que aparecen ostensiblemente alterados; este accidente, aquí denominado falla de Nombela, es equivalente de la falla de Torrelodones de la literatura regional, accidente mediante el que se produce el cabalgamiento del Sistema Central sobre la Depresión del Tajo.

A tan sólo algunos metros aparece una falla vertical más neta aún, que da paso nuevamente a las facies de bloques; se trata de una de las numerosas fallas transversales que dislocan la traza de la falla principal. Como observaciones complementarias pueden señalarse una amplia panorámica de la depresión del Tajo, con los Montes de Toledo en el horizonte, y el contraste morfológico entre los monzogranitos citados, que dan lugar a morfologías de aspecto alomado, y los leucogranitos de dos micas de tipo El Berrocal (unidad 11), caracterizados por una morfología más agreste.

Son diversos los puntos próximos a Paredes de Escalona en los que apreciar los principales rasgos del notable dique aplítico (unidad 1) de Almorox-Navamorcuende, que configura un destacado resalte lineal de orientación NE-SO. En concreto, la cantera abandonada al norte del pueblo permite apreciar diversos aspectos relevantes: la textura porfídica de los monzogranitos encajantes, el carácter neto del contacto, los marcados tonos leucocráticos de las aplitas, la presencia de enclaves de la roca caja en éstas; el contraste morfológico entre el conjunto hercínico del Sistema Central y el cenozoico de la depresión. Todo ello, sin olvidar el interés económico que reflejan las canteras existentes.

A lo largo de la carretera a Cenicientos son varios los puntos que ofrecen una perspectiva de las superficies de piedemonte o rampa inferior (M1) que ascienden paulatinamente desde el ámbito de la depresión, al sur, hasta la Peña de Cadalso, al norte, que se alza a modo de espectacular inselberg, constituyendo el rasgo morfológico más peculiar de la zona. Algo más al oeste se alza la Peña de Cenicientos, a modo de bloque tectónico cuyas cumbres representan retazos de la superficie de las parameras (M3). También puede apreciarse el diferente aspecto de los abruptos afloramientos de los monzogranitos de tipo Rozas de Puerto

Real, al oeste, en relación con los terrenos más fácilmente erosionables del batolito de San Martín de Valdeiglesias, al este.

El ascenso por pista a la Peña de Cenicientos ofrece espectaculares panorámicas de los últimos aspectos señalados, además de nuevos cortes de los materiales monzograníticos. En la parte alta se aprecia el carácter prominente de la Peña en relación con la superficie de paramera, a modo de antiguo inselberg cuya superficie de base ha sido prácticamente desmantelada.

Accediendo a la Peña de Cadalso a través de la carretera que se dirige a Pelayos de la Presa, se pone de manifiesto cómo el origen de aquélla se relaciona con la mayor resistencia a la erosión ofrecida por las facies leucograníticas de grano fino (unidad 12), en relación con las de grano medio-grueso (unidad 11). Otro rasgo destacado de la zona es la espectacular superficie modelada al este de la peña, correspondiente al piedemonte o rampa superior (M2) "acribillada" actualmente por la intensísima actividad minera relacionada con la explotación de rocas graníticas con fines ornamentales.

El trayecto hacia Aldea del Fresno muestra diversos afloramientos de interés en relación con los granitoides y el conjunto metasedimentario preordovícico del afloramiento de El Escorial-Villa del Prado (unidad 15), así como un nuevo aspecto de la falla de Nombela, inmediatamente antes de acceder a Villa del Prado. A partir de esta localidad se observa el notable contraste morfológico entre el Sistema Central y la Cuenca de Madrid, aquí tapizada por extensos mantos de arenas y gravas correspondientes a conos de deyección y terrazas del río Alberche.

El puente sobre éste permite nuevas observaciones de la llanura aluvial, antes de acceder al punto final del itinerario, correspondiente a las cárcavas del paraje de María Elena. En ellas se aprecia un contacto neto entre facies arcósicas groseras de tono rojo intenso por edafización (unidad 18) y facies arcósicas groseras de tonos claros (unidad 21). Este contacto corresponde a una de las principales discontinuidades de la cuenca, enmarcada en el Aragoniense medio, que ha permitido la separación de las unidades Inferior e Intermedia de la cuenca.

