

INSTITUTO GEOLOGICO  
Y MINERO DE ESPAÑA

RIOS ROSAS, 23 - MADRID 28003



SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA



IGME

606

20-24

# MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000



## CHINCHÓN

Segunda serie - Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

**MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA**

**E. 1:50.000**

**CHINCHON**

**Segunda serie - Primera edición**

**SERVICIO DE PUBLICACIONES  
MINISTERIO DE INDUSTRIA**

La presente Hoja y Memoria han sido realizadas por EPTISA, bajo normas, dirección y supervisión del IGME, habiendo intervenido en las mismas los siguientes técnicos superiores:

D. Pedro Martín Bourgón, Dr. Ingeniero de Minas, Supervisor del Proyecto.  
D. Carlos Campos Juliá, Ingeniero de Minas, Ingeniero Encargado.  
D. Miguel Angel de San José Lancha, Licenciado en Ciencias Geológicas, (Cartografía, Fotointerpretación y Memoria).

#### **INFORMACION COMPLEMENTARIA**

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta una documentación complementaria de esta Hoja y Memoria, constituida fundamentalmente por:

- muestra y sus correspondientes preparaciones,
- informes petrográficos, paleontológicos, etc., de dichas muestras.
- columnas estratigráficas de detalle con estudios sedimentológicos,
- fichas bibliográficas, fotografías y demás información varia.

Servicio de Publicaciones - Claudio Coello, 44 - Madrid-1
---

Depósito Legal: M. 10.715-1975

Imprime: Gráficas URPE, S. A. - Rufino González, 14 - 28037 Madrid

## **1 INTRODUCCION**

### **1.1 MARCO GEOGRAFICO Y GEOLOGICO**

La Hoja de Chinchón se sitúa en el borde N. de la región natural conocida como «Mesa de Ocaña», situada en la cubeta central del Tajo, y presenta características propias de las regiones centrales de dicha depresión, de las que destaca la morfología tabular, en páramos o mesetas sobre estratos subhorizontales, los ríos generalmente de trazado rectilíneo y encajados en profundos valles, y la monótona litología calcáreo-evaporítica.

No obstante esta aparente sencillez, subsisten problemas geológicos aún no totalmente resueltos, como son las relaciones entre ciclos sedimentarios y tectónica profunda, y la evolución morfogenética reciente.

### **1.2 ANTECEDENTES BIBLIOGRAFICOS**

Dada la escasez de los trabajos locales publicados sobre la Hoja de Chinchón, pasaremos una amplia revista de los trabajos regionales existentes, que incluyen en su marco de estudio a la depresión terciaria de Castilla la Nueva y que, por consiguiente, son de aplicación en el estudio de la Hoja de Chinchón.

Una primera etapa descriptiva viene señalada por los trabajos de PRA-DO, C. de (1864); FERNANDEZ NAVARRO, L. (1904, 1907 y 1914); HERNANDEZ PACHECO, E. (1913, 1914, 1915, 1921, 1923, 1926, 1928 y 1932), y ROYO GOMEZ, J. (1917, 1922, 1926 y 1929), a los que hay que añadir los de ROMAN, F. (1922); los de HERNANDEZ PACHECO, F. (1924 y 1928), y el fundamental estudio morfológico de SCHWENZNER, J. E. (1936).

La siguiente etapa, en que empiezan a esbozarse varias líneas diferentes y especializadas de investigación, comienza con la publicación por el I. G. M. E. de la primera edición de la cartografía básica regional a 1:50.000 (KINDELAN, J., y CANTOS, J., 1946; CASTELLS, J., y DE LA CONCHA, S., 1951).

A partir de este momento, y tras el estudio mineralógico de MARTIN VIVALDI, J. L., y col. (1953), y la primera síntesis bioestratigráfica de CRUSAFONT, M. y col. (1954), al margen de los horizontes litológicos clásicos se produce una verdadera explosión de estudios especializados. Las síntesis fundamentales de RIBA, O. (1957), y de ALIA, M. (1960), dan lugar a importantes líneas de investigación que hoy continúan.

Así, el aspecto mineralógico-sedimentológico es estudiado por BENAYAS, J.; PEREZ MATEOS, J., y RIBA, O. (1958, 1960); ALONSO, J. J.; GARCIA VICENTE, J., y RIBA, O. (1961); MINGARRO, F., y MARFIL, R. (1966); RIBA, O.; AREVALO, P., y DE LEIVA, A. (1969); HUERTAS, F.; LINARES, J., y MARTIN VIVALDI, J. L. (1970, 1971), y PEREZ MATEOS, J., y VAUDOUR, J. (1972). La bioestratigrafía se estudia por CRUSAFONT, M., y TRUYOLS, J. (1960); CRUSAFONT, M., y GOLPE-POSSE, J. M. (1971); PEREZ GONZALEZ, A., FUENTES, C., y AGUIRRE, E. (1970), y MOLINA, E.; PEREZ GONZALEZ, A., y AGUIRRE, E. (1972), mientras que la morfología es objeto de los trabajos de ASENSIO AMOR, J., y VAUDOUR, J. (1967); HERNANDEZ PACHECO, F. y col. (1969); VAUDOUR, J. (1969); PEREZ GONZALEZ, A. (1971); PEREZ MATEOS, J., y VAUDOUR, J. (Op. cit.); MOLINA, E. y col. (Op. cit.), y AGUIRRE, E.; MOLINA, E.; PEREZ GONZALEZ, A., y ZAZO, C. (1972).

Mención aparte merecen los trabajos desarrollados a partir de 1967 por el Departamento de Geodinámica Interna de la Universidad Complutense, cuyo tema de estudio es la tectónica profunda de la fosa del Tajo y sus repercusiones estratigráficas y morfológicas sobre el relleno de ésta. Estos cristalizaron en la cartografía regional realizada por CAPOTE, R., y CARRRO, S. (1967), para la J. E. N., parcialmente publicada por el I. G. M. E. en 1968, 1971 y 1972, y en una serie de estudios geofísicos (CADAVID, S., y HERNANDEZ, M. E., 1967; HERNANDEZ, M. E., 1972; MARTIN ESCORZA, C.; CARBO, A., y GONZALEZ URANELL, A., 1973), culminando con una síntesis que se refiere principalmente al S. de la Hoja de Chinchón y Mesa de Ocaña (ALIA, M. y col., 1973). Estos trabajos constituyen una base imprescindible para cualquier nueva investigación, habiendo sido en parte utilizados en la «Guía» de PEREZ REGODON, J. (1970), y en el Mapa de

Síntesis a 1:200.000, Hojas núms. 45 (1971), 46 (1972) y 53 (1972), publicado por el I. G. M. E. y que presenta uno de los resúmenes más recientes de la geología de la cubeta central del Tajo.

## 2 ESTRATIGRAFIA

### 2.1 INTRODUCCION

Los materiales que afloran en la Hoja pertenecen al relleno sedimentario continental de la cubeta central de la depresión terciaria del Tajo. Corresponden en su mayor parte a sedimentos detrítico-calizo-evaporíticos depositados en una cuenca endorreica, bajo condiciones de aridez climática, durante el Mioceno (Burdigaliense Superior-Vindoboniense), coronados por una serie detrítico-caliza, de edad incierta (Serie del Páramo: Mioceno Superior-Plioceno), depositada en ambiente fluvioacustre bajo condiciones climáticas y de drenaje muy diferentes a las de la serie inferior, pero aún no bien conocidas. Estos materiales se encuentran recubiertos por una serie detrítica, fluviofanglomerática de edad pliocena, coronada por arcillas con costras de caliza, que se extienden ampliamente hacia el S. y fuera de la Hoja, en la Mesa de Ocaña.

Por último, los extensos depósitos cuaternarios comprenden suelos, depósitos coluviales y eólicos y diversos tipos de sedimentos de origen fluvial, bien desarrollados en los valles del Tajo y Tajuña.

### 2.2 LOS MATERIALES MIOCENOS

La distribución de los materiales miocenos en la Hoja de Chinchón obedece al esquema clásico de una cuenca endorreica árida, hecho extensivo a todo el conjunto de la cubeta central del Tajo. Así, la zona de «facies de borde» detríticas gruesas a finas corresponde, según la litología predominante en cada área-fuente local, con las facies «Madrid», «Toledo», «Guadalajara» y «Alcarria» (BENAYAS, J.; PEREZ MATEOS, J., y RIBA, O., 1960), enlazando con depósitos gruesos en la base de los relieves del área-fuente (MINGARRO, F., y MARFIL, R., 1966). Las «facies intermedias», detrítico-calizo-evaporíticas, con minerales de neoformación, corresponderían a las «facies blancas» de estos autores, con sílex, sepiolita, etc. Por último, las «facies centrales» evaporíticas tendrían su equivalente en la «facies Vallecas» o en la «facies gris». Si a este esquema evidentemente horizontal se une el que movimientos relativos del marco montañoso respecto a la cuenca pueden dar lugar a ciclos en los que las facies «avancen» o «retrocedan» con respecto al eje de la cubeta, podremos obtener un modelo espacial de

las circunstancias sedimentarias que concurren en el Mioceno de la Hoja de Chinchón.

Esta Hoja se encuentra, pues, situada prácticamente en el centro de la cubeta y, en consecuencia, sobre las facies centrales evaporíticas, representadas por un potente tramo de yesos basales. Sobre ellas aparecen facies intermedias con diverso desarrollo y características, coronadas por la serie del Páramo y, sobre ella eventualmente sobre las facies intermedias, el Plioceno detrítico.

