



Instituto Geológico  
y Minero de España

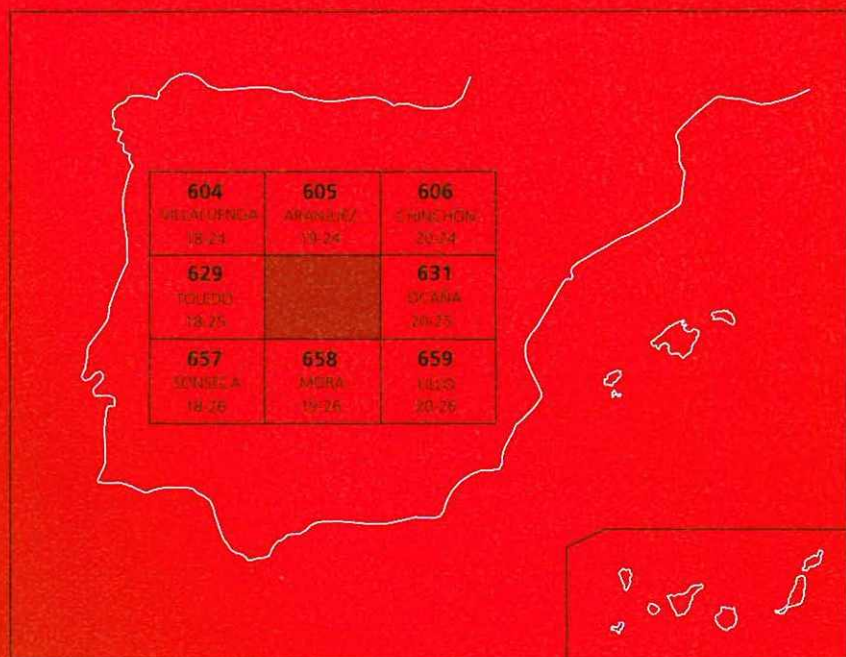
630

19-25

## MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1 : 50 000

Segunda serie - Primera edición



YEPES

# MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA

Escala 1:50.000

SE INCLUYE MAPA GEOMORFOLÓGICO A LA MISMA ESCALA

## YEPES

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  
[www.igme.es](http://www.igme.es)  
NIPO: 474-10-005-3  
ISBN: 978-84-7840-826-9  
Depósito legal: M-15290-2010

---

Fotocomposición: Cartografía Alcalá  
Impresión: Gráficas Muriel, S. A.

Las presentes Hoja y Memoria (Yepes – 630) han sido realizadas por el Instituto Geológico y Minero de España, bajo normas y dirección del propio Instituto, con normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido los siguientes técnicos superiores:

### **Autores**

- F. J. Rubio Pascual (IGME). Cartografía Geológica: Hercínico y Cuaternario. Memoria: petrología ígnea y metamórfica, tectónica hercínica y alpina, geología del cuaternario.
- R. Mediavilla López (IGME). Cartografía Geológica: Terciario. Memoria: estratigrafía y sedimentología del Terciario.
- E. Sanz Montero (U.C.M). Memoria: estratigrafía y sedimentología del Terciario.
- J. P. Rodríguez Aranda (U.C.M.). Memoria: estratigrafía y sedimentología del Terciario.
- L. A. Galán de Frutos (IGME). Memoria: hidrogeología.
- J. Portero Urroz (CGS). Cartografía Geológica: Terciario.
- F. J. Rubio Pascual (IGME). Cartografía Geomorfológica.
- V. Vivar (IGME). Memoria: recursos minerales.
- J.M. Baltuille (IGME). Memoria: recursos minerales.

### **Colaboradores**

- José Pedro Calvo Sorando (U.C.M.) sedimentología y estratigrafía.
- A Pérez González (Univ. de Salamanca) geología del cuaternario.

### **Dirección y supervisión**

- A. García Cortés (IGME)
- A. Martín-Serrano García (IGME)

## **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
- Informes y fichas petrográficas, paleontológicas y sedimentológicas de dichas muestras
- Columnas estratigráficas de detalle
- Álbum de fotografías
- Informe sedimentológico
- Puntos de Interés Geológico



# ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	9
2. ESTRATIGRAFÍA.....	11
2.1. CRETÁCICO.....	11
2.1.1. Calizas, arcillas y yesos (5) Cretácico superior.....	11
2.2. TERCIARIO.....	11
2.2.1. MIOCENO. UNIDAD INFERIOR.....	14
2.2.1.1. Conglomerados, arenas y limos con costras carbonatadas (6).....	15
2.2.1.2. Lutitas con niveles de arenas rojas (7).....	15
2.2.1.3. Lutitas rojas y verdes con nódulos de yeso (8).....	16
2.2.1.4. Yesos con pseudomorfos de glauberita y lutitas verdes (9).....	16
2.2.2. MIOCENO. UNIDAD INTERMEDIA.....	18
2.2.2.1. Yesos detríticos y carbonatos (10).....	18
2.2.2.2. Lutitas rojas con niveles de arenas (11).....	21
2.2.2.3. Calizas neomórficas (12).....	21
2.2.3. MIOCENO. UNIDAD SUPERIOR.....	22
2.2.3.1. Lutitas rojas y calcretas. Unidad Detrítica del Mioceno Superior (13).....	22
2.2.3.2. Unidad de Calizas del Mioceno Superior (14).....	23
2.2.4. PLIOCENO.....	25
2.2.4.1. Arcillas, limos y arenas rojas. Unidad Detrítica Pliocena (15).....	25
2.2.4.2. Unidad de Costras Calcáreas (16).....	26
2.3. CUATERNARIO.....	27
2.3.1. Conglomerados y arenas (terrazas altas del Tajo), Pleistoceno inferior (17).....	27
2.3.2. Limos, arenas y cantos (glacis). Pleistoceno inferior (18).....	28
2.3.3. Arenas arcósicas y limos arenosos (terrazas medias del Manzanares) Pleistoceno inferior a medio (19).....	29
2.3.4. Conglomerados, arenas y limos (terrazas medias del Tajo y altas del Algodor y Melgar) Pleistoceno medio (20).....	31

2.3.5. Limos, arenas y cantos (glacis), Pleistoceno medio (21).....	31
2.3.6. Arenas, gravas y limos pardos (terrazas bajas), Pleistoceno superior (a medio?) (22) .....	32
2.3.7. Limos, arenas y cantos (abanicos aluviales), Pleistoceno medio a Pleistoceno superior (23) .....	33
2.3.8. Limos, arenas y gravas (fondo de valle colgado), Pleistoceno superior (24) .....	33
2.3.9. Limos arenosos rojizos (glacis), Pleistoceno superior (25) .....	33
2.3.10. Limos negros y sales (navas), Pleistoceno superior a Holoceno (26).....	34
2.3.11. Limos, arenas y cantos (coluviones), Pleistoceno superior a Holoceno (27) .....	34
2.3.12. Arenas, limos y cantos (abanicos aluviales), Holoceno (28) .....	34
2.3.13. Limos pardos y arenas (llanura de inundación), Holoceno (29) .....	34
2.3.14. Arenas y gravas (barras fluviales), Holoceno (30) .....	35
2.3.15. Limos pardos, arenas y gravas (fondo de valle), Holoceno (31) ....	35
2.3.16. Limos negros (meandros abandonados), Holoceno (32).....	35
<b>3. TECTÓNICA</b> .....	36
3.1. OROGENIA HERCÍNICA .....	36
3.2. OROGENIA ALPINA .....	37
3.3. DEFORMACIONES CUATERNARIAS .....	38
<b>4. GEOMORFOLOGÍA</b> .....	41
4.1. DESCRIPCIÓN FISIAGRÁFICA.....	41
4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO .....	41
4.2.1. Estudio morfoestructural .....	41
4.2.1.1. Mesa de Ocaña.....	42
4.2.1.2. Bloque de Espartinas.....	42
4.2.1.3. Bloque de Arenales.....	42
4.2.1.4. Depresión del Tajo .....	42
4.2.2. Estudio del modelado .....	43
4.2.2.1. Formas estructurales .....	43
4.2.2.2. Formas de ladera .....	43
4.2.2.3. Formas fluviales .....	43
4.2.2.4. Formas poligénicas .....	44
4.2.2.5. Formas endorreicas.....	46
4.2.2.6. Formas kársticas .....	46
4.2.2.7. Formas antrópicas.....	46
4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES .....	46
4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA .....	47

4.5. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS .....	47
<b>5. PETROLOGÍA.....</b>	<b>49</b>
5.1. ROCAS ÍGNEAS.....	49
5.1.1. Granodioritas porfídicas orientadas, tipo Argés (3) .....	49
5.1.2. Granitos biotítico-cordieríticos con megacristales, tipo Layos (4)....	49
5.2. ROCAS FILONIANAS.....	50
5.2.1. Diques de cuarzo (1).....	50
5.2.2. Aplitas (2) .....	50
5.3. METAMORFISMO.....	50
<b>6. HISTORIA GEOLÓGICA.....</b>	<b>52</b>
<b>7. GEOLOGÍA ECONÓMICA .....</b>	<b>55</b>
7.1. RECURSOS MINERALES. ROCAS INDUSTRIALES .....	55
7.2. HIDROGEOLOGÍA .....	58
7.2.1. Climatología.....	59
7.2.2. Hidrología superficial.....	59
7.2.3. Características hidrogeológicas .....	60
7.2.3.1. Unidad Hidrogeológica 03.08 Ocaña.....	60
7.2.3.2. Formaciones impermeables o con acuíferos de interés local .....	68
<b>8. BIBLIOGRAFÍA .....</b>	<b>73</b>





## 1. INTRODUCCIÓN

Esta Hoja comprende el extremo occidental de la Mesa de Ocaña y las áreas colindantes. La Mesa de Ocaña es una superficie elevada aproximadamente plana, que limita al Norte con la vega de Aranjuez (Comarca de Las Vegas), al Oeste, con La Sagra, al Sur con los Montes de Toledo y al Noreste con la terminación meridional de la Sierra de Altomira. Entre ambos relieves se encuentran la Sierra del Romeral y los cerros testigos Gollino y San Antón que forman la divisoria de aguas entre las cuencas de los ríos Tajo y Guadiana y constituyen la zona de enlace con la Llanura Manchega. La Mesa de Ocaña presenta en la zona una altura media de 710 m y una altura máxima de 740 m. Ha sido labrada al N y O por el Río Tajo y al S por su afluente el arroyo Cedrón, que confluye con el arroyo Melgar adoptando el nombre de este último. Estos cursos fluviales han excavado hasta cotas próximas a los 540 m.

Las poblaciones más destacadas que se ubican en la Hoja pertenecen a la provincia de Toledo y son: Añover de Tajo, Yepes, Villasequilla de Yepes y Huerta de Valdecarábanos. Las vías de acceso más importantes las constituyen la carretera nacional radial A-4 y la carretera nacional 400.

Desde un punto de vista geológico, la Mesa de Ocaña se ubica en el sector meridional de la Cuenca de Madrid, que, junto a la Depresión Intermedia y la zona de Campo de Arañuelo, integran la Cuenca Alta del Río Tajo. La Cuenca de Madrid es una depresión intraplaca generada por la deformación alpina (VEGAS y BANDA, 1982) y está constituida por sedimentos continentales de edad paleógena y neógena, cuyo espesor oscila entre 800 y 3000 m. En la Hoja afloran fundamentalmente materiales del Mioceno. Considerando observaciones que se remontan a principios del siglo XX (MALLADA, 1907), el relleno mioceno de la Cuenca ha sido dividido en tres unidades tectosedimentarias o litoestratigráficas mayores: Unidad Inferior, Unidad Intermedia y Unidad Superior del Mioceno (ALBERDI *et al.*, 1983; JUNCO y CALVO, 1983). Las Unidades Inferior e Intermedia se distribuyen según el esquema clásico de cuenca continental endorreica. Así, se diferencian en la zona unas 'facies de borde' formadas por detríticos derivados de la erosión de los Montes de Toledo que, a través de unas 'facies intermedias' enlazan hacia el N con facies evaporíticas y carbonáticas depositadas en lagos dispuestos en el centro de la cuenca (ALÍA-MEDINA *et al.*, 1973). Este esquema paleogeográfico se modifica durante el período de tiempo correspondiente a la Unidad Superior del Mioceno, con la implantación de un sistema fluvial (CAPOTE y CARRO, 1968) interrelacionado con ambientes lacustres en los que se depositaron las *calizas Pontienenses* (TEMPLADO *et al.*, 1949), clásicamente conocidas como calizas del Páramo. Finalmente, durante el Plioceno se establece un complejo sedimentario fluvial (KINDELAN y CANTOS, 1950; PÉREZ-GONZÁLEZ, 1982) que culmina con la formación de una unidad de paleosuelos carbonáticos (SANZ-MONTERO, 1996).

La geología del Cuaternario y la geomorfología de la región comprendida entre Madrid y Toledo han sido temas que han suscitado notable interés desde antiguo. Un primer grupo de autores, correspondientes a finales del s. XIX y principios del s. XX, se inicia con PRADO (1864), DANTIN-CERECEDA (1912), ROYO-GÓMEZ (1917), DANTIN-CERECEDA (1922), ROMÁN (1922), HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1924), HERNÁNDEZ-PACHECO E. y F. (1924), PÉREZ-DE BARRADAS (1924), ARANEGUI (1927), HERNÁNDEZ-PACHECO E. (1928 y 1932), SCHWENZNER (1936). En esta época predominan los trabajos de corte fisiográfico y

descriptivo, aunque comienzan a definirse problemas específicos, como son la edad y naturaleza de las superficies elevadas, los procesos de encajamiento fluvial y la edad de las terrazas del sistema Manzanares-Jarama-Tajo, y se realizan las primeras descripciones sedimentológicas de los materiales cuaternarios y los primeros estudios paleontológicos. Tras el paréntesis de la Guerra Civil los trabajos continúan en el punto en que se habían interrumpido, e.g. ALÍ-A-MEDINA (1945), pero a partir de los años 50 experimentan un gran impulso, apoyados por nuevos hallazgos paleontológicos y arqueológicos, prestando una mayor atención a la influencia tectónica y a las evidencias paleoclimáticas, así VILORIA (1951), ORIOL (1957), ALÍ-A-MEDINA (1960), BENAYAS y RIBA (1961), MARTÍN-AGUADO (1963a, 1963b), AGUIRRE (1964, 1968), VAUDOUR (1969), PÉREZ-GONZÁLEZ (1971), PÉREZ-MATEOS y VAUDOUR (1972), ALÍ-A-MEDINA *et al.* (1973), ASENSIO-AMOR y GONZÁLEZ-MARTÍN (1974), GLADFELTER (1975), LÓPEZ-VERA y PEDRAZA-GILSANZ (1976), ALEIXANDRE *et al.* (1977), ALFÉREZ, (1977, 1978 y 1979), VAUDOUR (1979), PÉREZ-GONZÁLEZ (1980). A partir de los años 60, la realización de los planes de cartografía geológica sistemática a escala 1:50.000 ha supuesto un notable avance en el conocimiento de la estratigrafía del Cuaternario y de la evolución geomorfológica del área; cabiendo destacar CARRO y CAPOTE (1968), VEGAS *et al.* (1975) y GOY *et al.* (1989). En los últimos años 80 y los 90, el número de trabajos ha sido más reducido, centrándose en aspectos sedimentológicos, geomorfológicos, neotectónicos y edafológicos de los depósitos fluviales.

En cuanto a los materiales hercínicos, que exiguamente afloran en el SO de la Hoja, se trata principalmente de rocas graníticas pertenecientes a lo que históricamente se llamaba "macizo cristalino de Toledo". Los primeros trabajos sobre las rocas migmatíticas y plutónicas a los que hay que hacer referencia son los de PRADO (1855), VILANOVA (1875), PEÑA (1876), CORTÁZAR (1878), CALDERÓN (1884-1885), MALLADA y DUPUY (1912), FERNÁNDEZ-NAVARRO (1913, 1914), GÓMEZ-DE LLARENA (1914, 1923), ROYO-GÓMEZ (1926), y MARCET-RIBA (1928). Posteriormente se publica la primera cartografía geológica de la Hoja a escala 1:50.000 de Toledo, por TEMPLADO *et al.* (1944), donde ya se distinguen rocas migmatíticas de plutónicas, aunque no sucede así en las Hojas de Mora y Gálvez (KINDELAN y CANTOS, 1951a, 1951b). Interpretaciones más modernas se ofrecen en ALÍ-A-MEDINA (1954), BARAHONA (1969) y sobre todo APARICIO (1971), que define la "Unidad Migmatítica de Toledo". Ya más recientes son los trabajos de MARTÍN-ESCORZA y LÓPEZ-MARTÍNEZ (1978), de enfoque más estructural y desde el punto de vista petrológico, los desarrollados por equipos de la Universidad Complutense de Madrid: ANDONAEGUI y VILLASECA (1988), BARBERO y VILLASECA (1988), ANDONAEGUI (1990), BARBERO *et al.* (1990), ANDONAEGUI (1992), BARBERO y VILLASECA (1992), BARBERO (1992). Las cartografías más modernas y detalladas de los materiales plutono-metamórficos corresponden a las Hojas de Mora (MARTÍNEZ-SALANOVA *et al.*, en prensa) y Sonseca (SÁNCHEZ-CARRETERO *et al.*, en prensa) realizadas hacia 1990 dentro del plan MAGNA del ITGE.

## 2. ESTRATIGRAFÍA

### 2.1. CRETÁCICO

#### 2.1.1. Calizas, arcillas y yesos (5) Cretácico superior

Esta unidad aparece únicamente sobre un pequeño cerro en la margen derecha del río Algodor, en el borde sur de la presente Hoja, continuándose con mayor extensión en la Hoja de Mora. En esa Hoja, MARTÍNEZ-SALANOVA *et al.* (en prensa) señalan la presencia de dos unidades de probable edad cretácica; una fundamentalmente detrítica a la base y otra carbonatada (o carbonatada-evaporítica) situada a su techo. Las condiciones de afloramiento son muy pobres, aunque MARTÍNEZ-SALANOVA *et al.* (en prensa) describen unos pocos metros de calizas micríticas blancas o de colores claros, frecuentemente pulverulentas, que han resistido las condiciones de alteración. Reconocen cuerpos tabulares de 50 a 60 cm de potencia y continuidad lateral de 5 a 30 m; de aspecto masivo o a veces con estructuras internas como laminaciones oblicuas tendidas hacia el Norte, sobre las que se desarrollan *ripples* de corriente que indican sentidos de flujo hacia el Sur. Los techos de los bancos pueden aparecer intensamente bioturbados. También describen algunos niveles de arcillas verdes con oogonios de caráceas a la base de los bancos carbonatados.

Sin embargo, la descripción más completa de la probable constitución litológica original de la unidad, parte de un sondeo, inédito, realizado en 1977 por la Junta de Energía Nuclear, al Suroeste de la Estación de Ferrocarril de Huerta de Valdecarábanos, transcrito en MARTÍNEZ-SALANOVA *et al.* (en prensa). El sondeo atraviesa 33 m correspondientes a esta unidad, de los cuales, los 5 m basales serían de dolomías arenosas y arcillosas, seguidos por 11 m de arcillas arenosas y yesíferas, otros 4 m de yesos masivos con algo de arcillas, más de 2 m de arcillas con algo de yeso que pasan a algo más de 2 m de calizas dolomitizadas y, por último, 8 m de arcilla yesífera, con algún nivel de caliza intercalado.

Sobre la base de las características litoestratigráficas de esta unidad, y de su relación con los detríticos infrayacentes, MARTÍNEZ-SALANOVA *et al.* (en prensa) proponen su correlación, bien con las facies carbonatadas del Cenomanense-Senonense, o bien con los niveles de plataforma carbonatada del Maastrichtiense.

### 2.2. TERCIARIO

La Hoja de Yepes se enclava en el sector meridional de la Cuenca de Madrid (Fig. 2.1) que está constituida por materiales continentales del Terciario. En el registro sedimentario que aflora en la Hoja se reconocen tres unidades litoestratigráficas miocenas y dos series pliocenas que en su práctica totalidad yacen horizontales (Fig. 2.2). Las unidades miocenas se corresponden con las tres unidades litoestratigráficas mayores definidas para el relleno mioceno de la Cuenca de Madrid (JUNCO y CALVO, 1983; CALVO *et al.*, 1989; ALONSO-ZARZA *et al.*, 2004) denominadas Unidad Inferior, Unidad Intermedia y Unidad Superior. Las unidades miocenas son equivalentes a los tres conjuntos de facies centrales definidos en el área por ALÍ *et al.* (1973), a los que denominaron, de abajo a arriba, "Serie Gris", "Serie Blanca" y "Calizas del Páramo".

Las discontinuidades estratigráficas entre las unidades miocenas aparecen marcadas por superficies con un marcado desarrollo de rasgos de exposición subaérea (paleokarsts) y/o por entradas progradantes hacia el interior de la cuenca de sistemas deposicionales detríticos, cuya instalación rompe la tendencia evolutiva de las sucesiones sedimentarias

sobre las que se disponen (SANZ-MONTERO, 1994; SANZ-MONTERO *et al.*, 2003). Los materiales correspondientes a las Unidades Inferior e Intermedia se distribuyen según el esquema sedimentario clásico de cuenca continental endorreica (Fig. 2.3). Así, se diferencian unas facies de borde formadas por terrígenos derivados de la erosión del margen, representado en la zona por las estribaciones de los Montes de Toledo, que, a través de unas facies de tránsito constituidas por sedimentos detríticos finos y de precipitación química, enlazan con depósitos lacustres evaporíticos y carbonáticos.

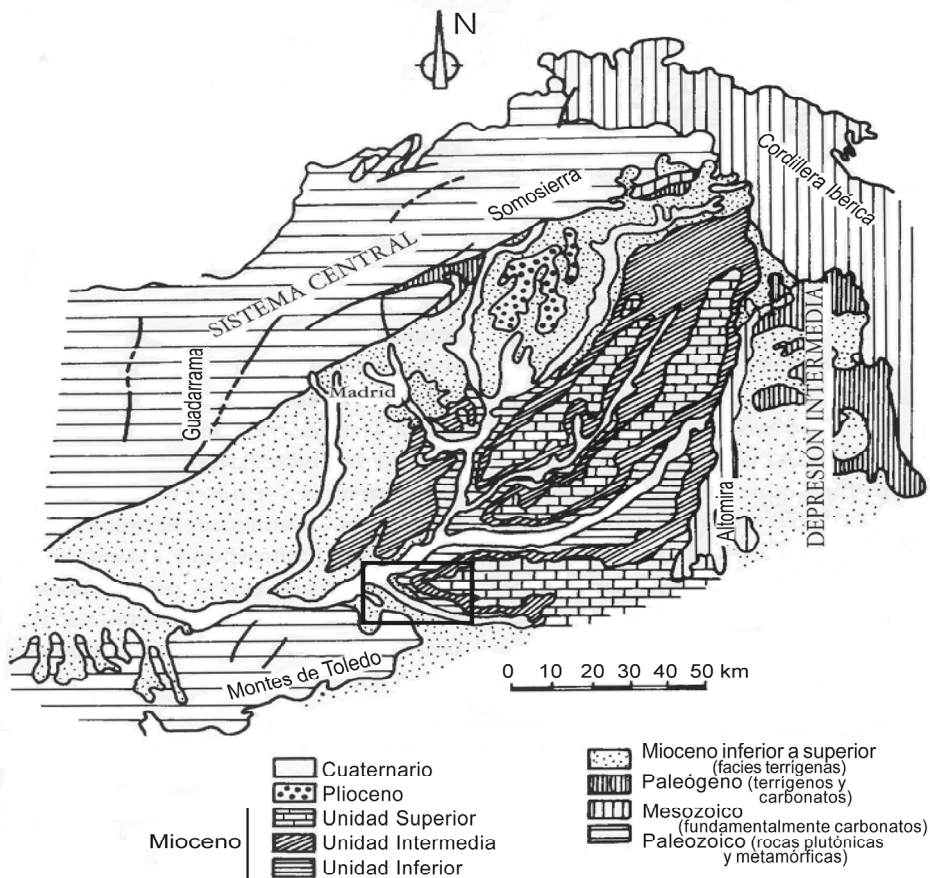


Fig. 2.1. Esquema geológico de la Cuenca de Madrid donde se localiza la Hoja Geológica de Yepes (modificado de CALVO *et al.*, 1989).

Este esquema paleogeográfico se modifica durante el intervalo de tiempo correspondiente al depósito de la Unidad Superior, con la presencia de una red fluvial detrítica, todo lo cual está relacionado con la implantación progresiva de condiciones exorreicas en la cuenca (CAPOTE y CARRO, 1968).

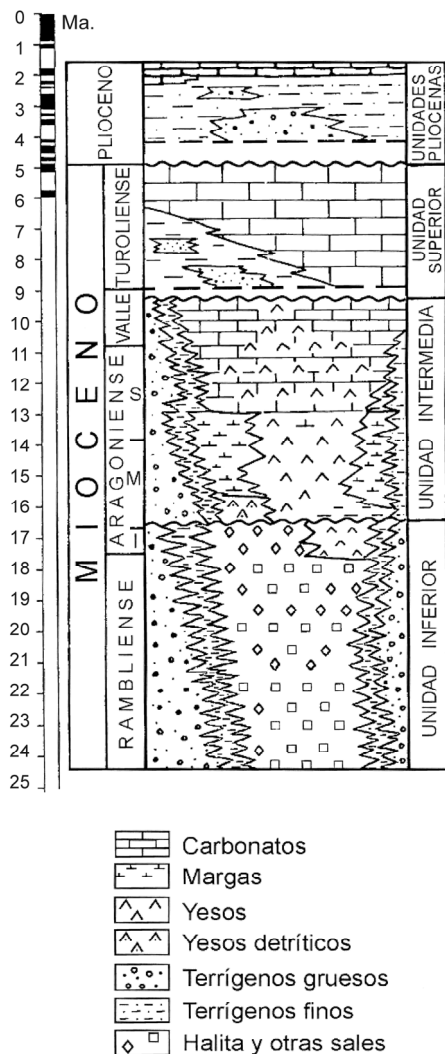


Fig. 2.2. Columna litoestratigráfica general para la Cuenca de Madrid (modificado de CALVO *et al.*, 1989, y SANZ-MONTERO, 1996).

En el Plioceno se reconocen superpuestas dos unidades litoestratigráficas que poseen un claro carácter morfosedimentario, la basal tiene preferentemente una naturaleza detrítica y se dispone según un modelo claramente exorreico (PÉREZ-GONZÁLEZ, 1982). La unidad pliocena superior está formada por niveles de calizas laminares de tipo calcreta (SANZ-MONTERO, 1996) y corona la mayor parte de la Mesa de Ocaña, elevación de techo plano que se extiende por la mitad oriental de la Hoja.

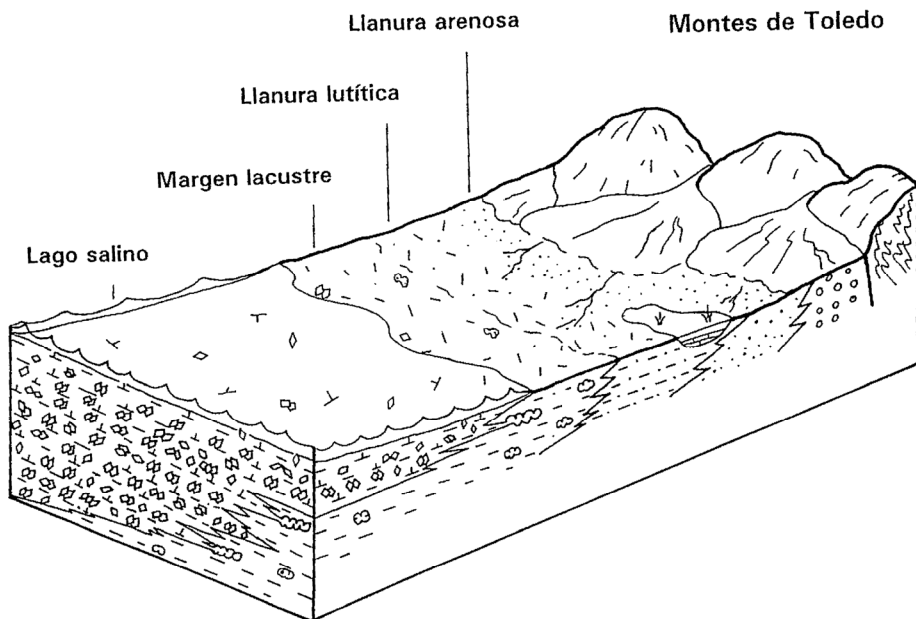


Fig. 2.3. Modelo sedimentario para la Unidad Inferior del Mioceno en la zona sur de la Cuenca de Madrid de acuerdo con SANZ-MONTERO (1996).

### 2.2.1. MIOCENO. UNIDAD INFERIOR

Esta unidad tiene una edad que abarca desde el Ramblense hasta el Aragoniense medio (Mioceno inferior-base del Mioceno medio) (CALVO *et al.*, 1996; ALONSO-ZARZA *et al.*, 2004) y en las zonas centrales de la Cuenca de Madrid posee espesores del orden de 750 m (CALVO *et al.*, 1989; RODRÍGUEZ-ARANDA, 1995).

En el entorno de la Hoja afloran fundamentalmente los términos intermedios y altos de la unidad. No obstante, hacia la zona SO se pueden observar sus tramos inferiores en facies detríticas. El espesor aflorante es máximo en el valle del Tajo con unos 120 m, pero se reduce al Este conforme aumenta la cota topográfica.

Se han distinguido cuatro unidades litoestratigráficas que se relacionan mediante cambios laterales de facies: *Conglomerados, arenas y limos con costras carbonatadas* (6), *Lutitas con niveles de arenas rojas* (7), *Lutitas rojas y verdes con nódulos de yeso* (8) y *Yesos con pseudomorfos de glauberita y lutitas verdes* (9). Los cambios laterales muestran una polaridad muy clara, así, tanto hacia el SO como hacia la base de la Unidad Inferior del Mioceno, los sedimentos presentan un tamaño de grano mayor. Por el contrario, al NE y hacia el techo se observa un desarrollo más importante de depósitos yesíferos. Esta distribución se explica mediante el modelo de sedimentación (Fig. 2.3), donde los Montes de Toledo, situados fuera de la Hoja, al SO, actuaban como borde de Cuenca.