8. BIBLIOGRAFÍA

AGUIRRE, E.; ALBERDI, M.T.; JIMÉNEZ, E.; MARTÍN ESCORZA, C.; MORALES, J.; SESÉ, C. y SORIA, D. (1982). "Torrijos: nueva fauna con Hispanotherium de la cuenca media del Tajo". *Acta Geol. Hispánica*, 17, 39-61.

AGUIRRE, E.; DÍAZ MOLINA, M. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1976). "Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española". *Trabajos Neógeno-Cuaternario*, 5, 7-29.

ALBERDI, M.T.; 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 ZARZA, A..M.; 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 ZARZA, A.M.; 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.
- ÁLVAREZ, F. (1982). "Contribución al estudio tectónico de la región de Santa María la Real de Nieva". *Temas Geol. Min.*, 6 (1), 87-108.
- APARICIO, A.; BARRERA, J.L.; CARBALLO, J.M.; PEINADO, M., y TINAO, J.M. (1975). "Los materiales graníticos hercínicos del Sistema Central español". *Memorias IGME*, 88, 1-147.
- APARICIO, A.; GARCIA CACHO, L. y PEINADO, M. (1975). "Sobre la petrogénesis de las Formaciones glandulares del Sistema Central". *Bol. Geol. Min.*, 86, 416-427.
- 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, 444 pp. (inédito).
- AZOR, A.; GONZALEZ LODEIRO, F.; HACAR, M.; MARTIN, L.M.; MARTINEZ, J.R. y PEREZ, A. (1992). "Estratigrafía y estructura del Paleozoico en el Dominio del Ollo de Sapo". En GUTIERREZ, J.; SAAVEDRA, S. y RABANO, I. (Eds.). "Paleozoico Inferior de Ibero-América". *Universidad de Extremadura*, 25, 469-483.
- BANKS, C.J. y WARBURTON, J. (1991). "Mid crustal detachment in the Betic system of southeast Spain". *Tectonophysics*, 191, 275-289.
- BELLIDO, F.; CAPOTE, R.; CASQUET, C.; FÚSTER, 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 detríticos 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.

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

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

CALVO, J.P.; ALONSO ZARZA, A.M., GARCÍA DEL CURA, M.A.; ORDOÑEZ, 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*.

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

CALVO, J.P.; HOYOS, M.; MORALES, J. y ORDOÑEZ, S. (1990). "Neogene stratigraphy, sedimentology and raw materials of the Madrid Basin". *Paleontologia i Evolució. Mém. Esp.*, 2, 62-95.

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

CAÑAVERAS, J.C.; CALVO, J.P.; HOYOS, M. y ORDOÑEZ, 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*.

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

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

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

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

CASQUET, C.; FÚSTER, 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.

CERDEÑO, E. (1993). "Los rinocerontes fósiles de la Comunidad de Madrid". En: Madrid antes del hombre. *C.S.I.C., C.A.M.*

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

DAAMS, R.; ALCALÁ, L.; ÁLVAREZ, M.A.; AZANZA, B.; DAM, J.; VAN DER MEULEN, A.J.; MORALES, J.; NIETO, M.; PELÁEZ, P. y SORIA, D. (1998). "A stratigraphical framework for Miocene (MN4-MN13) continental sediments of Central Spain". *C.R. Acad. Sci. Paris, Ser. II*, 327, 625-631.

DE VICENTE, G.; CALVO, J.P. y ALONSO ZARZA, 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.

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

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

DE VICENTE, G., MARTÍNEZ, J., CAPOTE, R. y LUNAR, R. (1986). "Determinación de los elipsoides de esfuerzo y deformación asociados a la mineralización argentífera de Hiendelaencina (Sistema Central)". *Est. Geol.*, 42, 23-31.

DGPA (1978). "Mapa de cultivos y aprovechamientos" Hoja a E. 1:50.000 nº 580 (*Méntrida*).

DOBLAS, M. (1990). "Estudio de las deformaciones tardihercínicas de los granitoides de un sector del Sistema Central Español (Zona central de Gredos y áreas adyacentes)". *Colección Tesis Doctorales de la Universidad Complutense de Madrid*, 465 pp.

DOBLAS, M., (1991). Tardi-Hercinian extensional and transcurrent tectonics in central Iberia. *Tectonophysics*, 191; 325-334.