Así pues, podemos distinguir:

### 2.2.1 Facies evaporíticas basales

Aparecen como una potente formación yesífera, dando lugar a los escarpes de los ríos Tajo y Tajuña y de sus afluentes. Su potencia total es desde 80 a más de 120 m. visibles, suponiéndose mayor de 150 m. y aumentando hacia el E., aunque no se posean datos de sondeos que confirmen esta hipótesis. Comprende dos facies:

#### 2.2.1.1 Facies occidental ( $Tm_{c12-c11}^{3_{Ba}-Bb}$ )

Está formada por una alternancia a veces rítmica de yesos y margas yesíferas grises con margas pardorrojizas, en bancos netos de 0,50 a 1 m. Su potencia máxima vista es de 20 m. y aparece en el borde O. de la Hoja, sobre el escarpe de la margen derecha del Tajo, desapareciendo rápidamente hacia el E.

Representa el extremo de las facies intermedias entre las evaporíticas centrales y la facies «Toledo», de borde, con arcosas y arcillas rojizas.

#### 2.2.1.2 Facies central ( $Ty_{c12-c11}^{3_{Ba}-Bb}$ )

Comprende una monótona sucesión de yesos masivos grises y yesos especulares, con delgadas intercalaciones de margas yesíferas gris verdosas. Hacia el centro y SE. de la Hoja son más abundantes los cambios laterales de facies, apareciendo grandes masas de yesos sacaroides blancos en nódulos arrosariados dentro de margas grises y con intercalaciones de bancos verdosos, azulados o violáceos (El Castellar), que presentan sales sódicas y magnésicas del tipo de la glauberita, thenardita y mirabilita, con algún banco de sal común. Las diaclasas suelen estar rellenas de yesos especulares en placas o fibrosos blancos, de neoformación.

Este tramo, muy resistente a la erosión, puede estar eventualmente karsificado, provocando hundimientos y dando lugar a manantiales salíneos, que en ocasiones han sido utilizados para la explotación de sal.

## 2.2.2 Facies intermedias

Aparecen sobre los yesos basales como prolongación de las facies que hacia el O. (Hoja de Aranjuez) presentan en la base minerales de neoformación (sepiolita, en Borox) y pasan a materiales detríticos finos. Destacan de los otros tramos por su color blanco-grisáceo, más patente al NO. y S. de la Hoja, donde predominan en ellas margocalizas y yesos blancos. Presentan gran variabilidad de facies, con términos tanto calcáreos como detríticos y evaporíticos, más abundantes los margocalcáreos, como ya se ha dicho, al NO. y S. En el resto de la Hoja predominan los yesos, microcristalinos o pulverulentos.

Podemos, pues, distinguir:

### 2.2.2.1 Facies intermedia central ( $Tm_{c11}^{Bb-Bc}$ )

Ocupa la casi totalidad de la Hoja, apareciendo como una serie rítmica de yesos sacaroideos blancos, alternando con margas grises yesíferas. Pasan lateralmente, hacia el E., a bancos gruesos de yesos microcristalinos pardos con típicas acanaladuras de disolución superficial (protolapiaz), sobre un delgado tramo basal de margas arcillosas verdes, a veces con finas capitas de margas rojas arenosas (p.k. 55,800 C. N. III) y margocalizas blancas. En el centro de la Hoja (Encomienda) se transforman en una sucesión de yesos pulverulentos, de origen posiblemente detrítico, grises, blancos y rojizos, alternando con tramos de margas verdes o grises con cristales de yeso acaramelado lenticular o en punta de lanza, más abundantes en el techo de la serie. Hacia el S. se mantienen predominantes las facies de yesos sacaroideos blancos y margas yesíferas, con yesos pulverulentos grises y rojizos muy abundantes hacia la base, donde se pueden observar (p. k. 12,200 carretera de Colmenar de Oreja a Villarrubia de Santiago) laminaciones oblicuas muy claras, que indican un origen indudablemente detrítico. En el resto son dominantes las laminaciones paralelas y microestratificaciones en los yesos grises, con niveles centimétricos de materia orgánica. El tamaño de grano sería el correspondiente a arena gruesa o media, con clastos laminares.

Hacia el NO. se inicia el paso a las facies margocalizas de Arganda, mediante la aparición de delgadas capas de calizas margosas, margas y yesos, con alguna intercalación de calizas micríticas blanco-grisáceas.

El techo de este tramo está formado, al NE. de la Hoja, por un nivel muy constante de grandes nódulos cavernosos de sílex, de hasta 1 m<sup>3</sup>, intercalados entre los yesos pardos microcristalinos. Este nivel es muy constante en toda la cubeta central del Tajo, marcando el límite del Vindoboniense con las facies detríticas basales de la serie del páramo. No obs-



tante, también aparecen pequeños nódulos de sílex en la base de este tramo, al NO. de la zona.

La potencia de esta facies puede oscilar entre 40 y 90 m., más potente en el centro y S. de la Hoja, y con espesor mínimo o nulo en el ángulo NE., siempre en función de la mayor o menor intensidad de la erosión pre-pon-tiense (CAPOTE, R., y CARRO, S., 1968).

#### 2.2.2.2 *Facies meridional* ( $T_{c11}^{Bc}$ )

Aparece en el borde N. de la Mesa de Ocaña, al S. de la Hoja, superpuesta a las facies de yesos grises pulverulentos detríticos. Está formada por un máximo de 20 m. de calizas micríticas y margosas, grises y blancas, en bancos de 0,50-1 m. En la base abundan sobre todo margocalizas, con fragmentos de yeso.

#### 2.2.3 *Serie del Páramo*

Está formada por un conjunto de materiales detrítico-calizos, de origen fluvialacustre, constituyendo un ciclo sedimentario cuya base se deposita en clara discordancia erosiva sobre las facies intermedias (CAPOTE, R., y CARRO, S., 1968), a las que puede llegar a eliminar, como se observa en el ángulo NO. de la Hoja.

Se puede distinguir:

##### 2.2.3.1 *Serie detrítica basal* ( $T_{c12}^{Bc}$ )

La existencia de esta serie es un hecho conocido desde tiempos de FERNANDEZ NAVARRO, L., y CARANDELL, J. (1914); HERNANDEZ PACHECO, E. (1915); ROYO GOMEZ, J. (1929); KINDELAN, J., y CANTOS, J. (1946), y CASTELLS, J., y DE LA COCHA, S. (1951), que CAPOTE, R., y CARRO, S. (1967, 1968, 1971 y 1972), delimitan cartográficamente en numerosos puntos de la cubeta central del Tajo.

Esta serie detrítica está formada por gravas, arenas y arcillas de distribución y potencia muy variable. Así, en Nuevo Chinchón (Cabezuelas) presenta, en la base y con discordancia erosiva sobre la facies intermedia, 5 m. de arcillas arenosas con feldespatos potásicos (arcosas), seguidos de 2,5 m. de calizas areno-arcillosas con yeso detrítico y 25 m. de arenas arcóscicas gruesas con lentejones de microconglomerados cuarcíticos, y matriz arcillosa micácea de color rojo. Sobre ellas 1,5 m. de calizas y 5 m. de arenas arcóscicas de matriz arcillosa, con intercalaciones calcáreas. En este punto, y dado el espesor anómalo de cerca de 40 m., puede pensarse en la existencia de una paleoarteria fluvial, que sólo se repetiría en el límite S. de la Hoja, sobre la carretera de Colmenar de Oreja a Villarrubia de San-

tiago, donde aparecen 10 m. de (según los puntos) arenas arcillolimosas, con numerosos fragmentos de rocas carbonatadas (calclitita), o bien gravas y microconglomerados cuarcíticos con laminaciones oblicuas y cruzadas.

En el resto de la Hoja, esta serie está representada por 10 m. de arenas arcósicas, arcillosas rojas o pardorrojizas (carretera de Colmenar a la Aldehuela), o de margas calcáreas yesíferas y arenosas rojas (carretera de Noblejas, límite S. de la Hoja), que pueden disminuir incluso a 2 m. de arcillas arcósicas rojas (Encomienda y C.<sup>a</sup> del Guarda, del p.k. 7 de la carretera de Valdelaguna a Villamanrique). A lo largo de la C.N. III existen diversos afloramientos de arenas, microconglomerados arcósicos blancos y rojos, y limos arcillosos grises o verdes, con sílex basal, pero su espesor, probablemente de unos 10 m., no se puede calcular con exactitud.

El tránsito de esta serie a las «calizas del páramo» se hace a través de calizas arenosas, incluso con yeso detrítico, y margosas, a veces con intercalaciones de materia orgánica.

La máxima potencia de este tramo observada aparece, con 40 m., al O. de Chinchón, por lo cual puede suponerse que corresponde a un paleocanal, quizá prolongación del de Arganda.

#### 2.2.3.2 «Calizas del Páramo» ( $T_{c12}^{Bc} - T_2^B$ )

Esta denominación corresponde en la literatura antigua a la formación de calizas lacustres que, gracias a su resistencia a la erosión, dan lugar al escarpe morfológico de las «mesas», «alcarrias» o páramos, típicos de las cubetas terciarias del Duero, Ebro y Tajo. Dichas calizas se presentan en continuidad con la serie detrítica inferior, y ellas mismas presentan intercalaciones terrígenas arenosas o arcillosas, rojas, de diverso tipo, como puede observarse en el límite S. de la Hoja, cerca de Villarrubia de Santiago, o bien en los alrededores de Valdelaguna y de Belmonte de Tajo.