### 2.2.1.1. Conglomerados, arenas y limos con costras carbonatadas (6)

La unidad se encuentra bien representada en la zona occidental y meridional de la Hoja con unos 100 m de potencia máxima. En la margen izquierda del río Algodor, al SO de la Hoja, se puede ver en contacto discordante directamente sobre materiales paleozoicos y de edad Cretácico-Paleoceno. Hacia el NE y hacia techo grada a la unidad de *Lutitas con niveles de arenas rojas* (7).

Aunque presenta algunos niveles de conglomerados, generalmente de potencia decimétrica, la facies más representativa está constituida por niveles de areniscas o arenas. Éstas muestran colores ocre y se componen fundamentalmente de granos de cuarzo y feldespato con matriz illítica, de modo que se clasifican como arcosas y subarcosas. Se disponen en niveles de orden métrico, aparentemente sin estructura interna, cuya base y techo son normalmente planos a escala de afloramiento.

Las facies lutíticas tienen carácter limoso, color preferentemente pardo rojizo y se estructuran en niveles que varían desde pocos centímetros a 4,5 m de espesor, con una continuidad lateral que alcanza varios cientos de metros para los espesores mayores. Su composición es illítica con cantidades subordinadas de clorita, cuarzo y carbonatos. Con cierta frecuencia poseen bioturbación por raíces y grietas de retracción. Tanto los sedimentos lutíticos como los arenosos comúnmente incluyen niveles centimétricos y nódulos de carbonatos edáficos, es decir, costras carbonatadas. Localmente, los limos muestran estructuras de corriente.

Al Sur del arroyo Melgar, se puede apreciar un nivel de carbonatos tobáceos arenosos de 1,5 m de potencia que se mantiene a una cota aproximada de 600 m. SANZ-MONTERO (1996) propone que el límite superior de la Unidad Inferior del Mioceno se halla a techo de dicho nivel. Por tanto, a falta de datos paleontológicos, no se descarta que los términos superiores de la unidad de *Conglomerados, arenas y limos con costras carbonatadas* (6) pudieran pertenecer realmente a la Unidad Intermedia del Mioceno.

Desde un punto de vista sedimentológico, la unidad representa las facies medias y distales de los abanicos aluviales que tenían su ápice en los Montes de Toledo. Los procesos de depósito fundamentales fueron *mantos de arroyada* no canalizados y localmente decantación en charcas dentro de subambientes de *llanura arenosa* y *llanura lutítica seca* (HARDIE *et al.*, 1978). Los carbonatos edáficos o costras reflejan el desarrollo de paleosuelos, que típicamente tiene lugar en ambientes con sedimentación discontinua. Por otro lado, los carbonatos tobáceos pueden relacionarse con encharcamientos asociados a manantiales, lo cual es característico de estos ambientes sedimentarios (HARDIE *et al.*, 1978).

### 2.2.1.2. Lutitas con niveles de arenas rojas (7)

Esta unidad se localiza en la zona central de la Hoja, aflorando en la margen derecha del arroyo Melgar y en ambas laderas del valle del Tajo. Posee unos 40 m de potencia y cambia de una manera gradual hacia el NE y hacia techo a la unidad de *Lutitas rojas y verdes con nódulos de yeso* (8); de forma análoga grada hacia el SO y hacia base a la unidad descrita anteriormente (6). Las facies son similares a las de la unidad de *Conglomerados, arenas y limos con costras carbonatadas* (6), pero con predominio de sedimentos lutíticos arcillosos y limosos sobre los arenosos, que ven disminuido el espesor de sus niveles a pocos decímetros o centímetros.



El ambiente de sedimentación de esta unidad se corresponde con una llanura lutítica seca donde llegaban flujos distales de baja energía procedentes de abanicos aluviales y se producían encharcamientos episódicos.

#### 2.2.1.3. *Lutitas rojas y verdes con nódulos de yeso (8)*

La presente unidad se observa en la mitad nororiental de la Hoja con potencias medias comprendidas entre 20 y 40 m mostrando un cambio gradual de facies hacia el SO y hacia base a la unidad de *Lutitas con niveles de arenas rojas* (7) y hacia el NE y techo a la unidad de *Yesos con pseudomorfos de glauberita y lutitas verdes* (9). Los sedimentos más característicos son lutitas masivas rojas o verdes, de composición illítica, estructuradas en bancos tabulares de orden métrico, generalmente bioturbadas por raíces. En algunos casos, la superficie de contacto entre los niveles lutíticos rojos y verdes es transicional e irregular. Además, se pueden encontrar facies de lutitas margosas finamente laminadas donde la fase carbonática es en muchos casos magnesita. Las lutitas margosas poseen colores verdes o grises, intercalan frecuentemente pasadas limosas con estructuras de corriente, incluyen restos carbonosos vegetales y suelen mostrar bioturbaciones cilíndricas sinuosas de diámetro milimétrico atribuibles a invertebrados. La potencia de los niveles varía desde pocos centímetros hasta 1,5 m.

Comúnmente, las facies lutíticas presentan nódulos de yeso de color blanco o caramelo con tamaños variables entre pocos centímetros hasta algunos decímetros. Los nódulos están aislados entre las arcillas y limos, o bien, forman niveles arrosariados o enterolíticos. En estos últimos casos los nódulos pueden reemplazar a facies evaporíticas laminadas, que localmente se observan como niveles decimétricos de yeso secundario. Menos frecuentemente, se pueden ver agregados desplazantes de cristales lenticulares y de morfología rómbica de yeso secundario a modo de rosetas de orden centimétrico y decimétrico. Asociadas con las facies yesíferas, se localizan frecuentemente grietas rellenas de yeso fibroso (*satin spar veins*), horizontales, verticales y oblicuas a la estratificación.

La interpretación sedimentaria de esta unidad se integra en un ambiente de llanura lutítica salina alimentado por flujos distales de abanicos aluviales, en el que se producían encharcamientos periódicos e inundaciones esporádicas lacustres. Las lutitas rojas con óxidos e hidróxidos férricos son típicas de condiciones de exposición subaérea, por el contrario, las lutitas verdes reflejan condiciones más reductoras que se corresponden con encharcamientos y episodios lacustres. También serían lacustres los niveles de yeso secundario laminado. Durante los periodos de *no sedimentación*, si los depósitos quedan expuestos, en ellos pueden precipitar nódulos de anhidrita intrasedimentarios, desplazantes en las lutitas o reemplazantes en los niveles evaporíticos laminados. Aunque actualmente la mineralogía de los nódulos y niveles evaporíticos es de yeso, las texturas alabastrinas, la existencia de abundantes grietas de yeso fibroso y la morfología de los nódulos revelan que la mineralogía original fue anhidrita. Además, podría haber originalmente glauberita en los niveles laminados y en los agregados en rosetas. Por esta razón, se dice que el yeso es secundario.

#### 2.2.1.4. *Yesos con pseudomorfos de glauberita y lutitas verdes (9)*

Aparece en ambos márgenes del valle del Tajo y en la ladera derecha del valle del arroyo Melgar, mitad nororiental de la Hoja. Posee una potencia máxima de unos 80 m al NE de la Hoja, pero este espesor se reduce a unos 30 m al NO, en los alrededores de Añover de Tajo, y 20 m hacia el SE, donde acaba acunándose y desapareciendo.

La unidad cambia lateralmente de facies al SO a las *Lutitas rojas y verdes con nódulos de yeso* (8) y su base es transicional también a dicha unidad. Sin embargo, su techo es muy neto y está representado por el contacto entre las Unidades Inferior e Intermedia del Mioceno. Este contacto se sitúa a una cota próxima a los 600 m, aunque se observa un ligero aumento de altura hacia el E (620 m) y un descenso hacia el O (580 m).

Los sedimentos más característicos se corresponden con yesos secundarios blancos o grises que proceden principalmente del reemplazamiento de glauberita ( $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2$ ) y anhidrita y, posiblemente también, de thenardita ( $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ) y halita (ORDÓÑEZ *et al.*, 1991; SANZ-MONTERO, 1996). De este modo, se pueden reconocer a simple vista pseudomorfos lenticulares o rómbicos de glauberita de orden centimétrico, que forman agregados intrasedimentarios dentro de una matriz de lutitas y margas magnesíticas verdes o grises, y que constituyen niveles desde pocos centímetros a 0,5 m de espesor. Además, se distinguen otro tipo de niveles generalmente laminados, de 5 a 15 cm de potencia y gran continuidad lateral, compuestos por una amalgama de pseudomorfos lenticulares o rómbicos de glauberita y/o pseudomorfos de anhidrita. Ambas facies, intrasedimentaria y laminada, muestran típicamente repliegues y ondulaciones, ligados tanto a deformaciones hidroplásticas sedimentarias como a procesos de transformación entre minerales. También son relativamente comunes los niveles de yesos nodulares y enterolíticos procedentes de la hidratación de una fase original de anhidrita, que, a su vez, puede reemplazar a las facies de glauberita descritas. Así, el techo de la Unidad en los alrededores de Añover de Tajo, al N de la Hoja, está constituido por un nivel de unos 4,5 m de yeso nodular. Localmente, por ejemplo en las proximidades de Huerta de Valdecarábanos, se observa una última facies compuesta por niveles decimétricos de mosaicos de yeso macrocristalino. Frecuentemente, se distinguen en los afloramientos de esta unidad grietas rellenas de yeso fibroso y eflorescencias pulverulentas de sales (epsomita, mirabilita, cloruros sódico y magnésico, etc.).

El momento en el que tuvo lugar el reemplazamiento de las fases evaporíticas originales por los yesos secundarios se relaciona con la meteorización cuaternaria, ya que las facies originales se pueden encontrar en sondeos y minas subterráneas donde son objeto de explotación (ORDÓÑEZ *et al.*, 1991; ORTÍ *et al.*, 1979). No obstante, el efecto de una posible meteorización antigua asociada con la discontinuidad sedimentaria que separa las Unidades Inferior e Intermedia del Mioceno no se puede cuantificar con exactitud.

El modelo sedimentario para la unidad se integra dentro de sistemas de lagos hipersalinos orlados por las llanuras lutíticas que se corresponden con las unidades de *Lutitas con niveles de arenas rojas* (7) y *Lutitas rojas y verdes con nódulos de yeso* (8). En estos lagos precipitaron sales (glauberita, halita, anhidrita, etc.) durante los momentos de mayor concentración del cuerpo de agua y se formaron las lutitas magnesíticas en los momentos de dilución. En este ambiente, los episodios de desecación lacustre se identificarían con los niveles de anhidrita nodular.

La unidad lacustre de *Yesos secundarios y lutitas verdes* se expande hacia techo sobre los sedimentos lutíticos que rodeaban el cuerpo de agua. Esta observación, junto a la distribución de las otras unidades del Mioceno inferior, que muestran una retrogradación de las facies detríticas, se puede corresponder con la atenuación progresiva de la actividad tectónica en el borde de cuenca constituido por los Montes de Toledo.

## 2.2.2. MIOCENO. UNIDAD INTERMEDIA

La edad de la Unidad Intermedia del Mioceno comprende desde el Aragoniense medio al Vallesiense (Mioceno medio/base del Mioceno superior). En el ámbito general de la Cuenca de Madrid tiene espesores que oscilan desde solo 35 m a más de 150 m (CALVO *et al.*, 1989; RODRÍGUEZ-ARANDA, 1995). Esta unidad únicamente aflora en la mitad oriental de la Hoja y en un pequeño retazo al NO cerca de Añover de Tajo. Los espesores máximos se han medido hacia el margen E de la Hoja y son de unos 75 m. Las potencias menores rondan los 50 m en el extremo occidental de la Mesa de Ocaña, centro de la Hoja.

Se han diferenciado tres unidades cartográficas que se relacionan mediante cambios laterales de facies: *Yesos detríticos y carbonatos* (10), *Lutitas rojas con niveles de arenas* (11) y *Calizas neomórficas* (12). La primera y la última se encuentran en toda la hoja, apareciendo siempre las *Calizas neomórficas* a techo de la Unidad Intermedia, y observándose las *Lutitas rojas con niveles de arenas* como un tramo intercalado a mitad de las series.

El modelo de sedimentación general se corresponde con sistemas de lago salino orlados por llanuras lutíticas alimentadas desde abanicos aluviales procedentes de los Montes de Toledo. No obstante, las facies detríticas gruesas sedimentadas en los abanicos quedan fuera de la Hoja.

### 2.2.2.1. *Yesos detríticos y carbonatos* (10)

El contacto entre las Unidades Inferior e Intermedia del Mioceno se ha caracterizado en algunas zonas de la Cuenca de Madrid como un paleokarst (RODRÍGUEZ-ARANDA *et al.*, 2002); sin embargo, dentro de la Hoja de Yepes no se han reconocido rasgos que permitan definirlo con claridad. Así, la ruptura sedimentaria entre las unidades miocenas mayores queda marcada por un cambio radical en el tipo de facies evaporíticas: yesos secundarios, procedentes del reemplazamiento de sales solubles, en la Unidad Inferior y yesos primarios, precipitados directamente de aguas concentradas, en la Intermedia.

En la práctica totalidad de la Hoja se observa una serie constituida fundamentalmente por *yesos detríticos* (areniscas de yeso) y *lutitas yesíferas* de la Unidad Intermedia fosilizando, según un contacto concordante, el techo de la formación de *Yesos con pseudomorfos de glauberita y lutitas verdes* (9) de la Unidad Inferior del Mioceno. Únicamente en el ángulo SE de la Hoja los yesos detríticos se apoyan sobre las unidades *Lutitas rojas y verdes con nódulos de yeso* (8) y *Lutitas con niveles de arenas rojas* (7). Este tramo basal tiene una potencia variable entre 10 m en el sector central de la Hoja y 25 m hacia el ángulo SE y muestra colores verdosos o grisáceos. Se compone principalmente de una alternancia de capas de lutitas rojas o verdes que frecuentemente presentan una alta proporción de cristales de yeso intrasedimentarios de hábitos hemipiramidales, euedral o lenticular, que tienen entre 1 y 5 mm de tamaño medio. Los niveles lutíticos son tabulares, poseen de 5 cm a 1 m de potencia y tienen composición illítica. Localmente se reconocen grietas de retracción y bioturbación por raíces o estriotúbulos. Por otro lado, los yesos detríticos constan de cristales de yeso, de 0,06 a 5 mm, textura granosoportada y porcentajes de matriz lutítica normalmente inferiores al 10%. El carácter clástico de los yesos se pone de manifiesto también por las numerosas estructuras hidrodinámicas que presentan. De este modo se pueden distinguir las siguientes facies (SANZ-MONTERO *et al.*, 1994): acanaladuras o *scours*, de 20 a 50 cm de anchura y 10 a 20 cm de espesor; niveles tabulares de 0,2 a 1,7

m con laminación paralela y cruzada de bajo ángulo; y niveles tabulares de 10 a 20 cm de espesor con laminación cruzada de surco o planar. En las citadas facies frecuentemente se observan *ripples* o rizaduras, tanto de corriente como de oscilación. Aunque los sedimentos descritos se hallan preferentemente hacia la base de la unidad cartográfica, localmente, las facies de yesos detríticos y de lutitas con yesos intrasedimentarios se hallan también en sus tramos intermedios y superiores.

En la mitad septentrional de la Hoja, sobre el tramo basal de yesos detríticos se sitúa en contacto neto o gradual una subunidad formada por niveles tabulares de yesos y carbonatos de color crema que tiene una potencia máxima de 45 m. Al Sur de la Mesa de Ocaña, margen derecha del arroyo Melgar, dicha subunidad de yesos y carbonatos crema yace sobre la unidad de *Lutitas rojas con niveles de arenas* (11). De acuerdo con SANZ-MONTERO (1996), las facies principales que se distinguen son:

a) Margas dolomíticas laminadas con sepiolita y paligorskita: Se disponen en niveles tabulares u ondulados por compactación/consolidación, de color blanco o marrón oscuro, si tienen materia orgánica, y de 5 a 80 cm de potencia. Pueden presentar cristales intrasedimentarios de yeso lenticular.

b) Dolomías con cristales intrasedimentarios de yeso: Forman bancos tabulares de 0,2 a 1 m de espesor, de colores crema o blanco, que pueden incluir una cierta proporción de sepiolita, restos de bioclastos (caráceas) y filamentos microbianos. Los cristales de yeso muestran una morfología lenticular, tamaños milimétricos o centimétricos y, frecuentemente, forman agregados del tipo *rosas del desierto*. La bioturbación por raíces es común.

c) Niveles de yesos lenticulares: Constituyen bancos tabulares de 10 a 70 cm de espesor y color crema o beige. Los tamaños cristalinos oscilan desde 0,04 a 4 mm. A microescala se diferencian las subfacies de yesos micro y meso lenticulares unimodales y yesos mesolenticulares bimodales. Pueden presentar matriz dolomítica y sepiolítica y una abundante bioturbación por tubos milimétricos debida a larvas de insectos (RODRÍGUEZ-ARANDA y CALVO, 1998). En algunos casos, se han observado removilizaciones hidrodinámicas (*ripples*) a techo de los niveles. Dentro de un mismo banco, se pueden observar gradaciones en el contenido de yeso y dolomita y en las microfábricas.

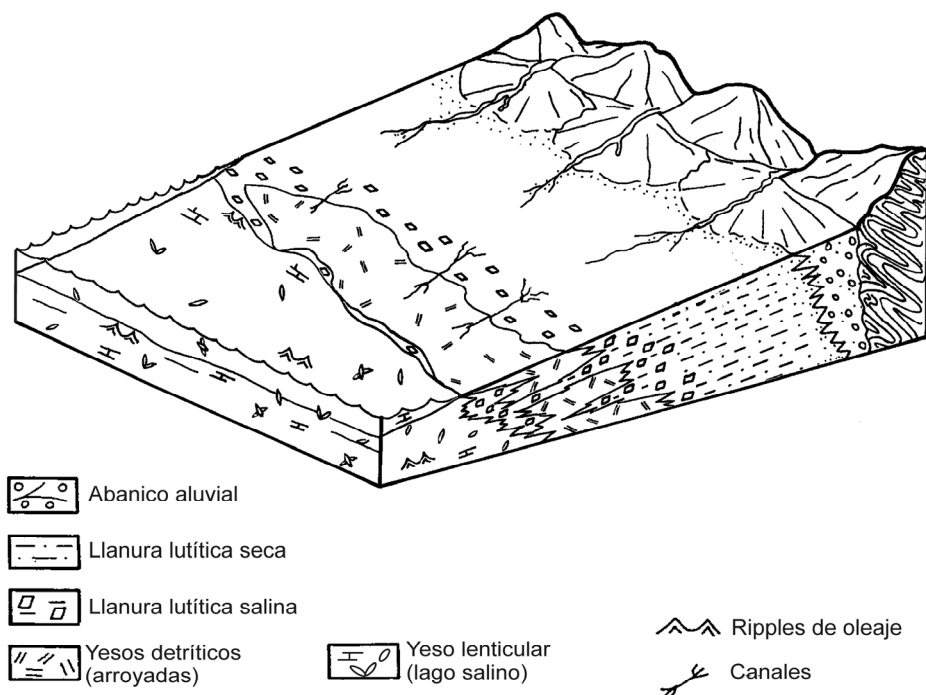


Fig. 2.4. Modelo sedimentario para la base de la Unidad Intermedia del Mioceno en la Hoja de Yepes donde se integra la génesis de los yesos detríticos (modificado de SANZ-MONTERO *et al.*, 1994).

La interpretación sedimentológica de esta unidad se engloba en sistemas de llanura lutítica salina lago-salino, relativamente diluidos respecto a sus análogos de la Unidad Inferior del Mioceno (Fig. 2.4). En los sedimentos lutíticos, aportados por los abanicos aluviales adyacentes, precipitaron cristales intrasedimentarios de yeso durante los periodos de exposición subaérea y no sedimentación. Posteriormente, estos cristales fueron removilizados, principalmente mediante mantos de arroyada tras los episodios de lluvias torrenciales característicos de estos ambientes áridos. De este modo, se generaron la mayor parte de los depósitos de yesos detríticos de la Hoja, aunque la removilización de yesos en ambientes marginales lacustres, tanto de los originados en llanuras lutíticas salinas como de los precipitados en lagos, tuvo también una importancia difícil de cuantificar. Por otra parte, las facies margosas dolomíticas y dolomíticas se corresponden con sedimentos lacustres marginales y de llanura lutítica salina, o bien, con momentos de dilución relativa en el lago. Por último, los niveles tabulares de yesos lenticulares color crema representan facies lacustres. El ambiente lacustre era somero y moderadamente salino, pues la facies de máxima concentración es el yeso. Los cristales de yeso precipitaron, tanto por nucleación en el seno de la salmuera lacustre y posterior decantación al fondo, donde experimentaron recrecimiento; como de forma intrasedimentaria en una matriz con abundante proporción de materia orgánica de origen bacteriano (RODRÍGUEZ-ARANDA, 1995).

### 2.2.2.2. *Lutitas rojas con niveles de arenas (11)*

Constituye una intercalación detrítica con un espesor medio de 10 a 20 m que se encuentra dentro de la unidad descrita anteriormente, y que se observa en la mitad meridional de la Hoja, acuñándose hacia el Norte. Se compone fundamentalmente de arcillas illíticas cuyo contenido medio de cuarzo es del orden de 10%, normalmente de tamaño limo. Localmente presenta intercalaciones centimétricas de arenas. Las lutitas aparecen en bancos tabulares masivos o bioturbados por raíces. Esta bioturbación se suele mostrar como trazas huecas de diámetro milimétrico, dispuestas verticalmente y delimitadas por colores verdosos debidos a procesos de reducción de hierro. Hacia el SE, fuera de la Hoja, la unidad incluye niveles lenticulares métricos de dolomías blancas.

El modelo sedimentológico se corresponde con facies distales de abanico aluvial y encharcamientos efímeros en llanuras lutíticas. Dichos ambientes orlaban los sistemas lacustres donde se sedimentaron los yesos y carbonatos crema, así como los yesos detríticos, descritos en la unidad anterior. Posiblemente, esta entrada detrítica se relaciona con un pulso tectónico en el borde de cuenca representado por los Montes de Toledo.

### 2.2.2.3. *Calizas neomórficas (12)*

A techo de la Unidad Intermedia del Mioceno, existe un tramo constante, pero de espesor muy variado, compuesto por niveles tableados de calizas recristalizadas o neomórficas con aspecto oqueroso, entre las que se intercalan niveles de margas sepiolíticas oscuras. El contacto basal es gradual a la unidad de *Yesos detríticos y carbonatos (10)*, por el contrario, el techo es neto y constituye una ruptura sedimentaria. La potencia del tramo puramente carbonático oscila de 1 a 11 m, aunque al ser la base transicional, el espesor de la unidad cartográfica puede ser mayor. La ruptura sedimentaria, que representa el techo de la Unidad Intermedia y la base de la Unidad Superior del Mioceno, se puede caracterizar como una paraconformidad, o bien una superficie levemente erosiva con rasgos de exposición subaérea, donde a veces se reconocen procesos de paleokarstificación (pequeños colapsos y deformaciones). De este modo, en algunas zonas, por ejemplo en Ciruelos, se ha identificado una suave discordancia angular.

Los niveles de calizas son subtabulares, tienen comúnmente un espesor de 10 a 20 cm y constan de mosaicos de calcita ferrosa, de cristales equigranulares tamaño esparita, o bien, de agregados de microesparita donde se distinguen masas de pseudoesparita (SANZ-MONTERO, 1996). Con cierta frecuencia se conservan restos de una fábrica original de yeso lenticular o masas dolomíticas con lenticulas de yeso, así como sus pseudomorfs en calcita. A veces, esta facies de calizas forma costras, desde pocos decímetros hasta más de 1 m, sobre niveles de yeso lenticular en contacto transicional, mostrando abundantes huecos horizontales centimétricos.

El origen de estas calizas se asocia al reemplazamiento de facies yesíferas y dolomíticas, hablándose por dicha razón, de *calizas neomórficas*. El reemplazamiento se puede ligar a la ruptura sedimentaria que separa las Unidades Superior e Intermedia del Mioceno y a los procesos de exposición subaérea asociados a ella. Además, se ha observado hacia techo de esta última unidad, una tendencia generalizada para toda la Cuenca de Madrid a condiciones más diluidas en los ambientes lacustres salinos (CALVO *et al.*, 1996). Ambos hechos explican la abundancia de carbonatos a techo de la Unidad Intermedia.

### 2.2.3. MIOCENO. UNIDAD SUPERIOR

Las unidades Superior e Intermedia se separan mediante una ruptura sedimentaria bien definida que está relacionada con un cambio drástico en el régimen de sedimentación de la cuenca. Desde el inicio de esta unidad, la sedimentación deja de producirse en ambientes distribuidos de acuerdo con un esquema centrípeto y se verifica por la implantación a nivel regional de la denominada *red fluvial intramiocena* (CAPOTE y CARRO, 1968). La edad de la Unidad Superior está comprendida entre el Vallesiense superior y el Turolense superior. Dentro de la Hoja, concretamente en las Canteras Iberia (situadas en las proximidades de Yepes) se han podido datar los términos intermedios de la unidad mediante una asociación faunística de micromamíferos (SANZ *et al.*, 1992), característica de la zona bioestratigráfica MN13 (Turolense superior).

En la Unidad Superior del Mioceno se reconocen dos unidades litoestratigráficas y cartográficas: *Lutitas rojas y calcretas de la Unidad Detrítica (13)* y *Unidad de Calizas (14)* que se relacionan entre sí mediante cambios laterales de facies. La evolución temporal de la unidad conlleva la desaparición paulatina de la sucesión detrítica a la vez que se produce un desarrollo generalizado de las calizas.

La Unidad Superior se encuentra afectada por un suave plegamiento que se manifiesta mediante leves ondulaciones en las series de calizas. El espesor máximo medido en afloramiento de la Unidad Superior en la Hoja es de 15 m, valor muy inferior a los 50-70 m aflorantes en zonas más centrales de la Cuenca de Madrid (RODRÍGUEZ-ARANDA, 1995). No obstante, la cartografía revela espesores máximos de 20 m.

#### 2.2.3.1. *Lutitas rojas y calcretas. Unidad Detrítica del Mioceno Superior (13)*

La unidad aflora de forma generalizada en ladera norte de la Mesa de Ocaña, pero en la ladera sur desaparece tanto en el centro de la Hoja como hacia el Este. Los espesores máximos de los afloramientos raramente superan los 8 m. Se dispone sobre la Unidad Intermedia en paraconformidad o en discordancia erosiva (paleokarst).

En la mayor parte de la Mesa, está formada básicamente por niveles de lutitas masivas de colores pardo-rojizos o verdes, lateralmente continuos y espesores medios de orden decimétrico. Estos niveles se componen principalmente de granos de cuarzo de tamaño limo y de illitas. Las lutitas suelen presentar bioturbación por raíces que se manifiesta mediante un moteado verdoso y/o la presencia de nódulos y rizolitos carbonáticos. En ocasiones, las lutitas incluyen cristales de yeso meso y macrocristalinos que, en algunos casos, aparecen pseudomorfizados por cristales de esparita.

Los niveles lutíticos localmente intercalan tramos de areniscas y/o conglomerados de colores ocres, que se estructuran en cuerpos canaliformes y que esporádicamente presentan estratificación cruzada planar o de surco de pequeña a gran escala. La potencia máxima de los canales es de 1,5 m y su anchura de 4 m. Las areniscas se componen básicamente de granos de cuarzo, generalmente monocristalino, feldespato, moscovita, turmalina, escasos fragmentos de roca y, a veces, intraclastos micríticos de mayor tamaño. De este modo, se pueden clasificar como subarcosas y arcosas. Comúnmente, alrededor de los clastos se observan envueltas micríticas de tipo oncolítico. Las areniscas presentan proporciones variables de cemento esparítico, aunque suele ser escaso.

En las proximidades de Huerta de Valdecarábanos, la unidad detrítica alcanza su mayor espesor (15 m) y se caracteriza por la abundancia de bancos canaliformes rellenos por

conglomerados y areniscas de colores ocres. Estos bancos muestran gran desarrollo lateral y hacia la base de las series aparecen amalgamados dando lugar a paquetes de varios metros de espesor. Internamente presentan estratificación cruzada de surco y planar de gran escala. En los términos basales, los canales se rellenan por conglomerados, muestran un carácter fuertemente erosivo y presentan *lag* de cantos carbonáticos y cuarcíticos, de hasta 40 cm, alrededor de los cuales se disponen en algunos casos envueltas oncolíticas. Los conglomerados están formados por cantos de cuarcita, algunos de ellos muy rubefactados, con centiles de 6 cm, y por clastos de carbonatos de origen biogénico (tobas y oncolitos). Los conglomerados contienen matriz arenosa y están cementados por esparita, normalmente en proporciones reducidas. Los tramos más altos de la serie están formados por areniscas de naturaleza carbonática, a los que se asocian niveles poco potentes de lutitas pardas con rasgos edáficos, que se manifiestan mediante moteados verdosos y por acumulación de carbonatos.

Esta unidad cartográfica representa la instalación en el área de un sistema fluvial y los ambientes propios de éste (llanura de inundación lutítica y canales). Dicho sistema se estableció en la cuenca como respuesta directa a un cambio de régimen tectónico, desde uno de tipo compresivo a otro distensivo, que tuvo lugar en el Vallesiano superior (CALVO *et al.*, 1991). Algunos autores apoyan la procedencia septentrional de dicha red fluvial (CALVO *et al.*, 1996) aunque previamente CAPOTE y CARRO (1968) habían contemplado también la posibilidad de que este sistema tuviera una arteria principal procedente de los Montes de Toledo.

#### 2.2.3.2. Unidad de Calizas del Mioceno Superior (14)

La unidad de calizas del Mioceno Superior, tradicionalmente denominada *Calizas del Páramo*, se distribuye sobre la toda la Mesa de Ocaña con espesores máximos del orden de 11 m. Esta unidad ha sido objeto de una intensa explotación minera, especialmente en el Oeste de la Mesa (Yepes) donde se ubican grandes canteras de las que se extraen carbonatos para elaborar cemento.