DOBLAS, M.; LÓPEZ-RUIZ, J.; OYARZUN, R.; MAHECHA, V.; SÁNCHEZ MOYA, Y.; HOYOS, M.; CEBRIA, J.M.; CAPOTE, R.; HERNÁNDEZ ENRILE, J.L.; LILLO, J.; LUNAR, R.; RAMOS, A. y SOPEÑA, A.. (1994). "Extensional tectonics in the central Iberian Peninsula during the Variscan to Alpine transition". *Tectonophysics*, 238, 95-116.

DOBLAS, M.; OYARZUN, R.; LUNAR, R.; NICOLAS, M. y MARTÍNEZ, J., (1988). "Detachment faulting and late Paleozoic epithermal Ag-base-metal mineralization the Spanish Central System". *Geology*, 16, 800-803.

ENRESA (1996). "El Berrocal Project". *1 Geological studies*, 596 pp.

ENUSA (1984). "Exploración de Urano en la Cuenca del Tajo" (inédito).

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*, 305 pp.

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.

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.

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*, 319 pp.

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*.

GARZÓN, M. G.; PEDRAZA, J. y GONZÁLEZ UBANELL, A.G. (1982). "Los Modelos evolutivos del relieve del Sistema Central Ibérico". *Rev. Real Academia de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales de Madrid*, 86, 2, 475-496.

GLADFELTER, B.G. (1971). "Meseta and Campiña Landforms in Central Spain". *Univ. Chicago*, 130, 3-204.

GONZÁLEZ-CASADO, J. M. (1991). "Guía sobre la geología del Sistema Central Español". En: "Las deformaciones alpinas en el Sistema Central Español", DE VICENTE, G. y GONZÁLEZ-CASADO, J. M. (Eds.). *III Reunión de la Comisión de Tectónica. S.G.E.*, 1-35.

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

GONZÁLEZ UBANELL, A.G. (1981). "Significado tectónico de los principales diques en un sector del Sistema Central". *Cuad. Geol. Ibér.*, 7, 607-622.

GONZÁLEZ UBANELL, A.G. y DOBLAS, M. (1988). "Los diques aplíticos deformados de Paredes de Escalona-Navamorcunde (SW del Sistema Central Español); su relación con la intrusión". En: "Geología de los granitoides y rocas asociadas del macizo Hespérico". *Ed. Rueda*, Madrid, 393-403.

GUTIÉRREZ ELORZA, M. y RODRÍGUEZ VIDAL, J. (1978). "Consideraciones sobre la morfogénesis del Sistema Central". *Bol. Geol. y Min.*, 82 (2), 109-113.

HERNÁNDEZ-FERNÁNDEZ (1971). "Estudio por magnetometría del basamento de la región NE de la fosa Tectónica del Tajo". *Tesis Doctoral. Univ. Compl. Madrid* (Inédita).

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.

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

IBARROLA, E.; VILLASECA, C.; VIALETTE, Y.; FÚSTER, 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 (VEGAS, R.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A. y MÍNGUEZ, F.) (1975). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2^a serie, 1^a edición, *Getafe*(582).

IGME (PÉREZ-GONZÁLEZ, A., SILVA BARROSO, P.G., CALVO SORANDO, J.P., DE VICENTE, G. y GONZALEZ CASADO, J.M.) (1991). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2^a serie, 1^a edición, *Talavera de la Reina*(627).

ITGE (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.; CASILLAS, R.; MARTÍN PARRA, L.M.; DEL OLMO, A.; DE PABLO, J. G.; PEINADO, M. y VILLASECA, C.) (1990). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2^a Serie, 1^a edición, *San Martín de Valdeiglesias*(557).

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 (1991). Mapa hidrogeológico de España a E. 1:200.000, 1^a serie, 2^a edición, Madrid (45).

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 (CALVO, J.P., PÉREZ-GONZÁLEZ, A. y SILVA, P.G.) (1991). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2^a serie, 1^a edición, *Talavera de la Reina*(627).

ITGE (DÍAZ DE NEIRA, J. A.; CABRA, P.; HERNAIZ, P. y LÓPEZ, F. (1992). Mapa geológico de España a E. 1:50.000, 2^a serie, 1^a edición, *Colmenar Viejo*(534).