Litológicamente, oscilan entre micritas, biomicritas y biomicruditas con fósiles, de color gris o beige, compactas, en bancos de 0,30 a 1 m., a veces masivas, otras de tipo tobácico y muchas veces arenosas o arcillosas, sobre todo hacia la base. En superficie pueden aparecer eventualmente niveles encostrados discontinuos.

La potencia total de la formación es muy difícil de conocer, ya que la superficie del páramo en realidad corresponde a la traza de la superficie  $M_2$  de erosión de SCHWENZNER, J. E. (1936), y bajo ella las calizas se pliegan y abomban, siendo decapitadas por la citada superficie de erosión. Se puede calcular, no obstante, un espesor máximo de 60 m. en la zona N. de la Hoja, mientras que en la S., borde N. de la Mesa de Ocaña, no presentan más de 15 m. de potencia.

Considerando a la «serie del páramo» en su conjunto, una reconstrucción paleogeográfica válida sería la que supusiese un paisaje con amplios cana-

les fluviales donde se depositaría material grueso, y en cuyos interfluvios existieran zonas pantanosas con deposición de calizas tobáceas y lacustres. La evolución en el tiempo daría lugar a zonas fluviales superpuestas a antiguos pantanos, o sea, a intercalaciones detríticas entre calizas lacustres.

El descenso en el porcentaje de sales solubles en las calizas es aparatoso con respecto a iguales términos de la facies intermedia. Ello marcaría el paso de un régimen endorreico a exorreico, coincidiendo, como denota el carácter arcósico de la serie basal, con una elevación relativa del marco montañoso y un cambio climático en el sentido de mayor humedad, con transporte rápido.

## 2.3 LOS MATERIALES PLIOCENOS

El Plioceno de la Mesa de Ocaña, estudiado recientemente por ALIA, M., y col. (1973), y que se extiende también en la zona centrooccidental de la Mesa de Chinchón, está formado por dos series discordantes entre sí, y ambas sobre la «caliza del páramo», constituidas por arcillas, conglomerados y areniscas fluviales y niveles de costras o «caliches». Su potencia total puede oscilar entre 2 y 45 m., en nuestra Hoja, no sobrepasando los 25 m.

Podemos distinguir:

### 2.3.1 Serie detrítica inferior

Comprende un conjunto de arcillas arenosas con intercalaciones detríticas gruesas de origen fluvial.

#### 2.3.1.1 *Facies arenoarcillosa* ( $T_2^{Bc} a$ )

Constituida por arcillas arenosas anaranjado-rojizas (ALIA, M., y col., 1973), en las que hacia el techo aumenta el contenido en carbonato cálcico, pasando a arcillas anaranjado-blancuecinas. Aparecen sobre el límite S. de la Hoja, cerca de Noblejas, acuñándose hacia el N. bajo formaciones más modernas.

#### 2.3.1.2 *Facies detrítica gruesa* ( $T_2^{Bc} s$ )

Depósitos fluviales de areniscas y conglomerados cuarcíticos con matriz arenosa y cemento calcáreo, localmente con cantos calizos y moldes de almejas de río. Afectan la forma de paleocauces rellenos, cuyo fondo puede llegar a erosionar totalmente a las arcillas arenosas subyacentes. Su potencia máxima es de 12 m., y en el techo pueden pasar a las arcillas del nivel anterior.

Del análisis de estos sedimentos (ALIA, M., y col., 1973) parece des-

prenderse la existencia de un cauce principal aproximadamente paralelo al actual cauce del Tajo, o coincidiendo con él, y una serie de afluentes procedentes del S., discurriendo en dirección NE. o N.-S.

### 2.3.2 Serie superior de arcillas y caliches ( $T_2^{Bc}$ )

En discordancia erosiva sobre los niveles anteriores y, en la Mesa de Chinchón, sobre las «calizas del páramo», aparece una potente secuencia de costras travertínicas o «caliches», lajas, blancas, englobando en ocasiones cantos de cuarcitas. Estas costras, con cerca de 7 m. de potencia en ocasiones, están coronadas por una masa de arcillas pardorrojizas con niveles dispersos areno-cuarcíticos de cantos con pátina rojiza o negruzca, hidratada.

Esta formación, perfectamente delimitable en la Mesa de Ocaña, puede también seguirse en el extremo SO. de la Mesa de Chinchón, pero hacia el NE., y aun a sabiendas de que verdaderamente puede existir e incluso prolongarse a otras Hojas, no ha sido cartografiada, ya que sus depósitos se confunden sobre el terreno con las arcillas de descalcificación eluviales (terras fúscas principalmente) que rellenan las cubetas de disolución de la «caliza del páramo», a la cual la karstificación afecta sobre todo en sus niveles tobáceos, ya que éstos presentan mucha mayor permeabilidad.

## 2.4 CRONOLOGIA COMPARADA DE LOS MATERIALES MIOCENOS Y PLIOCENOS

Las faunas de vertebrados que se conocen en otros puntos, apareciendo en formaciones correlacionables con las de la Hoja de Chinchón, pueden permitirnos intentar establecer su cronoestratigrafía.

Dichas faunas han sido descritas por HERNANDEZ PACHECO, E. (1913, 1914, 1921); HERNANDEZ PACHECO, F. (1928, et alt. 1969); CRUSAFONT, M., y VILLALTA, J. F. de (1954); CRUSAFONT, M., y TRUYOLS, J. (1960); CRUSAFONT, M., y GOLPE, J. M. (1971), y MOLINA, E.; PEREZ GONZALEZ, A., y AGUIRRE, E. (1972), y de su estudio se deduce que las facies evaporíticas basales miocenas pueden ser datadas como Burdigaliense-Vindoboniense Inferior, en virtud de la fauna encontrada en la Hidroeléctrica (Serie inferior del Manzanares, Madrid).

Las facies intermedias, que hacia el NO. pasan claramente bajo el nivel guía del sílex (Cerro Almodóvar) a las arcosas en «facies Madrid», pueden ser datadas gracias al gran número de yacimientos de vertebrados aparecidos tanto en dichas arcosas como en el citado cambio de facies (fauna del Puente de Vallecas, Puente de los Franceses, Cerro de la Plata, San Isidro, Puente del Calero y Cerro Almodóvar). La edad de esta facies estaría com-

prendida entre el Vindoboniense Inferior y el Superior, o sea, Mioceno Medio-Superior.

Por lo que respecta a la «serie del páramo», la discordancia erosiva basal indica un hiato sedimentario y cronológico que, no obstante, no debe ser muy importante, ya que faunas en facies equivalentes del N. de la cubeta del Tajo (Matillas, Cendejas de la Torre) indican una edad Mioceno Superior —antiguo Pontiense en sentido amplio—, mientras que las que aparecen al S., en Puebla de Almoradiel y el Campo de Calatrava, presentan especies que ya podrían ser consideradas como del Plioceno Inferior (MOLINA, E.; PEREZ GONZALEZ, A., y AGUIRRE, E., 1972). Así, salvo que en un futuro se demostrase que dichos yacimientos pertenezcan a formaciones superiores a las «calizas del páramo» de Chinchón, deberemos considerar a éste como de edad «pontiense» (s.l.)-pliocena. A este respecto, conviene destacar que la abundante fauna de gasterópodos de agua dulce, o es totalmente banal, o en todo caso indica una edad Mioceno Superior.

El haber considerado a la «caliza del páramo» como llegando hasta el Plioceno, arroja claramente esta edad para las series superiores, que además no poseen ninguna relación estratigráfica ni morfológica con los Cuaternarios más antiguos que se conocen. Se trata de series detríticas, fluvio-fanglomeráticas, depositadas tras una peneplanización intensa (Mz. de SCHWENZNER, J. E., 1936) y karstificación del nivel calizo del páramo, con discordancia erosiva entre sí, y ambas basculadas hacia el SO. Como esta basculación, que en la España central parece estar situada en el Plioceno terminal (=Villafranquiense 1 de AZZAROLI, en AGUIRRE, E., y col., 1972), afecta incluso a los caliches y arcillas superiores, todas estas formaciones deberían incluirse dentro del Plioceno, sin poder precisar más, dada la ausencia de fauna.

## 2.5 CUATERNARIO

Los extensos depósitos cuaternarios que aparecen en la Hoja de Chinchón se pueden clasificar desde un punto de vista genético en:

- a) Depósitos autóctonos eluviales, producidos por edafogénesis (disgregación mecánica, ataque químico y acción biológica) y sin transporte apreciable.
- b) Depósitos paraautóctonos de tipo gravitatorio, por disgregación mecánica (gelivación, etc.) y solifluxión. Coluviones y en parte recubrimiento de rampas de erosión.
- c) Depósitos alóctonos de tipo hidrodinámico. Aluviales, terrazas, conos de deyección. Localmente autóctonos químicos, como las tobas travertínicas.
- d) Depósitos alóctonos de tipo eólico. Loess.