La unidad se compone básicamente de margas, que se disponen hacia la base de las series, y calizas. Las margas, de tonos blancos a crema, se estructuran en cuerpos tabulares masivos con espesores comprendidos entre pocos centímetros y 2 m, y se continúan lateralmente hasta varias decenas de metros. En las margas aparecen mezclados en proporciones variables calcita, cuarzo de tamaño limo (hasta un 20%), minerales de la arcilla tipo illita y, en ocasiones, también esmectita, palygorskita y sepiolita. Dispersos en las margas se pueden encontrar oncolitos, intraclastos micríticos y bioclastos (gasterópodos fundamentalmente); además, las facies pueden presentar huecos de bioturbación de raíces.

Las calizas forman niveles subtabulares compactos con estructura en general masiva, de espesor comprendido entre 30 cm y 4 m, que se pueden seguir lateralmente durante cientos de metros. Presentan un color gris-azulado distintivo en corte fresco que puede verse alterado por procesos diagenéticos. Mineralógicamente se componen de calcita de bajo contenido en magnesio, con una pequeña proporción de detríticos. La textura dominante de las calizas es micrítica en la que se reconocen proporciones variables de bioclastos: tallos y oogonios de carofitas, gasterópodos (helicidos y planórbidos), ostrácodos y bivalvos. Asimismo, se han distinguido calizas tobáceas constituidas mayoritariamente por tallos de carofitas alrededor de los cuales se disponen, de modo concéntrico, incrustaciones de carbonato con estructura interna estromatolítica. A base de las series, se puede



diferenciar otro tipo de calizas que se componen de clastos de tamaño milimétrico, caracterizados como intraclastos micríticos y detríticos, que pueden estar rodeados por envueltas oncolíticas, y estromatolitos. En las zonas de las canteras próximas a Yepes, se reconocen niveles de paleosuelos carbonáticos (calcretas) desarrollados en los términos intermedios de la serie, que presentan pisolitos, costras laminares y huecos de bioturbación producidos por raíces.

Las calizas y margas se generaron en un complejo sedimentario lacustre de aguas dulces, que englobaría un mosaico de subambientes: lago somero abierto, zonas palustres marginales, encharcamientos y canales fluviales de funcionamiento esporádico (Fig. 2.5). Los rasgos edáficos observados en algunos tramos indican episodios de desecación más o menos prolongados en el tiempo y el espacio. Estos episodios se justifican por las condiciones de aridez imperantes durante la sedimentación de la unidad, tal y como indica la asociación faunística del yacimiento localizado en las Canteras Iberia (SANZ-MONTERO *et al.*, 1992).

Con las *Calizas del Páramo* se concluye el registro sedimentario mioceno en la zona. Durante el intervalo de tiempo transcurrido entre el final del depósito de los carbonatos y el comienzo de la sedimentación pliocena, tuvo lugar un episodio tectónico denominado Fase Iberomanchega I por AGUIRRE *et al.* (1976). Este pulso tectónico produjo la desecación del sistema lacustre mioceno, con la consiguiente exposición de los sedimentos carbonáticos, y el plegamiento de los carbonatos. Durante dicho período de exposición, las calizas se karstificaron y adquirieron un modelado muy característico reconocible en toda la cuenca de Madrid. Los rasgos más diagnósticos de este modelado son la presencia de tubos cilíndricos subverticales que se extienden desde la superficie de las calizas hasta aproximadamente 2 m, que representarían la traza de raíces introducidas en el carbonato. De este modo, hacia los 2 m de profundidad se reconocen también niveles de cuevas, normalmente decimétricas, de base horizontal y techo abovedado, en ocasiones con forma de *ojo de cerradura*. Las cuevas se desarrollaron en la zona de oscilación de una capa freática que descendería paulatinamente a medida que se desecaba el sistema. A más profundidad, se pueden observar microporosidad y calizas recristalizadas. Tapizando las cuevas, se pueden encontrar espeleotemas que normalmente no superan los 5 cm de espesor. Se han reconocido dos tipos: coladas, que se presentan como concreciones globulares (*globulitos* o *popcorn*), y bolsadas de placas de calcita flotantes (*flakes* o *rafts*). Este modelado kárstico, incluyendo tubos y cuevas, se preserva fundamentalmente en los anticlinales de las calizas miocenas, mientras que en los sinclinales predominan las brechas de calizas. En las brechas los fragmentos corroídos de calizas están empastados por carbonatos que adoptan texturas masivas, pisolíticas y laminares, características de calcretas formadas por acumulación de carbonatos en suelos (SANZ-MONTERO, 1996).

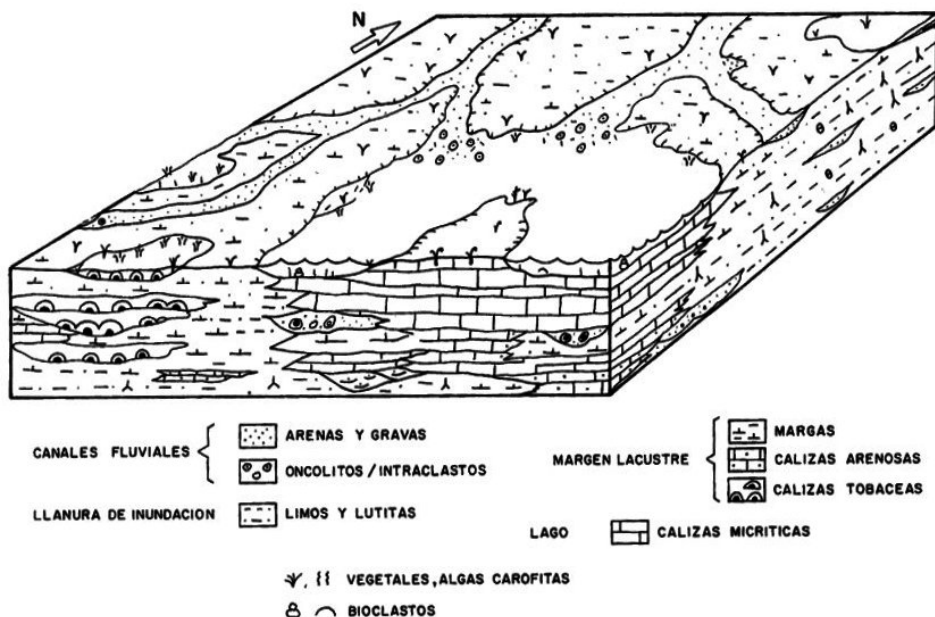


Fig. 2.5. Modelo sedimentario de la Unidad Superior del Mioceno en la zona sur de la Cuenca de Madrid según SANZ-MONTERO (1996).

## 2.2.4. PLIOCENO

En el Plioceno se distinguen superpuestas dos unidades litoestratigráficas, que se pueden clasificar como morfosedimentarias (Fig. 2.6), ya que el límite entre ambas se define por una superficie de aplanamiento, tal y como había sido señalado por ALÍA *et al.* (1973), a la que se le atribuye una antigüedad de 2,5 Ma. (Villafranquense superior). Las dos unidades aludidas son: las *Arcillas, limos y arenas rojas de la Unidad Detrítica Pliocena (15)* y la *Unidad de Costras Calcáreas (16)* denominadas respectivamente por PÉREZ-GONZÁLEZ (1982) como *Serie Rojas de la Mesa de Ocaña* y *Costra laminar multiacintada*.

### 2.2.4.1. Arcillas, limos y arenas rojas. Unidad Detrítica Pliocena (15)

Esta unidad se encuentra extendida a todo lo ancho del sector oriental de la Mesa de Ocaña que queda comprendido dentro de la Hoja, no obstante, sus espesores son muy reducidos y raramente superan los 3 m. Estas potencias máximas se reconocen en los senos de los sinclinales que afectan a la *Unidad de Calizas del Mioceno Superior (14)*, mientras que en las crestas anticlinales su representación se reduce significativamente a unos pocos centímetros o incluso desaparece. La unidad yace horizontal y, se dispone en discordancia angular sobre las calizas miocenas plegadas.

La unidad está constituida básicamente por lutitas que tapizan la superficie karstificada de los carbonatos miocenos, o bien, en los surcos sinclinales se mezclan con los bloques de las calizas formando brechas. Las lutitas, se componen de calcita, filosilicatos principalmente de

tipo illita y clastos de cuarzo de tamaño limo; en ocasiones intercalan hiladas de arenas. Los niveles lutíticos tienen tonos anaranjados y suelen presentar rasgos de origen edáfico, como son nódulos secundarios de carbonatos e iluviación de arcillas, responsable del color rojo vivo que los detríticos toman por zonas.

Esta unidad se formó en un sistema fluvial agradacional, dentro del cual estos depósitos se habrían sedimentado en el subambiente de llanura de inundación. El subambiente de canal está representado fuera de la Hoja por series de hasta 15 m, en una franja localizada a lo largo del surco tectónico que constituye el Sinclinal del Tajo (CAPOTE y FERNÁNDEZ-CASALS, 1978).

#### 2.2.4.2. Unidad de Costras Calcáreas (16)

Esta unidad corona la Mesa de Ocaña, descansando horizontalmente sobre una superficie de allanamiento que habría sido elaborada por distintos agentes meteóricos, fundamentalmente el viento, sobre los sedimentos del Plioceno inferior cuando la actividad fluvial cesó. De modo que los sedimentos más finos habrían sido repartidos por toda la zona acumulándose hasta colmar las depresiones estructurales preexistentes.

La unidad de costras calcáreas posee características muy homogéneas y cubre la totalidad de la mesa comprendida en la Hoja con espesores comprendidos entre 1 y 5 m. Está constituida por capas compactas de calcita apiladas, de color blanco a crema. Las capas, dispuestas subhorizontalmente, son de espesor centimétrico y lateralmente en unos decímetros se bifurcan e interdigitan entre ellas. A meso y microescala se reproduce la misma estructura laminar observada a macroescala, definida por la alternancia vertical de láminas con diferentes texturas, entre las cuales las más comunes son: masiva, nodular, pisolítica y laminar.

Las costras calcáreas se generaron por acumulación de capas de carbonato cálcico en un suelo carbonático de tipo calcreta. Los distintos microambientes edáficos se plasman en las diferentes texturas que adopta el carbonato. Texturas similares a las presentes en las calcretas pliocenas se han reconocido en suelos modernos poblados por pinos (WRIGHT *et al.*, 1996). Dadas estas analogías texturales y la amplia distribución de esta unidad, SANZ-MONTERO y RODRÍGUEZ-ARANDA (2003) sugirieron que las costras calcáreas pliocenas también podrían haberse generado por procesos de calcificación en suelos donde habrían arraigado bosques de pinos.

Sobre las costras calcáreas se disponen erosivamente *depósitos de meseta* de colores ocre, que afloran de forma discontinua y generalmente no se reconocen bien, pues se enmascaran por las tierras de labor. No obstante, se observan bien en la zona de Ciruelos donde superan el metro de espesor. Están constituidos por granos de cuarzo de tamaño arena media y superficie mate. La estructura del depósito es masiva. Tal conjunto de rasgos es indicativo de un origen eólico para estos depósitos, que ya había sido apuntado por PÉREZ-GONZÁLEZ (1982) para otras capas similares aflorantes en áreas más septentrionales de la mesa. De acuerdo con este autor, los depósitos eólicos que fosilizan las costras calcáreas pliocenas, se habrían acumulado coincidiendo con la implantación de la red fluvial cuaternaria.

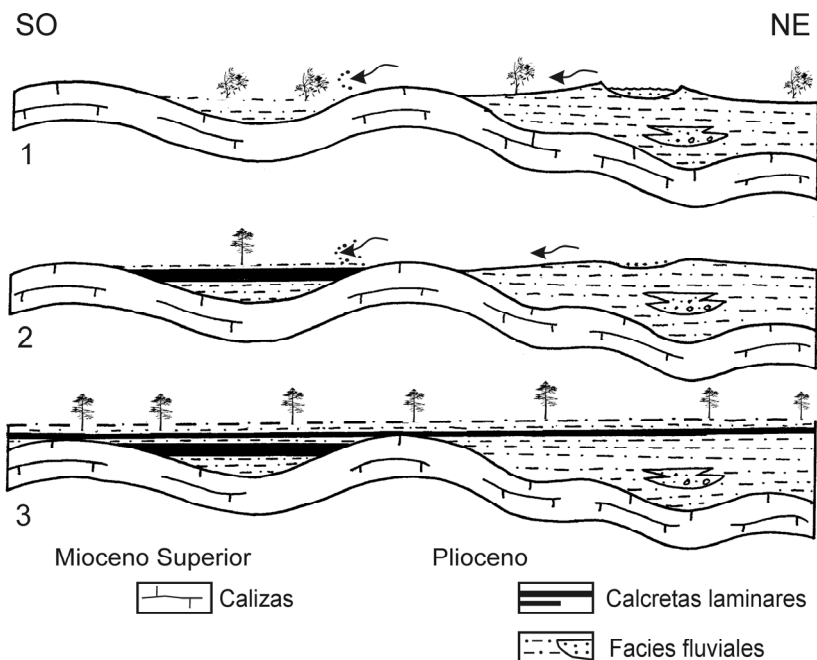


Fig. 2.6. Esquema de distribución de las unidades pliocenas sobre la unidad de *Calizas del Mioceno Superior* según SANZ-MONTERO (1996).

## 2.3. CUATERNARIO

La mayor parte de los depósitos cuaternarios de la Hoja de Yepes son los que se encuentran relacionados con el Tajo, en el N de la Hoja y su principal afluente en la zona, el arroyo de Melgar o de Martín Román, al S. En su esquina NO aparecen, además, depósitos fluviales y aluvionares más o menos retocados, correspondientes a la desembocadura de un antiguo curso, afluente por la derecha del río Tajo, que se ha identificado con el precursor del actual río Manzanares, cuyo valle hoy ocupa el arroyo Guatén. Tienen también una gran representación cartográfica los depósitos de glacia, que aparecen tapizando distintas superficies escalonadas, en relación con los episodios de encajamiento fluvial. La edad de estos depósitos cubre todo el Cuaternario, desde el Pleistoceno inferior al Holoceno. Los distintos niveles han sido agrupados en la cartografía geológica y para su descripción en este capítulo, de acuerdo con criterios cronoestratigráficos, dentro de lo posible, sobre la base de las dataciones disponibles, y no según criterios puramente geomorfológicos.

### 2.3.1. Conglomerados y arenas (terrazas altas del Tajo), Pleistoceno inferior (17)

Comprenden los niveles de terrazas situados a +65, +70, +80, +90, +100, +120 y +150 m sobre los cauces actuales, que en la Hoja de Yepes afloran exclusivamente en la margen izquierda del río Tajo. Se trata de arenas arcósicas y conglomerados de cantos predominantemente silíceos, aunque también abundan los de caliza y sílex, sobre todo en los niveles de terraza más bajos. En las graveras situadas en la Hoja de Aranjuez se observa

que las terrazas más altas (+120 y +150 m) son en realidad terrazas complejas (SILVA *et al.*, 1988a), engrosadas por superposición de niveles fluviales, alcanzando potencias del orden de los 10 a 20 m, falladas y afectadas por posibles estructuras paleosísmicas. Están formados por arenas arcósicas y conglomerados de cantos cuarcíticos y calizos de 5 a 10 cm, variablemente cementados. Los depósitos forman una secuencia positiva que comienza con 10 m de *sets* de conglomerados cuarcíticos masivos, Gm o con estratificación cruzada de surco Gt, a la base y arenas arcósicas gruesas con estratificación cruzada planar Sp a techo. Les siguen más de 6 m de cuerpos canalizados de arenas arcósicas blancas de grano medio en facies St y con *lags* basales de cantos, pasadas de conglomerados y pequeños canales rellenos por limos verdes, y a techo limos rosados masivos con hiladas de cantos, que soportan un suelo rojo con enrejados de carbonatos y un encostramiento laminar. En la Hoja de Aranjuez, en este nivel de terraza se observan pequeños pliegues en rodilla, de dirección N70°E e imbricaciones de múltiples escamas que involucran terraza y sustrato terciario, vergentes hacia el NO. Las deformaciones son desde contemporáneas al depósito, con niveles fluviales discordantes sobre los pliegues, hasta claramente posteriores, con basculamiento de los depósitos y del suelo asociado. El nivel a +65, los niveles solapados a +70, +80 y +90 (estos a veces individualizables) y el nivel a +100 m. presentan espesores discretos comprendidos entre los 2-4 m. Están constituidos mayoritariamente por gravas, cantos y bloques de cuarcita y caliza en facies Gp/Gt, con matriz arenosa cuarcítica, muy a menudo de naturaleza microconglomerática, formando niveles individuales en facies Sp/Sh y St, que en conjunto representan los materiales de barras y relleno de canal, en general bastante cementados. También presentan deformaciones como basculamientos y diclisas, pero en general éstas son posteriores al depósito. La edad de estos depósitos se considera del Pleistoceno inferior por su posición relativa, encajados por debajo de las Series Rojas y costras laminares multiacintadas de la Mesa de Ocaña, de edad Plioceno inferior y de la superficie de Espartinas-Valle de las Cuevas, de edad plio-cuaternaria (SILVA, 1988a), y por encima del nivel de terraza de +55-60 m, cuya edad está situada en el límite Pleistoceno inferior-medio (PINILLA *et al.*, 1995), aunque es posible que los niveles más altos pertenezcan en parte a un Plioceno superior. Su origen está en relación con un sistema fluvial de alta energía, tipo *braided*, en cuya evolución se han sucedido momentos de fuerte subsidencia (superposición de terrazas, terrazas complejas) y de incisión (terrazas colgadas).

### 2.3.2. Limos, arenas y cantos (glacis). Pleistoceno inferior (18)

Se agrupan bajo este epígrafe una serie de materiales litológicamente variados que aparecen orlando el relieve de la Mesa de Ocaña y extendiéndose sobre los interfluvios Tajo-Guatén y Melgar-Algodor. Los depósitos se disponen en al menos dos secuencias de glacis, encajada una veintena de metros la segunda bajo la primera. Ambas secuencias aparecen en relación con el labrado de dos superficies erosivas encajadas hacia los 630-640 y hacia los 600-610 m.s.n.m., por encima y entre medias respectivamente, de la secuencia de terrazas del Pleistoceno inferior. Litológicamente se pueden distinguir dos grupos, los que tienen como área fuente las facies evaporíticas y carbonatadas miocenas, situadas al NE del arroyo Melgar, y los que proceden del desmantelamiento de las facies detríticas silíceas miocenas y los niveles de terraza más altos, al SO del Melgar. Los primeros están formados por limos rosados de aspecto masivo con concreciones carbonatadas, en sus facies distales y hacia los contrafuertes de la Mesa de Ocaña por facies proximales de conglomerados de cantos y bloques subangulosos de caliza, yesos y sílex. Composicionalmente, los limos están formados principalmente por cuarzo, calcita, yeso y dolomita, con algo de feldespato y bajos contenidos en arcillas esmectíticas y trazas de caolín. Su espesor en la Hoja de Yepes

oscila entre 1 y 5 m, pero SAN JOSÉ (1975) indica más de 10 m en la Hoja de Chinchón. Aunque morfológicamente aparecen suavizados en forma de glacis, y son indudables los procesos de escorrentía superficial en su formación, su origen puede estar también ligado al desarrollo de aparatos aluviales de gran amplitud y poco espesor. Además, para SAN JOSÉ (1975) y LÁZARO-OCHAITIA y ASENSIO-AMOR (1980) el depósito tiene una fuerte componente eólica, caracterizándolos como *loess*. Se interpretan como el residuo del proceso de disolución de los yesos miocenos, removilizado por procesos de ladera, escorrentía superficial de flujos laminares difusos y probablemente también, aluviales y eólicos. Por su parte, los glacis situados al SO del Melgar, en su interfluvio con el río Algodor, están formados por arenas arcósicas blanquecinas y cantos principalmente cuarcíticos bien redondeados. La edad de los depósitos, por correlación de niveles de base con la edad de las terrazas del Tajo, se atribuye al Pleistoceno inferior, al enlazar o quedar situados entre las terrazas de +70-80, +100 y +150 m.

### 2.3.3. Arenas arcósicas y limos arenosos (terrazas medias del Manzanares) Pleistoceno inferior a medio (19)

En la esquina NO de la Hoja de Yepes se encuentran los afloramientos más meridionales de un antiguo sistema fluvial (identificado como el tramo bajo del río Manzanares con anterioridad a su captura por el Jarama), que recorriendo con dirección NNE-SSO la llamada Depresión Prados-Guatén, desaguaba en esta zona directamente en el río Tajo. Los afloramientos más extensos y los cortes más completos se hallan al Norte, en la Hoja de Aranjuez y a ella haremos referencia.

Los depósitos se encuentran situados a cota de +15-40 m sobre el cauce actual del arroyo Guatén. Están compuestos fundamentalmente por arenas arcósicas, con cantos rodados de cuarzo, calizas y sílex, y niveles de arcillas verdes (greda) en facies de llanura de inundación, alcanzando en conjunto potencias superiores a los 17m. Estos, representan un nivel de terraza complejo, compuesto por al menos cuatro episodios fluviales superpuestos y/o solapados, y cuyas características sedimentológicas, litológicas y mineralógicas son muy similares a las de los depósitos del río Manzanares (PÉREZ-MATEOS y VAUDOUR, 1972; PALOMARES y SILVA, 1991; SILVA *et al.*, 1998). Este nivel fue elaborado por un antiguo sistema Manzanares/Guatén, que recorría axialmente la depresión durante el Pleistoceno inferior, desembocando directamente en el Tajo aguas abajo de Añover (SILVA *et al.*, 1988a; 1999), con anterioridad a la captura del Manzanares por parte de un antiguo tributario del río Jarama, en las inmediaciones de Rivas-Vaciamadrid, durante el desarrollo de los escarpes en yesos que enmarcan su valle (SILVA *et al.*, 1988b).

Estudios composicionales y texturales comparativos realizados en muestras tomadas en los depósitos pleistocenos del actual valle inferior del Manzanares, y los depósitos arcósicos de los niveles de +40-15m y +9m de la Depresión Prados-Guatén (SILVA *et al.*, 1998), indican que los dos primeros tienen similar procedencia, situando su área fuente en el Sistema Central (60-90% rocas graníticas). Por el contrario, el nivel inferior de +9m tiene características composicionales de influencia local, procediendo del retrabajamiento de las arcosas terciarias y cuaternarias previas (70-100% rocas sedimentarias).

Los cortes más completos son el antiguo arenero del AVE situado en las cercanías de la Estación de FFCC de Esquivias-Yeles, el cual sirvió para el establecimiento de la estratigrafía de los depósitos arcósicos (SILVA *et al.*, 1989; 1999) y el situado en los arenos de Pantoja de la Sagra (ROQUERO *et al.*, 2000), sobre la plataforma mencionada anteriormente, que sirvió de punto de referencia para establecer la evolución edáfica.

En el arenero del AVE se diferencian un máximo de cuatro unidades fluviales con una estratigrafía general de tipo "*cut & fill*" bastante compleja, en la que las distintas unidades aparecen superpuestas y/o solapadas en "*offlap*" (yuxtapuestas).

La unidad basal PG1, (5m de potencia vista) está compuesta por intercalaciones de bancos arcósicos, con *lag* basal de cantos blandos, y arcillosos de 0,6-0,3m cada uno, al que se superpone un nivel arcilloso de 3,4m en el que son características las intercalaciones "*flasher*" de niveles arcósicos, a veces canalizados, distorsionados por estructuras de escape de fluidos. En esta misma unidad es frecuente la presencia de cuerpos canalizados con cantos y bloques, a veces de dimensiones métricas, de materiales tales como calizas, sílex y yesos, que se interpretan como llegadas de aportes laterales encajados. Superpuesta a esta unidad se dispone la unidad PG2 (7 m de potencia), caracterizada por la alternancia de bancos de arenas arcósicas (1,2-1,8 m de potencia) muy ricas en feldespatos, con granoselección positiva y estratificación *epsilon* muy tendida a gran escala. La unidad culmina a techo en un nivel arcilloso de llanura de inundación (0,7m de potencia) que soporta un paleosuelo pardo-rojizo recarbonatado y microkarstificado en su superficie. Sobre estas dos unidades se encaja, encontrándose superpuesta en "*offlap*", una tercera unidad (PG3). El encajamiento de esta unidad es importante ya que su base se sitúa 9m por debajo del nivel basal de la PG1, mostrando una potencia total vista de hasta 18m. La unidad PG3 está compuesta por al menos tres subunidades (PG3a; PG3b y PG3c) superpuestas separadas por niveles arcillosos de llanura de inundación verdosas (gredas) que soportan paleosuelos pardos poco desarrollados. Las distintas unidades están compuestas por bancos (0,6-1,8m) de arenas arcósicas limpias muy bien seleccionadas, alternado con otras más ricas en feldespatos de tonos más rojizos, en facies predominantes Sp y Sh alternando con niveles canalizados (St) de gran desarrollo longitudinal. Estos niveles canalizados son más frecuentes en la subunidad basal, así como en los sectores localizados hacia la zona central de la depresión en las dos subunidades superiores. En la base de esta unidad es donde se localizaron los restos de *Mammuthus meridionalis* (evolucionado) y *Equus sp.* descritos en SILVA *et al.*, (1998) y que permiten atribuir a los depósitos una edad Pleistoceno inferior alto. En conjunto, esta unidad culmina a techo en un nuevo potente nivel de greda (2,1-1,7m) que soporta casi en su totalidad un horizonte Cca afectado por importantes procesos de karstificación y recarbonatación.

En la zona central de la Depresión el corte más característico es el ya mencionado de los areneros de Pantoja de la Sagra. En esta zona los depósitos arcósicos poseen potencias más modestas (5-6 m) encajándose sobre los materiales arcillosos miocenos de la Sagra. Se diferencian tres unidades, todas ellas correlacionables con la unidad PG3c de los depósitos del margen occidental. La unidad basal está compuesta por arenas arcósicas de grano grueso, a veces microconglomeráticas, en facies Sp y St a gran escala culminada por un nivel de arenas finas arcillosas de tonos verdosos de aspecto masivo, o laminadas horizontalmente (Sl). Sobre ésta se encaja un gran canal de al menos 350m de amplitud, que se encuentra relleno por dos episodios de arenas y limos arcillosos, con estructuras laminares Sl y Sp relictas, separados por un paleosuelo pardo-negruzco de tendencia *vértica* de entre 50-70 cm de potencia, que desarrolla a techo un microrelieve "tipo gilgai" con diferencias de altura entorno a los 20-30 cm entre montículos y depresiones y con amplitudes entorno a los 80-120 cm (ROQUERO *et al.*, 2000). El episodio que culmina el relleno de canal desarrolla a techo un horizonte Btk poco desarrollado, de 5-10 cm de potencia, biselado por un nivel de removilización, posiblemente de origen antrópico, relacionado con la presencia de fondos de cabaña de la Edad del Bronce (SANCHEZ

CHUQUITO y MASA, 1990). La importancia del relleno de canal radica fundamentalmente en su carácter relicto, testigo del relleno final de uno de los canales activos del antiguo Sistema Manzanares/Guatén por parte de aportes laterales, con posterioridad al proceso de captura y abandono de la Depresión y con anterioridad a la instalación de la red de drenaje actual.

#### 2.3.4. Conglomerados, arenas y limos (terrazas medias del Tajo y altas del Algodor y Melgar) Pleistoceno medio (20)

Las terrazas del Pleistoceno medio agrupan los niveles fluviales colgados sobre los cauces actuales de los ríos Tajo, Algodor y del arroyo Melgar a +50-60, +40, +30, y +23, aflorando en ambas márgenes de los ríos. Cada nivel está formado por hasta 6 m de depósitos que comienzan por conglomerados principalmente de cuarcita y caliza (Tajo), de cuarcita y rocas ígneas (Algodor) o de calizas y yesos (Melgar), con matriz de arena gruesa y generalmente cementados por carbonatos, que corresponden a barras de gravas con estratificación cruzada en facies Gp/Gt. Sobre los niveles de conglomerados de las terrazas del Tajo se disponen barras de arenas finas cuarzo-feldespáticas cementadas por carbonatos y a veces por yesos, con estratificaciones cruzadas planares y de surco, Sp/St, correspondientes a *megaripples* de cresta recta a sinuosa, con retoques a techo de laminación horizontal o de *"climbing ripples"*. Por encima se conservan limos verdes de llanura de inundación, con desarrollo de niveles edáficos pardo-rojizos y débiles horizontes petrocálcicos, correspondientes a suelos rojos fersialíticos. En la Hoja de Aranjuez se ha podido observar que materiales de terrazas a +40 m de la margen izquierda del Tajo, presentan diaclasas de dirección N80°E subverticales y pliegues de *slump* en las facies de llanura de inundación, con dirección de movimiento hacia el Tajo; también se observa *"convolute lamination"*, con inyección de bolsadas limosas en niveles arenosos más altos. Además se observan estructuras de *"cut & fill"* relacionadas con la disposición en solape de diferentes niveles fluviales. En la margen derecha del Tajo, los niveles cementados presentan diaclasas subverticales de direcciones principales NE-SO y NNO-SSE.

En cuanto a su edad, la presencia de hallazgos de *Elephas (Palaeoloxodon) antiquus* e industria lítica achelense poco evolucionada (Achelense antiguo) aguas abajo de la presente Hoja, como son los yacimientos de Pinedo (QUEROL y SANTONJA, 1979) y el situado aguas abajo del Puente de Añover (RUS *et al.*, 1993), ambos localizados en niveles fluviales correlacionables con el nivel de +22-25m permiten situar este nivel en el Pleistoceno medio antiguo (QUEROL y SANTONJA, 1979). No obstante se dispone de algún dato paleomagnético de la secuencia en las zonas de Fuentidueña (aguas arriba de la Hoja) y en las inmediaciones de Toledo (aguas abajo de la Hoja). Según PINILLA *et al.* (1995) el nivel de +60m presenta de base a techo polaridad normal asimilable a la Epoca Brunhes (<0.73 Ma: Pleistoceno medio) en la zona de Fuentidueña, mientras que en las inmediaciones de Toledo este mismo nivel presenta polaridad inversa asimilable a la Epoca Matuyama (>0.73 Ma: Pleistoceno inferior). Estos mismos autores indican que mientras en la zona de Toledo comenzaba la incisión del nivel de +60 durante el Pleistoceno medio, en la zona de Fuentidueña continuaba su agradación. Así pues, puede suponerse que el nivel fluvial de +50 o +55-60 en las hojas de Yepes y Aranjuez, situadas entre ambas zonas, podría pertenecer al comienzo del Pleistoceno medio.

