

# MINERALOGIA DE LAS ARCILLAS DE LAS FACIES EVAPORITICAS DE LA CUENCA DEL TAJO

M. DOVAL, P. GARCIA SANTIAGO, M. C. DOMINGUEZ Y J. BRELL

TRABAJOS DE  
GEOLOGIA



Doval, M., García Santiago, P., Domínguez, M. C. y Brell, J. (1985).—Mineralogía de las arcillas de las facies evaporíticas de la Cuenca del Tajo. *Trabajos de Geología*, Univ. de Oviedo, 15, 267-274. ISSN 0474-9588.

Se estudia y caracteriza la fracción arcillosa en varias sucesiones de sedimentos evaporíticos situados en el centro de la Cuenca del Tajo.

La secuencia general permite observar variaciones mineralógicas importantes, así como un aumento de los contenidos en sílice y magnesio hacia el techo de la misma. Las variaciones observadas permiten deducir pequeñas variaciones en las condiciones generales de aridez.

Se discute el origen de las distintas fases minerales encontradas y de los elevados contenidos en sílice y magnesio que presenta la secuencia, en función de las posibles áreas fuente.

The present paper deals with the study of clay mineralogy of the evaporitic formations, located at the central part of the Tajo basin.

The results of this study show important mineralogical variations along the sequence, as well as a clear increase of magnesium and silica contents toward the top.

From these variations, some different climatic conditions can be established during the sedimentation processes in this area. The genetical conditions for the clay minerals, especially for the high-Mg clays are discussed and in this connection the possible source areas for all these materials are suggested.

*Mercedes Doval, Departamento de Cristalografía y Mineralogía. Pedro García Santiago, M. Carmen Domínguez y José Brell, Departamento de Estratigrafía, Universidad Complutense, Madrid. Manuscrito recibido el 21 de enero de 1985.*

## INTRODUCCIÓN

La principal característica que presentan los sedimentos neógenos de la Cuenca del Tajo es su gran variedad de facies y la complejidad de los cambios laterales que afectan a las mismas. Esta complejidad es consecuencia de la existencia de una activa sedimentación detrítica, a partir de la erosión de los bordes montañosos de la cuenca, contemporánea con una etapa de fracturación diferencial del substrato en bloques y con la neoformación en determinados momentos de sedimentos evaporíticos en la parte central de la cuenca.

En la horizontal se observa un paso de las facies detríticas groseras marginales hacia facies más finas y evaporíticas situadas en el centro de la cuenca. Los sedimentos detríticos marginales fueron caracterizados e individualizados en cuatro facies según su distinta área de procedencia (Riba 1957; Benayas *et al.* 1960), dadas las

distintas características petrográficas que presentan los bordes montañosos que rodean la cuenca y que actúan de área fuente. Por su posición y características estas facies detríticas marginales se consideran depositadas en un amplio sistema de abanicos aluviales que se desarrollaron durante el Neógeno en el borde Sur del Sistema Central (López Vera 1977; Alberdi *et al.* 1984). La asignación de las facies detríticas a este ambiente sedimentario ha determinado que los sedimentos más finos y de posición más interna que rodean y se interestratifican con el núcleo evaporítico hayan sido considerados como facies de *mud-flat* (Ortí *et al.* 1979; Alberdi *et al.* 1984) o como facies deltáticas lacustres (Garrido *et al.* 1982). El núcleo evaporítico central, constituido fundamentalmente por sulfatos y cloruros se considera depositado en un ambiente de lago salino o de *sebkha*.