Desde un punto de vista cronológico relativo podemos distinguir:

### 2.5.1 Depósitos antiguos

Se incluyen aquí depósitos de recubrimiento de rampas de erosión y los correspondientes a la «rampa-terrazza alta» y «terrazza media» del Tajo. Así, tenemos:

#### 2.5.1.1 Rampas de erosión y depósitos de loess ( $Q_1^{a-b}$ G)

La rígida plataforma en rampas que se desarrollan entre los 600-640 m. de altitud, en relación con el nivel de + 80 — 85 m. sobre el nivel del Tajo, con gran extensión en el ámbito de la Hoja, está recubierto de una película de limos arenociliosos pardos claros, que pueden llegar a tener hasta 2 m. de potencia, dando taludes casi verticales y presentando nódulos y grumos de carbonato cálcico. Se trata de un depósito predominantemente eólico, tipo loess, y recubre en parte a depósitos heterométricos y heterogéneos, de aspecto fanglomerático o coluvionar, que aparecen esporádicamente en las depresiones de las rampas y son más abundantes junto a las laderas de los relieves marginales. Eventualmente estos depósitos de rampa (o «glacis») pueden llegar a tener 10-12 m. de potencia, con cantos calizos muy abundantes, y granos de cuarzo y cuarcita procedentes de las facies detríticas del páramo y pliocenas (sobre todo al SE. de la Hoja: Las Lijosas, Arroyo del Charco, Arroyo de Victoria). En las proximidades del escarpe de los yesos quedan retazos de este nivel, con aspecto ya claramente fluvial, aunque muy heterométrico y heterogéneo.

Hacia la base de los páramos de Chinchón y la Mesa de Ocaña es muy posible que esta superficie a + 80 — 85 m. se una morfológicamente con una rampa o glacis más inclinado, situado a + 150 m. A esta escala, y con los datos que se poseen hasta la fecha, la separación entre ambas es muy difícil, sobre todo teniendo en cuenta que los depósitos eólicos pasan de una a otra sin solución de continuidad.

#### 2.5.1.2 Rampa-terrazza alta ( $Q_1^{a-b}$ T<sub>1</sub>)

Aparecen a + 45 — 50 m. sobre el nivel del Tajo, sobre todo en su margen derecha, al O. de Villamanrique. A lo largo del resto del valle se encuentra también parcialmente representada, bajo la forma de hombreras y retazos adosados al escarpe de los yesos masivos.

Litológicamente se componen de gravas cuarcítico-calizas, con cantos de sílex, matriz arenosolimsa, con arcillas pardorrojizas o verdosas en niveles lenticulares o discontinuos. En ocasiones se trata de material más homo-

géneo y seleccionado, con matriz arenosa y laminaciones oblicuas y entrecruzadas.

#### 2.5.1.3 *Terraza media* ( $Q_1^c T_2$ )

Se encuentra muy extendida en el valle del Tajo, el cual la ha respetado en su divagación, sobre todo en la margen derecha. Aparece a +11 —13 m. de altura sobre el nivel del río como terraza de ensanche, y está formada por gravas cuarcíticas con algunos cantos de calizas y sílex, con matriz arenosa, lentejones de arena con laminación oblicua y cruzada, y paquetes de arcillas verdes. Corresponde con los niveles de *Elephas antiquus* del valle del Jarama (PEREZ GONZALEZ, A.; FUENTES VIDARTE, C., y AGUIRRE, E., 1970) y presenta indicios muy esporádicos de crioturbación y solifluxión. Relacionado con esta terraza ha podido observarse una pequeña hombrera recubierta de material fluvial, a +7 —8 m., adosada a la terraza media que bordea la carretera de la presa de Valdajos, muy próxima a dicho embalse. Pudiera representar un nivel de terraza que va desapareciendo en casi todo el resto del valle del Tajo.

El arroyo de la Veguilla, al N. de la Hoja, presenta a este nivel unas hombreras de erosión con depósito de terraza, caracterizadas por la abundancia de cantos de «calizas del páramo», con matriz limoarcillosa parda clara.

#### 2.5.2 *Depósitos modernos*

Comprenden todas las restantes formas genéticas, además de la terraza baja, llanura de inundación y cauces actuales. Así, pues, tendremos:

##### 2.5.2.1 *Terraza baja* ( $Q_2 T_3$ )

Aparece a +3 —5 m. a lo largo de todo el valle del Tajo y sobre ambas márgenes, más frecuentemente en la derecha. Se comporta como terraza de relleno, pudiendo llegar a tener, sumada a la planicie de inundación, una potencia de gravas superior a 50 m. en algunos puntos (PEREZ GONZALEZ, A., 1971).

Litológicamente está constituida por gravas con matriz arenosa, con un recubrimiento superficial de hasta 1 m. de limos arcilloarenosos pardos.

##### 2.5.2.2 *Coluviones* ( $Q_2 C$ )

Se desarrollan sobre todo en las laderas del valle del Arroyo de la Veguilla, al N. de la Hoja. Se deben a deslizamientos de ladera, a veces muy extensos, sobre las margas y margas yesíferas de la facies intermedia, que actúan de lubricante, dando lugar a depósitos caóticos de bloques y cantos

de caliza, con material detrítico y margoyesífero interpuesto. Se encuentran siempre en relación con hundimientos del escarpe de las «calizas del páramo», provocados por disolución o gelivación, con postreros deslizamientos y solifluxión.

#### 2.5.2.3 Conos de deyección ( $Q_2^c Cd$ )

Su mayor o menor desarrollo viene condicionado por la longitud y pendiente de los tributarios de segundo orden con respecto a la red principal de drenaje. Son muy abundantes en la desembocadura de los pequeños barrancos encajados, al pie de los escarpes yesíferos de las márgenes del Tajo y Tajuña, y al unirse entre sí pueden dar lugar a un festón de abanicos aluviales.

El material es heterométrico, aunque más seleccionado que el de un coluvión, debido al transporte. En cambio, conserva gran heterogeneidad.

#### 2.5.2.4 Llanura de inundación ( $Q_2^c Al_1$ )

Es la terraza más baja, que sufre la influencia de las avenidas estacionales en los ríos Tajo y Tajuña. En ellas se encaja el canal de estiaje o cauce actual.

Se desarrolla en el Tajo, principalmente en la mitad O. de la Hoja, mientras que en el Tajuña es la única terraza que existe. En éste la litología es de limos muy potentes, con niveles de gravas con cantos redondeados de caliza y cuarcita, y matriz limoarenosa.

En el Tajo, en cambio, bajo una cubierta superficial de limos arenosos pardos, se desarrolla un horizonte continuo de gravas cuarcíticas, con algún canto de caliza y de sílex y matriz arenosa. Al solaparse este nivel con la terraza baja puede dar lugar a acumulaciones de gravas de hasta 50 m.

#### 2.5.2.5 Aluviales de fondo de valle. Cauces actuales ( $Q_2^c Al_2$ )

Son los depósitos actuales, depositados en el canal de estiaje de los ríos principales y en el fondo de los valles de los afluentes secundarios.

El cauce actual del Tajo, o canal de estiaje, representa la zona de circulación habitual del río y ofrece una morfología meandriforme que se acentúa hacia el O., donde llega a existir algún cauce abandonado en «collera» (ox bow) o herradura. Presenta numerosas bancas arenosas o de gravas, con geometría muy variable.

En la red secundaria de drenaje, en cambio, los depósitos son de arcillas limoarcillosas, limos y arcillas yesíferas y margosas, con cantos de caliza, dando lugar a fondos de valle planos, de paredes escarpadas.



### 2.5.2.6 Eluviones ( $Q_2^c E$ )

Aparecen en la superficie de los páramos bajo la forma de arcillas rojas rellenando cubetas de descalcificación, «*terras rossas*» y «*terras fuscas*», sobre las que suelen aparecer protosuelos tipo rendzina o rendzina empardecida, y tierras pardas meridionales muy poco desarrolladas.

### 2.5.3 Síntesis evolutiva y correlación

Los abundantes faunísticos descritos en la bibliografía antigua sobre el Cuaternario de la zona, de los que cabe destacar los de ROMAN, F. (1922); HERNANDEZ PACHECO, E. y F. (1926), y HERNANDEZ PACHECO, E. (1928), fueron sintetizados por primera vez en el trabajo de RIBA, O. (1957). Con posterioridad, el esquema clásico de cuatro terrazas correspondiendo con la cronología glacial centroeuropea ha sido modificado para la zona del Jarama y Henares (VAUDOUR, J., 1969; AGUIRRE, E., y col., 1972), a un complejo de terrazas y rampas-terrazas desarrolladas en relación con los pluviales e interpluviales característicos de un sistema morfoclimático de tipo mediterráneo. Este esquema, tan sugestivo para ríos de corto recorrido, es sólo parcialmente válido para un cauce como el Tajo, en el cual la evidente aloctonía del curso provoca una mayor influencia de las precipitaciones pluviales de los macizos celtibéricos (Sierra de Albarracín, Serranía de Cuenca) que la de la pluviometría local, unido a una relativa regulación en estiaje provocada por las aportaciones subterráneas kársticas de los macizos celtibéricos.

Todo esto da lugar a que el esquema de las terrazas del Tajo se aproxime más al modelo centroeuropeo que el de sus tributarios Jarama y Henares, en los que, no obstante, la acción periglacial se manifiesta ampliamente (PEREZ GONZALEZ, A., 1971) por los fenómenos de solifluxión y crioturbación, que también afectan a los depósitos del Tajo.