#### 2.3.5. Limos, arenas y cantos (glacis), Pleistoceno medio (21)

Se incluyen en este epígrafe los materiales que recubren superficies de glacis que articulan con niveles de terraza del Pleistoceno medio. Al igual que los glacis del Pleistoceno inferior,



muestran una gran variedad litológica, en función de las distintas áreas-fuente locales. Afloran extensamente en ambas márgenes del arroyo Melgar y del río Algodor, en la margen izquierda del arroyo Guatén y de forma limitada en la margen izquierda del río Tajo. Los situados al SO del arroyo de Melgar están formados por arenas arcóscas y cantos en general cuarcíticos y bien redondeados, ya que proceden del desmantelamiento de los depósitos detríticos silíceos miocenos y de las terrazas del Pleistoceno inferior. Los situados al NE del arroyo de Melgar y en la margen izquierda del arroyo Guatén tienen como áreas-fuente los yesos y calizas miocenas, y están formados por limos rosados que forman cuerpos de base plana y facies canalizadas formadas por arenas, cantos subangulosos y bloques de yeso, caliza y sílex, con potencias de hasta 5 m. Los depósitos aparecen recubiertos por encostramientos laminares carbonatados. Corresponden a facies de canal y de desbordamiento de aparatos aluviales de gran desarrollo y poco espesor, sobre los cuales y enlazándolos entre ellos se han desarrollado procesos de escorrentía superficial y encostramiento que han desfigurado la morfología original de los dispositivos aluviales. Los depósitos de la margen izquierda del arroyo Guatén aparecen apoyados sobre los materiales fluviales del antiguo Manzanares, a los cuales fosilizan. Se conservan únicamente en zonas de cabecera frente a las antiguas salidas de los abanicos, mientras que más al Norte, en la vecina Hoja de Aranjuez no han podido ser separados cartográficamente de los depósitos fluviales del Manzanares, debido a su desdibujamiento. La edad de estos depósitos, por correlación con la edad de los niveles de terraza del río Tajo, donde se encuentran situados entre las terrazas de +70-80 y de +30 m y de la Depresión Prados-Guatén, donde son posteriores a la captura del antiguo Manzanares, se ha atribuido al Pleistoceno medio.

#### 2.3.6. Arenas, gravas y limos pardos (terrazas bajas), Pleistoceno superior (a medio?)(22)

Corresponden a los niveles de terrazas situados a +19 m y +6-8 m sobre el cauce actual del Tajo, así como algunas terrazas de arroyos. Se encuentran en las márgenes izquierdas de Algodor y Melgar, y ambas márgenes del Tajo. La terraza de +19 m aparece únicamente en la zona de confluencia entre el Tajo y el arroyo de Melgar, justo enfrente de la antigua salida del primitivo Manzanares/Guatén al Tajo. Tiene un espesor de 3-4 m de arenas cuarzo-feldespáticas en facies Sp/St, con conglomerados de gravas cuarcíticas y de cantos de caliza y sílex. Presenta además una disposición de terraza colgada, aflorando terciario entre su base y la terraza de +8 m, lo que constituye una notable diferencia con respecto a aguas arriba, donde las correlacionables terrazas de +15-18 m de la Hoja de Aranjuez aparecen con mucho mayor espesor (>15 m) y solapadas por el nivel de +8 m. Este hecho se debe a una importante subsidencia de origen mixto, tectónica y kárstica, centrada en la zona del corredor del Jarama y que no es tan acusada en esta zona del Tajo.

Las terrazas de +6-8 m están formadas por hasta más de 4 m de barras de conglomerados de cantos imbricados de cuarcita, caliza y sílex, en facies Gp/Gt, y niveles de arenas cuarzo-feldespáticas finas con estratificación cruzada de surco y planar. A techo presentan limos arenosos beige en facies de llanura de inundación con paleosuelos pardos a pardo rojizos. Hay que hacer notar que mientras que en el Tajo se trata de terrazas complejas, anómalamente engrosadas, en los arroyos laterales presentan menor espesor, salvo en la desembocadura del arroyo Guatén. En esta zona, a niveles de gravas y conglomerados cuarcíticos y arenas blancas depositadas por el Tajo en un entrante que pudo haber tenido salida al Norte de los cerros-testigo de Cerro Redondo, se superponen, progradando hacia el trazado actual del Tajo más al Sur, arenas y limos arenosos arcóscos pardos depositados por el Guatén, que desaguaba cada vez más al Sur.

Su edad, del Pleistoceno superior, es correlacionable con la de las terrazas similares (entre +5 y +15-20) del Jarama en Arganda y del Manzanares (RIBA, 1957; SANTONJA *et al.*, 1978), datadas con mamíferos e industria lítica, con la posibilidad, al igual que sucede en esos yacimientos, de que los niveles inferiores sean aún de edad Pleistoceno medio.

#### 2.3.7. Limos, arenas y cantos (abanicos aluviales), Pleistoceno medio a Pleistoceno superior (23)

Alcanzan un buen desarrollo en la margen izquierda del Tajo y en la margen derecha del Melgar, desarrollándose a la salida de los valles de segundo y tercer orden y apoyándose sobre el Terciario, sobre los depósitos de terraza más bajos del Pleistoceno medio y sobre las terrazas del Pleistoceno superior. Cartográficamente se distinguen aparatos individuales, abanicos coalescentes y abanicos coalescentes degradados que llegan a dar morfologías tipo glacis. Litológicamente están formados por limos rosados con niveles arenosos de yeso y cuarzo, de gravillas de cuarcita, yeso o caliza de 1-2 cm y cantos dispersos o en hiladas, principalmente bien redondeados de cuarcita o cuarzo, procedentes de niveles de terraza más altos, pero también cantos angulosos de yeso o de caliza arrancados del sustrato terciario. Los limos son muy semejantes en aspecto de campo a los que se hallan recubriendo las superficies y glacis más elevados, de cuyo dismantelamiento probablemente proceden. Alcanzan espesores discretos, del orden de los 3 m.

En la trinchera de la carretera entre Villasequilla de Yepes y Huerta de Valdecarábanos se observan diaclasas, rellenas por carbonatos, que afectan a los depósitos terciarios y cuaternarios siguiendo direcciones en torno a N35°E (dirección del Jarama), N70°E y N145°E (dirección del Melgar), de subverticales a buzantes hacia el Este.

#### 2.3.8. Limos, arenas y gravas (fondo de valle colgado), Pleistoceno superior (24)

Se trata de los fondos de los arroyos del Pasillo o de La Veguilla, Prado Morito y la Cañada del Higueral, los tres situados en torno a la Mesa de Ocaña, que han quedado colgados por la incisión reciente; por correlación con los niveles de terraza equivalentes por cotas, se les atribuye una edad del Pleistoceno superior. Litológicamente, están constituidos principalmente por depósitos finos, limos rosados a beige, masivos, a veces encostrados, que alternan con niveles de arenas de cuarzo y de yeso con estratificación cruzada de surco de pequeño desarrollo, estratificación cruzada de *ripples*, y pasadas de gravillas de yeso y caliza. Se consideran ligados a cursos de funcionamiento fluvio-torrencial, efímero y de poca entidad. El espesor de los depósitos puede llegar a más de 4 m y tener desarrollados suelos pardos fersialíticos sobre ellos.

#### 2.3.9. Limos arenosos rojizos (glacis), Pleistoceno superior (25)

Se trata de depósitos delgados (hasta 1 ó 2 m), formados por escorrentía superficial, que aparecen suavemente encajados sobre los depósitos fluviales del Manzanares/Guatén y los glacis (abanicos) encostrados de su vertiente izquierda. En su litología dominan los materiales finos, limos y arenas de carácter cuarzo-feldespático y presentan una coloración rojiza o pardo-rojiza, con desarrollo de suelos pardos fersialíticos. Para VAUDOUR (1969), la edad de estos glacis es Cuaternario medio o reciente, relacionando sus depósitos con la erosión durante el Riss de los suelos previamente desarrollados. El nivel de base de estos glacis se sitúa por debajo de los +15 m sobre el actual arroyo Guatén, que regionalmente corresponde al Pleistoceno superior en las cuencas fluviales del Tajo y afluentes (PÉREZ-

GONZÁLEZ, 1994). Por otro lado, una adscripción al Pleistoceno superior es compatible con la edad Pleistoceno inferior a medio de los depósitos con *Mammuthus Meridionalis* de la Depresión Prados-Guatén (SILVA *et al.*, 1988c; SILVA *et al.*, 1999).

#### 2.3.10. Limos negros y sales (navas), Pleistoceno superior a Holoceno (26)

Las principales zonas endorreicas de la Hoja de Yepes están ligadas a zonas de valle con drenaje deficiente (margen derecha del Guatén), a veces producido por estrangulamiento debido a abanicos laterales (arroyo de Melgar o de la Vega al Sur de Huerta de Valdecarábanos), o a depresiones de origen kárstico (El Salobral, al NE de la Hoja). Los depósitos de los fondos endorreicos o navas están formados por limos ricos en materia orgánica, más o menos arenosos o con cantos. Además, en algunas de las depresiones endorreicas de origen kárstico que se encuentran sobre las facies evaporíticas terciarias, se producen procesos de encharcamientos estacionales con precipitación de sales sódicas y cálcicas (thenardita y yeso) formando delgados encostramientos sobre los limos negros de las navas.

#### 2.3.11. Limos, arenas y cantos (coluviones), Pleistoceno superior a Holoceno (27)

Presentan una litología variable en función del sustrato. Los que presentan un mejor desarrollo son los relacionados con “derrames” de niveles de terraza colgados, formados por limos, arenas y cantos cuarcíticos, y los adosados a escarpes en yesos, que están formados por limos y cantos angulosos de yeso. En esta Hoja aparecen relacionados con las terrazas del Pleistoceno superior o con el nivel de base actual de la incisión fluvial, por lo que les atribuimos una edad Pleistoceno superior-Holoceno.

#### 2.3.12. Arenas, limos y cantos (abanicos aluviales), Holoceno (28)

Están bien representados en la margen derecha del Tajo y en ambos márgenes del río Algodor y arroyo Melgar, desarrollándose a la salida de los valles de segundo y tercer orden y apoyándose sobre el Terciario, sobre los depósitos de terraza más bajos del Pleistoceno superior y sobre todo, sobre las llanuras de inundación y fondos Holocenos. Aunque se trata de abanicos coalescentes, cartográficamente se distinguen aparatos individualizables debido a la buena conservación de sus morfologías, dado que en muchos casos se trata de abanicos activos. Su litología depende fuertemente del sustrato terciario. Así, los situados al Norte del arroyo Melgar están formados por limos rosados con niveles arenosos de yeso y cuarzo, de gravillas de cuarcita, yeso o caliza de 1-2 cm y cantos dispersos o en hiladas, principalmente de yeso o de caliza arrancados del sustrato terciario. Los situados al Sur del Melgar están formados por arenas cuarzo-feldespáticas y en menor proporción limos, gravas y cantos según repetición de secuencias positivas Gm-Sh-Sp-Lm. Alcanzan espesores discretos, del orden de los 3 m.

#### 2.3.13. Limos pardos y arenas (llanura de inundación), Holoceno (29)

La llanura de inundación del río Tajo forma una planicie de entre 2000 y 3000 m de anchura, situada a +3 –5 m del nivel actual del curso. En las riberas del Tajo afloran entre 3 y 5 m de limos arenosos pardos masivos y nivelillos de arenas con laminación horizontal y de *ripples*.

#### 2.3.14. Arenas y gravas (barras fluviales), Holoceno (30)

Se trata de los depósitos de las zonas tractivas recientes a actuales del Tajo. Están formadas por arenas cuarzo-feldespáticas y gravas de cuarcita, cuarzo, caliza y sílex que conforman barras semilunares de meandro (*point bars*) y en los tramos más rectilíneos, barras marginales y longitudinales. Los depósitos conforman un corredor discontinuo de unos 500 a 1000 m de anchura a lo largo del río Tajo. Este corredor va desapareciendo aguas abajo al incrementarse la importancia de los aportes laterales de finos frente a la carga de fondo que en gran medida proviene del aporte del Jarama.

#### 2.3.15. Limos pardos, arenas y gravas (fondo de valle), Holoceno (31)

Se trata de los depósitos aluviales recientes asociados a los arroyos, destacando por su entidad los de los arroyos Guatén, Melgar y el río Algodor. Cartográficamente adoptan una disposición, al igual que el resto de la red fluvial, mimética respecto a la red principal de fracturación, NO-SE y ENE-OSO. Típicamente se trata de limos y arenas pardas con pasadas de gravas dispersas.

#### 2.3.16. Limos negros (meandros abandonados), Holoceno (32)

La dinámica fluvial del Tajo durante el Cuaternario reciente es la de un sistema de cursos de alta sinuosidad con frecuentes procesos de avulsión y abandono de canales meandriformes. En este área muchos de los meandros abandonados han sido datados en fechas históricas (URIBELARREA-DEL VAL *et al.*, 1999), situándose desde antes de 1775 hasta 1944. Los meandros abandonados pasan, tras el abandono del canal, a constituir zonas encharcadas, donde tiene lugar la decantación de limos y una alta producción de materia orgánica.

### 3. TECTÓNICA

La Hoja de Yepes encuadra una zona de baja complejidad estructural. La mayor parte de su superficie está cubierta por materiales horizontales del Neógeno y del Cuaternario, sólo deformados por algunas fracturas que denotan una cierta actividad tectónica finineógena o incluso cuaternaria. Los materiales del zócalo, con poca representación cartográfica, están formados por rocas ígneas y metamórficas que han experimentado los efectos de la Orogenia Hercínica en condiciones catazonales, a los que se superpone una tectónica frágil extensional tardihercínica y posteriormente otra de carácter compresiva y edad alpina.

#### 3.1. OROGENIA HERCÍNICA

Durante la realización de la presente Hoja, hemos reconocido cuatro episodios deformativos relacionados con la Orogenia Hercínica. El más antiguo corresponde al evento durante el cual se desarrolló la foliación migmatítica, que es la regional para el dominio migmatítico, muy intensa y que ha borrado prácticamente cualquier indicio de deformaciones anteriores. Consideramos que esta etapa de deformación, de condiciones migmatíticas en dominios profundos, que registra una evolución metamórfica descompresiva y que va asociado a la intrusión de magmas calcoalcalinos y a la generación de fundidos anatéticos peraluminicos, es correlacionable con una D2 extensional como la registrada en otros sectores de la Zona Centroibérica y para mayor cercanía, del Sistema Central.

Un segundo grupo de estructuras corresponde a corredores de cizalla oblicuos y cortando a la Sp. Por sus características metamórficas y su interpretación estructural, consideramos que estas deformaciones corresponden a estadios tardíos de D2, los mismos que en niveles estructuralmente más altos se caracterizan por detáchments transversos a Sp desarrollados por cizallas dúctiles más frías.

Posteriormente se produce un plegamiento subvertical suave de las fábricas anteriores, prácticamente sin desarrollo de esquistosidad de plano axial, según un campo de esfuerzos compresivos perpendicular a la dirección de transporte tectónico de D2. Correlacionamos esta fase con una D3 no retrovergente.

Las deformaciones más tardías corresponden a episodios frágiles tardihercínicos.

Deformación de primera fase D1:

En todo el dominio del Complejo Anatético de Toledo no se conservan indicios de los estadios iniciales de la Orogenia Hercínica, correspondientes al engrosamiento cortical. De acuerdo con lo observado en la zona de Montes de Toledo, que corresponde a un sector menos profundo de la cadena, debió de generarse una deformación penetrativa por cizallamiento dúctil poco tendido, vergente al NE, con desarrollo de grandes pliegues de dirección NO-SE, perpendiculares a la dirección principal de esfuerzos ( $x=\sigma_1$ ) NE-SO y acompañada por un metamorfismo de tipo barroviense, bajo gradientes medios de P/T.

## Deformación de segunda fase D2:

La más antigua de las deformaciones preservadas corresponde a un episodio de deformación homogénea por cizalla, asociado al desarrollo de una foliación muy penetrativa de dirección entre N120°-140°E, que es la fábrica regional presente en todo el Complejo Anatóctico de Toledo. Afecta a rocas ígneas de edad hercínica, en cuyas variedades porfídicas desarrolla una fábrica planolinear, con una fuerte lineación de estiramiento mineral subhorizontal y contenida en la Sp. Los criterios cinemáticos deducidos de la asimetría de las fábricas indican movimiento de techo hacia el NW. Las condiciones metamórficas de este episodio son catazonales, desarrollándose asociaciones características de condiciones granulíticas de presiones medias, con granate+sillimanita, +feldespato potásico+cordierita. También en condiciones granulíticas pero de menor presión deducible por la desestabilización del granate, se generan, en un segundo momento, estrechos corredores de cizalla, con direcciones cercanas a N160°E, oblicuas a la Sp, a la que cortan según rampas vergentes al OSO, aunque puedan ser posteriormente plegadas.

Esta deformación con direcciones de transporte subhorizontales y paralelas a la dirección de la cadena es también observable en otras zonas de alto grado metamórfico de la Zona Centroeibérica, como el Domo del Tormes o el Sistema Central y se asocia a extensiones laterales, perpendiculares a la dirección principal de esfuerzos bajo condiciones de elipsoide constreñido. El progresivo engrosamiento de la cadena hace crecer la componente vertical de esfuerzos y llega a producir cambios en el régimen de esfuerzos, de modo que la dirección menor pasa de la vertical ( $z=\sigma_3$ ) a ser la horizontal perpendicular al acortamiento ( $y=\sigma_3$ ).

Las fábricas, tanto la foliación regional como la de cizalla heterogénea, aparecen plegadas por una tercera fase que produce pliegues erguidos y de charnela aguda, no esquistosos, bajo un régimen compresivo coaxial a la deformación de la primera fase. Por último, se desarrolla una red de fracturación frágil tardihercínica, con direcciones de N70°E a casi E-O y buzamientos del orden de los 40-50° tanto al Sur como al Norte.

## 3.2. OROGENIA ALPINA

Las deformaciones alpinas en el área central de la península tienen lugar bajo una fase compresiva asociada al levantamiento de la Cordillera Bética. Los esfuerzos compresivos se inician hacia el Oligoceno superior-Mioceno inferior, cuando tiene lugar la formación de la Sierra de Altomira, pero las principales estructuras se generan durante el Mioceno medio (Fase Guadarrama), bajo un campo de esfuerzos transpresivo con compresión uniaxial NO-SE que da lugar a fracturas inversas NE-SO en el borde norte de la cuenca y E-O en su borde sur, más fallas de transferencia que actúan como desgarres dextros NO-SE y desgarres senestros NNE-SSO a N-S (DE VICENTE *et al.*, 1994; 1996). Buena parte de estos accidentes corresponden a importantes fracturas tardihercínicas que han rejugado durante el alpino (ALÍ-A-MEDINA, 1960; MARTÍN-ESCORZA, 1980; QUEROL, 1989). Un buen ejemplo en la Hoja de Yepes es una falla inversa de dirección N75°E y buzamiento 70°S, que afecta al zócalo hercínico del Sur de la Hoja, marcada por unos 50 cm de brecha de falla silicificada y que presenta una traza paralela al sistema de diaclasas y de diques aplíticos tardihercínicos. Este sistema de fallas inversas de N75°E a E-O es el principal responsable del levantamiento del borde sur de la Cuenca de Madrid. Lineaciones con el mismo rumbo están marcadas por

la red fluvial (arroyo de la Vega, arroyo de La Madre) en los materiales yesíferos neógenos e incluso sobre el Páramo.

Con el paso al Mioceno superior la dirección principal de esfuerzos en la Cuenca de Madrid gira 10° al Norte, cambiando a un régimen de esfuerzos transtensivo, con predominio de una tectónica de desgarre con mayor expresión en los accidentes NNE-SSO, de juego senestro con componente normal, y desgarres-fallas normales de dirección NO-SE.

Según algunos autores, durante el Plioceno suceden los últimos esfuerzos compresivos en el Sistema Ibérico, correspondientes a las fases Iberomanchega I y II (PÉREZ-GONZÁLEZ, 1979), que regionalmente serían responsables de los plegamientos de baja amplitud que afectan a los materiales mio-pliocenos y de un cierto basculamiento hacia el SSO.

A partir del Mioceno medio tiene lugar el proceso de apertura del Golfo de Valencia en el extremo oriental de la Cordillera Ibérica (ÁLVARO *et al.*, 1979; VEGAS *et al.*, 1980), proceso extensional cuya propagación tendría lugar de Este a Oeste y afectaría a las áreas centrales de la península hacia el Pleistoceno, y sería responsable de la actividad tectónica extensional reciente (DE VICENTE *et al.*, 1994).

### 3.3. DEFORMACIONES CUATERNARIAS

El dispositivo de terrazas superpuestas o complejas observado en el Pleistoceno superior-Holoceno del Jarama en la Hoja de Aranjuez y del Tajo justo en el extremo Norte la Hoja de Yepes, está ligado a una importante subsidencia a lo largo del corredor del Jarama, subsidencia que se ha venido relacionando bien con actividad tectónica cuaternaria o bien con procesos de disolución del sustrato evaporítico, cuya distribución de facies está controlada por la red de fracturación activa durante el ciclo alpino.

Para DE VICENTE *et al.* (1994) el régimen de esfuerzos durante el Cuaternario es de extensión uniaxial NO-SE en la zona al Sur del Sistema Central, mientras que para GINER *et al.* (1996) la dirección N140°-150°E sería la principal de esfuerzos compresivos; con existencia de dos etapas de mayor inestabilidad tectónica en el corredor del Jarama, una durante el tránsito Pleistoceno inferior a medio y la otra a mitad del Pleistoceno medio. Esta inestabilidad sería responsable, según SILVA *et al.* (1988b; 1988c; 1999), de la captura del Manzanares por el Jarama hacia el Pleistoceno medio, mediante el basculamiento de la zona de La Maraños, al Sur del codo del Manzanares, y del encajamiento del valle del Jarama en la Hoja de Aranjuez. La inestabilidad tectónica tendría cierta continuidad hasta la actualidad, lo que incluye una actividad sísmica moderada (SILVA *et al.*, 1988a, b; GINER *et al.*, 1996; SILVA *et al.*, 1997). Para estos autores las deformaciones serían consecuencia de la reactivación de accidentes antiguos. Esa actividad induciría una disolución preferencial de los niveles salinos a lo largo de las fracturas y ajustes plásticos en el sustrato arcilloso y evaporítico que amplificaría la importancia de las deformaciones.

El análisis de la actividad neotectónica en la Cuenca de Madrid ha estado históricamente condicionado por la controversia sobre el origen tectónico o atectónico de las deformaciones presentes, tanto en materiales miocenos como cuaternarios. De este modo, ya desde principios de siglo autores como GÓMEZ-DE LLARENA (1913), HERNÁNDEZ-PACHECO y ROYO-GÓMEZ (1916), OBERMAIER *et al.*, (1921) inician el debate apuntando la posibilidad de que el conjuntos de deformaciones observadas estén únicamente relacionadas con procesos de disolución y colapso de los materiales yesíferos miocenos, mientras otros como ROYO-GÓMEZ (1917) las relacionan con una gran fase tectónica

finimiocena, quizá pliocena. El debate continúa hasta la actualidad, pero queda especialmente patente en la memorias de las cartografías geológicas de Getafe (VEGAS *et al.*, 1975), Arganda (SAN JOSÉ, 1975) y Ocaña (ARANDILLA *et al.*, 1975), así como en los trabajos de síntesis regionales desarrollados por CAPOTE y FERNANDEZ-CASALS (1978), VAUDOUR (1979), AGUIRRE *et al.*, (1976) y PÉREZ-GONZÁLEZ (1980). Más recientemente, siguiendo las ideas inicialmente planteadas por ALÍA-MEDINA (1960) y HERNÁNDEZ-PACHECO (1965), los trabajos de MARTÍN-ESCORZA (1980; 1983), SILVA (1988); SILVA *et al.* (1988a y b) y GOY *et al.*, (1989), consideran que la mayor parte de las deformaciones son el resultado de procesos de reajuste tectónico en los sistemas de fracturación del basamento hercínico, que al propagarse a superficie son asistidas y amplificadas por la presencia de materiales evaporíticos (karstificación, colapsos y halocinesis).

Estudios más recientes (GINER y DE VICENTE, 1995, GINER *et al.*, 1996 y DE VICENTE *et al.*, 1996), han constatado esta última hipótesis, apoyando el origen inicial tectónico de la mayor parte de las deformaciones, e incluso interpretando algunas deformaciones concretas en las terrazas del Pleistoceno medio del Jarama y Manzanares como eventos paleosísmicos (GINER y DE VICENTE, 1995, GINER *et al.*, 1996; SILVA *et al.*, 1997) relacionados con una actividad tectónica a lo largo de los escarpes yesíferos. El análisis conjunto de mecanismos focales de los terremotos y deformaciones neogeno-cuaternarias indican una dirección de acortamiento máximo horizontal (SHmax) orientada entre N140°E y N160°E activa desde el Mioceno superior (DE VICENTE *et al.*, 1996). Estos autores resaltan la existencia de un sistema de grabens Tajo-Tajuña, cuya génesis habría que relacionar con el desarrollo de los pliegues de amplio radio de curvatura y longitud kilométrica que caracterizan al relleno neógeno de la Cuenca de Madrid (MARTÍN-ESCORZA, 1983) con posterioridad al desarrollo de la superficie del Páramo, en torno a los 2,5-2 Ma (PÉREZ-GONZÁLEZ *et al.*, 1989). Datos del análisis de morfo-isohipsas realizado por CAPOTE y FERNANDEZ-CASALS (1978) indican que tal superficie, aparte de presentar el conocido basculamiento hacia el SO, se encuentra deformada por pliegues de amplio radio de dirección general NE-SO ocupando las actuales Mesas de la Alcarria, Chinchón y Ocaña las zonas antiformentes, estando los actuales valles del Tajo y Tajuña ubicados en los ejes sinformentes tal y como apuntara HERNÁNDEZ-PACHECO (1923). A favor de estas zonas más deprimidas, se nuclearía el sistemas de grabens y se marcarían las directrices estructurales que posteriormente aprovecharía la red de drenaje.

Esta estructura está condicionada por el desarrollo de una flexura cortical de la misma dirección a lo largo de los ríos Tajo y Tajuña evidenciada mediante métodos de análisis en profundidad (VAN WEES *et al.*, 1995). No obstante estas grandes estructuras quedan inscritas en una de todavía mayores dimensiones, responsable del mencionado basculamiento de la Meseta hacia el SO. En un análisis de un modelo digital de elevación del terreno del centro de la Península Ibérica, basado en el análisis de superficies geomorfológicas con pendientes menores al 5%, BERGAMIN *et al.*, (1995) identifican una macroestructura antiformentes de dirección NO-SE, con eje en la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica. La Cuenca de Madrid, queda situada en su flanco suroccidental, lo que indicaría el mencionado basculamiento. De acuerdo con la mayor parte de los autores, todas estas deformaciones fueron generadas durante la Fase Iberomanchega II propuesta por AGUIRRE *et al.* (1976), que se extendería desde los 2,5 a 2 Ma culminando con el desarrollo de las rañas en los bordes de cuenca, tal y como indica PÉREZ-GONZÁLEZ (1987).

Dentro de la Hoja de Yepes los materiales del Cuaternario aparecen deformados, afectados por basculamientos y por pequeñas fallas normales E-O, N-S, NNE-SSO, NE-SO y NO-SE,



direcciones que coinciden con las cinco familias de alineaciones morfotectónicas visibles tanto en el Sistema Central como en la Cuenca de Madrid (SILVA, 1988b). La principal familia de fallas está representada por diaclasas y fracturas de pequeño salto con dirección ENE-OSO, que afectan a terrazas del Pleistoceno inferior y del medio y que además es una de las orientaciones principales de la red de drenaje. Esta dirección de fracturación es de origen tardihercínico y está en relación con las intrusiones de aplitas y microgranitos que aparecen en el zócalo. Otra importante familia de fracturación es NO-SE (en torno a N140°E), que también puede afectar a materiales del Pleistoceno inferior y del medio, controla la disposición de la red de drenaje y en el borde sur del Tajo (área de Castillejo) compartimenta pequeños bloques que sufren basculamientos.

En función de los datos paleontológicos y geomorfológicos disponibles el periodo de actividad tectónica cuaternaria más importante puede enmarcarse en el Pleistoceno medio, *s.l.*, tal y como apuntan GINER *et al.* (1996). A nivel regional su impacto paleogeográfico más importante fue la captura del río Manzanares por parte del Jarama, y el consecuente abandono de la Depresión Prados-Guatén hace menos de 730.000 años, ya durante el Pleistoceno medio. Existen, sin embargo, evidencias de que la actividad tectónica ha continuado durante el Pleistoceno superior y Holoceno. Como demuestran los registros sísmicos instrumentales, esta actividad incluso se prolonga hasta nuestros días. Una sismicidad muy moderada, con magnitudes (mb) de 4,1 a 3,1, se distribuye mayoritariamente a lo largo de los escarpes del valle inferior del Jarama. Es por tanto muy improbable que fenómenos únicamente kársticos o halocinéticos sean los responsables de tal actividad sísmica. Esta, por otra parte es muy superficial, con profundidades epicentrales inferiores a los 5 Km (DE VICENTE *et al.*, 1996), pero lo suficientemente profunda como para relacionarla con la reactivación de los sistemas de fracturación que afectan al basamento. Dentro del área alrededor de la Hoja de Yepes cabe destacar los eventos sísmicos del valle del Tajo, localizados en el entorno de Aranjuez en 1988 (DE VICENTE *et al.*, 1996) y el de San Martín de la Vega de 1954, que tuvo una intensidad de IV M.S.K. (MARTÍN-ESCORZA, 1985).