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

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 OCHAITA, I. y ASENSIO AMOR, I. (1977) "Estudio geomorfológico de la zona de Valdemorillo-Villa del Prado (Sistema central español)". *Est. Geol.*, 33, 409-417.

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.

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

MACAYA, J.; GONZÁLEZ LODEIRO, F.; MARTÍNEZ CATALÁN, J.R. y ÁLVAREZ, F. (1981). "Continuos deformation, ductile thrusting and backfolding in the basement of the hercynian Orogen and their relationships with structures in the metasedimentary cover in the Sierra de Guadarrama (Spanish Central System)". *Tectonophysics*, 191, 291-309.

MARTÍN ESCORZA, C. (1974). "Sobre la existencia de materiales paleogénos en los depósitos terciarios de la Fosa del Tajo en los alrededores de Talavera de la Reina-Escalona (prov. Toledo)". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 72, 141-160.

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.

MARTÍN ESCORZA, C. y HERNÁNDEZ ENRILE, J.L. (1972). "Contribución al conocimiento de la geología del Terciario de la fosa del Tajo". *Bol. R. Soc. Española. Hist. Nat. (Geol.)*, 70, 171-190.

MAZO, A.V. y ALBERDI, M.T. (1974). "Estudio descriptivo y taxonómico del mastodonte de Yuncos (Toledo)". *Est. Geol.*, 30, 47-61.

MEGÍAS, A.G.; ORDOÑEZ, 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.

MEGÍAS, A.G.; ORDOÑEZ, 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.

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

MORALES, J. y AGUIRRE, E. (1999). "Yacimientos con mamíferos mesozoicos y cenozoicos de la Comunidad de Castilla-La Mancha". *AGUIRRE, E. y RÁBANO, I. (Eds.)*, 225-233.

- 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*, 235 pp.
- NAVIDAD, M. (1979). "Las serie glandulares del sector central del Macizo Ibérico (Guadarrama centro-occidental)". *Est. Geol.* 35, 31-48.
- NAVIDAD, M. y PEINADO, M. (1977). "Facies vulcano-sedimentarias en el Guadarrama Central (Sistema Central Español)". *Stv. Geol. Salm.*, 12, 137-159.
- PARGA PONDAL, J.R. (1969). "Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico". *Trabajos del Laboratorio Geológico de Lage*, 1-37.
- PEDRAZA, J. (1973). "Estudio geomorfológico del extremo oriental de la cadena San Vicente-Peña Cenicientos". *Bol. Geol. Min.*, 84, 1-14.
- PEDRAZA, J. (1976). "Algunos procesos morfogenéticos recientes en el valle del Alberche (Sistema Central Español): La depresión de Aldea del Fresno-Almorox". *Bol. Geol. Min.*, 87 (1), 1-12.
- 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*, 459 pp.
- PEDRAZA (1981). "El borde Meridional de la zona de enlace entre las Sierras de Gredos y Guadarrama (Sistema Central Ibérico). Evolución morfotectónica reciente". *Cuad. Geol. Iber.*, 7, 667-681.
- PEDRAZA, J. (1984). "Domas graníticos de exhumación cuaternaria en la rampa de Cadalso de los Vidrios (Sistema Central Español)" / *Cong. Esp. Geol., comunicaciones*, 1, 535-552.
- PEDRAZA, J. (1994). "Sistema Central". En: GUTIÉRREZ ELORZA, M. (Ed.). "Geomorfología de España". *Rueda*, 389-436.
- PEDRAZA, J. (1994). "Los modelos genético-evolutivos del Sistema Central Español: Implicaciones morfotectónicas". *Cuad. Lab. Geol. Laxe*, 19, 91-118.
- PEDRAZA, J.; CARRASCO, R. M. y DÍEZ-HERRERO, A. (1996). "Morfoestructura y modelado en el Sistema Central español". En: "Itinerarios Geológicos desde Alcalá de Henares". SEGURA, M.; BUSTAMANTE, I. y BARDAÍ, T. (Eds.). *Serv. Publ. Univ. Alcalá de Henares*, 55-80.
- PEDRAZA, J.; CENTENO, J.D.; GONZÁLEZ ALONSO, S. y ORTEGA, L.I. (1986). "Mapa Fisiográfico de Madrid a escala 1/200.000 y Memoria". Comunidad de Madrid. *Consejería de Agricultura y Ganadería. Madrid*, 1-42.
- PEINADO, M. (1973). "Evolución metamórfica en el Macizo El Escorial-Villa del Prado (Sistema Central Español)". *Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid*, 199 pp.