Así, en virtud de la relación entre las faunas conocidas y los distintos niveles de terraza, y el desarrollo edafogénico correspondiente a cada uno de ellos, se puede suponer que las rampas de erosión y sus depósitos a +80 —85 m. pertenecen al Pleistoceno Inferior y Medio; la rampa terraza alta, a un Pleistoceno Medio; mientras que la terraza media, con *Elephas antiquus* en Aranjuez, puede pertenecer a un Pleistoceno Superior bajo.

Las restantes formaciones deben ser consideradas como holocenas s. l.

Dado el carácter de la fauna presente en cada nivel y los suelos relictos que en él aparecen, parece poderse suponer una evolución desde un clima árido o semiárido más o menos frío, con suelos rojos, hasta un submediterráneo (suelos pardos), incluso más húmedo que el actual. Dicho proceso se ha verificado en sucesivas pulsaciones, reflejadas en los niveles de rampas y terrazas.

### 3 TECTONICA

#### 3.1 SITUACION ESTRUCTURAL

La Hoja de Chinchón está situada en la zona centro-meridional de la «cubeta central» del Tajo, la cual, junto con la «cubeta occidental» (Campo Arañuelo) forma la denominada *fosa del Tajo*. Esta fosa, de aspecto triangular, está limitada al O. y N. por las grandes fracturas de borde del macizo granítico-metamórfico del *Sistema Central*; al S. por la *plataforma de Toledo*, y al E. por la *Sierra de Altomira*, cabalgamiento frontal de las cadenas celtibéricas de plegamiento.

El relleno terciario de la fosa del Tajo, delimitado por los grandes accidentes morfoestructurales antedichos, se extiende más allá de ellos, delimitando, hacia el E., una «cubeta oriental» del Tajo, entre la Sierra de Altomira y las primeras estribaciones de la Serranía de Cuenca. Por el SE., dicho recubrimiento se extiende hasta enlazar con el Terciario Superior de la Mancha.

La formación de la fosa del Tajo se debe a la reactivación alpina de los grandes sistemas de desgarres NE-SO. y fracturas E-O. producidos durante las últimas fases de plegamiento hercínicas. Esta reactivación, comenzada a partir del Cretácico Superior, no ha cesado hasta el Villafranquiense, y ha dado lugar a una fosa tectónica que ha funcionado como cuenca molásica con respecto al plegamiento del área semimóvil celtibérica.

#### 3.2 DEFORMACION DE LOS MATERIALES MIOCENOS Y CUATERNARIOS

Es incuestionable la existencia de una neotectónica afectando a los materiales miocenos de la cubeta del Tajo, puesto que existen deformaciones de todo tipo que no sólo han constituido factores de retoque en la disposición y aspecto actual de los materiales, sino incluso han condicionado parcialmente su sedimentación, y posteriormente la morfología actual, sobre todo de la red fluvial, que sigue líneas estructurales muy netas.

Las ideas fundamentales sobre la existencia de una tectónica profunda en la fosa del Tajo, repercutiendo en su estratigrafía y morfoestructura actual, fueron emitidas por ALIA, M. (1960), y desarrolladas posteriormente en los trabajos de CAPOTE, R., y CARRO, S. (1967-1968-1971-1972); CADAVID, S., y HERNANDEZ, M. E. (1967); HERNANDEZ, M. E. (1972); MARTIN ESCORZA, C., y HERNANDEZ ENRILE, J. (1972); ALIA, M., y col. (1973), y MARTIN ESCORZA, C.; CARBO, A., y GONZALEZ URANELL, A. (1973).

Teniendo en cuenta dichas ideas podemos distinguir:

### 3.2.1 Deformaciones atectónicas

Afectan principalmente a los materiales de la facies intermedia, por disolución y hundimiento de los yesos masivos infrayacentes. Así, dicha facies, se encuentra fuertemente plegada, rota y basculada (CAPOTE, R., y CARRO, S., 1967) entre los p. k. 18 y 19 de la carretera de Villamanrique de Tajo a Colmenar de Oreja, cerca de la Encomienda, en el p. k. 4 de la de Noblejas a la Aldehuela y en la carretera de Chinchón a Titulcia, en el paraje denominado Las Praderas, donde las calizas, margas y yesos de la facies intermedia están plegados y basculados. Buena parte de dichas estructuras atectónicas reconocen su origen en un principio de fluidez en los yesos, provocado por cambios volumétricos.

Un hecho también frecuente, sobre todo en los escarpes del arroyo de la Veguilla, al N. de la Hoja, son las flexuras producidas en el borde del nivel duro de la «caliza del páramo» por la solifluxión de la ladera, que terminan dando lugar a una «fractura», con hundimiento y deslizamiento lateral abajo de grandes bloques de caliza.

### 3.2.2 Deformaciones tectónicas

Las deformaciones de origen tectónico que afectan a los materiales de la Hoja de Chinchón pueden agruparse en dos categorías:

- a) Deformaciones tectónicas regionales. Se presentan bajo la forma de amplios pliegues de flancos muy tendidos y eje aproximadamente paralelo a las líneas de borde de la fosa del Tajo. Esto es un hecho generalizado en todas las cuencas intracróticas con relleno sedimentario moderno. Las estructuras son amplias y se disponen de forma concéntrica y paralelamente a los bordes. Estas estructuras, complicadas con un juego de fallas de muy pequeño salto, reflejo de las que afectan al basamento cratónico, provocan el encajamiento de la red fluvial a lo largo de alineaciones preferentes, por lo general rígidamente rectilíneas. Este es un hecho que afecta tanto a la fosa del Tajo como a la del Duero y la del Ebro, aunque en menor proporción, y en todas ellas, de no existir los citados accidentes de zócalo, la red fluvial adoptaría un diseño dendrítico.

Estudiando la hipsometría del contacto facies evaporítica basal-facies intermedia, puede observarse cómo en los alrededores de Villacanejos se dibuja una suave elevación en domo hasta la cota 650 m., que permite aflorar en la margen derecha del Tajo a una serie que se presenta inferior a la de los yesos masivos. Por el contrario, en la margen izquierda, ésta no aparece. Ello, junto con las

direcciones NNE-SSO. de la red secundaria, indicaría la presencia de un anticlinal con dicha dirección y con una fractura oblicua E.-O. a lo largo del río Tajo. Este anticlinal daría lugar al abombamiento de Valdelaguna, que se puede seguir en la Hoja de Arganda hasta Valdaracete, penetrando allí en la de Mondéjar.

Hacia el E., en cambio, se dibuja un sinclinal al N. de la Aldehuela, donde el contacto desciende hasta los 600 m., para volver a ascender muy lentamente hacia el NE. y E., de forma continua, hasta cerca de 700 m.

Al S. del Tajo, el contacto dibuja un domo al O. de la carretera de Noblejas a la Aldehuela, ascendiendo lentamente hacia el O. El arroyo de San Pedro y el del Charco, rectilíneos con dirección N.-S. en la zona oriental de la Hoja, y en prolongación uno de otro en ambas márgenes del Tajo, marcan la existencia (CAPOTE, R., y CARRO, S., 1967) de un anticlinal con dicha dirección, el cual, al cruzar la C. N. III (p. k. 57) hace que el contacto se presente a distinta altura a ambos lados del arroyo de San Pedro. Ello indicaría la existencia de una fractura, localmente de unos 20 m. de salto, según el eje de dicho anticlinal. La terminación periclinal N. estaría cubierta por la serie del páramo, pero la S. puede observarse en el ángulo SE. de la Hoja.

El hecho de que este contacto ascienda de cota hacia el NE. es general para toda la cubeta, y producido por el basculamiento finipioceno. En cambio, la subida de cota de dicho contacto hacia el N., a lo largo de los arroyos, corrobora la existencia del abombamiento de Valdelaguna y, al repetirse hacia el S., indica que el valle actual del Tajo parece corresponder, al menos en su sector central dentro de la Hoja, con un suave sinclinal de dirección E.-O.

- b) Deformaciones tectónicas locales. Todo el conjunto mioceno, incluida la serie del páramo, presenta pliegues muy abundantes de pequeño radio y con direcciones predominantes NNE-SSO, NE-SO. y eventualmente NO-SE., relacionados con fracturas de dirección NE-SO. y ENE-OSO. Estas direcciones coinciden con las de numerosos cauces de la red de drenaje principal y secundaria.

### 3.3 PRINCIPALES LINEAS MORFOESTRUCTURALES

Dado que no existen en la Hoja de Chinchón cambios de facies tan importantes en el Mioceno como para que pudieran dar alineaciones morfológicas, y éstas son tan claras y tan frecuentes, será preciso suponer la existencia de una tectónica del zócalo que inducirá en la cobertera pliegues, abombamientos, flexuras y fracturas, provocando el encajamiento de la red fluvial según las direcciones de éstos (ALIA, M., 1960).

A este respecto, el estudio magnetométrico del basamento de la Hoja de Arganda (CADAVID, S., y HERNANDEZ, M. E., 1967) demuestra la existencia de elevaciones y hundimientos en el basamento, situado a más de 1.550 m. de profundidad, y una red de fracturas afectando a éste, con direcciones coincidentes con las de los tramos rectilíneos de la red de drenaje superficial.

Así pues, tanto las deformaciones locales como las regionales, de amplio radio, y las alineaciones de la red fluvial, parecen responder a una única causa: la tectónica de horst-grabben del basamento. Dicha tectónica, actuando sobre el Macizo Hespérico y sus zonas de borde desde tiempos post-hercínicos hasta la actualidad, ha dado lugar a la fosa del Tajo y afectado a su relleno sedimentario tanto en la distribución de materiales como en la morfoestructura de éstos.