## 4. GEOMORFOLOGÍA

### 4.1. DESCRIPCIÓN FISIOGRÁFICA

Los principales elementos morfológicos que conforman el relieve de esta parte de la Cuenca del Tajo son el Páramo calizo de la Mesa de Ocaña y los valles del río Tajo y tributarios, incluyendo sus sistemas escalonados de terrazas y de glaciares. La topografía general del Páramo se sitúa hacia los 700-720 m, constituyendo el elemento fisiográficamente dominante de la Hoja, a partir del cual arranca la morfogénesis más reciente. Por debajo, la topografía desciende en sucesivos escalones hasta llegar a la ancha vallonada del río Tajo, situada entre 460 y 475 m.s.n.m. Los otros valles principales de la Hoja de Yepes son los del río Algodor y los de los arroyos Melgar y Guatén. El sentido general del drenaje es hacia el Oeste, estando la red fuertemente orientada según direcciones de origen tectónico ENE-OSO y NO-SE.

El clima de la Cuenca de Madrid está condicionado por la altitud general de la meseta y la de los relieves que limitan la cuenca, que tienden a dificultar la penetración de la influencia oceánica hacia el interior. El régimen del área es de tipo mediterráneo seco (según el método de Papadakis), con temperaturas medias anuales algo inferiores a los 14°C y precipitaciones medias anuales alrededor de los 400 mm, algo superiores hacia el Este. Las máximas térmicas se alcanzan en julio, con valores medios superiores a los 30°C, y las mínimas en diciembre y enero, con mínimas medias no inferiores a 0°C. La evapotranspiración potencial está entre 700 y 800 mm anuales (método Thornthwaite), muy superior a las precipitaciones, denotando una fuerte aridez, que se centra en los meses de mayo a septiembre.

### 4.2. ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO

Desde el punto de vista morfoestructural, la Cuenca de Madrid es una amplia cuenca intracontinental, de planta triangular, delimitada por fallas inversas de gran desarrollo, especialmente la de su borde NO. El relleno terciario de la cuenca está formado por unas facies de borde, detríticas, con mayor entidad en su borde NO, y unas facies centrales, evaporíticas y carbonáticas, desplazadas hacia su extremo SE. Esta paleogeografía de la cuenca terciaria condiciona de forma fundamental el paisaje. Así, geomorfológicamente, se pueden diferenciar dos grandes dominios: un borde NO, donde dominan las suaves superficies que escalonadamente descienden hasta el río Tajo, que discurre por su borde sur, y una esquina SE marcada por la presencia de los páramos de La Alcarria y de la Mesa de Ocaña, con sus altas superficies complejas. La Hoja de Yepes queda enmarcada en el límite occidental de la Mesa de Ocaña.

#### 4.2.1. Estudio morfoestructural

De acuerdo con la agrupación de elementos mayores del paisaje de la Cuenca de Madrid (PÉREZ-GONZÁLEZ, 1994), la Hoja de Yepes puede ser dividida en cuatro unidades morfoestructurales mayores: Mesa de Ocaña, Depresión del Tajo, Bloque de Espartinas y Bloque de Arenales. La división entre estos relieves está fuertemente controlada por direcciones ENE-OSO y NO-SE.

#### *4.2.1.1. Mesa de Ocaña*

El bloque delimitado por la Depresión del Tajo y el arroyo Melgar está coronado por la alta planicie del Páramo de la Mesa de Ocaña, que le confiere un marcado carácter tabular. Esta superficie se haya muy suavemente inclinada desde los 727 m de cota en el borde NE de la Hoja hasta los 694 m al Sur de Yepes. En realidad la planicie está formada por dos superficies muy próximas pero que en el caso de la Hoja de Yepes han podido ser cartografiadas independientemente; una superficie inferior de erosión y karstificación soportada por los niveles duros de las calizas del Páramo que es exhumada en los bordes de la Mesa, y otra definida por el nivel de costras laminares multiacintadas carbonatadas que cubren los depósitos de arcillas, limos y arenas rojas pliocenas. La articulación de este relieve con las superficies divisorias de los bloques de Espartinas y Arenales se producía mediante abruptos escarpes que pasan a glaci erosivos y de acumulación hasta horizontalizarse. Esta zona de enlace describe una orla alrededor de la Mesa al ser disectada por los valles del Tajo y del Melgar, formando un escalón morfológico situado hacia los 600 m.s.n.m.

#### *4.2.1.2. Bloque de Espartinas*

Constituye la divisoria, con dirección NNE-SSO, entre los valles de los antiguos sistemas fluviales Tajo-Jarama y Manzanares/Guatén. En la Hoja de Yepes únicamente está representada su terminación meridional, en el punto de confluencia entre ambos sistemas. Sus bordes están marcados por los escarpes de encajamiento de los ríos Tajo y Manzanares/Guatén, con desniveles del orden de los 100 m labrados sobre los yesos y arcillas de la Unidad Inferior miocena. Las zonas más elevadas del Bloque están ocupadas por restos de superficies erosivas ( $S_3$  y  $S_4$ ) o por sus depósitos de glaci de recubrimiento.

#### *4.2.1.3. Bloque de Arenales*

Queda situado al SE de la depresión del Tajo y SO del arroyo Melgar. Al igual que el Bloque de Espartinas, está coronado por superficies de divisoria alomadas, lo que constituye uno de los elementos característicos del paisaje de la Cuenca de Madrid (ROYO-GÓMEZ y MENÉNDEZ-PUGUET, 1929). Las superficies que ocupan las divisorias ( $S_3$  y los glaci equivalentes a  $S_4$ ) aparecen como retazos muy degradados por la incisión fluvial más reciente.

#### *4.2.1.4. Depresión del Tajo*

La Depresión del Tajo es un elemento de gran magnitud en la morfología del área. Orientada ENE-OSO, viene marcada por el vaciado de su encajamiento y el escalonamiento de glaci y terrazas entre las superficies divisorias o de enlace con la Mesa de Ocaña y la ancha vega del Río Tajo. Las terrazas se hallan escalonadas en más de trece niveles (en este sector del valle ROQUERO, 1994 ha reconocido un total de 24 niveles), desde los +150 m pasando por +120, +100, +90, +80, +70, +65, +50-60, +40, +30, +23, +19 y +8 m, hasta la llanura aluvial del Tajo.

En el extremo noroccidental de la hoja tiene una exigua representación la Depresión Prados-Guatén. A grandes rasgos se trata de un ancho valle tapizado por depósitos fluviales arcósicos, por el que ahora circulan los arroyos Prados (hacia el Norte) y Guatén (hacia el Sur). En un principio fue considerado un paleovalle terciario (PÉREZ-DE BARRADAS, 1924) o un cambio lateral de facies exhumado durante el Cuaternario (CARRO y CAPOTE, 1968; PÉREZ-MATEOS y VAUDOUR, 1972; VAUDOUR, 1979), aunque ya anteriormente RIBA

(1957) proponía su posible identificación con el curso bajo del Manzanares anterior a su captura por el Jarama. Posteriormente SILVA (1988) y SILVA *et al.* (1988c) confirman una edad Pleistoceno inferior-medio para los depósitos fluviales, sobre la base del hallazgo de un molar con características de *Mammuthus Meridionalis* (NESTI) evolucionado o de un *Elephas antiquus* primitivo, y de restos de *Equus sp.*

#### 4.2.2. Estudio del modelado

##### 4.2.2.1. Formas estructurales

Aunque existe un fuerte condicionamiento estructural en la compartimentación del relieve y en la orientación de la red de drenaje de la Hoja de Yepes, las principales formas de origen estructural con expresión morfológica propia son los escarpes y superficies estructurales, sustentados por capas de calizas (especialmente las del Páramo de la Mesa de Ocaña), de yesos y por costras carbonatadas. Menor importancia tienen, dentro del modelado, las fallas o simples lineamientos que afectan a formas o materiales cuaternarios, siendo más frecuentemente elementos pasivos que controlan la estructura de la red de drenaje.

Un significado morfogenético especial tiene la superficie (que en la cartografía hemos denominado S<sub>1</sub>) situada a techo de las calizas de la Unidad Superior miocena (calizas del Páramo). Esta superficie es sólo en parte correlacionable con la superficie M2 de SCHWENZNER (1936) o superficie C de GLADFELTER (1975), ya que no constituye la auténtica superficie sumital del Páramo. PÉREZ-GONZÁLEZ (1982) ha mostrado que se trata de una superficie de erosión-acumulación de edad pliocena, que relaciona con deformaciones atribuibles a una fase tectónica (Iberomanchega I), en la que tienen lugar importantes procesos de karstificación (también señalados por VAUDOUR, 1979), cubierta y posteriormente exhumada; por lo que morfológicamente se trata de un elemento estructural y pasivo, sustentado por la competencia de las calizas del Páramo.

##### 4.2.2.2. Formas de ladera

Las formas de ladera mejor representadas en la Hoja de Yepes son los coluviones, forma asociada a los depósitos gravitacionales asociados a vertientes de fuerte pendiente. Aparecen al pie de algunos escarpes de yesos, articulando laderas con llanura de inundación, fondos de valle o arroyos o unos niveles de terraza con otros más bajos, siendo sólo de entidad cartografiable en el entorno del valle del Tajo.

Una distribución aún más limitada tienen otras formas no ligadas a depósitos, como las laderas regularizadas, de suaves pendientes cóncavas y ligadas a laderas donde afloran materiales arcillosos terciarios.

##### 4.2.2.3. Formas fluviales

Estas formas tienen gran representación en la Hoja de Yepes, ya que el modelado de la zona ha estado ligado a la evolución de un colector de primera importancia, el río Tajo, con varios afluentes de cierta entidad. La incisión de la red de drenaje tiene, tras el encajamiento por debajo del nivel del Páramo, un primer registro morfológico en los escarpes fluviales que disectan los glaciares de articulación con las pendientes de la Mesa de Ocaña y los escarpes de terrazas colgadas más altas del Pleistoceno inferior. Nuevos escarpes se generan por el encajamiento en las superficies-rampas erosivas (S<sub>4</sub>) de los interfluvios de los bloques de Espartinas y Arenales y del escalón morfológico en torno a la Mesa de Ocaña.

Posteriormente los pulsos de encajamiento se marcan en los sucesivos niveles de terrazas colgadas, hasta llegar a los escarpes de terrazas bajas, encajadas o solapadas (terraza de +8 en Las infantas).

Los replanos de terraza se escalonan desde cotas relativas de +150 m hasta +8 m, incluyendo terrazas de arroyos o fondos de valle colgados. La cronoestratigrafía de los niveles fluviales que los sustentan ya ha sido tratada en el capítulo correspondiente. Al Pleistoceno inferior pertenecen los niveles de terrazas del Tajo situados a +150, +120, +100, +90, +80, +70 y +65 m, que marca el límite con el Pleistoceno medio, y parte del relleno de la terraza compleja de +40 m del antiguo Manzanares. Al Pleistoceno medio pertenecen los niveles situados a +50-60 +40, +30 y +23, mientras que al Pleistoceno superior pertenecen los niveles situados a +19 y +8 m. En total se contabilizan catorce niveles fluviales, incluyendo la llanura aluvial actual, aunque alguno de los niveles puede en realidad ser más complejo.

La llanura aluvial actual o llanura de inundación del río Tajo se encuentra a +3-4 m sobre el cauce. En esta llanura aluvial que puede llegar a tener más de 3 Km de anchura, se localizan otras formas ligadas a la dinámica fluvial reciente. La principal son las barras fluviales, que conforman un corredor intermitente, de anchura variable, en la zona de transporte tractivo del Tajo, formada por barras de meandro, con abundantes cicatrices de acreción, pero también barras longitudinales ligadas al cauce activo. Otras formas corresponden a meandros o cauces abandonados. La llanura aluvial de arroyos alcanza también gran desarrollo en los fondos de valle del Guatén, Prados, arroyo de la Fuente de Seseña, Borox y Ontígola. Tanto en los fondos de valle y llanura de inundación, como sobre los niveles de terraza más bajos aparecen numerosos conos de deyección, correspondientes a aparatos aluviales que lateralmente pueden disponerse individualizados o coalescentes.

El *thalweg* de los arroyos de tercer y cuarto orden puede corresponder a formas de profunda incisión lineal, que da lugar a valles en forma de "V", o a valles de fondo plano. Las morfologías de fondo plano o en forma de artesa son características de los valles excavados en formaciones yesíferas, independientemente de su tamaño; así los valles de los arroyos de Borox y de la Fuente de Seseña, en la Hoja de Aranjuez o el mismo río Jarama. Igualmente sucede en otras zonas peninsulares, como en Aragón, donde los valles de fondo plano excavados en yesos en los Monegros reciben el nombre de *vaes*. El origen de estas formas, que puede estar ligado al remodelado de valles fluviales en "V" bajo condiciones periglaciares parece tener, además, un marcado control litológico, debido a la estabilidad de los taludes margo-yesíferos.

#### 4.2.2.4. Formas poligénicas

Las formas poligénicas aparecen como superficies altas y glacis en interfluvios o, a partir de estas, como formas de bajada y articulación entre terrazas o hacia los niveles fluviales de los valles. La más importante y con mayor expresión cartográfica es la superficie que corona el páramo de la Mesa de Ocaña, que hemos denominado Superficie de erosión-encostramiento  $S_0$ , por formar la superficie topográficamente dominante, a partir de la cual se desarrolla el resto de la morfogénesis de la Hoja. Se trata de una superficie definida por costras calizas con losas multiacintadas (VAUDOUR, 1979) o costra laminar bandeada multiacintada que PÉREZ-GONZÁLEZ (1982) ha mostrado corresponder a un episodio de

erosión-acumulación plioceno, entre el Villafranquiense inferior y el medio, desarrollado con posterioridad a los replegamientos locales del Páramo que históricamente se relacionaba con el evento tectónico de la fase Iberomanchega II (PÉREZ-GONZÁLEZ, 1979).

Topográficamente por debajo de la altiplanicie de la Mesa de Ocaña se encuentran retazos de dos superficies de erosión-acumulación pleistocenas. La más alta la hemos denominado Superficie  $S_3$  ó de 630-640 m por hallarse situada hacia esas cotas y encontrarse en la Hoja de Aranjuez inmediatamente por debajo de otra superficie (Espartinas-Valle de las Cuevas), que SILVA (1988) considera equivalente a la  $S_2$  de GOY *et al.* (1989). Aparecen retazos de esta superficie coronando los interfluvios Tajo-Guatén al NO de Añoover de Tajo; Melgar-Algodor, en la zona del vértice Telégrafo (639 m.s.n.m.) y en la esquina SO de la Hoja. En estas zonas apartadas del relieve de la Mesa de Ocaña, los replanos tienen ahora carácter de superficie desnuda, labrada igual sobre yesos al Norte del Tajo que sobre arcillas y arenas al Sur, mientras que su articulación con los contrafuertes de la mesa se realiza mediante glacis de cobertera. La edad de esos glacis y de la superficie, de acuerdo con su situación por encima de los niveles de terraza del Pleistoceno inferior, debe ser del Pleistoceno inferior a tal vez Plioceno.

Inmediatamente por debajo se sitúa la Superficie  $S_4$  ó de 610 m, de la que se encuentran retazos en Añoover de Tajo, en las zonas de El Salobral, Colonia Iberia y al NE de Villasequilla de Yepes. Se trata igualmente de una superficie de erosión-acumulación, desnuda hacia el río Tajo y cubierta, enlazando mediante glacis de cobertera (a veces también desnudos, cartografiados como glacis erosivos) con los relieves más elevados. Su disposición, marginal con respecto a los principales cursos fluviales, su situación altimétrica entre niveles de terraza del Pleistoceno inferior y la presencia en la Hoja de Aranjuez de *embayments* o entrantes, indican una fuerte influencia fluvial en su formación y permiten datarla como del Pleistoceno inferior. Dentro de la evolución morfológica del área estaría indicando una etapa dilatada de estabilidad del nivel de base fluvial. Otros glacis se desarrollan enlazando niveles de terraza del Pleistoceno inferior o en las bajadas desde los interfluvios hacia los fondos de los valles, ya durante el Pleistoceno medio.

En las vertientes del río Algodor y del arroyo de Melgar estos glacis se hallan muy degradados, definiendo los interfluvios entre barranqueras de tercer orden, donde su morfología actual es la de glacis de vertiente, con un depósito asociado principalmente arenoso, correspondiendo a niveles correlacionables con las terrazas del Pleistoceno inferior y con las del Pleistoceno medio.

Glacis de cobertera del Pleistoceno superior, formados principalmente por limos y arenas arcósicas rojizas se encuentran en la margen izquierda del Guatén, como producto del retrabajamiento en ladera de los depósitos fluviales del Manzanares/Guatén durante el encajamiento del arroyo actual.

Orlando la Mesa de Ocaña, y generalmente instaladas en pendiente sobre un sustrato yesífero, aparecen anchas zonas deprimidas de planta de tendencia triangular cuyos depósitos son similares a fondos de valle de poco desarrollo; que hemos denominado aluvial-coluvial; en su origen participan procesos de arroyada y gravitacionales. Su edad, al hallarse íntimamente ligados a la evolución más reciente, debe considerarse holocena.

#### 4.2.2.5. *Formas endorreicas*

Las únicas formas endorreicas de importancia en la Hoja de Yepes son las navas, pudiendo tener un origen kárstico, como la de El Salobral y posiblemente, dada su forma redondeada, las de la margen derecha del Guatén; o un origen fluvial, como en las zonas de llanura aluvial estrangulada por abanicos aluviales del arroyo Melgar al Sur de Huerta de Valdecarábanos.

#### 4.2.2.6. *Formas kársticas*

En la Hoja de Yepes se localizan buen número de pequeñas depresiones kársticas, generadas por disolución de las litologías carbonatadas o evaporíticas, en forma de dolinas de borde difuso, en ocasiones cubiertas por depósitos. La mayor concentración se da en las costras carbonatadas de la Mesa del Páramo, sobre todo en una zona alargada NO-SE entre Ciruelos y Cabañas de Yepes, es decir, paralela a la red fluvial de segundo orden y es posible que con un origen estructural ligado a un suave plegamiento sinformal del área.

#### 4.2.2.7. *Formas antrópicas*

La vega del Tajo es una zona sometida desde antiguo a una fuerte presión antrópica. Dentro de las actividades humanas que más han influido en el modelado del relieve destacan las actividades extractivas para áridos en los depósitos fluviales del Tajo, pero sobre todo las canteras de caliza Iberia, que benefician las calizas de la Unidad Superior Miocena (Calizas del Páramo) al Oeste de Yepes para su uso en una cercana fábrica de cemento.

### 4.3. FORMACIONES SUPERFICIALES

Las formaciones geológicas cuaternarias están fundamentalmente caracterizadas por los depósitos fluviales y aluviales relacionados con los valles del Tajo, Algodor, Melgar y Depresión Prados-Guatén. Esta última corresponde al antiguo valle excavado por el río Manzanares que, durante parte del Pleistoceno inferior y del medio, la recorría axialmente desembocando directamente en el Tajo aguas abajo de Añover de Tajo (SILVA *et al.*, 1988c; 1998). Desde el punto de vista textural y composicional los depósitos fluviales muestran un gran contraste. Los correspondientes al valle del Tajo están principalmente compuestos por gravas de cuarcita, cuarzo y calizas. Por el contrario, en los depósitos fluviales de la Depresión Prados-Guatén, la fracción arenosa es mayoritaria, estando constituidos por arenas arcósicas muy puras similares a las que se observan en el valle inferior del Manzanares, ya en la Hoja geológica de Getafe (582). Todos estos depósitos fluviales se encuentran estructurados en sistemas de terrazas, normalmente colgadas, pero que en algunos niveles se encuentran anómalamente engrosadas, pudiendo alcanzar potencias algo superiores a los 15 m.

Mostrando espesores más discretos y espectros litológicos más influenciados por la geología local, el resto de las formaciones cuaternarias responden mayoritariamente a los aportes laterales que, de forma secundaria, contribuyen al relleno de los mencionados valles. Así depósitos de abanicos aluviales de distinta entidad, aunque por lo general pequeños, glaciares, derrames y coluviones, aparecen frecuentemente orlando el pie de los escarpes yesíferos o calcáreos y localmente escarpes de terraza degradados. Los limos procedentes de la disolución del sustrato yesífero mioceno, constituyen formaciones muy extensas pero de escaso espesor, estando genéticamente ligados a las superficies tipo glacis situadas en ambos márgenes del río Tajo. Por último otros materiales relacionados con depresiones

endorreicas de origen kárstico o fluvial, son frecuentemente formaciones muy puntuales de escasa importancia y poco espesor.

#### 4.4. EVOLUCIÓN DINÁMICA

La evolución morfogenética reciente del área comienza con la captura de la cuenca intracontinental terciaria por la red de drenaje atlántica hacia el final del Neógeno (CALVO *et al.*, 1996). Las áreas centrales de la cuenca de Madrid, ocupadas por la formación de calizas lacustres del Páramo, más resistentes a la erosión, van a quedar como altas planicies. Es la superficie M2 de SCHWENZNER (1936) o superficie C de GLADFELTER (1975), de edad pliocena; una superficie, el Páramo, definida como de corrosión-karstificación por VAUDOUR (1979) y que PÉREZ-GONZÁLEZ (1982) ha mostrado corresponder a dos diferentes episodios de erosión-acumulación pliocenos claramente superpuestos en algunos sectores. Estos procesos pliocenos están ocasionados por la captura de este sector de cuenca endorreica por la red de drenaje atlántica. En un primer momento los sistemas lacustres se vacían, comenzando una intensa karstificación de los depósitos carbonatados, asociada a la formación de la superficie  $S_1$ ; las facies detríticas de borde progradan hacia el centro de la cuenca en forma de extensos sistemas fluviales (series rojas de la Mesa de Ocaña, Unidad Terminal); por último, el drenaje se jerarquiza, progresa la incisión y sobre los anteriores depósitos fluviales se forman potentes encostramientos carbonatados bajo un clima fuertemente estacional y de notable aridez (superficie  $S_0$ ).

Durante el Pleistoceno inferior se definen ya los cursos NE-SO del Tajo y SE-NO de algún antecesor del Algodor, labrándose la superficie que hemos denominado  $S_3$ , encajada ya unos 60 m bajo la Mesa de Ocaña, con la cual enlazaba mediante glacis. A partir de este momento la jerarquización fluvial es más notable, se forman los primeros niveles de terraza que se conservan en la Hoja de Yepes, entre 90 y 180 m por debajo de la superficie general de la Mesa de Ocaña, se desarrollan otras superficies erosivas ( $S_4$ ) y glacis de recubrimiento y aparece definido el surco del Manzanares/Guatén. Entre el Pleistoceno inferior y el medio tienen lugar importantes deformaciones que afectan a los depósitos fluviales, probablemente relacionados con una cierta actividad tectónica que cataliza importantes procesos de disolución y hundimiento del sustrato evaporítico terciario.

Durante el Pleistoceno medio continúa la incisión fluvial, profundizando desde los 180 a los 220 m de desnivel. El Algodor y el Melgar actuales aparecen ya claramente definidos y se produce la captura del curso medio del río Manzanares por un arroyo tributario del Jarama. El curso inferior, la depresión de Prados-Guatén, queda como un valle seco donde dominan los procesos de aporte lateral, los encostramientos y el lento encajamiento de los arroyos de Prados y Guatén, que únicamente tienen como cuenca de recepción el propio valle truncado.

Durante el Pleistoceno superior y Holoceno el encajamiento se reduce a unos 20 metros. Un acusado hundimiento se produce en la Zona del Jarama y su intersección con el Tajo, produciendo la superposición de terrazas, hundimiento que no es tan acusado en el Tajo hacia aguas abajo, donde las mismas terrazas aparecen colgadas.

#### 4.5. MORFOLOGÍA ACTUAL-SUBACTUAL Y TENDENCIAS FUTURAS

La Hoja de Yepes presenta una serie de importantes rasgos neotectónicos, ya tratados en la descripción de los afloramientos y en el capítulo de tectónica. Estos rasgos, que incluyen fallas, basculamientos y pliegues que afectan a basamento terciario y a depósitos



cuaternarios, se hallan concentrados en dos corredores principales, con ejes en los cursos del Jarama y del Tajo. La actividad sísmica cuaternaria en la zona de la Cuenca de Madrid está además evidenciada por estructuras paleosísmicas, como licuefacción en depósitos fluviales (GINER *et al.*, 1996) o domos elípticos (SILVA *et al.*, 1997) y por el registro de sismos históricos con una densidad y profundidad de focos anómalamente alta para su entorno regional.

Las deformaciones tectónicas se complementan con las de origen kárstico por disolución de las litologías evaporíticas y por los movimientos gravitacionales de cuñas y paneles de roca en los escarpes yesíferos de la margen derecha del Tajo, que se pueden considerar como procesos activos.

Dentro de los procesos fluviales, la regularización del régimen hidráulico de los principales ríos de la zona mediante los pantanos construidos desde los años cuarenta hace que los periodos de crecida estén muy amortiguados en la Hoja, y los procesos de avulsión, migración de meandros o su estrangulamiento y abandono sean poco activos.

Durante las épocas de lluvias las depresiones kársticas, endorreicas y semiendorreicas sufren encharcamientos a veces extensos, mientras que los arroyos pueden funcionar bajo régimen torrencial, dando lugar a aparatos aluviales en sus salidas; se ha podido constatar que estos procesos de avenida son especialmente activos en los barrancos laterales del río Algodor y del arroyo de Melgar.

## 5. PETROLOGÍA

Las rocas hercínicas tienen una muy pequeña representación en la Hoja de Yepes. Afloran al SO de la Hoja, en la margen izquierda del río Algodor, parcialmente cubiertos por depósitos terciarios y cuaternarios. Se trata fundamentalmente de rocas ígneas pertenecientes al “Macizo Cristalino”, “Dominio Migmatítico” o “Complejo Anatéctico” de Toledo, que afloran más extensamente hacia el Oeste y Sur de la presente Hoja.

### 5.1. ROCAS ÍGNEAS

#### 5.1.1. Granodioritas porfídicas orientadas, tipo Argés (3)

Estos granitoides calcoalcalinos son más abundantes en las zonas centrales y orientales del Complejo Anatéctico de Toledo. Sus composiciones modales van desde tipos monzograníticos a tonalíticos. Se trata de rocas muy oscuras formadas por una matriz biotítica de grano muy fino en la que destacan abundantes megacrystales de feldespatos de hasta 1x3 cm de tamaño, siendo también abundantes las variedades microporfídicas de menos de 1 cm de dimensión mayor. Los megacrystales presentan una fuerte orientación que define una lineación subhorizontal de dirección en torno a N130°E, concordante con la foliación regional. Como enclaves son muy abundantes los de tipo microgranular, muy oscuros por la ausencia de megacrystales de feldespatos, que también muestran la orientación preferente de la estructura regional. Es frecuente que aparezcan parcialmente migmatizados, con texturas tipo *flecky* y/o bandeados estromáticos más o menos difusos.

Las rocas están formadas por cuarzo, plagioclasa, biotita y feldespato potásico. Granate, sillimanita, espinela y cordierita, pueden aparecer como minerales de origen metamórfico. El feldespato potásico, además de como megacrystales, puede aparecer en venillas de segregación, paralelas a la orientación de la foliación marcada por las biotitas.

#### 5.1.2. Granitos biotítico-cordieríticos con megacrystales, tipo Layos (4)

Corresponden a un tipo de granitoides fuertemente peraluminicos, definidos por ANDONAEGUI y VILLASECA (1988) en las cercanías del pueblo de Layos, muy abundantes en la zona oriental del Complejo Anatéctico de Toledo. Las facies no porfídicas son mucho más abundantes, pero en esta zona de la Hoja de Yepes están mejor representadas las variedades porfídicas. Se trata de unos granitos de color relativamente oscuro en los que destaca la presencia por zonas de abundantes megacrystales de feldespato potásico de 2x5 cm de tamaño en afloramiento. Los granitos presentan una foliación grosera, en torno a N130°E y posteriormente replegada por pliegues coaxiales erguidos, definida por elementos planares (biotita) y los megacrystales se presentan orientados definiendo una lineación subhorizontal contenida en la foliación. Son también muy frecuentes en campo las inclusiones centimétricas de cuarzos globulosos y la presencia de cuerpos métricos, intrafoliares, aboudinados, de leucogranitos que probablemente corresponden a movilizados emplazados sin-plutónicamente (BARBERO, 1992). El cuerpo granítico aparece atravesado por zonas de cizalla fuertemente foliadas, de unos 3 m de espesor, en las que la roca, de textura granoblástica orientada, está compuesta principalmente por cuarzo, FK, plagioclasa, cordierita y granate, dando un bandeo de dirección más norteada, en torno a N160°E y 75°S.

Petrográficamente corresponden a tipos melatonalíticos, melagranodioríticos y melamonzograníticos (BARBERO, 1992). Al microscopio, los megacrystales de FK presentan

inclusiones de cordierita, biotita y de otros FK más idiomorfos y pequeños, probablemente ígneos reciclados, semejantes a los de las granodioritas microporfídicas tipo Argés. La cordierita, muy abundante, forma preferentemente cristales subredondeados, normalmente pinnitizados. Presentan también algo de sillimanita y biotita en planos discretos de cizalla, metamórficas; micas blancas, cloritas y carbonatos secundarios, y apatito, circón y opacos como accesorios.

BARBERO (1992) observa contactos graduales de estos granitos con las migmatitas peraluminicas y abundantes enclaves de estas en los cuerpos plutónicos, lo que unido a las similitudes geoquímicas entre ambos, le lleva a interpretar un origen de movilizados anatéticos para estos granitos. Se trata, pues, de fundidos fuertemente peraluminicos formados por un proceso de anatexia a partir de un protolito al menos en parte pelítico, movilizados y que han sufrido procesos de mezcla que involucran a tipos ígneos intermedios y más ácidos. Su emplazamiento es sintectónico con la fase deformativa principal (D2), siendo afectados por el plegamiento de D3 y por la fase de desgarres dúctiles normales más norteados.

## 5.2. ROCAS FILONIANAS

### 5.2.1. Diques de cuarzo (1)

Afloran entre las rocas graníticas como rellenos de fracturas tardihercénicas de dirección NNO-SSE. A pesar de su reducido espesor (5 m máximo) se ha representado en cartografía el más representativo de ellos.