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.

PELÁEZ-CAMPOMANES, P.; AZANZA, B.; CALVO, J.P.; DAAMS, R. HERRÁEZ, E.; MORALES, J.; NIETO, M. y SORIA, D. (2000). "Bioestratigrafía de las faunas de mamíferos del Mioceno de Madrid: Datación de las unidades estratigráficas". En: "El Patrimonio paleontológico de la Comunidad de Madrid". *MORALES, J. (Coord.)*, 103-109.

PÉREZ DEL VILLAR, L. y DE LA CRUZ, B. (1989). "Caracterización mineralógica y geoquímica del granito sano y alterado del macizo del Berrocal (Sierra de Gredos, Provincia de Toledo)". *Stvd. Geol. Salman.*, 26, 47-80.

PÉREZ DEL VILLAR, L.; DE LA CRUZ, J. y COZAR, J.S. (1990). "Estudio mineralógico, petrográfico y geoquímico del granito de El Berrocal (Sierra de Gredos, Provincia de Toledo)". *CIEMAT. Madrid*, 72 pp (inédito).

PÉREZ DEL VILLAR, L.; DE LA CRUZ, B.; PARDILLO, J.; PELAYO, M.; RIVAS, P. y ASTUDILLO, J. (1993). "El sistema granito-mineralización de uranio de El Berrocal como análogo natural de un almacenamiento de residuos radioactivos". *Est. Geol.*, 49, 187-198.

PÉREZ DEL VILLAR, L. y PARDILLO, J. (1992). "Lithological Map of the El Berrocal Site (Sierra de Gredos, provincia de Toledo)". *EB-CIEMAT. Topical Report, Madrid*, 23 pp.

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

PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1994). "La Depresión del Tajo". En: *GUTIÉRREZ ELORZA, M. (Coord.). Geomorfología de España*, 389-436.

PÉREZ MATEOS, J. y VAUDOUR, J. (1972). "Estudio mineralógico y geomorfológico de las regiones arenosas al sur de Madrid". *Est. Geol.*, 28, 201-208.

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 Sw de la Cuenca del Tajo durante el Terciario a partir de los datos del subsuelo". *II Congr. Geol. de España. Simp.*, 213-222.

RIBA, O. (1957). "Ensayo sobre la distribución de las litofacies del Terciario continental de la cuenca del Tajo, al O. de la Sierra de Altomira (resumen)". *Cursillos. Conferencias Inst. Lucas Mallada*, 4, 171-172.

RIVAS, P.; PÉREZ DEL VILLAR, L.; DE LA CRUZ, B. J.; GÓMEZ, M.; TURRERO, A.; HERNÁNDEZ, A.; MARÍN, C.; GARCÍA, M.; PELAYO, M. y PARDILLO, J. (1993). "El proyecto de El Berrocal: síntesis preliminar". *Est. Geol.*, 49 (3-4), 175-187.

RODAS, M.; GARZÓN, M.G.; LUQUE, F.J. y MAS, R. (1990). "Correlation between the Paleogene detritic facies in the margins of Tajo and Duero basins (central Spain): mineralogical, sedimentological and geomorphological characteristics". *Sci. Geol. Mem.*, 88, 43-52.

ROYO GÓMEZ, J. y MENÉNDEZ, J. (1929). Hoja y Memoria geológica de Madrid (559). *IGME*. 1^a edic., 1^a serie.

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

SCHWENZNER, J. (1936). "Zur Morphologie des Central Spanischen Hochlandes" *Geogr. Abhand* 1, 3, 10, 1-128. Trad. VIDAL BOX, V. (1943). "La morfología de la región montañosa central de la meseta española". *Bol. R. Soc. Española Hist. Nat.*, 41, 121-147.

SILVA, P.G. (1988). "El Cuaternario del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid: Aspectos geomorfológicos y neotectónicos. *Tesis de Licenciatura. Univ. Compl. Madrid*, 1-143 (Inédita).

SILVA, P.G.; GOY, J.L. y ZAZO, C. (1988). "Neotectónica del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid". *Est. Geol.*, 44, 415-427.