De esta manera, las grandes direcciones morfotectónicas que afectan a la parte aflorante del Macizo Hespérico se manifiestan también en los sedimentos de relleno de sus cuencas intracratónicas. De ellas, la más importante, la alineación NNE-SSO., que corresponde a los grandes desgarres tardihercínicos del Macizo Hespérico (VEGAS, R., in litt.), reactivados en tiempos alpinos, es la que da lugar a las principales estructuras que aparecen en la Hoja de Chinchón, junto con la E.-O. de las fracturas del borde sur de la cubeta (falla de borde de la *plataforma de Toledo*) y la N.-S. del calgamiento frontal celtibérico.

#### 4 HISTORIA GEOLOGICA

Es imposible separar los acontecimientos que han dado lugar a las características estratigráficas y morfoestructurales de la Hoja de Chinchón de la Historia Geológica global de la fosa del Tajo, de la que forma parte. Por ello pasaremos revista a la historia de ésta, particularizándola para Chinchón en aquello que le sea peculiar.

La fosa del Tajo, individualizada como tal a partir del Cretácico Superior en virtud de una dinámica alpina que provocó la fracturación en horst-grabben —en parte por removilización de fracturas tardihercínicas— del borde oriental del Macizo Hespérico, constituye una cuenca molásica situada entre el área semimóvil celtibérica, con plegamiento sajónico de cobertera, y el horst de basamento del Sistema Central.

La sedimentación de materiales de dicha fosa es, pues, de origen gliptogénico marginal ya probablemente desde el Cretácico Superior, época en que se individualizó como tal cuenca molásica. El equilibrio entre la erosión de los macizos periféricos y la subsidencia de la cuenca ha permitido acumularse gran espesor de materiales detrítico-evaporíticos (VALDEBRO, C. I. P., sondeo «Tielmes núm. 1», 1965) deformados únicamente en las zonas de borde, y con intensidad decreciente en el tiempo (Mesozoico plegado y

fracturado, Paleógeno plegado, Mioceno subhorizontal, Plioceno sólo basculado). La distribución facial de dichos materiales viene condicionada no sólo por la intensidad del relieve, litología y clima de las áreas fuente marginales, sino también por la influencia, aunque muy amortiguada, de una tectónica profunda del basamento subsidente, y por la litología de los bordes plegados del relleno de la fosa, que al ser erosionados se incorporan nuevamente al ciclo de deposición.

Posteriormente, movimientos rodánicos removilizan las fracturas del basamento, dando lugar a una nueva elevación del marco montañoso y provocando la aparición de pliegues, abombamientos y fracturas en la cobertera miocena de la fosa del Tajo.

Condiciones de aridez climática y un descenso del nivel eustático provocan la formación de la superficie erosiva «finipontense» ( $M_2$  de SCHWENZNER, J. E., 1936), sobre la cual, en un nuevo ciclo, se deposita la serie detrítica inferior pliocena, con intercalación de una red fluvial cuyo trazado, prefigurado por la influencia de las fracturas del zócalo, es casi coincidente con el de la red de drenaje actual. El clima correspondiente a estos depósitos parece ser, para ALIA, M. (1973), subárido, con cauces fluviales anchos y planos, tipo «rambla», mientras que para AGUIRRE, E. y col. (1972), correspondería a oscilaciones entre árido y húmedo frío o submediterráneo templado.

Un nuevo levantamiento montañoso provoca una débil discordancia erosiva y el depósito de costras terminales pliocenas, recubiertas de arcillas arenosas pardorrojizas fanglomeráticas. Ello indica una época de mayor humedad (depósitos de caliche por evaporación en franja capilar muy próxima al suelo: nivel piezométrico alto y buena alimentación de los acuíferos), seguida de aridez climática, en coincidencia con dicho levantamiento del marco montañoso. Este fenómeno ha venido repitiéndose casi sin interrupción desde el Mioceno Superior hasta nuestros días: cada fase erosiva coincide con un levantamiento de los marcos montañosos (o descenso del nivel eustático) y una modificación climática relativa. Dichos cambios parecen haberse producido dentro de un sistema morfoclimático de tipo mediterráneo.

Durante el Mioceno, el esquema sedimentario parece corresponder al de una cuenca endorreica bajo clima árido, con potentes series detríticas de borde —sobre todo en el NO., más subsidente—, seguidas de facies intermedias detrítico-calizo-evaporíticas, con minerales de neoformación y facies centrales evaporíticas. Este modelo corresponde con la distribución de los materiales que actualmente se están depositando en la «bajada», «playa» y «cebkha» (o saladar) de cualquier paisaje endorreico norteafricano o norteamericano, y esta correspondencia sería perfecta si considerásemos a las plataformas de Villalba y Toledo como las rampas de erosión marginales de la cubeta, y a los Montes de Toledo y el Guadarrama como los «macizos-isla» de la penillanura árida.

Según este esquema, los depósitos tipo «sebkha», evaporíticos, corresponderían a las facies evaporíticas basales de la Hoja de Chinchón, de edad Burdigaliense-Vindoboniense.

Un importante cambio en el nivel de energía del medio (con la posible existencia de un nivel erosivo y comienzo de un nuevo ciclo sedimentario) provoca el avance de las facies intermedias sobre las evaporíticas a partir del Vindoboniense Inferior. La existencia de minerales de neoformación (sepiolita) y de arenas yesíferas con laminaciones oblicuas en la base de dichas facies indica inequívocamente la mayor energía del medio. No obstante, los materiales pertenecientes a ellas vuelven a adoptar un esquema semejante al anterior, con incluso «facies intermedias centrales» de yesos de precipitación iónica. El desplazamiento hacia el E. de dichas facies indica que es el área fuente correspondiente al Sistema Central la que sufre un levantamiento mayor. Esta elevación relativa del marco montañoso probablemente se produce simultáneamente a un cambio climático de mayor humedad estacional, con un paisaje de tipo sabana endorreica, donde vivirían mamíferos y tortugas, cuyos restos aparecen en zonas próximas siempre en el límite entre las facies calcomargosas, de agua salobre, y las detríticas, o sea, en las riberas de las charcas de la sabana.

Un nuevo y mucho más importante cambio en las condiciones climáticas de la cuenca y de nivel de energía del área fuente se produce en el Mioceno Superior (antiguo «Pontiense» s.l.). Tras un período erosivo netamente marcado y de importancia variable, se depositan materiales terrígenos groseros, en régimen fluvial, coincidiendo con la desaparición del endorreísmo de la cuenca y con una elevación relativa de los relieves del marco montañoso. La presencia de arcosas feldespáticas rojizas y de abundantes canales fluviales con gravas y arenas de laminación cruzada, playas y dunas, indica un transporte muy rápido, con exceso de agua. Los interfluvios estarían ocupados por materiales de tipo palustre o lagunar y el techo de los tramos detríticos indicaría una pequeña recesión a un clima más seco, con depósitos de dunas y fanglomerados.

Los materiales calizos, bioquímicos o tobáceos del techo de la serie del páramo indican la existencia de un paisaje de praderas pantanosas y lagos, con bosquecillos más o menos extensos, bajo un clima más cálido o mediterráneo, relativamente húmedo. Existirían, no obstante, numerosos canales fluviales (depósitos fluviales), pudiendo corresponder el paisaje al de la actual zona palustre manchega, antes de su deforestación. La fauna de mastodontes, caballos, ciervos, gacelas, tortugas y numerosos moluscos dulceacuícolas (CRUSAFONT, M., y TRUYOLS, J., 1960; MOLINA, E., y col., 1972) confirma este tipo de paisaje desarrollado, según los datos bioestratigráficos, desde el Mioceno Superior («Pontiense» en sentido amplio) hasta el Plioceno basal, con oscilaciones desde árido a semiárido hasta húmedo frío, y con una tendencia general a un progresivo descenso de la aridez.

Al final del Plioceno se produce una basculación general hacia el SO., de edad valáquica, que afecta a todas las formaciones hasta entonces depositadas, formándose una nueva superficie de erosión ( $M_1$  de SCHWENZNER, J. E., 1936), bajo clima árido, que elimina gran parte del recubrimiento mioceno de las rampas de erosión marginales de la cubeta (plataformas de Villalba y Toledo). Así, ésta queda reducida a sus límites tectónicos, excepto en la Mesa de Ocaña, donde enlaza con el Terciario Superior manchego.

Sobre dicha superficie, y en un clima árido y posiblemente frío, se depositan los mantos fanglomeráticos en régimen de arroyada («Sheet flood») de las «Rañas», que no sufren posteriores deformaciones ni basculamientos.

El Cuaternario propiamente dicho marca una sucesión de episodios áridos fríos y templados húmedos, durante los cuales la red fluvial, que en principio se habría adaptado a las directrices marcadas por las redes de drenaje pliocena y miocena —a su vez condicionadas por la tectónica de basamento de la fosa—, se jerarquiza progresivamente, dando una sucesión de rampas y terrazas que denotan impulsos rítmicos de encajamiento producidos por sucesivos aumentos de potencial erosivo debidos a disequilibrios de origen glacioeustático.