Bajo esta hipótesis, la Cuenca del Tajo, se

presenta como una cuenca relativamente simple, en la que las facies se distribuyen en la horizontal atendiendo fundamentalmente a procesos de selección granulométrica a excepción de su parte central en la que la sedimentación es predominantemente de carácter químico. No obstante, los estudios realizados sobre la mineralogía de las arcillas en varios sectores de la zona Norte de la cuenca, no sólo no han confirmado esta hipótesis sino que han puesto de manifiesto diferencias mineralógicas muy acusadas entre las facies de arcosas del borde y las facies finas que les suceden hacia el centro de la cuenca, consideradas clásicamente como su equivalente lateral. Estas diferencias vienen reflejadas por el hecho de que a partir de ciertos límites de los bordes, no sólo cambia de forma rápida la granulometría y el aspecto de los sedimentos, sino que, además, los filosilicatos alúminicos que dominan en la fracción arcillosa de las arcosas son sustituidos por filosilicatos con contenidos elevados en magnesio.

En las zonas de tránsito (Barajas, Paracuellos, S. Fernando, etc.) se observa cómo entre los niveles de arcosas comienzan a intercalarse tramos más arcillosos de color gris o verde, cuya potencia va aumentando hacia el Sur, ocupando posteriormente posiciones estratigráficas más bajas, en donde llegan a constituir una unidad con características bastante homogéneas y con amplia continuidad lateral (Unidad de Arcillas Verdes).

El tránsito y las características de estas dos facies ha sido descrito para la zona de Valdemoro-La Marañosá (Hoja M.T.N. n.º 582, GETAFE) por Brell *et al.* (1984). Hacia el centro de la cuenca entre la facies de arcillas verdes comienzan a intercalarse niveles de yeso, cuya potencia aumenta progresivamente hasta llegar a constituir los potentes niveles evaporíticos que forman el núcleo de la Cuenca del Tajo.

A la vista de las diferencias mineralógicas existentes entre las facies detríticas de arcosas y las facies de arcillas verdes, se ha considerado oportuno investigar la naturaleza de las arcillas que se encuentran entre los niveles evaporíticos, con el fin de caracterizarlas y poder compararlas con las de las otras dos facies.

#### CARACTERÍSTICAS DE LAS FACIES EVAPORÍTICAS

Las evaporitas de la Cuenca del Tajo están formadas por potentes niveles de yeso microcristalino que presentan textura muy variada;

masivos, nodulosos, fibrosos, etc. No obstante, en la mayor parte de los afloramientos los niveles de yeso presentan características de yeso secundario, con fuertes recristalizaciones, por lo que clásicamente se considera que estos yesos se han formado por alteración de niveles de anhidrita que ocasionalmente podía ir acompañada de otras sales. Las modificaciones que han sufrido estas facies han sido lo suficientemente importantes para que en ellas hayan desaparecido todas las texturas originales, por lo menos en las zonas próximas a la superficie. La desaparición de las texturas primarias impide que a partir de ellas puedan deducirse las características deposicionales de las mismas.

En profundidad y en las zonas más centrales de la cuenca, los niveles de yeso son reemplazados progresivamente por niveles de halita, glauberita y ocasionalmente thenardita, llegando en algunos casos a presentarse estos minerales en niveles bastante potentes y homogéneos, en donde son objeto de explotación. Las características de estos niveles salinos han sido descritas por García del Cura (1979) y Orti *et al.* (1979).

En los niveles más superficiales, la presencia de estas sales solubles es excepcional y sólo se encuentran en pequeños porcentajes dentro de algunos niveles de yeso. Entre los tramos de yeso se encuentran intercalaciones de material arcilloso, generalmente poco potentes. Los niveles de yesos también contienen en su interior, como impurezas, materiales arcillosos de composición mineralógica variada. El contenido en impurezas es muy variable, encontrándose desde niveles de yeso prácticamente puro, hasta niveles de arcillas que contienen pequeños porcentajes de yeso.

#### LOCALIZACIÓN Y DESCRIPCIÓN DE LAS SERIES ESTUDIADAS

En la Fig. 1 se indica la situación de la zona estudiada y de las series estratigráficas levantadas. Como puede observarse, la zona corresponde a un área relativamente reducida, lo que permite eliminar gran parte de las variaciones mineralógicas debidas a los cambios de facies que son tan frecuentes en esta cuenca. De esta forma, la correlación entre las distintas series estudiadas y la columna general que hemos establecido (Fig. 2) presenta una mayor fiabilidad, aunque los resultados obtenidos sólo pueden considerarse válidos para este sector de la cuenca.