### 5.2.2. Aplitas (2)

Aparecen como diques de espesores métricos, orientados entre N75°E y N85°E y buzamientos bajos (40°-45°) tanto al Norte como al Sur. Son rocas leucocráticas formadas por microgranitos con biotita, no deformados. Intruyen a favor de la red de diaclasado y su edad es tardihercénica.

Al microscopio se aprecia que el feldespató potásico es intersticial con respecto al cuarzo, la biotita y la plagioclasa; pueden presentar grandes placas de moscovita secundaria, reemplazando al FK. Aparecen pequeñas agujas de sillimanita incluidas en cuarzo y FK, algo de apatito, circones y opacos completan su mineralogía.

## 5.3. METAMORFISMO

Las rocas metamórficas no tienen gran representación en la Hoja de Yepes. Estrictamente se limitan a algunas estrechas bandas de rocas miloníticas fuertemente foliadas, de unos 3 m de espesor, en las que la roca ígnea original, los granitoides peraluminicos hercénicos tipo Layos adquieren una textura granoblástica orientada. Las rocas están compuestas principalmente por cuarzo, FK, plagioclasa, cordierita y granate, dando un bandeo de dirección en torno a N160°E y buzamiento 75°S. Las mejores observaciones sobre la evolución tectonometamórfica del área corresponden a la vecina Hoja de Toledo. Una posible evolución tectonotermal para las rocas encajantes del Complejo Anatético de Toledo se ha representado en la figura 5.1. Los ortogneises glandulares no migmatizados que afloran en la Hoja de Toledo presentan asociaciones con sillimanita+granate+biotita+feldespató potásico, carentes de moscovita, que en zonas migmatizadas pasan a ser de granate+cordierita+feldespató potásico. Esta secuencia de

asociaciones indica que la desaparición de moscovita mediante la reacción  $Ms+Q=Sill+FK+H_2O$  tiene lugar con anterioridad a la desestabilización de biotita siguiendo la reacción de descompresión  $Bt+Sill+FK+Q=Grt+Crd+L$ ; lo que indicaría presiones superiores a los 8 Kbar y temperaturas de más de 750°C, pero inferiores a 850-900°C debido a la ausencia de ortopiroxeno en las rocas. La aparición de espinela y las coronas de cordieritas en torno a granates son rasgos descompresivos que indican una despresurización hasta presiones inferiores a los 3 Kbar, descompresión que se relaciona con la tectónica de extensión lateral durante D2. Los granitoides anatéticos que afloran en la Hoja de Yepes se originan en este proceso de descompresión y aún tras emplazarse son afectados por él. La evolución P-T-t de la figura 4.1 indicaría una descompresión muy pronunciada y prácticamente isoterma, que es precisamente la evolución esperable para el bloque de muro de una zona extensional.

## 6. HISTORIA GEOLÓGICA

El basamento hercínico de la Hoja de Yepes representa parte de las zonas profundas del Orógeno Varisco y está formado principalmente por granitoides meso-catazonales emplazados en un dominio migmatítico conocido como Complejo Anatéctico de Toledo. Durante este episodio orogénico se produjeron importantes deformaciones, las más antiguas de las cuales no están representadas en estos materiales. Estas primeras etapas deformativas (D1) corresponden a la tectónica contractiva responsable del principal engrosamiento de la cadena. En la zona de Montes de Toledo, correspondiente a sectores menos profundos, esta etapa produce grandes pliegues NO-SE a E-O, de erguidos a vergentes hacia el N o NE con una esquistosidad de plano axial asociada (S1). Las condiciones alcanzadas al inicio del siguiente episodio, de al menos 8-9 Kbar de presión y 800°C de temperatura indican que el Complejo Anatéctico de Toledo corresponde a una zona profunda del orógeno, donde los procesos tectonometamórficos posteriores han borrado las evidencias de los estadios iniciales.

La progresión del engrosamiento hace que la pila orogénica colapse lateralmente. En el Complejo Anatéctico de Toledo la extensión de D2 se verifica mediante un importante cizallamiento dúctil, homogéneamente distribuido (S2), con movimiento de techo hacia el NO y por cizallas dúctiles más localizadas y tardías, coherentes con este movimiento. La descompresión asociada a esta extensión paralela a la dirección de la cadena es muy importante, llevando las rocas hasta condiciones de alrededor de 3 Kbar, aún a altas temperaturas. La descompresión induce una migmatización generalizada en estos niveles profundos y la generación de fundidos anatéticos que se movilizan y migran hacia niveles más someros. Algunas de las rocas así generadas en niveles aún más profundos y emplazados en el C.A.T., son deformadas y sufren todavía procesos de migmatización.

Ya extendida, o aún durante la descompresión, la pila de materiales es replegada según direcciones de compresión NE-SO (D3) y posteriormente sufre una importante tectónica de desgarres N-S y en menor medida E-O (D4) que pueden tener rejuegos normales. La elevación por rebote isostático de los dominios profundos descomprimidos, origina un abombamiento cortical en cuyos flancos se produce una verticalización de las estructuras previas (los pliegues tumbados de Montes de Toledo pasan a estar erguidos) y el desarrollo de nuevos accidentes extensionales ya en condiciones dúctiles-frágiles (Banda Milonítica de Toledo).

En épocas tardihercínicas, bajo condiciones frágiles, se generan diaclasas y fracturas de direcciones entre N70°E y E-O, a cuyo favor se emplazan rocas graníticas filonianas. A favor de fracturas norteadas posteriores se producen procesos hidrotermales y la formación de diques de cuarzo.

El final del ciclo varisco y el principio del alpino viene marcado por el arrasamiento del relieve orogénico. Se desarrollan profundos mantos de alteración bajo condiciones climáticas desde áridas, en el Pérmico y Triásico, a tropicales en el Cretácico, con características de manto de alteración kaolínítico y un espesor que puede ser del orden de 25 m (MARTÍN-SERRANO, 1988; MOLINA, 1990). Los procesos de alteración conllevan la formación de caolinita y esmectita, así como el desarrollo de silicificaciones (visibles en la Hoja sobre el basamento varisco aflorante) y corazas ferruginosas (presentes regionalmente aunque no en esta Hoja). El desmantelamiento de las alteritas va a dar lugar a un paisaje fundamentalmente peneplanizado. La zona debió estar probablemente emergida hasta el

Cretácico medio, en que se debieron depositar los sedimentos fluvio-marinos y marinos que aparecen en esta Hoja y en la Hoja meridional de Mora, probablemente como testigo de la transgresión del Aptense, aunque a falta de datación existan dudas sobre si podrían corresponder al final del Cretácico.

A finales del Cretácico comienza la Orogenia Alpina, cuyo paroxismo en la zona central de la Península Ibérica tiene lugar durante el Oligoceno y Mioceno Inferior-Medio. Este episodio orogénico se relaciona con una doble colisión: por un lado, la Placa Ibérica y la Placa Euroasiática (orógeno Cantabro-Pirenaico) y, por otro lado, la Placa Ibérica, la Placa Africana y la Microplaca de Alborán (orógeno Bético). En este contexto geotectónico, debido a la transmisión de esfuerzos desde dichos orógenos, se generó la Cuenca de Madrid como una fosa tectónica intraplaca. La reactivación de fracturas tardihercínicas en el zócalo varisco produjo el levantamiento de los bordes de cuenca, los cuales definieron una depresión endorreica, que se rellenaría exclusivamente por sedimentos continentales (ANDEWEG *et al.*, 1999).

La sedimentación de la Unidad Inferior del Mioceno tuvo lugar en sistemas de abanico aluvial-llanura lutítica-lago salino. Los abanicos procedían del borde de cuenca constituido por los Montes de Toledo que se elevó durante el Oligoceno-Mioceno Inferior. Los lagos centrales tenían carácter hipersalino y estaban orlados por llanuras lutíticas esencialmente siliciclásticas que recibían los aportes detríticos desde el borde de cuenca. En este lago, desarrollado en condiciones climáticas áridas, precipitaron sales (glauberita, halita, anhidrita, etc.) y se depositaron lutitas magnesíticas. Dichas sales han sido reemplazadas en la zona superficial del terreno por yeso secundario esencialmente durante el Cuaternario. La evolución temporal de la unidad está marcada por la expansión del sistema lacustre hacia techo y la concomitante retrogradación de los abanicos aluviales hacia el Sur. Esta evolución se corresponde con la atenuación progresiva de la actividad tectónica en el borde de cuenca constituido por los Montes de Toledo.

El contacto entre las Unidades Inferior e Intermedia del Mioceno queda marcado en la zona occidental y septentrional de la Hoja por un cambio radical en el tipo de facies evaporíticas: yesos secundarios procedentes del reemplazamiento de sales solubles en la Unidad Inferior; y yesos primarios, generalmente removilizados, precipitados directamente a partir de aguas concentradas, en la Intermedia. Esta evolución refleja un reactivación tectónica en la cuenca (fallas en el substrato y bordes de cuenca), a la vez que se verifica la implantación de un clima semiárido con oscilaciones estacionales.

El modelo de sedimentación general para la Unidad Intermedia del Mioceno en la Hoja se engloba en sistemas de llanura lutítica salina-lago salino. El ambiente lacustre era somero y moderadamente concentrado, pues la facies de máxima salinidad es el yeso. A techo de la Unidad Intermedia se produce un cambio en la naturaleza de los depósitos lacustres predominando los de naturaleza carbonática, esta variación responde a una dilución del complejo lacustre promovida por un cambio climático hacia condiciones más húmedas y va acompañada por una expansión del sistema lacustre hacia el Sur y una dramática reducción de aportes detríticos, lo cual es indicativo de la inactividad de los Montes de Toledo durante esta etapa. El techo de la unidad está constituido por calizas cristalinas formadas en una etapa de exposición subaérea de los sedimentos lacustres yesíferos y dolomíticos. Durante esta exposición se produjo además su karstificación y se definió el contacto paleokárstico con los depósitos correspondientes a la Unidad Superior del Mioceno.

La Unidad Superior se separa de la Unidad Intermedia mediante una ruptura sedimentaria bien definida relacionada con un cambio drástico en el anterior régimen de sedimentación de lago salino endorreico, que pasa a estar representado por un complejo de naturaleza fluvio-lacustre con aguas diluidas. En la Hoja predominan las facies de lago representadas por calizas de agua dulce y que, en buena medida, forman el páramo de la Mesa de Ocaña. La fauna reconocida en esta unidad sugiere condiciones climáticas relativamente cálidas y secas durante el depósito de las calizas (Turolense).

Tras la captura de la cuenca endorreica por la red de drenaje atlántica en el Mioceno superior, tiene lugar la retracción del sistema lacustre carbonatado del Páramo; las zonas expuestas sufren procesos de corrosión y karstificación bajo un clima mediterráneo cálido y de marcada estacionalidad, labrando una superficie que es fosilizada por la instalación de un sistema fluvial (series rojas de la Mesa de Ocaña, no aflorantes en la Hoja de Yepes), aún poco jerarquizado, durante el Plioceno superior. Esta red discurría de NE a SO llegando a incidir y cortar el Páramo en algunas zonas; el paulatino encajamiento de los cursos fluviales que se van definiendo llegaría a dejar topográficamente colgados los techos de los depósitos pliocenos, mientras se retrabajan en forma de superficie de erosión y encostramiento carbonatado de láminas multiacintadas; nuevas superficies se excavan ya sobre materiales miocenos ( $S_2$ ,  $S_3$ ). Durante el Plioceno tiene lugar un progresivo basculamiento hacia el SO que para algunos autores estaría relacionado con momentos tardíos de la apertura del golfo de Valencia y el levantamiento del este peninsular. Este basculamiento, originado por un suave abombamiento de escala cortical podría estar en el origen del cambio exorreico de la cuenca o de un retroceso de los sistemas lacustres hacia el SO, programando sobre ellos facies terrígenas de borde (series rojas).

En el Pleistoceno, bajo un clima de alternancia de periodos áridos frescos y templados más húmedos, progresa el encajamiento fluvial, al principio dando anchas vallonadas con extensos arrasamientos de enlace con los relieves ( $S_4$ , glacia) y amplios depósitos de terraza, que se van a ir estrechando al tiempo que descienden de cota, hasta su configuración actual como valles de fondo plano y escarpadas laderas. Durante el cuaternario aún se manifiestan deformaciones bajo un campo de esfuerzos de direcciones  $N140^\circ-150^\circ E$ , que genera o reactiva fracturas en esta dirección y en direcciones NNE-SSO y E-O. Controlados por estas estructuras se producen importantes fenómenos de disolución en profundidad de las litologías evaporíticas que amplifican la subsidencia diferencial de algunas áreas, como el corredor del Jarama y su zona de confluencia con el Tajo. En estas zonas subsidentes se produce agradación de los cursos fluviales, que llegan a depositar importantes espesores de aluvionamientos, especialmente en el Pleistoceno inferior y en el superior. Estos procesos pueden ser también el origen de la captura del río Manzanares por un afluente del Jarama hacia el Pleistoceno medio, aguas abajo de Madrid, dejando cortado su tramo bajo en la depresión de Prados-Guatén. El paso del Pleistoceno al Holoceno va acompañado de una bajada en la energía de los medios fluviales, que pasan de tipo entrelazado a meandriforme.

## 7. GEOLOGÍA ECONÓMICA

### 7.1. RECURSOS MINERALES. ROCAS INDUSTRIALES

La Hoja de Yepes presenta un total de 29 indicios mineros de diferente índole, con una gran variedad en cuanto a los materiales extraídos; la mayor actividad minera se centra por una parte en las calizas del Mioceno y Plioceno, y por otra en las gravas y arenas del Cuaternario; los materiales calizos son aplicados para la producción de áridos de trituración y cementos, mientras que las gravas y arenas se usan como áridos naturales. Están igualmente representados en la Hoja otras sustancias de interés, como arcillas, yesos, glauberita y thenardita.

En lo que respecta a las calizas existen en total 7 explotaciones, 3 de las cuales están en actividad permanente, 1 mantiene actividad intermitente y 3 están abandonadas; hay que añadir cuatro emplazamientos de indicios señalados en la Hoja que pudieran constituir explotaciones en un futuro próximo. Los frentes de las explotaciones activas son de tamaño entre mediano y grande; se abren en calizas y calizas neomórficas miocenas (Aragoniense-Turolense), ocasionalmente asociadas a yesos detríticos. Otra fuente de abastecimiento de materiales calizos son las formaciones de costras carbonatadas correspondientes al Plioceno. Las calizas en explotación se ubican en la zona oriental de la Hoja, en los municipios de Yepes, Ocaña, Ciruelos y Cabañas de Yepes.

El sector de explotación de áridos naturales está representado por 4 explotaciones de gravas y arenas, 1 abandonada y las restantes en actividad (una con su área de laboreo compartida entre las Hojas de Yepes-630 y de Toledo-629). En las explotaciones activas se benefician gravas y arenas de depósitos fluviales del río Tajo (terrazas medias y altas) y algunos de los abanicos aluviales del área, materiales todos ellos del Cuaternario (Pleistoceno); el procesamiento comprende lavado y clasificado, y la producción se destina a la venta como áridos naturales o como materiales de refuerzo para hormigones. Los depósitos se distribuyen del modo siguiente: 1 en el término municipal de Toledo, y 3 en el de Aranjuez (Madrid).

Por lo que respecta a las arcillas las explotaciones ubicadas en la Hoja son 6, cuya producción se ha venido destinando a fabricación de cerámica estructural. Dos de ellas están establecidas sobre depósitos del Mioceno (Ramblense-Aragoniense medio), aflorantes en el sector noroccidental de la Hoja, una en el municipio de Aranjuez (Madrid) actualmente abandonada y la otra, activa, en el término de Villaseca de la Sagra (Toledo). Las 4 restantes explotaciones (1 activa, 1 intermitente y 2 abandonadas) corresponden a depósitos arcillosos de edad Cuaternario (Holoceno) con facies de abanico aluvial y de fondo de valle, distribuidos entre los términos municipales de Añover de Tajo y Villaseca de la Sagra (Toledo).

Los yesos en condiciones de afloramiento de aparente interés minero están ampliamente distribuidos entre las formaciones evaporíticas de la Hoja, predominando los yesos detríticos asociados a carbonatos, los yesos con pseudomargas de glauberita, o los yesos con arcillas verdes. Las diversas facies se integran en el Mioceno (Ramblense-Vallesiense). El total de explotaciones existentes es de 7, de las que sólo 1 está en el presente en actividad, produciendo materia prima mineral de alta pureza apta para la fabricación de escayolas; otra, con yeso de calidad similar a la anterior, mantiene una actividad intermitente; las 5 restantes, posiblemente debido al elevado contenido de impurezas (arcillas, calizas) en el yeso, están abandonadas. La zona que centra las actividades de extracción de yesos



comprende los términos toledanos de Añover de Tajo, Ontígola, Yepes, Huerta de Valdecarábanos y Cabañas de Yepes.

Por último, se ha reseñado en la Hoja un solo indicio minero de glauquerita y/o thenardita, situado en su parte nororiental, en la zona limítrofe de los municipios de Aranjuez (Madrid) y Ocaña (Toledo). Su emplazamiento corresponde a un área con afloramientos de depósitos de yesos con pseudomargas de glauquerita y arcillas verdes con yeso, de edad Mioceno (Aragoniense inferior-medio). Los registros mineros provinciales permiten presumir la posible implantación de actividades extractivas de mineralizaciones de sulfato sódico en plazo breve.

Un resumen de lo expuesto anteriormente queda reflejado en la Tabla adjunta:

Nº Campo	UTM X	UTM Y	Denominación	Sustancia	Municipio	Provincia	Edad	Ud. Geológica <sup>1</sup>	Aplicación	Tipo Exp. <sup>2</sup>	Tamaño <sup>3</sup>
30	427500	4417500	Majazala <sup>4</sup>	Grv y Are	Toledo y Aranjuez	Toledo - Madrid	Cuaternario (Pleistoceno sup.)	23	Áridos naturales y cementos	EA	G
1	442425	4420000	Tristán	Clz	Yepes	Toledo	Plioceno	16	Áridos de trituración y cementos	EB	G
2	452800	4423750	Santa María <sup>4</sup>	Clz	Ocaña	Toledo	Plioceno	16	Áridos de trituración y cementos	EA	G
3	444600	4420500	Raquel <sup>4</sup>	Clz	Yepes-Ciruelos	Toledo	Plioceno	16	Áridos de trituración y cementos	EA	G
4	434200	4427850	La Alhondiguilla <sup>4</sup>	Yes	Añover de Tajo	Toledo	Mioceno(Aragoniense med-Vallesiense)	10	Yesos y escayolas	EI	M
5	434600	4428150	Valdelacueva <sup>4</sup>	Yes	Añover de Tajo	Toledo	Mioceno(Aragoniense med-Vallesiense)	10	Yesos y escayolas	EA	G
6	438475	4419825	Canteras I <sup>4</sup>	Clz y Yes	Yepes	Toledo	Mioceno(Aragoniense med-Vallesiense)	10	Áridos de trituración y cementos	EI	M
7	444650	4418900	Canteras II <sup>4</sup>	Clz	Yepes	Toledo	Plioceno	16	Áridos de trituración y cementos	EA	G
8	451375	4417825	Canteras IV	Clz	Ocaña y otros	Toledo	Plioceno	16	----	IN	----
9	445500	4426000	Parla – Aranjuez	Gla y The	Aranjuez y Ocaña	Madrid - Toledo	Mioceno(Aragoniense inf-med.)	9	----	IN	----

Nº Campo	UTM X	UTM Y	Denominación	Sustancia	Municipio	Provincia	Edad	Ud.Geológica <sup>1</sup>	Aplicación	Tipo Exp. <sup>2</sup>	Tamaño <sup>3</sup>
10	441425	4420125	Rosa	Clz	Yepes	Toledo	Mioceno(Vall esiense- Turoliense)	14	----	IN	----
11	441875	4420400	Rosa II	Clz	Yepes	Toledo	Mioceno (Vallesiense)	12	----	IN	----
12	450225	4420700	Viña de la Monja	Clz	Ocaña	Toledo	Mioceno(Ara goniense med- Vallesiense)	10	----	IN	----
13	436075	4421750	El Juncal <sup>4</sup>	Arc	Aranjuez	Madrid	Mioceno(Ram bliense- Aragoniense med.)	7	Cementos	EA	M
14	437850	4422350	El Tobar	Grv	Aranjuez	Madrid	Cuaternario (Pleistoceno inf.)	17	Áridos naturales	EB	M
15	437300	4423550	El Matujal <sup>4</sup>	Grv	Aranjuez	Madrid	Cuaternario (Pleistoceno sup.)	23	Áridos naturales	EA	M
16	433150	4420500	Amapola <sup>4</sup>	Grv	Aranjuez	Madrid	Cuaternario (Pleistoceno med.)	20	Áridos naturales	EA	M
17	436175	4426925	Valdemiguel <sup>4</sup>	Arc	Añover de Tajo	Toledo	Cuaternario (Holoceno)	28	Cerámica estructural	EA	M
18	433750	4426350	Valdelobos I	Arc	Añover de Tajo	Toledo	Cuaternario (Holoceno)	28	Cerámica estructural	EI	G
19	439500	4419000	----	Clz	Yepes	Toledo	Mioceno(Vall esiense- Turoliense)	14	Áridos de trituration y cementos	EB	G
20	450125	4426800	----	Yes	Ontigola	Toledo	Mioceno(Ara goniense inf- Vallesiense)	9 y 10	Yesos	EB	M
21	444400	4417475	----	Yes	Yepes	Toledo	Mioceno(Ara goniense med- Vallesiense)	10	Yesos	EB	G
22	454625	4416450	----	Clz	Cabañas de Yepes	Toledo	Plioceno	16	Áridos de trituration	EB	P
23	434500	4426125	---- <sup>4</sup>	Yes	Añover de Tajo	Toledo	Mioceno(Ram bliense- Aragoniense med.)	8 y 9	Yesos	EB	P

Nº Campo	UTM X	UTM Y	Denominación	Sustancia	Municipio	Provincia	Edad	Ud. Geológica <sup>1</sup>	Aplicación	Tipo Exp. <sup>2</sup>	Tamaño <sup>3</sup>
24	447550	4413650	----	Yes	Huerta de Valdecarábanos	Toledo	Mioceno(Aragoniense med-Vallesiense)	10	Yesos	EB	----
25	455525	4415525	----	Yes	Cabañas de Yepes	Toledo	Mioceno(Aragoniense med-Vallesiense)	10	Yesos	EB	M
27	448000	4411650	----	Arc	Huerta de Valdecarábanos	Toledo	Cuaternario (Holoceno)	31	Cerámica estructural	EB	G
28	435725	4426350	La Generosa	Arc	Añover de Tajo	Toledo	Cuaternario (Holoceno)	28	Cerámica estructural	EB	----
29	427375	4422250	---- <sup>4</sup>	Arc	Villaseca de la Sagra	Toledo	Mioceno(Ramblense-Aragoniense inf.)	6	Cerámica estructural	EB	G

1.- Numeración empleada en la Cartografía MAGNA de la Hoja nº 630

2.- EA = explotación activa; EI = explotación intermitente; EB = explotación abandonada; IN = indicio

3.- G = grande; M = mediana; P = pequeña

4.- Existe planta de lavado, clasificación y/o elaboración

#### Abreviaturas de las sustancias:

Arc = Arcilla	Gla = Glauberita	Yes = Yeso
Are = Arena	Grv = Grava	
Clz = Caliza	The = Thenardita	

## 7.2. HIDROGEOLOGÍA

La Hoja a escala 1:50.000 de Yepes (nº 630) se encuentra a caballo entre las provincias de Madrid y Toledo, en la zona en que el río Tajo sirve como límite natural entre ambas.

Toda su superficie se encuentra dentro del tramo medio de la Cuenca del Tajo, cuyo cauce la atraviesa en sentido NE-SO por su cuadrante noroccidental y al que van a parar las aguas de todos los cursos que se originan o atraviesan la Hoja, entre los que también destaca el río Alagón.

Desde el punto de vista hidrogeológico, los principales acuíferos de la zona se circunscriben a los materiales detríticos y carbonatados finimiocenos que forman la Mesa de Ocaña, constituyendo la unidad hidrogeológica del mismo nombre, que se distribuye entre las cuencas del Tajo y Guadiana. El resto de la hoja está ocupado por formaciones terciarias de baja permeabilidad (acuitardos y acuífugos), aflorantes o que forman la base impermeable para acuíferos cuaternarios (aluviales y terrazas) de ámbito local.

### 7.2.1. Climatología

El clima de este sector de Castilla-La Mancha se caracteriza por un verano largo, seco y caluroso y un invierno frío, con numerosos días de helada, especialmente en las mesetas elevadas, como la de Ocaña.

Según el mapa de isoyetas del sector central de la Cuenca del Tajo para el periodo 1930-1975, la mayor parte de la superficie de la hoja se encuentra dentro de las curvas que delimitan los 400 y 500 mm. anuales, aunque en su esquina noroccidental (comarca de La Sagra) y al Sur de la Mesa de Ocaña (entre Villasequilla de Yepes y Huerta de Valdecarábanos) apenas se alcanzan los 400 mm.

Dichas precipitaciones se reparten durante unos 85 días al año y tienen un carácter netamente estacional. Los temporales de lluvias más significativos se producen en primavera (chubascos) y, especialmente, en otoño, cuando los vientos templados y húmedos de componente SO (ábregos) dan lugar a un estancamiento de nubes en la cara meridional de los sistema Central e Ibérico. Las fechas más típicas para el paso de estos frentes nubosos, que producen temporales de 2 ó 3 días de duración, son del 15 de octubre al 15 de noviembre.

Asimismo, los periodos secos se circunscriben al invierno (sequía fría, con ciclos de nieblas y heladas) y estío (sequía cálida, con brotes de tormentas y golpes de calor). Ambos periodos se hallan muy condicionados por las precipitaciones producidas durante la estación precedente.

Las precipitaciones máximas recogidas en la zona durante 24 horas se encuentran entre 50 y 60 mm. y, por su parte, las heladas pueden llegar a originarse durante 70 días al cabo del año.

En la tabla siguiente se exponen los datos climáticos de las estaciones meteorológicas de Villasequilla de Yepes y Ocaña (GARCÍA-DE PEDRAZA *et al.*, 1994), consideradas las más representativas de los sectores de la llanura de La Sagra, la Vega del Tajo y la mesa calcárea de Ocaña, comarcas que componen la hoja topográfica de Yepes:

ESTACIÓN METEOROLÓGICA	A	P	D	t	TM	Tm	ETP
Villasequilla de Yepes	519	403	68	12,8°	19,6°	6°	741
Ocaña	730	453	79	13,3°	19,4°	7,2°	753

A = Altitud (msnm)

P = Precipitación media anual (mm)

D = Días de lluvia

t = Temperatura media anual (°C)

TM = Valor medio anual de las temperaturas máximas (°C)

Tm = Valor medio anual de las temperaturas mínimas (°C)

ETP = Evapotranspiración potencial media anual, según Thornthwaite (mm)

TABLA 7.1

De acuerdo con todos los datos expuestos, el clima de estas comarcas puede calificarse como Mediterráneo templado-seco, con un régimen de humedad semiseco a seco (PAPADAKIS, 1966), dependiendo de la altitud de la zona (parameras o depresiones).

### 7.2.2. Hidrología superficial

El elemento fundamental del drenaje superficial en la zona de estudio es el río Tajo, que se encuentra en su curso medio y discurre con un cauce claramente meandriforme, en dirección NE-SO, por el cuadrante noroccidental de la Hoja, dando lugar a un valle de más de 3 Km. de anchura.

Dicho río presenta un grado de regulación muy elevado por lo que su caudal se encuentra

condicionado por las necesidades de abastecimientos, regadíos y producción hidroeléctrica. Su caudal medio en la estación de aforos de Aranjuez es de 37,9 m<sup>3</sup>/s (ITGE, 1997) y sus aportaciones medias anuales tras la desembocadura del Jarama (al N de la hoja), son de 2.131 hm<sup>3</sup> (IGME-COM. MADRID, 1988).

Las buenas condiciones agronómicas de la llanura aluvial y terrazas bajas del Tajo, unidas a la climatología de la zona, hacen que se hayan implantado diversos cultivos de regadío y arbolado (choperas), cuyas necesidades hídricas se satisfacen en gran medida con las aguas extraídas directamente del propio río o de sus afluentes, conducidas mediante canales paralelos al cauce como los del Jarama, por su margen derecha, y de Aranjuez, por la izquierda.

Otros elementos destacables en el drenaje de esta Hoja son, de O a E, el río Algodor (con unas aportaciones medias de 29,2 hm<sup>3</sup>/año) y los arroyos de Melgar (o Martín Román), de los Riachos y de los Yesares, que desaguan en el Tajo por su margen izquierda. Todos ellos presentan cursos de carácter sinuoso, sobre todo el Algodor, que se encuentra ya en su curso bajo, y discurren con una acusada tendencia NO-SE, por posible influencia de las directrices tectónicas del zócalo, desembocando ortogonalmente en el cauce del Tajo.

Los arroyos que, como el de la Madre, Veguillas o Riachos tienen su origen en las calizas de la Mesa de Ocaña, muestran una cabecera de tipo dendrítico, un curso corto y rectilíneo, con un gradiente elevado y se encajan completamente en la serie carbonatada miopliocena, hasta su base impermeable margo-arcillosa, constituyendo las vías principales de drenaje de este acuífero. En la mayoría de los casos se trata de cursos de circulación estacional, por los que sólo discurre agua tras la recarga por infiltración de las formaciones carbonatadas que coronan dicha meseta.

Por la margen derecha, el único afluente del Tajo a reseñar es el arroyo de Guzmán, que divaga por un amplio valle de tendencia N-S, excavado en los materiales de naturaleza arcillo-arenosa (Facies Toledo), fácilmente erosionables, que caracterizan la llanura de La Sagra.

### 7.2.3. Características hidrogeológicas

Los escasos acuíferos de interés regional distinguidos en la Hoja de Yepes se encuentran incluidos en la Unidad Hidrogeológica 03.08 Ocaña (dgoh-ITGE, 1988), que coincide en gran medida con el antiguo Sistema Acuífero nº 20 ó Terciario detrítico-calizo del Norte de La Mancha (IGME, 1981).