## 5 GEOLOGIA ECONOMICA

### 5.1 MINERIA Y CANTERAS

Las actividades mineras en la Hoja de Chinchón se reducen a un cierto número de explotaciones de beneficio del nivel de sales sódicas y magnésicas (thenardita, mirabilita, glauberita, epsomita y sal común), situado a lo largo de la margen izquierda del Tajo, en la base del escarpe de la serie evaporítica basal. La mayor parte de dichas labores están abandonadas, subsistiendo solamente las minas de El Castellar (Aprovechamientos Salineros, S. A.), junto al p.k. 10,500 de la carretera de Colmenar de Oreja a Villarrubia de Santiago, en término de esta última. La explotación se lleva en dos niveles superpuestos separados entre sí 10 m., con casi 1 km. de longitud total de galerías, y el beneficio, en planta aneja a la misma, se verifica por abdisolución y concentración de la thenardita, y precipitación del Ca de glauberita como yeso, obteniéndose una salmuera de sulfato magnésico. La marga se elimina por decantación.

Los niveles en explotación presentan una secuencia inversa de, en la base, 2 m. de sal común, que no se explota, seguida de 10 m. de margas, un banco de 4-5 m. de thenardita microcristalina, un nivel de thenardita cristalizada muy delgado, y en el techo, yeso. La mirabilita se presenta bajo la forma de eflorescencias de las labores antiguas. Estos niveles están afectados por pequeñas fracturas en escalera descendiendo hacia el Tajo.



También existen algunas salinas, actualmente abandonadas, que explotaban la sal por evaporación del agua de los manantiales salinos que aparecen en este nivel.

Entre los yacimientos de rocas de utilidad industrial que se explotan en la Hoja destacan las graveras, casi todas situadas en el escarpe de la terraza media del Tajo, y algunas en el nivel detrítico basal de la serie del páramo (Chinchón). Más importantes son las canteras de «caliza del páramo», distribuidas a lo largo de los escarpes de la Mesa de Chinchón, y sobre todo, al N. de Colmenar de Oreja, donde existen bancos de caliza de hasta 1 m. de potencia separados por margas rojizas y calizas margosas, con grandes moldes de gasterópodos, que se explotan desde antiguo como piedra de construcción y ornamental («piedra de Colmenar»).

Por último, el yeso se beneficia en multitud de canteras, tanto en la facies evaporítica basal (escarpes del Tajuña y Tajo, Villacanejos) como en la facies intermedia (Chinchón, Colmenar de Oreja, Villarrubia de Santiago).

## 5.2 AGUAS SUBTERRANEAS

Desde un punto de vista hidrogeológico, los materiales que afloran en la Hoja de Chinchón pueden clasificarse (SAN JOSE, M. A., 1971; I. G. M. E., 1971):

a) Materiales permeables por porosidad.

a<sub>1</sub>) Alta permeabilidad.

Se incluyen aquí los aluviales y cauces actuales, llanura de inundación, conos de deyección y terrazas baja, media y alta.

Las terrazas, planicie de inundación y cauce actual poseen muy alta permeabilidad, con explotaciones de gran rentabilidad y elevado caudal. Los recursos son elevados, lo mismo que las reservas, si se excluye la rampa-terrazza alta, que suele estar colgada. Por el contrario, la terraza baja y la llanura de inundación, a veces junto con la terraza media, pueden dar lugar a acumulaciones de gravas de hasta más de 50 m. de potencia, con lo cual las circunstancias serían semejantes a las de la llanura aluvial de Arganda (PELAEZ, J. R.; PEREZ GONZALEZ, A.; VILAS, L., y AGUEDA, J. A., 1971). Dicha circunstancia es tanto más frecuente cuanto más hacia el O. nos desplazamos sobre el río Tajo.

Los aluviales de fondo de valle presentan permeabilidad mucho menor, aunque buena, lo mismo que los aluviones del Tajuña y, en parte, los conos de deyección.

**a<sub>2</sub>) Permeabilidad media o baja.**

La presentan, en primer lugar, los coluviones y eluviones, que funcionan, los unos, como colectores, dando pequeños acuíferos de ladera y manantiales estacionales, y los otros, como zonas de lenta infiltración.

En segundo lugar, la facies detrítica basal de la serie del páramo, que, aunque predominantemente arcillosa, presenta cerca de Chinchón y Villarejo de Salvanés potencia y permeabilidad suficientes para constituir acuífero, aunque colgado.

**b) Materiales permeables por karstificación.**

La caliza del páramo constituye el acuífero fundamental de las regiones elevadas de la Hoja. Destaca tanto por su importancia y extensión como por su excelente permeabilidad, aun cuando su potencia sea muy variable y su posición topográfica siempre elevada, bajo la forma de acuífero colgado.

Son muy abundantes los manantiales que jalonan periféricamente los afloramientos de «caliza del páramo», sobre todo en su contacto con la serie detrítica basal, que así constituye su «impermeable» relativo. Sus aguas son ligeramente duras, pero aprovechables, y sus recursos son suficientes para pequeñas explotaciones, aunque las reservas sean muy limitadas, ya que se encuentra casi totalmente drenado en su periferia (SAN JOSE, M. A., 1971).

La facies evaporítica basal puede presentar cierta permeabilidad de tipo kárstico, con abundantes manantiales, pero de aguas salinas, inutilizables, salvo para usos medicinales o para la explotación de salinas.

Los restantes materiales que aparecen en la Hoja, facies intermedia, rampas y loess, y la mayor parte de los yesos basales, pueden ser considerados como impermeables, a efectos de una posible explotación de aguas subterráneas.

## **6 BIBLIOGRAFIA**

- AGUIRRE, E.; MOLINA, E.; PEREZ GONZALEZ, A., y ZAZO, C. (1972).—«The pliocene-pleistocene boundary in Spain». *Internat. coll. on the problem «the boundary between Neogene and Quaternary»*. INQUA-IUGS, pp. 117-123, Moscú.
- ALIA, M. (1960).—«Sobre la tectónica profunda de la fosa del Tajo». *Not. y Com. I. G. M. E.*, 58, pp. 125-162, Madrid.

- ALIA, M.; PORTERO, J. M., y MARTIN ESCORZA, C. (1973).—«Evolución geotectónica de la región de Ocaña (Toledo) durante el Neógeno y Cuaternario». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, t. 71, pp. 9-20, Madrid.
- ALONSO, J. J.; GARCIA VICENTE, J., y RIBA, O. (1961).—«Sedimentos finos del centro de la cubeta terciaria del Tajo». *Actas de la 2.ª Reunión del G. Esp. de Sedimentología, C. S. I. C.*, pp. 21-55, Madrid.
- ASENSIO AMOR, I., y VAUDOUR, J. (1967).—«Depósitos cuaternarios en los alrededores de Mejorada del Campo (valle del río Jarama)». *Est. Geol., C. S. I. C.*, vol. XXIII, pp. 237-255.
- BENAYAS, J.; PEREZ MATEOS, J., y RIBA, O. (1958).—«Nouvelles observations sur la sédimentation continentale du bassin tertiaire du Tage». *Eclogae Geologicae Helvetiae*, t. 51, pp. 834-842.
- (1960).—«Asociaciones de minerales detríticos en los sedimentos de la cuenca del Tajo». *C. S. I. C. Anales de Edaf. y Agrobiol.*, t. 19, pp. 635-670, Madrid.
- CAPOTE, R., y CARRO, S. (1967).—«Memoria geológica de la Hoja núm. 606 (Chinchón)». *J. E. N. Informe privado*, Madrid.
- (1968).—«Memoria geológica de la Hoja núm. 584 (Mondéjar)». *J. E. N. Informe privado*, Madrid.
- (1968).—«Existencia de una red fluvial intramiocena en la depresión del Tajo». *Est. Geol., C. S. I. C.*, t. 24, pp. 91-95, Madrid.
- (1968).—«Explicación de la Hoja núm. 560 (Alcalá de Henares), del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000». 2.ª edición, *I. G. M. E.*, Madrid.
- (1968).—«Explicación de la Hoja núm. 605 (Aranjuez), del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000». 2.ª edición, *I. G. M. E.*, Madrid.
- (1968).—«Explicación de la Hoja núm. 561 (Pastrana), del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000». 2.ª edición, *I. G. M. E.*, Madrid.
- (1971).—«Explicación de la Hoja núm. 536 (Guadalajara), del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000». *I. G. M. E.*, Madrid.
- (1972).—«Explicación de la Hoja núm. 537 (Añón), del Mapa Geológico Nacional a escala 1:50.000». *I. G. M. E.*, Madrid.
- CARRO, S., y CAPOTE, R. (1967).—«Memoria geológica de la Hoja núm. 583 (Arganda). *Informe privado, J. E. N.*, Madrid.
- CASTELLS, J., y DE LA CONCHA, S. (1951).—«Explicación de la Hoja núm. 582 (Getafe), del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000». *I. G. M. E.*, Madrid.
- (1951).—«Explicación de la Hoja núm. 583 (Arganda), del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000». *I. G. M. E.*, Madrid.
- CRUSAFONT, M., y VILLALTA, J. F. de (1954).—«Ensayo de síntesis sobre el Mioceno de la meseta castellana». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, vol. homenaje a Eduardo Hernández Pacheco, pp. 215-227, Madrid.
- CRUSAFONT, M., y TRUYOLS, J. (1960).—«El Mioceno de las cuencas de