La serie E es la de posición más occidental de las estudiadas y también la que ocupa la posición estrati-

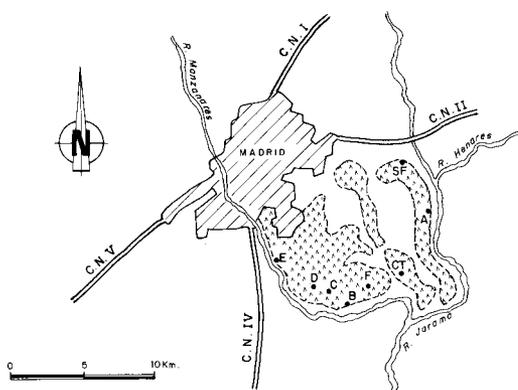


Fig. 1.—Localización geográfica de las series estudiadas.

gráfica más baja, situándose su muro sobre los 550 m de altitud. Corresponde a un corte natural situado en la margen izquierda del río Manzanares (M.T.N. n.º 559, Coordenadas:  $3^{\circ}39'35'' - 40^{\circ}20'40''$ ). La sucesión está constituida en su mitad inferior por varios niveles de yeso espejuelo y en su parte superior por yeso masivo muy recrystalizado. Entre los tramos de yeso se encuentran niveles milimétricos de material arcilloso. Un tramo más potente de arcillas yesíferas se encuentra en la parte media de la sucesión.

La serie A ha sido levantada en una cantera en la que se extrae yeso para uso industrial y es la más oriental de las estudiadas (M.T.N. n.º 560, Coordenadas:  $3^{\circ}30'55'' - 40^{\circ}23'25''$  y  $3^{\circ}31'15'' - 40^{\circ}23'30''$ ). Estratigráficamente parte de ella se sitúa por encima de la anterior, encontrándose su muro sobre los 560 metros de altitud. Su parte inferior está formada por niveles de yeso masivo con pequeñas intercalaciones arcillosas que pasan hacia su parte media a niveles de yeso fibroso alternando con arcillas yesíferas. La parte superior de la serie está constituida por una alternancia de niveles de yeso espejuelo y arcillas con yeso.

La serie B (M.T.N. n.º 582, Coordenadas:  $3^{\circ}45'30'' - 40^{\circ}21'4''$ ), así como las series C (M.T.N. n.º 559, Coordenadas:  $3^{\circ}37'15'' - 40^{\circ}20'30''$ ) y D (M.T.N. n.º 559, Coordenadas:  $3^{\circ}37'30'' - 40^{\circ}20'30''$ ) corresponden a pequeñas canteras de yeso que se explotan de forma esporádica. Los niveles reconocidos en estos puntos se corresponden estratigráficamente con los descritos para la mitad superior de la serie A, no habiéndose encontrado diferencias notables entre ellos.

La serie SF se ha levantado en los alrededores de la localidad de San Fernando de Henares, siendo la de posición más septentrional de las estudiadas (M.T.N. n.º 559, Coordenadas:  $3^{\circ}32'20'' - 40^{\circ}25'10''$  y  $3^{\circ}33'25'' - 40^{\circ}25'20''$ ). Su muro se sitúa sobre los 600 metros de altitud y su techo en la cota de los 657 metros. La mitad inferior de la sucesión está formada por niveles de yeso de textura variada entre las que se intercalan niveles arcillosos más o menos puros, cuyo tamaño oscila desde algunos centímetros hasta algo más de un metro. La parte superior está constituida por niveles

de dolomías blancas parcialmente silicificadas con intercalaciones arcillosas. A partir de estos tramos y hacia el techo, la secuencia ya no presenta niveles de yeso.