En el resto de la zona de estudio se han cartografiado formaciones caracterizadas como "Impermeables o con acuíferos de interés local" (DGOH-ITGE, op. cit.) y que, por tanto, no forman parte de ninguna de las unidades hidrogeológicas definidas en la Cuenca del Tajo (Fig. 7.1). Sin embargo, el área de afloramiento de los materiales terrígenos del Mioceno medio, anteriormente comprendido en el Sistema nº 14 ó Terciario detrítico de Madrid-Toledo-Cáceres (IGME, 1981) puede tener cierta importancia hidrogeológica, como se verá más adelante.

#### 7.2.3.1. Unidad Hidrogeológica 03.08 Ocaña

Se sitúa a caballo entre las cuencas del Tajo y Guadiana, presentando la mayor parte de su superficie dentro de ésta última. En la Cuenca del Tajo (Mesa de Ocaña) abarca un área de 1.207,8 Km<sup>2</sup>, de los cuales unos 900 Km<sup>2</sup> corresponden a materiales permeables aflorantes

(ITGE, 1992). En la Hoja de Yepes esta Unidad Hidrogeológica abarca unos 202 Km<sup>2</sup>.

Las características más destacables de esta Unidad Hidrogeológica son su heterogeneidad litológica y su escaso espesor saturado. Su nivel permeable más importante está formado por un banco de calizas lacustres (Calizas del Páramo) con unos 15 m. de potencia media, de edad Mioceno superior. Estos materiales pueden encontrarse aflorando en superficie, o bien cubiertos por una serie de depósitos detríticos (arcillas y gravas en paleocanales) y caliches, semipermeables y atribuidos al Plioceno, cuyo espesor varía entre 2 y 20 m.

En conjunto, el acuífero de la Mesa de Ocaña llega a alcanzar unos 50 m. de potencia, ya que bajo las calizas citadas se puede presentar una alternancia de calizas y margas, o bien una secuencia detrítica (gravas, arenas y arcillas) de origen fluvial, de 0 a 15 m. de potencia y discordantes sobre las arcillas y margas yesíferas infrayacentes (impermeable basal).

Otra serie de formaciones que pueden constituir acuíferos en esta unidad son los abanicos aluviales cuaternarios adosados a las faldas de la Mesa de Ocaña. Están constituidos por cantos, arenas y limos, con abundante matriz arcillosa y, aunque su permeabilidad es baja, pueden dar lugar a acuíferos libres, discontinuos que conectan hidráulicamente las terrazas altas del Tajo con las salidas naturales del acuífero kárstico.

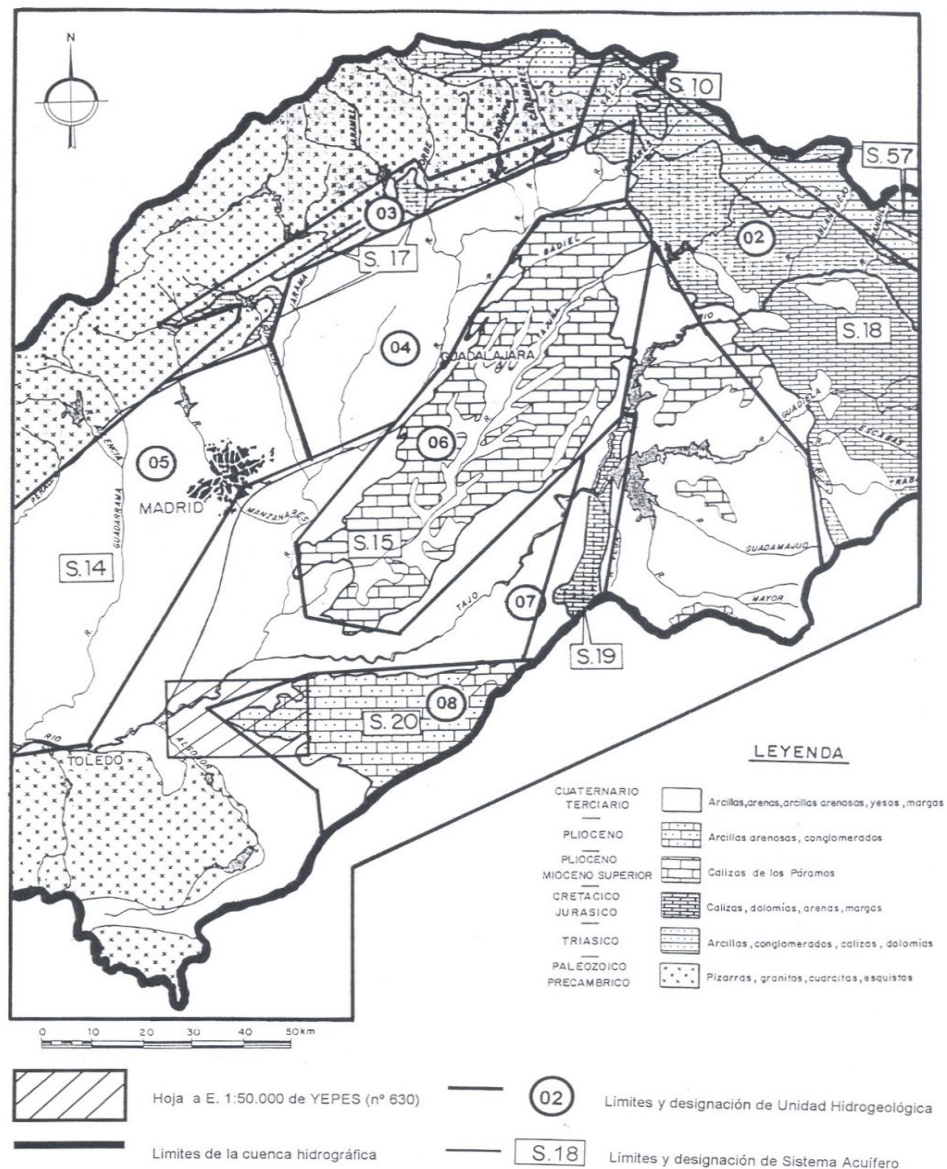


Fig. 7.1. Plano general de Sistemas Acuíferos y Unidades Hidrogeológicas del sector central de la Cuenca del Tajo.

Por tanto, se puede hablar de un sistema de funcionamiento complejo, que en su mayor parte se comporta como acuífero libre, aunque localmente se halle confinado o semiconfinado. El origen de su porosidad suele ser secundario, por karstificación o disolución, en las calizas; si bien presenta también porosidad primaria (intergranular) en las facies detríticas.

La recarga hídrica de esta unidad se debe a la infiltración directa de agua de lluvia y, en menor medida, a retornos de riego. Su descarga, al tratarse de un acuífero colgado, se efectúa a través de numerosos manantiales y arroyos que surgen principalmente en su mitad meridional, como los de Pasillo, de la Madre, Cedrón y Testillos, todos ellos afluentes del arroyo de Melgar y, excepto el primero, ubicados al Este de Yepes, fuera de los límites de la Hoja (Fig. 7.2).

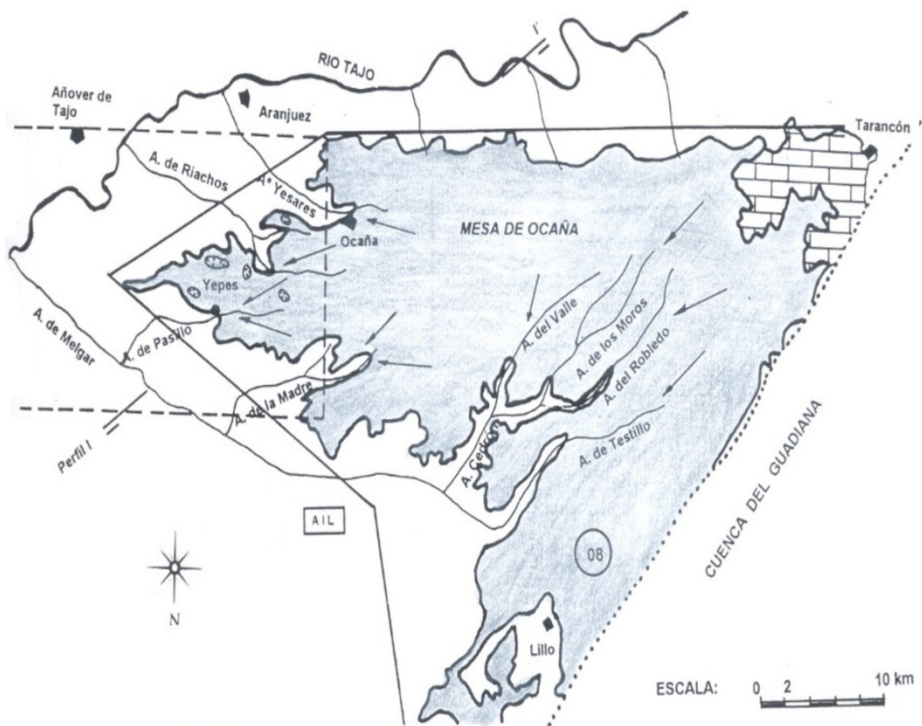
A continuación se relacionan los manantiales más importantes reconocidos en la zona:

NÚMERO DE INVENTARIO (ITGE)	DENOMINACIÓN	TÉRMINO MUNICIPAL	COTA (msnm)	CAUDAL (l/s)	USO DEL AGUA
19254004	Fuente del Aljibe	Ocaña (Toledo)	700	5 l/s	Abastecimiento
19257005	Fuente de Arriba	Yepes (Toledo)	680	8 l/s	Desconocido
19257006	Fuente de Rodillas	idem	680	7 l/s	idem
19257007	Fuente de Veguilla	idem	680	4 l/s	idem
19257008	Fuente de Bravo	idem	680	3 l/s	idem
19257009	Fuente del Convento	idem	680	3 l/s	idem
19257011	Fuente del Caño	idem	680	0,3 l/s	Abastecimiento
19258003	Desconocido	Cabañas de Yepes (Toledo)	680	1,7 l/s	idem

TABLA 7.2

Sus parámetros hidráulicos medios, calculados mediante ensayos de bombeo efectuados en diversos pozos, indican una transmisividad que varía entre 50 y 750 m<sup>2</sup>/día, aunque puntualmente se han calculado valores de 2.000-3.000 m<sup>2</sup>/día. Su coeficiente de almacenamiento se encuentra entre 10<sup>-3</sup> y 10<sup>-5</sup>, cuando el acuífero se halla confinado mientras que, si se encuentra libre, su porosidad eficaz oscila entre el 8 y 15%. Con estas características, los caudales que se obtienen mediante la explotación pozos y sondeos, de 13 a 50 m de profundidad, se encuentran entre 0,5 y 20 l/s, con un valor medio inferior a los 7 l/s (dgoh-ITGE, 1988).





### LEYENDA:



Gravas, arenas, arcillas, margas y yesos (Cuaternario-Mioceno s.l.)



Arcillas arenosas y conglomerados (Plioceno)



Calizas del Páramo (Mioceno superior)



Dolinas



Direcciones preferentes del flujo subterráneo



Límites de la Unidad Hidrogeológica 03.08

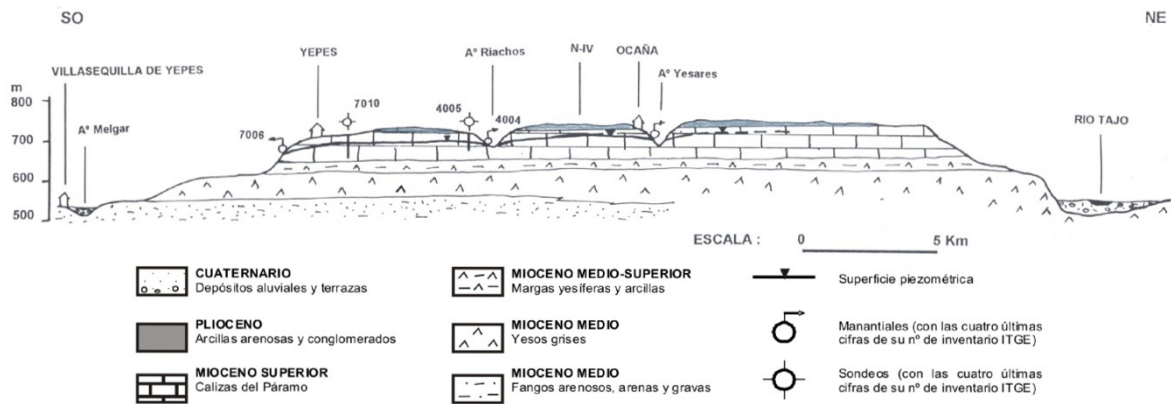


Límite de Cuenca Hidrográfica



Contornos de la Hoja a e. 1:50.000 de Yepes

A. - U.H. 03.08. FUNCIONAMIENTO HIDRÁULICO DE LA U.H. 03.08



B.- U.H. 03.08. PERFIL HIDROGEOLÓGICO (I - I')

Fig. 7.2. Esquema del funcionamiento hidráulico (A) y perfil hidrogeológico interpretativo (B) de la U.H. 03.08 Ocaña, dentro de la Cuenca del Tajo.

En la tabla siguiente se exponen los datos que definen los puntos de extracción más destacables, registrados para esta unidad en la "Base de Datos Aguas" del ITGE:

NÚMERO DE INVENTARIO (ITGE)	PROFUNDIDAD TOTAL DEL SONDEO (m)	NIVELES ACUÍFEROS, SITUACIÓN (m)	LITOLOGÍA/EDAD	USO DEL AGUA	OTROS DATOS DE INTERÉS
19253004	50			Abastecimiento a Ciruelos	Q = 0,85 l/s
19253005	50			Idem.	Q = 0.3 l/s
19254005	48			Abastecimiento	Q = 7 l/s C.:P.= 690 msnm
19257004	8	4 - 8	Calizas/Mioceno superior		
19257010	50			Agricultura	c.p.= 689 msnm
19257012	13			Abastecimiento a Las Huertas	Q = 5,5 l/s C.:P.= 648 msnm
19257013	42			Abastecimiento	Q = 5 l/s
19258001	176	0 – 22 25 - 30	Calizas karstific. Calizas karstific. y margas/Mioceno sup	Ninguno	Sondeo para investigación de uranio
19258002	20	0 – 20	Arcillas rojas con capas de caliza	Abastecimiento	Q = 42 l/s

Q = Caudal de explotación

C.P.= Cota piezométrica absoluta (datos de abril de 1986)

TABLA 7.3

El método de perforación más adecuado para la ejecución de sondeos en este tipo de materiales (consolidados y con oquedades) es el de percusión tradicional, que permite un buen control litológico y de los diferentes niveles acuíferos atravesados durante la realización de la obra.

En cuanto a la calidad química de sus aguas, puede decirse que es aceptable, ya que en su mayor parte proceden de la infiltración de las precipitaciones, con una circulación rápida y un corto tiempo de residencia en el acuífero. Su mineralización, por tanto, es moderada y su conductividad se halla en torno a los 750  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Las facies hidroquímicas predominantes en las descargas localizadas en las calizas del Páramo son las bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas (IGME, 1984a).

Como caso más representativo, en el cuadro siguiente se exponen los resultados analíticos medios de los controles efectuados en la Fuente de Arriba (punto n° 19257005):

PARÁMETROS	CONCENTRACIONES
Cloruros (Cl <sup>-</sup> )	20 mg/l
Sulfatos (SO <sub>4</sub> )	160 mg/l
Bicarbonatos (HCO <sub>3</sub> )	192 mg/l
Carbonatos (CO <sub>3</sub> )	12 mg/l
Nitratos (NO <sub>3</sub> )	76 mg/l
Sodio (Na <sup>+</sup> )	23 mg/l
Magnesio (Mg <sup>++</sup> )	37 mg/l
Calcio (Ca <sup>++</sup> )	90 mg/l
pH	7,9
Conductividad	755 µS/cm

TABLA 7.4

Sin embargo, en las aguas captadas en los niveles inferiores de la unidad, en contacto con las margas yesíferas infrayacentes, predominan las facies hidroquímicas sulfatadas cálcicas o magnésicas, la salinidad es más elevada y su conductividad supera los 1.500 µS/cm. Todo ello supone un factor de limitación para los recursos explotables de la unidad.

Hasta el momento no se tiene constancia de la presencia de sustancias contaminantes de origen antrópico en las aguas utilizadas para abastecimiento dentro de este sector de la Unidad Hidrogeológica 03.08, al menos en cantidades nocivas para la salud. Sin embargo, conviene controlar la utilización en la agricultura de abonos nitrogenados, purines y plaguicidas, ya que este tipo de acuíferos resulta altamente vulnerable por infiltraciones superficiales. Asimismo, es recomendable extremar las precauciones a la hora de situar instalaciones agrícolas o industriales potencialmente contaminantes para las aguas subterráneas, especialmente en las zonas de afloramiento de calizas miocenas, donde el acuífero tendrá la condición de libre.

El destino de estas aguas, a falta de otros recursos superficiales de mejor calidad, suele ser el abastecimiento a núcleos urbanos y la agricultura de regadío (ITGE, 1992). En ambos casos se debe prestar atención al nivel acuífero de procedencia, ya que cuando se trata de captaciones que atraviesan completamente la serie de la “Formación Páramo”, hasta alcanzar las facies margo-yesíferas, pueden extraerse aguas que no cuentan con la calidad exigida para tales usos.

Además, cabe la posibilidad de conectar, a lo largo de la columna de los sondeos diferentes niveles acuíferos, produciendo la degradación cualitativa de las aguas contenidas por los más superficiales: las calizas del Páramo. Por ello, conviene vigilar la composición química de

las aguas que se detecten durante la perforación de los sondeos, con el fin de aislar los posibles niveles de mayor salinidad; así como el fondo del pozo, mediante cementación.

La evolución piezométrica de esta unidad durante las pasadas décadas indica, pese a la disminución de las precipitaciones, una tendencia general al mantenimiento de niveles, con descensos medios inferiores a 1 m. y máximos puntuales en torno a los 5 m. (IGME, 1984b e ITGE, 1992).

El balance hídrico para toda la Unidad Hidrogeológica 03.08 propone unas entradas por infiltración de lluvia de 48 hm<sup>3</sup>/año (de los que un 16% corresponden a la Hoja de Yepes) y por infiltración procedente de ríos de unos 6 hm<sup>3</sup>/año. Por su parte, las salidas se estiman en 27 hm<sup>3</sup>/año por evaporación de zonas encharcadas, 19 hm<sup>3</sup>/año por bombeos y 8 hm<sup>3</sup>/año hacia otros acuíferos (IGME, 1980 e ITGE, 1992).

#### *7.2.3.2. Formaciones impermeables o con acuíferos de interés local*

Bajo esta definición genérica se han incluido materiales de naturaleza muy diversa, que ocupan un 30% de la superficie total de la Cuenca del Tajo (DGOH-ITGE, 1988). Aquí se concentran litologías ígneas y metamórficas del zócalo, consideradas impermeables regionalmente (acuífugos); las formaciones terciarias con deficientes características hidráulicas y los depósitos detríticos cuaternarios (continuos o aislados) generados sobre ellas.

Estos terrenos abarcan alrededor del 60% de la superficie total de la Hoja de Yepes (unos 339 Km<sup>2</sup>) y comprenden cuatro conjuntos litológicos bien diferenciados entre sí, según sus características hidrogeológicas. Estos conjuntos son los siguientes:

Formaciones superficiales y depósitos cuaternarios

Terciario Detrítico (Acuitardo)

Conjunto Evaporítico

Complejo Ígneo-metamórfico

#### *Formaciones superficiales y depósitos cuaternarios.*

Dentro de este conjunto se han distinguido cartográficamente, por una parte, los abanicos aluviales, depósitos de ladera y terrazas del Tajo y, por otra, los sedimentos actuales de las llanuras aluviales de este río y sus afluentes.

Los depósitos de glaciares y abanicos aluviales cartografiados están estrechamente relacionados con los escarpes septentrionales de la Mesa de Ocaña y su significado hidrogeológico, como ya se ha dicho, consiste en establecer la conexión entre los acuíferos calcáreos y los detríticos de las terrazas y llanura aluvial del Tajo, a la vez que recargan por goteo los materiales terciarios infrayacentes.

Abanicos y terrazas forman acuíferos libres de reducida extensión (de 1 a 5 Km<sup>2</sup>), colgados y aislados entre sí o bien conectados hidráulicamente con los depósitos aluviales del Tajo, especialmente en su margen izquierda, donde tales formaciones se encuentran mejor desarrolladas.

Se han distinguido cuatro niveles de terrazas para dicho río, dentro de esta Hoja. Están constituidas por arenas y gravas cuarcíticas, y su potencia media es de 5 a 6 m., por lo que tienen buenas propiedades hidráulicas (permeabilidad media y transmisividad elevada).

La explotación de estos acuíferos se efectúa generalmente mediante pozos de gran diámetro y sondeos que captan los niveles permeables situados entre 5 y 15 m. de profundidad, los cuales suelen aportar caudales importantes, como sucede en los casos siguientes:

NÚMERO DE INVENTARIO (ITGE)	NATURALEZA Y PROFUND. DE LA OBRA	COLUMNA LITOLÓGICA	CAUDAL (l/s)	USO DEL AGUA	OTROS DATOS DE INTERÉS
19253001	Sondeo 24 m	0-6 m: Arcillas con cantos 6-8 m: Gravas 8-9 m: Arcillas 9-16 m: Gravas 16-24 m: Yesos y arcillas	21	Agrícola	N.E.= -4,56 m.
19253002	Pozo 12 m			Agrícola	N.E.: - 5,46 m Agua de mala calidad
19253006	Pozo 7 m	0-5,5 m: Arenas y arcillas 5,5-6,5 m: Arenas 6,5-7 m: Yesos		Agrícola	N.E.: -3 m
19254001	Pozo 17 m	0-8 m: Arenas y arcillas 8-15 m: Gravas 15-16 m: Yesos	12,5	Agrícola	

N.E. = Nivel estático (medido desde la boca del sondeo)

TABLA 7.5

En ocasiones, las aguas que se extraen de estos acuíferos son de calidad deficiente y no aptas para abastecimiento o regadío, debido a que los pozos o sondeos de explotación atraviesan completamente los depósitos cuaternarios, alcanzando los yesos miocenos, como sucede en el punto nº 19253002.

Las llanuras aluviales de los cursos fluviales de la Hoja están compuestas por gravas cuarcíticas, arenas y limos. De todos estos depósitos, los que presentan mayor interés hidrogeológico, por su desarrollo y composición, son los generados por el río Tajo, puesto que los asociados al resto de los cursos fluviales presentan mayor proporción de matriz arcillosa y yesífera que disminuye la porosidad.

Los aluviones del Tajo tienen un espesor variable de entre 5 y 20 m. y, con una anchura media en la llanura de inundación de unos 3 Km., forman un acuífero libre de unos 48 Km², estrechamente relacionado con el río. Su porosidad oscila entre el 10% y el 20%, y su transmisividad se halla entre 200 y 1.000 m²/día (IGME, 1982).

Su explotación se ha efectuado tradicionalmente mediante pozos excavados de gran diámetro, susceptibles de aportar grandes caudales. Un ejemplo de este tipo de explotaciones es el punto nº 19251002 (T.m. de Añoover de Tajo), que consiste en un pozo de 5 m. de profundidad del que se extrae, para usos agrícolas e industriales un caudal de unos 3 l/s. A pesar de ello, en las últimas décadas ha disminuido considerablemente la utilización de estos recursos por disponerse de aguas superficiales para satisfacer la demanda agrícola de la vega del Tajo y La Sagra.

Otro factor que limita el uso de estos acuíferos es su calidad. Las aguas que circulan por el cauce del Tajo tras recibir todos los afluentes que atraviesan la Comunidad de Madrid transportan una importante carga contaminante (con más de 3.000 mg/l de residuo seco) lo cual, pese al poder de depuración de los terrenos detríticos, las convierte en ocasiones en no aptas para abastecimiento urbano sin tratamiento previo. Sin embargo, aun se mantiene la explotación de numerosos pozos destinados a cubrir la demanda de pequeños núcleos de población en franja Norte de la provincia de Toledo.

Todos los acuíferos considerados en este apartado presentan una vulnerabilidad alta (ITGE, 1997) de cara a la entrada de posibles contaminantes por infiltración, por ello conviene reducir en lo posible la utilización de productos fitosanitarios, abonos orgánicos y fertilizantes nitrogenados en las explotaciones agrícolas situadas sobre las terrazas y llanuras aluviales. A su vez, es conveniente acondicionar las instalaciones industriales o ganaderas ubicadas en estos terrenos, de modo que no ocasionen lixiviados susceptibles de alcanzar la superficie freática de los acuíferos o las aguas superficiales.

*Terciario Detrítico (Acuitardo):*

Estos materiales afloran en la mitad oeste de la hoja, a partir de la margen derecha del arroyo de Melgar y de la izquierda del arroyo del Guatén, ocupando casi un 30% de su superficie total.

Se trata de una serie detrítica (Facies Toledo) de edad Mioceno medio, con predominio de fangos arenosos, en los que se engloban lentejones de granulometría más gruesas, como arenas y gravas. Estos originan los niveles acuíferos de interés, aunque el conjunto se comporta como un acuitardo, debido a la baja permeabilidad de los materiales fangosos.

Este sector de la Cuenca del Tajo anteriormente se consideraba incluido en el Sistema Acuífero nº 14 (Terciario Detrítico de Madrid-Toledo-Cáceres), subunidad Madrid-Toledo (IGME, 1981), como se observa en la figura 1 y, pese a que la calidad química de sus aguas es buena y se considera que cuenta con recursos importantes, su explotación en esta zona es reducida.

Este hecho se debe a las dificultades para obtener caudales rentables, frente a lo costoso de las obras de captación requeridas, ya que deben perforarse sondeos profundos, preferentemente por el método de rotación con circulación inversa de lodos. Algunos ejemplos de estos sondeos son los siguientes:

NÚMERO DE INVENTARIO (ITGE)	PROFUNDIDAD DE LA OBRA (m)
19251001	39,1
19255001	99
19255002	90
19256001	72

TABLA 7.6

En términos generales, la calidad química de las aguas extraídas es aceptable, siendo aptas para cualquier tipo de uso. Se clasifican como bicarbonatadas cálcicas o sódicas, con dureza media (en torno a los 20° F) y mineralización igualmente moderada (total de sólidos disueltos entre 250 y 500 mg/l). Sin embargo, en las zonas de contacto con los materiales yesíferos del centro de cuenca se incrementa el contenido en sales disueltas (sulfato y calcio), superando 1 g/l (IGME, 1984a), lo cual reduce su utilización para el consumo humano.

#### *Conjunto Evaporítico:*

Está constituido por yesos, margas yesíferas, calizas margosas y arcillas pertenecientes al Mioceno medio, que se encuentran las Facies Toledo, Facies Gris y Serie Blanca del relleno de la Cuenca del Tajo. Su relación con la unidad anterior se establece mediante un cambio lateral de facies y se pueden encontrar en el 70% restante de la superficie de la Hoja, aunque en la mayor parte de los casos se hallan cubiertos por depósitos cuaternarios, o bien subyacen a las formaciones calcáreas del Mioceno superior en la Mesa de Ocaña.

Estos materiales tienen una permeabilidad muy baja, por lo que su interés hidrogeológico es escaso. Solamente forman acuíferos libres aislados, debidos a la karstificación de los yesos; los cuales, captados mediante pozos de gran diámetro o sistemas pozo-galería, inicialmente pueden aportar caudales importantes.

Sus aguas apenas se utilizan, debido a la deficiente calidad química que presentan. La facies hidroquímicas más frecuentes son las de los tipos sulfatado cálcico y/o magnésico, muy mineralizadas y con residuo seco comprendido entre 1,5 y 5 g/l, lo cual reduce su uso a determinadas prácticas agrícolas e industriales.

La potencia de estas formaciones puede alcanzar los 100 m, de acuerdo con la columna del sondeo nº 19258001 (Fig. 7.3) y constituyen un nivel de base impermeable para los acuíferos originados en los depósitos cuaternarios o en las calizas del Páramo. Por lo cual, las captaciones (pozos o sondeos) efectuadas en ellas deben de quedar aisladas (cementadas) por su fondo de las formaciones yesíferas, para evitar la mezcla de aguas de calidades dispares.

#### *Complejo Igneo-metamórfico:*

Está formado en este caso por gneises y migmatitas del Precámbrico que afloran en las estribaciones septentrionales de los Montes de Toledo y ocupan una superficie muy reducida (menos de 2 Km<sup>2</sup>) en el cuadrante SO de la Hoja.

Desde el punto de vista hidrogeológico constituyen un conjunto acuífugo y únicamente dan lugar a pequeños reservorios de aguas subterráneas en las zonas de alteración (*lehm* granítico), fracturas abiertas y pequeños aluviales asociados, que se descargan mediante manantiales y arroyos dirigidos hacia el río Algodor.



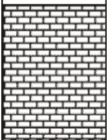

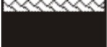




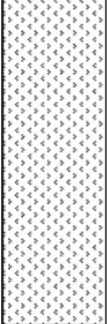







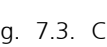
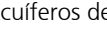
LITOLOGÍA	DESCRIPCIÓN	CARACTERÍSTICAS HIDROGEOLÓGICAS
	0-22m.: Calizas karstificadas	<b>ACUÍFERO DEL PÁRAMO:</b> Acuífero kárstico libre o semiconfinado. Permeabilidad media a alta. Aguas bicarbonatadas de calidad aceptable
      	22-25m.: Margas 25-30m.: Alternancia de margas y calizas karstificadas 30-37m.: Arcillas 37-42m.: Margas yesíferas grises 42-52m.: Arcillas con yesos dispersos 52-60m.: Arcillas yesíferas con intercalaciones carbonatadas 60-135m.: Yesos grises	
	135-148m.: Arcillas con niveles de yeso intercalados	<b>Formaciones de Baja Permeabilidad:</b> Pueden dar lugar a acuíferos aislados por disolución de los yesos. Aguas sulfatadas, de mala calidad, no aptas para el abastecimiento urbano
       	148-155m.: Arcillas con intercalaciones de limos 155-160m.: Arcillas 160-160,5m.: Limos 160,5-166,5m.: Arcillas 166,5-169m.: Alternancia de limos y arcillas 169-174m.: Arcillas 174-176m.: Limos	
		<b>TERCIARIO DETRÍTICO:</b> Acuitardo en conjunto, con posibles niveles acuíferos confinados. Permeabilidad baja. Aguas de mineralización y dureza elevadas, no recomendables para el abastecimiento urbano

Fig. 7.3. Columna litológica del sondeo n° 19258001 (Fuente: Inventario de Puntos Acuíferos del ITGE).