SILVA, P.G.; PALOMARES, M.; RUBIO, F.; GOY, J.L.; HOYOS, M.; MARTÍN-SERRANO, A.; ZAZO, C. y ALBERDI, M.T. (1999). "Geomorfología, estratigrafía, paleontología y procedencia de los depósitos arcósicos cuaternarios de la Depresión Prados-Guatén (SW Madrid)". *Rev. Cuaternario y Geomorfología*, 13 (1-2), 79-94.

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

SOLÉ SABARÍS, L. (1983). "Morfología General de la Península Ibérica". En: "Geología de España" *Libro Jubilar homenaje a J.M^a Ríos*. IGME.

SOLÉ SABARÍS, L.; FONT QUER, N.; LLOPIS, N. y MASACHS, V. (1952). "Geografía Física de España"., 1, 500 pp.

SORIA, D.; AMEZUA, L.; DAAMS, R.; FRAILE, S.; HERRÁEZ, E.; MORALES, J.; NIETO, M.; PELÁEZ-CAMPOMANES, P.; SALES, M.J. y SÁNCHEZ, I. (2000). "Faunas del Mioceno". En: "Patrimonio Paleontológico de la Comunidad de Madrid". *MORALES, J. (Coord.)*, 111-129.

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

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

- VAUDOUR, J. (1979). "La region de Madrid, alterations, sols et paléosols". *Ed. Ophrys, París*, 1-390.
- VALVERDE-VAQUERO, P. y DUNNING, G., R. (2000). "New U-Pb ages for Early Ordovician magmatism in Central Spain". *Journal of the Geological Society*, 157, 15-26.
- VEGAS, R.; VAZQUEZ, 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.
- VILLASECA, C. (1983). "Evolución metamórfica del sector centro-septentrional de la Sierra de Guadarrama". *Tesis Doctoral. Univ. Comp. Madrid*, 331 pp.
- VILLASECA, C. (1985). "Los granitos de la Sierra de Guadarrama". *Rev. R. Acad. Cienc. Exac. Fis. Nat.*, 79 (4), 573-587.
- VILLASECA, C; BARBERO, L.; HUERTAS, M. J.; ANDONAEGUI, P. y BELLIDO, F. (1993)." A cross section through hercynian granites of Central Iberian Zone. Excursion guide". *Servicio de Publicaciones del C.S.I.C., Madrid*, 122pp.
- VILLASECA, C.; EUGERCIOS, L.; SNELLING, N.; HUERTAS, M.J. y CASTELLÓN, T. (1995)."Nuevos datos geocronológicos (Rb-Sr, K-Ar) de granitoides de la Sierra de Guadarrama". *Rev. Soc. Geol. España*, 8, 137-148.
- VILLASECA, C.; GONZÁLEZ UBANEL, A. G. y GÓMEZ MAYOR, J. (1996). "Las tonalitas biotíticas de Aldeaencabo de Escalona (Toledo), Sistema Central Español". *Geogaceta*, 20 (3), 594-596.
- VILLASECA, C. y HERREROS. V. (1996)."Los granitos de la Sierra del Guadarrama". En: "Itinerarios geológicos desde Alcalá de Henares". SEGURA, M.; BUSTAMANTE, I. y BARDAÍ, T. (Eds.). *Servicio de Publicaciones Universidad de Alcalá de Henares*. 121-140.
- WAARD, D. (1950). "Palingenetic structures in augen gneises of the Sierra de Guadarrama, Spain". *Bull. Com. Geol. Finlande*, 23, 51-56 (Trad. SAN MIGUEL, A., 1953).
- WARBURTON, J. y ÁLVAREZ, C. (1989). "A thrust tectonic interpretacion of the Guadarrama mountains, Spanish Central System". *Asoc. Geol. Geof. Esp. del Petróleo (AGGEP)*. Libro homenaje a Rafael Soler, 147-157.
- WILDBERG, H. G. H.; BISCHOFF, L. y BAUMANN, A. (1989)" U-Pb ages of zircons from metasedimentary rocks of the Sierra de Guadarrama: implications for the Central Iberian crustal evolution". *Contrib. Mineral. Petrol.*, 103, 253-262.



MINISTERIO
DE EDUCACIÓN
Y CIENCIA

ISBN 847840677-8

9 788478 406777