- Castilla y de la Cordillera Ibérica». *Not. y Com. I. G. M. E.*, núm. 60, pp. 127-140, Madrid.
- CRUSAFONT, M., y GOLPE, J. M. (1971).—«Sobre los yacimientos de mamíferos vindobonienses en Paracuellos de Jarama (Madrid)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, t. 69, pp. 255-259, Madrid.
- FERNANDEZ NAVARRO, L. (1904).—«Nota sobre el Terciario de los alrededores de Madrid». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. IV, Madrid.
- (1907).—«Excursión desde el valle del Tajuña al Tajo». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. VII, Madrid.
- FERNANDEZ NAVARRO, L., y CARANDELL, J. (1914).—«El borde de la meseta terciaria de Alcalá de Henares». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XIV, pp. 304, Madrid.
- HERNANDEZ FERNANDEZ, M. E. (1972).—«Estudio magnético de la región NE. de la depresión tectónica del Tajo». *Bol. R. Soc. Hist. Nat. (Geol.)*, t. 70, pp. 77-89, Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1913).—«Los vertebrados terrestres del Mioceno de la Península Ibérica». *Mem. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. IX, Madrid.
- (1914).—«Mioceno Superior de La Puebla de Almoradiel (Toledo)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XII, pp. 274-278, Madrid.
- (1915).—«Geología y Paleontología del Mioceno de Palencia». *Mem. de la Com. de Inv. Paleont. y Prehistóricas*, J. A. E. I. C., Madrid.
- (1921).—«La llanura manchega y sus mamíferos fósiles (yacimiento de La Puebla de Almoradiel, Toledo)». *Com. Invest. Paleont. y Prehist. J. A. E. I. C. (Mus. Nac. Cien. Nat.)*, núm. 28, ser. Paleont., pp. 1-43, Madrid.
- (1923).—«Restos fósiles de grandes mamíferos en las terrazas del Manzanares y consideraciones sobre éstos». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XXVII, p. 449, Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, E., y HERNANDEZ PACHECO, F. (1926).—«Aranjuez y el territorio al sur de Madrid». *XIV Congr. Internac. de Geología*, Guía de la excursión B-3, Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, E. (1928).—«Los cinco ríos principales de España y sus terrazas». *Trab. Mus. Nac. Cien. Nat.*, Ser. Geol., núm. 36, Madrid.
- (1932).—«Síntesis fisiográfica y geológica de España». *Trab. Mus. Nac. Cien. Nat.*, Ser. Geol., núm. 38, Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F. (1924).—«Geología de la cuenca del Tajuña». *Mem. Asoc. Esp. Progr. Cien.*, Cong. de Salamanca, Salamanca.
- (1928).—«Restos de mamíferos miocenos en Leganés (Madrid)». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. 28, p. 419, Madrid.
- HERNANDEZ PACHECO, F.; ALBERDI, M. T., y AGUIRRE, E. (1969).—«Proceso formativo y época de la Sierra del Guadarrama». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, t. 67, pp. 225-237, Madrid.
- HUERTAS, F.; LINARES, J., y MARTIN VIVALDI, J. L. (1970).—«Clay minerals

- Geochemistry in basic sedimentary environments». *Reunión Hispano-Belga de minerales de la arcilla*, pp. 211-214, Madrid.
- (1971).—«Minerales fibrosos de la arcilla en cuencas sedimentarias españolas. I. Cuenca del Tajo». *Bol. Geol. y Min.*, t. 82, fasc. 6, pp. 534-542, Madrid.
- I. G. M. E. (1971).—«Mapa de Reconocimiento Hidrogeológico de España peninsular, Baleares y Canarias», 1.ª edición. E. 1:1.000.000, Madrid.
- (1971).—«Mapa Geológico de España E. 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente. Hoja núm. 45 (Madrid)». 1.ª ed., pp. 3-19, 1 map., Madrid.
- (1972).—«Mapa Geológico de España E. 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente. Hoja núm. 53 (Toledo)». pp. 3-21, 1 map., Madrid.
- (1972).—«Mapa Geológico de España E. 1:200.000. Síntesis de la Cartografía existente. Hoja núm. 46 (Cuenca-Guadalajara)». 1.ª ed., pp. 3-22, 1 map., Madrid.
- KINDELAN, J., y CANTOS, J. (1946).—«Explicación de la Hoja núm. 606 (Chinchón), del Mapa Geológico de España, escala 1:50.000». I. G. M. E., Madrid.
- MARTIN ESCORZA, C., y HERNANDEZ ENRILE, J. L. (1972).—«Contribución al conocimiento de la geología del Terciario occidental de la fosa del Tajo». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, t. 70, pp. 171-190, Madrid.
- MARTIN ESCORZA, C.; CARBO, A., y GONZALEZ UBANELL, A. (1973).—«Contribución al conocimiento geológico del Terciario aflorante al N. de Toledo». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, t. 71, pp. 167-182, Madrid.
- MARTIN VIVALDI, J. L., y CANO, J. (1953).—«Las sepiolitas. Características y propiedades de sepiolitas españolas». *An. Edaf. y Fisiol. Veg.*, núm. 12, pp. 827-855, Madrid.
- MINGARRO, F., y MARFIL, R. (1966).—«Estudio de los sedimentos detríticos del SE. de Guadarrama (Madrid)». *Not. y Com. I. G. M. E.*, núm. 81, pp. 21-52, Madrid.
- MOLINA, E.; PEREZ GONZALEZ, A., y AGUIRRE, E. (1972).—«Observaciones geológicas en el Campo de Calatrava». *Est. Geol., C. S. I. C.*, vol. 28, pp. 3-11, Madrid.
- PELAEZ, J. R.; PEREZ GONZALEZ, A.; VILAS, L., y AGUEDA, J. A. (1971).—«Características hidrogeológicas del Cuaternario del río Jarama». *Actas del I. C. H. I. L. A. G. E.*, Sec. 3, t. 2, pp. 513-526, Madrid-Lisboa.
- PEREZ GONZALEZ, A.; FUENTES VIDARTE, C., y AGUIRRE, E. (1970).—«Nuevos hallazgos de *Elephas antiquus* en la terraza media del Jarama». *Est. Geol., C. S. I. C.*, vol. 26, pp. 219-223, Madrid.
- PEREZ GONZALEZ, A. (1971).—«Tertiary and Quaternary of the Plateau of New Castille. Tenth International Field Institute, Spain 1971», *American Geological Institute*.
- (1971).—«Estudio de los procesos de hundimiento en el valle del río

- Jarama y sus terrazas (nota preliminar). *Est. Geol., C. S. I. C.*, vol. 27, pp. 317-324, Madrid.
- PEREZ MATEOS, J., y VAUDOUR, J. (1972).—«Estudio mineralógico y geomorfológico de las regiones arenosas al sur de Madrid». *Est. Geol., C. S. I. C.*, t. 28, pp. 201-208, Madrid.
- PEREZ REGODON, J. (1970).—«Guía geológica, hidrogeológica y minera de la provincia de Madrid». *Mem. I. G. M. E.*, núm. 76, pp. 1-183, 1 map. 1:200.000, Madrid.
- PRADO, C. de (1864).—«Descripción física y geológica de la provincia de Madrid». *Junta General de Estadística*, Madrid.
- RIBA, O. (1957).—«Terrasses du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid». *Livret-guide de l'excursion C<sub>2</sub>. 5.º Congr. Internac. IN. QUA.*, Madrid.
- RIBA, O.; AREVALO, P., y DE LEIVA, A. (1969).—«Estudio sedimentológico de calizas del páramo del Terciario de la cubeta del Tajo». *Bol. Geol. y Min.*, t. 80, núm. 6, pp. 525-537, Madrid.
- ROMAN, F. (1922).—«Les terrasses quaternaires de la Haute vallée du Tage». *C. R. Ac. Sc.*, t. 175, pp. 1.084-1.086, París.
- ROYO GOMEZ, J. (1917).—«Datos para la geología de la submeseta del Tajo». *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat.*, t. XVII, pp. 519-536, Madrid.
- (1922).—«El Mioceno continental ibérico y su fauna malacológica». *Mem. Com. Inv. Paleont. y Prehist.*, J. A. E. I. C., núm. 30, Madrid.
- (1926).—«Tectónica del Terciario continental ibérico». *Bol. I. G. M. E.*, t. 47, pp. 131-163, Madrid.
- (1929).—«Datos para el estudio de la geología de la provincia de Madrid-Cuenca terciaria del Alto Tajo. Hoja número 560 (Alcalá de Henares)». *I. G. M. E.*, Madrid.
- SAN JOSE LANCHI, M. A. de (1971).—«Síntesis hidrogeológica de la cuenca del Tajo». *Actas del I. C. H. I. L. A. G. E.*, Sec. III, t. II, pp. 659-677, Madrid-Lisboa.
- SCHWENZNER, J. E. (1936).—«Zur Morphologie des Zentralspanischen Hochlandes». *Geogr. Abhandl.*, 3.ª ser., t. 10, pp. 1-128.
- VALDEBRO, C. I. P. (1965).—«Sondeo núm. 35 "Tielmes núm. 1". Columna litológica núm. 1. Escala vertical 1:500». *Informe privado*, Madrid.
- VAUDOUR, J. (1969).—«Données nouvelles et hypothèses sur le quaternaire de la région de Madrid». *Méditerranée*, núm. 8, pp. 79-92.
- VEGAS, R. (1973).—«Los décrochements del SO. de la Península Ibérica». *Bol. Geol. y Min.*, Madrid (en prensa).