## 8. BIBLIOGRAFÍA

- AGUIRRE, E. (1964). "Los elefantes de las terrazas medias de Toledo y la edad de estos depósitos". Not. y Com. del Inst. *Geol. y Minero de España*. 76: 295-296.
- AGUIRRE, E. (1968). "Revisión sistemática de los Elephantidae por su morfología y morfometría dentaria I". *Estudios Geológicos*. 24: 109-167.
- AGUIRRE, E. (1969). "Revisión sistemática de los Elephantidae por su morfología y morfometría dentaria II". *Estudios Geológicos*. 25: 123-177.
- AGUIRRE, E., DÍAZ-MOLINA, M. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1976). "Datos paleomastológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Sur española. En: Miscelánea Neógena". *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*. 5: 7-29.
- AGUIRRE, E., DÍAZ MOLINA, M. y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1976). "Datos paleontológicos y fases tectónicas en el Neógeno de la Meseta Central Española". *Trab. Neog. Cuatern.*, vol. 5, pp. 7-29.
- ALBERDI, T. HOYOS, M., JUNCO, F., LÓPEZ-MARTÍNEZ, N., MORALES, J., SESÉD, C. Y SORIA, D. (1983). "Biostratigraphie et evolution sedimentarie de láire de Madrid. Abstract Interin Coll., on Mediterranean Neogene Continental Paleoenvironments and Paleoclimatic Evolution". *Montpellier, abri*, 18-23.
- ALEXANDRE, T.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A. PINILLA, A. y GALLARDO, J. (1977). "Características mineralógicas del Sistema fluvial Jarama-Henares". *Actas II Reunión Trabajo del Cuaternario. Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*. 6: 9-17.
- ALFÉREZ, F. (1977). "Estudio del sistema de terrazas del río Tajo al W. De Toledo". *Estudios Geológicos*. 33: 223-250.
- ALFÉREZ, F. (1978). "Presencia de *Equus stenorhis* Cocchi en el Pleistoceno inferior de la cuenca del Tajo". *Estudios Geológicos*. 34: 553-558.
- ALFÉREZ, F. (1979). "Una aproximación del límite Neógeno-Cuaternario en los depósitos de terrazas del río Tajo". *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*. 9: 9-16.
- ALÍA-MEDINA, M. (1945). "Notas morfológicas de la Región Toledana". *Las ciencias*. 1: 95-114.
- ALÍA-MEDINA, M. (1954). "Formación neísica y granítica del Sur de Toledo". Not. y Com. *Inst. Geol. Min. Esp.*, 34: 61-75.

- ALÍA-MEDINA, M. (1960). "Sobre la tectónica profunda de la Fosa del Tajo". *Notas y Comunicaciones del I.G.M.E.* 58: 125-162.
- ALÍA-MEDINA, M., PORTERO, J.M. y MARTÍN-ESCORZA, C. (1973). "Evolución geotectónica de la región de Ocaña (Toledo), durante el Neógeno y Cuaternario". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 71: 9-20.
- ALONSO-ZARZA, A.M., CALVO, J.P., SILVA, P. y TORRES, T. (2004). "Cuenca del Tajo. En: Geología de España ". (Ed. Vera, J.A.) . *SGE-IGME*, pp. 556-561.
- ÁLVARO, M., CAPOTE, R. y VEGAS, R. (1979). "Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica". *Acta Geológica Hispánica*, 14: 172-177.
- ANDEWEG, B., DE VICENTE, G., CLOETINGH, S., GINER, J. y MUÑOZ-MARTÍN, A. (1999). "Local stress fields and intraplate deformation of Iberia: variations in spatial and temporal interplay of regional stress sources". *Tectonophysics*, 305: 153-164.
- ANDONAEGUI, P. (1990),. "Geoquímica y geocronología de los granitoides del sur de Toledo". *Tesis doctoral*, U.C.M., 365 p.
- ANDONAEGUI, P. (1992). "Caracterización geoquímica de los granitoides de Mora". *Geogaceta*, 11: 97-100.
- ANDONAEGUI, P. y VILLASECA, C. (1988). "Los granitoides del área de Argés-Guadamar (Toledo) ". *Comunicaciones II Cong. Geol. Esp. Granada*, 2, 7-10.
- APARICIO, A. (1971). "Estudio geológico del Macizo Cristalino de Toledo". *Est. Geol.*, 27: 369-414.
- ARANEGUI, P. (1927). "Las terrazas cuaternarias del río Tajo entre Aranjuez (Madrid) y Talavera de la Reina (Toledo) ". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 27: 285-290.
- ARCHE, A. (1982). "Coarse-grained meander lobe deposits in the Jarama River, Madrid, Spain". *Spec. Publs. int. Ass. sediments*. 6: 7 p.
- ASENSIO-AMOR, I. y GONZÁLEZ-MARTÍN, J.A. (1974). "Presencia de materiales detríticos ordenados (grézes litées) en el valle del Tajuña". *Estudios Geológicos*. 30: 69-73.
- BARAHONA, S. (1969). "Estudio petrográfico del macizo metamórfico de Toledo". *Trabajo monográfico de Licenciatura (inédito)*.
- BARBERO, L. (1992). "Plutonismo sin-orogénico en un área granulítica hercínica: El Complejo Anatéctico de Toledo". *Tesis Doctoral U.C.M.*, 351 p.

- BARBERO, L. y VILLASECA, C. (1988). "Gabros coroníticos en el macizo cristalino de Toledo". *Geogaceta*, 5: 67-69.
- BARBERO, L., VILLASECA, C. y ANDONAEGUI, P. (1990). "On the origin of the gabbro-tonalite-monzogranite association from Toledo area (Hercynian Iberian belt) ". *Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.*, 7: 209-211.
- BARBERO, L. y VILLASECA, C. (1992). "The Layos granite, Hercynian Complex of Toledo (Spain): an example of parautochthonous restite-rich granite in a granulite area". *Trans. R. Soc. Edinburgh*, 83: 127-138.
- BENAYAS, J. y RIBA, O. (1961). "Caracterización de un depósito cuaternario de tipo loess en Toledo". *II Reunión de Sedimentología. Sevilla*. 135-154.
- CALDERÓN, A. (1884). "Observaciones sobre la constitución de la Meseta Central de España". *Act. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 13: 50-51.
- CALDERÓN, A. (1885). "Ensayo Orogénico sobre la meseta central de España". *An. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 14: 152-162.
- CALVO, J.P., ORDÓÑEZ, S., GARCÍA DEL CURA, M.A., HOYOS, M., ALONSO-ZARZA, A.M., SANZ-MONTERO, M.E. y RODRÍGUEZ-ARANDA, J.P. (1989). "Sedimentología de los complejos lacustres miocenos de la Cuenca de Madrid". *Acta Geol. Hisp.*, vol, 24, pp. 281-298.
- 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". *Comunicaciones del I Congreso del Grupo Español del Terciario*, pp. 55-58.
- CALVO, J.P., ALONSO-ZARZA, A.M., GARCÍA DEL CURA, M.A., ORDÓÑEZ, S., RODRÍGUEZ-ARANDA, J.P. y SANZ-MONTERO, M.E. (1996). "Sedimentary evolution of lake systems through Miocene", *Madrid Basin. Paleoclimatic and Paleohydrological constraints*. En: "Tertiary Basins of Spain" (Eds. Friend, P. y Dabrio, C.). *Cambridge University Press*, pp. 264-269.
- CAPOTE, R. y CARRO, S. (1968). "Existencia de una red fluvial intramiocena en la Depresión del Tajo". *Estudios Geol.*, vol. 24, pp. 91-95.
- CAPOTE, R. y FERNÁNDEZ-CASALS, M.J. (1978). "La tectónica postmiocena del sector Central de la Depresión del Tajo". *Bol.Geol. y Min.*, Vol. 89, pp. 114-122.
- CARRO, S. y CAPOTE, R. (1968). "Cartografía y memoria geológica de la Hoja de Aranjuez (19-24). Mapa Geológico de España a escala de 1:50.000 1ª Serie. I.G.M.E". *Serv. Pub. Min. Industria, Madrid*.

- COMUNIDAD DE MADRID-CANAL DE ISABEL II (1986): "Jornadas sobre la explotación de aguas subterráneas en la Comunidad de Madrid. (Varios autores) ". *PIAM*. Vol. 12. Madrid.
- CORTÁZAR, D. (1878). "Expedición geológica por la provincia de Toledo". *Bol. Com. Mapa Geol. de España*, 5: 321-327.
- DANTIN-CERECEDA, J. (1912). "Resumen fisiográfico de la Península Ibérica". *Trab. Mus. Nac. Cienc. Nat.* (ser. Geol.) 9: 3-275.
- DANTIN-CERECEDA, J. (1922). "Ensayo acerca de las regiones naturales de España". *Museo Pedagógico*, I, 386 p.
- DE VICENTE, G. (1988). "Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica". *Tesis Doct.* UCM. 317 p.
- DE VICENTE, G.; GONZÁLEZ-CASADO, J.M.; CALVO, J.P.; MUÑOZ-MARTÍN, A.; GINER, J. y RODRÍGUEZ-PASCUA, M. (1994). "Evolución y estructuras alpinas en la zona del centro peninsular". *Cuad. Lab. Xeol. Laxe*, 19: 175-190.
- DE VICENTE, G., GINER, J.L. MUÑOZ-MARTÍN, A. GONZÁLEZ-CASADO, J.M. & LINDO, R. (1996). "Determination of present-day stress tensor and neotectonic interval in the Spanish Central System and Madrid Basin". *Tectonophysics*. 245: 1-18.
- DGOH-ITGE (1988): "Delimitación de las Unidades Hidrogeológicas del Territorio Peninsular e Islas Baleares y síntesis de sus características: 02 Cuenca del Tajo". *Estudio 07/88. Memoria, planos y fichas. Inédito*
- FERNÁNDEZ-NAVARRO, L. (1913). "Datos de una excursión geológica por la provincia de Toledo". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 13: 147-150.
- FERNÁNDEZ-NAVARRO, L. (1914). "Neis granatífero de Toledo". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 14: 388-390.
- GARCÍA-DE PEDRAZA, L. y REJIA-GARRIDO, A. (1994): "Tiempo y Clima en España. Meteorología de las Autonomías". *Ed. Dossat 2000, Madrid*. 410 pp
- GINER, J.L. y DE VICENTE, G. (1995). "Crisis tectónicas recientes en el sector central de la Cuenca de Madrid. Monografías", *C.S.I.C.* 3.
- GINER, J.L., DE VICENTE, G., PÉREZ-GONZÁLEZ A., SÁNCHEZ-CABAÑERO, J. y PINILLA, L. (1996). "Crisis tectónicas cuaternarias en la Cuenca de Madrid". *Geogaceta*. 20: 842-845.

- GLADFELTER, B. (1975). "Meseta and Campiña landforms in Central Spain". *The Univ. of Chicago Dept. of Geography. Research paper*. 30: 3-204.
- GÓMEZ-DE LLARENA, J. (1914). "Un ejemplo de metamorfismo en los Montes de Toledo". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 14: 383-385.
- GÓMEZ-DE LLARENA, J. (1923). "Guía geológica de los alrededores de Toledo". *Trab. Mus. Cien. Nat.*, 31: 1-47.
- GOY, J.L., PÉREZ-GONZÁLEZ, A. y ZAZO, C. (1989). "Cartografía y memoria del Cuaternario y Geomorfología, Hoja de Madrid (559)". *Mapa Geológico de España a escala de 1:50.000 2ª Serie (MAGNA)*. I.G.M.E. Serv. Pub. Min. Industria. Madrid. 79 p.
- GREEN, D.H. & RINGWOOD, A.E. (1967). "An experimental investigation of the gabbro to eclogite transition and its petrological applications". *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31: 767-833
- HARDIE, L.A., SMOOTH, J.P. y EUGSTER, H.P. (1978). "Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. En: Modern and ancient lake systems (Eds. Matter, A. y Tucker, M.E.)". *IAS, Spec. Publ.*, nº 2, pp. 264-280.
- HARLEY, S.L. (1998). "The origin of granulites: a metamorphic perspective". *Geol. Mag.* 126: 215-247.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. y HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1924). "Aranjuez y el territorio al Sur de Madrid. En: 14º Congr". *Geol. Int. Madrid. I.G.M.E., T.I.* 104 p.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F. (1924). "Geología de la Cuenca del Tajuña". *Mem. Asoc. Esp. Prog. Ciencias. Congreso de Salamanca*.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1928). "Los cinco ríos principales de España y sus terrazas". *Trab. Mus. Nac. Cien. Nat.* 38: 52 p.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, E. (1932). "Síntesis fisiográfica y geológica de España". *Trab. Mus. Nac. Cien. Nat. (ser. Geol.)*, 38: 584 p.
- HOLDAWAY, M.J. (1971). "Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagrams". *American Journal of Science*, 271: 97-131.
- HOLDAWAY, M.J. & LEE, S.M. (1977). "Fe-Mg cordierite stability in high grade pelitic rocks based on experimental, theoretical and natural observations". *Contributions to Mineralogy and Petrology*

- IGME (1981): "Investigación Hidrogeológica de la Cuenca del Tajo. Plan Nacional de Investigación de Aguas Subterráneas". *Colección Informe. Servicio de Publicaciones del MINER, Madrid*. 72 pp. y 19 planos
- IGME (1982): "Mapa Hidrogeológico de Madrid a E. 1:200.000". *Madrid*.
- IGME (1984a): "Calidad química de las aguas subterráneas de la Cuenca del Tajo". *Primer Informe. Madrid*.
- IGME (1984b): "Evolución piezométrica de los acuíferos de la Cuenca del Tajo". *Madrid*.
- IGME-COMUNIDAD DE MADRID (1988): "Atlas Geocientífico del Medio Natural de la Comunidad de Madrid". (*Varios autores*). 83 pp y 14 mapas
- ITGE (1992): Capítulos IX (Cuenca del Tajo) y X (Cuenca del Guadiana). In: "Las Aguas Subterráneas en España". *Informe de Síntesis. Segunda edición*, pp. 217-253.
- ITGE (1997): "Mapa Hidrogeológico de España a E. 1:200.000. Hoja nº 45 (Madrid)". *Segunda edición*.
- JUNCO, R. y CALVO, J.P. (1983). "Cuenca de Madrid. En: Geología de España". *IGME, vol. 2*, pp. 534-543.
- KINDELAN, J. y CANTOS, J. (1950). "Mapa geológico de España. Hoja nº 631, Ocaña". *I.G.M.E.*
- KINDELAN, J. y CANTOS, J. (1951a). "Mapa geológico de España. Hoja nº 658, Mora". *I.G.M.E.*
- KINDELAN, J. y CANTOS, J. (1951b). "Mapa geológico de España. Hoja nº 656, Gálvez". *I.G.M.E.*
- LÓPEZ-VERA, F. y PEDRAZA-GILSANZ, J. (1976). "Síntesis geomorfológica de la Cuenca del río Jarama en los alrededores de Madrid". *Estudios Geológicos*. 32: 499-508.
- LUTH, W.D., JAHNS, R.H. & TUTTLE, O.F. (1964). "The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars". *Journal of Geophysical Research*, 69: 659-773.
- MALLADA, L. (1907). "Explicación del Mapa Geológico de España (Sistema Eoceno, Oligoceno y Mioceno)". *Mem. Com. Mapa Geol. De España*, VI, 254-257 y 427-434.
- MALLADA, L. y DUPUY L. (1912). "Reseña geológica de la Provincia de Toledo". *Bol. Inst. Geología de España*, 83.

- MARCET-RIBA, J. (1928). "Estudio petrográfico de la zona metamórfica de los alrededores de Toledo". *Mem. R. Acad. De Ciencias y Artes de Barcelona*, t 20, nº 16.
- MARTÍN-AGUADO, M. (1963a). "El yacimiento prehistórico de Pinedo. (Toledo) y su industria triédrica". *Publ. del Inst. Prov. de Invest. y Estudios Toledanos. Toledo*, 155 p.
- MARTÍN-AGUADO, M. (1963b). "Consideraciones sobre las terrazas del Tajo". *Notas y Com. del Inst. Geol. y Minero de España*. 71: 163-178.
- MARTÍN-ESCORZA, C. (1980). "Las grandes estructuras neotectónicas de la Cuenca de Madrid". *Est. Geol.*, 36: 147-153.
- MARTÍN-ESCORZA, C. y LÓPEZ-MARTÍNEZ, J. (1978). "Análisis mesoestructural en la Unidad Migmatítica de Toledo". *Est. Geol.*, 34: 34-43.
- MARTÍN-SERRANO, A. (1988). "El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Macizo Hespérico". *Monografía Instituto de estudios zamoranos "Florián de Ocampo", CSIC-Diputación de Zamora*, 311 pp.
- MARTÍNEZ-SALANOVA, J., MARTÍN-PARRA, L.M., CONTRERAS, E., SÁNCHEZ-CARRETERO, R., MARTÍN-HERRERO, D., GUTIÉRREZ-ALONSO, G., BARBERO, L., GRACIA, J. e IGLESIAS, A. (en prensa). "Mapa geológico de España E. 1:50.000, 2ª serie, Hoja nº 658, Mora". *I.T.G.E.*
- MOLINA, E. (1990). "Paleoalteraciones y evolución del relieve: El caso del Macizo Hercínico Ibérico. En: Alteraciones y Paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular", *Ed. ITGE-SEG, Monografía nº 6; Coord. J.A. Blanco, E. Molina & A. Martín Serrano*, 27-43.
- ORDÓÑEZ, S., CALVO, J.P., GARCÍA DEL CURA, M.A., HOYOS, M. y ALONSO-ZARZA, A.M. (1991). "Sedimentology of sodium sulphate deposits and special clays from the Tertiary Madrid Basin (Spain). En: Lacustrine facies analysis (Eds. J.D. Collinson y J. Lewin) I.A.S". *Spec. Publication*, nº 6, pp. 485-497.
- ORTÍ, F., PUEYO, J.J. y SAN MIGUEL, A. (1979). "Petrogénesis del yacimiento de sales sódicas de Villarrubia de Santiago (Terciario Continental de la Cuenca del Tajo)". *Bol. Geol. Min.*, vol. 94, pp. 347-373.
- PAPADAKIS, J. (1966): "Climates of the world and their agricultural potentialities". *Ed. por el autor, Buenos Aires*.
- PEÑA, A. (1876). "Reseña Geológica de la Provincia de Toledo". *Bol. Com. Mapa Geol. De España*, 3: 329-331.



- PÉREZ-DE BARRADAS, J. (1924). "Excursiones por el Cuaternario del Valle del Jarama". *Ibérica*. XXII.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1971). "Estudio de los procesos de hundimiento en el valle del río Jarama y sus terrazas (nota preliminar)". *Estudios Geológicos*. 37: 317-324.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1979). "El límite Plioceno-Pleistoceno en la submeseta meridional en base a los datos geomorfológicos y estratigráficos". *Trabajos sobre Neógeno-Cuaternario*, 9: 23-36.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1980). "Geología y estratigrafía de los yacimientos de Aridos en la llanura aluvial de Arganda (Madrid)". En: SANTONJA, M., LÓPEZ, N., y PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (Ed.): "Ocupaciones achelenses en el valle del Jarama". *Diputación Provincial de Madrid*. 49-61.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1982). "Neógeno y Cuaternario de la Llanura Manchega y sus relaciones con la Cuenca del Tajo". *Tesis Doctoral. UCM*, 787 pp.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A. (1994). "Depresión del Tajo". En: GUTIERREZ ELORZA, M. (Ed.): "Geomorfología de España". *Rueda, Madrid*. 389-436.
- PÉREZ-GONZÁLEZ, A., PORTERO, J.M. y GALLARDO, J. (1991). "Cartografía y memoria del Cuaternario y Geomorfología, Hoja de Majadahonda (558)". *Mapa Geológico de España a escala de 1:50.000 2ª Serie (MAGNA)*. I.T.G.E. Serv. Pub. Min. Industria. Madrid.
- PÉREZ-MATEOS, J. y VAUDOUR, J. (1972). "Estudio mineralógico y geomorfológico de las regiones arenosas al sur de Madrid". *Estudios Geológicos*. 28: 201-208.
- PINILLA, L.; PÉREZ-GONZÁLEZ, A.; SOPEÑA, A. y PARES, J.M. (1995). "Monografía nº 3 C.S.I.C." *Eds: Alexandre Campos y Pérez-González*. 125-139.
- PRADO, C. DE (1855). "Memoria sobre la geología de Almadén de la Sierra Morena y Montes de Toledo". *Bull. Geol. France*, 12: 489-535.
- PRADO, C. DE (1864). "Descripción física y geológica de la provincia de Madrid". *Junta General de Estadística*.
- QUEROL, R. (1989). "Geología del subsuelo de la Cuenca del Tajo". *ITGE-ETSIM. Madrid*. 465 pp.
- RYBA, O. (1957). "Terrasses du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid". *INQUA. Livret guide de l'excursion C2*. 55 p.

- RODRÍGUEZ-ARANDA, J.P. (1995). "Sedimentología de los sistemas de llanura lutítica-lago salino del Mioceno en la zona oriental de la Cuenca de Madrid (Tarancón-Auñón)". *Tesis Doctoral. UCM*, 474 pp. y anexos.
- RODRÍGUEZ-ARANDA, J.P. y CALVO, J.P. (1998). "Trace fossils and rhizoliths as a tool for sedimentological and palaeoenvironmental analysis of ancient continental evaporite successions". *Palaeogeog. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, vol.140, pp. 383-399
- RODRÍGUEZ-ARANDA, J.P., CALVO, J.P. y SANZ-MONTERO, M.E. (2002). "Lower Miocene gypsum paleokarst in the Madrid Basin (Central Spain): dissolution, diagénesis, morphological relics and karst end products". *Sedimentology*, vol. 49, pp. 1385-1400.
- ROMÁN, F. (1922). "Les terrases quaternaires de la haute vallée du Tage". *C. R. Acad. Sciences*. 175: 1804-1806.
- ROQUERO, E., GOY J.L. y ZAZO, C. (1990). "Relación geomorfología-suelos en los depósitos cuaternarios y plio-cuaternarios de la submeseta meridional. Sector Aranjuez-Añover de Tajo (España)". *I Reunión Nacional de Geomorfología. Teruel*. 721-732.
- ROYO-GÓMEZ, J. (1917). "Datos para la Geología de la submeseta del Tajo". *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 17: 519-527.
- ROYO-GÓMEZ, J. (1926). "Sobre la geología de los alrededores de Toledo". *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat.*, 26: 317-219.
- SAN JOSÉ, M.A.(1975). "Mapa Geológico de España a E. 1:50.000, Hoja nº 606, Chinchón". *Cartografía y memoria. I.G.M.E. Serv. Publ. Min. Industria*, 29 p.
- SÁNCHEZ-CARRETERO, R., CONTRERAS, E., MARTÍN-PARRA, L.M., MARTÍNEZ-SALANOVA, J., GUTIÉRREZ-ALONSO, G. y BARBERO, L. (en prensa). "Mapa geológico de España E. 1:50.000, 2ª serie, Hoja nº 657", *Sonseca. ITGE*.
- SANZ-MONTERO, M.E. (1994). "Sedimentología de las formaciones neógenas del Sur de la Cuenca de Madrid, con énfasis en los procesos kársticos y edáficos asociados a las rupturas sedimentarias del Plioceno". *Tesis Doctoral, UCM*, 333 pp.
- SANZ-MONTERO, M.E. (1996). "Sedimentología de las formaciones neógenas del Sur de la Cuenca de Madrid". CEDEX. *Monografías* 52, 245 pp.
- SANZ-MONTERO, M.E., SESÉ, C. y CALVO, J.P. (1992). "Primer hallazgo de micromamíferos de edad Turoliense en la Cuenca de Madrid". *Estudios Geol.*, vol. 48, pp. 171-178.

- SANZ-MONTERO, M.E, RODRÍGUEZ-ARANDA, J.P., CALVO, J.P. y ORDÓÑEZ, S. (1994). "Tertiary detrital gypsum in the Madrid Basin: diagnostic criteria for interpreting detrital gypsum in continental evaporitic sequences". En: "Sedimentary and Geochemistry of Modern and Ancient Saline Lakes (Ed. R. Renaut y W. Last.)". *Soc. Econ. Paleontol. Miner. (Society for Sedimentary Geology), Spec. Pub.*, Vol. 50, 217-228.
- SANZ-MONTERO, M.E., GARCÍA DEL CURA, M.A., CALVO, J.P. y CAÑAVERAS, J.C. (2003). "Rasgos morfológicos y petrológicos del paleokarst de la Unidad Superior del Mioceno de la Cuenca de Madrid". *Estudios Geol.*, vol. 59 (*Homenaje a M. Hoyos*), pp. 67-81.
- SANZ-MONTERO, M.E. y RODRÍGUEZ-ARANDA, J.P. (2003). "Significado de las costras calcáreas pliocenas en la Mesa de Ocaña". *Actas del Congreso Sobre la Naturaleza en la Provincia de Toledo*, Vol. 1, pp. 95-109.
- SANTONJA, M. y QUEROL, M.A. (1977). "Yacimientos paleolíticos en el Valle del Jarama". *Bol. de la Asoc. de Amigos de la Arqueología*. 8: 4-9.
- SANTONJA, M., LÓPEZ, N., PÉREZ-GONZÁLEZ, A. y QUEROL, M.A. (1978). "Posición cronológica de los sitios de ocupación achelense de Aridos". *Boletín Geológico y Minero*. 89: 399-406.
- SCHWENZNER, J. (1936). "Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes". *Geographische Abhandlungen*. 3ª Serie, X: 1-128.
- SILVA, P.G. (1988). "El Cuaternario del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid: Aspectos geomorfológicos y neotectónicos". *Tesis de Licenciatura UCM (inédita)*, 143 p.
- SILVA, P.G., GOY, J.L. y ZAZO, C. (1988a). "Evolución geomorfológica de la confluencia de los ríos Jarama y Tajuña durante el Cuaternario (Cuenca de Madrid, España)". *Cuaternario y Geomorfología*. 2: 125-133
- SILVA, P.G., GOY, J.L. y ZAZO, C. (1988b). "Neotectónica del sector centro-meridional de la Cuenca de Madrid". *Estudios Geológicos*. 44: 415-427.
- SILVA, P.G., GOY, J.L., ZAZO, C., HOYOS, M. y ALBERDI, M.T. (1988c). "El valle del Manzanares y su relación con la depresión Prados-Guatén durante el Pleistoceno inferior (Madrid, España)". *Comunicaciones II Cong. Geol. Esp. Granada*. 1: 403-406.
- SILVA, P.G., CAÑAVERAS, J.C., SÁNCHEZ-MORAL, S., LARIO, J. & SANZ, E. (1997). "3D soft-sediment deformation structures: evidence for Quaternary seismicity in the Madrid basin, Spain". *Terranova*. 9: 208-212.

- 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)". *Cuaternario y Geomorfología*. 13: 79-94.
- TEMPLADO, D., HERNÁNDEZ-PACHECO, F. y MESEGUER, J. (1944). "Mapa geológico de la Hoja 629". *Toledo. I.G.M.E.*
- TEMPLADO, D., MESEGUER, y CANTOS, J. (1949). "Mapa geológico de la Hoja 630. Yepes". *I.G.M.E.*
- THOMPSON, A.B. (1982). "Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H<sub>2</sub>O-undersaturated granitic liquids". *American Journal of Science*, 282: 1567-1595.
- URIBELARREA-DEL VAL, D., PÉREZ-GONZÁLEZ, A., BENITO, G. & MAROTO, I. (1999). "Meander cutoffs and channel changes: a case study of geological heritage of the rivers Jarama, Henares and Tagus in central Spain". In: "Towards the Balanced Management and Conservation of the Geological Heritage in the New Millenium". *D. Barettino, M. Vallejo & E. Gallego (Eds.), Madrid*: 237-241.
- VAUDOUR, J. (1969). "Donnés nouvelles et hypothèses sur le Quaternaire de la région de Madrid". *Mediterranéé*. 8: 79-92.
- VAUDOUR, J. (1979). "La région de Madrid, altérations, sols et paléosols". *Ed.Ophrys*. 390 p.
- VEGAS, R., PÉREZ-GONZÁLEZ, A. y MIGUEZ, F. (1975). "Cartografía y memoria Geológica de la Hoja de Getafe (19-23)". *Mapa Geológico de España a escala de 1:50.000 2ª Serie (MAGNA). I.G.M.E. Serv. Pub. Min. Industria, Madrid*: 37 p.
- VEGAS, R.; FONTBOTE, J.M. y BANDA, E. (1980). "Widespread Neogene rifting superimposed on Alpine regions of the Iberian peninsula". En: "Proc. Egs Symp. Evolution and tectonics of the western Mediterranean and surrounding areas". *Inst. Geograf. Nacional*. Pub. 201: 109-128.
- VEGAS, R. y BANDA, E. (1982). "Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula". *Earth Evolution Sciences*, 4: 320-343.
- VILANOVA, J. (1875). "Correría geológica por la provincia de Toledo". *Anales de la Soc. Esp. Hist Nat.*, 4: 89-93.
- VILORIA, J. (1951). "Hallazgo de un molar de elefante". *Act. R. Soc. Esp. Hist. Nat.* 49: 23-25.

- WRIGHT, V.P.; SANZ-MONTERO, M.E. y BECK, V.H. (1998). "Rhizogenic Origin for laminar-platy calcretes, Plio-Quaternary of Spain". 15th International Sedimentological Congress. *Alicante. Abril, 1998. Abstracts*, p. 827
- YARDLEY, B.W.D. (1981). "A note on the composition and stability of Fe-staurolite". *Neues Jahrbuch Für Mineralogie Monatschaffe Jg* 1981: 127-132.
- YARDLEY, B.W.D. (1989). "An introduction to metamorphic petrology". *Longman*. 248p.



MINISTERIO  
DE CIENCIA  
E INNOVACIÓN

ISBN 978-847840826-9



9 788478 408269