La serie F se ha tomado en el paraje conocido como Cumbres de Vallecas en una cantera de yeso actualmente abandonada (M.T.N. n.º 559, Coordenadas:  $3^{\circ}34'5'' - 40^{\circ}20'30''$ ). El muro de la serie se sitúa sobre los 610 metros de altitud. Los niveles reconocidos en la mitad inferior de la sucesión son correlacionables con los de la serie B y la parte superior de la serie A. Por otra parte, la parte superior de la serie coincide con los tramos inferiores de la serie SF, como puede observarse en la Fig. 2.

Por último la serie CT ha sido levantada en el denominado Cerro del Telégrafo entre las cotas de los 645 metros y 698 metros de altura (M.T.N. n.º 559, Coordenadas:  $3^{\circ}31'40'' - 40^{\circ}22'5''$  y  $3^{\circ}31'25'' - 40^{\circ}21'55''$ ). La sucesión está constituida por varios niveles de arcillas verdes entre las que se intercalan tramos alentejonados de dolomías blancas deleznales. La serie finaliza con un potente nivel de dolomías parcialmente silicificadas.

En la Fig. 2 se indica la secuencia general obtenida a partir de las series estudiadas así como la correlación que ha podido ser establecida entre ellas.

#### MÉTODOS EXPERIMENTALES

Los estudios realizados se han centrado en la caracterización mineralógica de la fracción arcillosa mediante difracción de rayos X.

En todas las muestras se ha realizado, en primer lugar, un difractograma de polvo con la muestra natural triturada hasta fracciones inferiores a las 60 micras, con el fin de reconocer la mineralogía global de las mismas. Posteriormente, se realizaron difractogramas de polvo con las mismas muestras después de eliminar el yeso y las sales solubles. El yeso, presente en porcentajes muy elevados en muchas muestras, así como las sales solubles, fueron eliminados mediante sucesivos lavados con agua destilada a  $40^{\circ}\text{C}$ . También en algunos casos fue necesaria la eliminación de carbonatos mediante la adición de  $\text{ClH}$  0,5 N, y de la sílice libre mediante hidróxido sódico, según el método propuesto por Hasimoto y Jackson (1960).

Los filosilicatos se han determinados en difractogramas realizados sobre agregados orientados de las fracciones inferiores a las 2 y 20 micras, previamente homoionizadas con cloruro magnésico. Los agregados orientados fueron tratados con etilen-glicol y calentados a  $550^{\circ}\text{C}$  con el fin de determinar con precisión la mineralogía de los filosilicatos. Sobre los difractogramas de los agregados orientados se ha determinado el índice de cristalinidad de Kubler (1968) y el índice de agudeza de Weaver (1956) en las ilitas. También sobre estos mismos minerales se ha determinado la relación  $I(002)/I(001)$  para conocer los distintos tipos composicionales de ilita según el método de Esquevin (1969). En los casos en que ha sido posible tanto en la ilita

como en la esmectita se ha determinado el parámetro  $b_0$  a partir de la reflexión (060).

## RESULTADOS

En la Fig. 2 se indica junto a la columna general (1), la mineralogía global después de eliminar el yeso y las sales solubles (2), la composición de los minerales de la arcilla (3), así como las variaciones del índice de Kubler y de la relación  $I(002)/(001)$  en la columna (4). Los valores de otros parámetros determinados, así como la presencia de otros componentes minerales minoritarios no se han representado gráficamente por presentar variaciones poco significativas a lo largo de la columna.

En el log correspondiente a la composición mineralógica global se observa como el cuarzo está presente en la mayor parte de la secuencia, aunque siempre en porcentajes muy bajos que, como máximo, alcanzan el 15 % del total. Los feldespatos, preferentemente de carácter potásico, acompañan en casi todos los niveles al cuarzo, aunque no existe ninguna relación entre sus respectivos contenidos. Los porcentajes de feldespatos son también relativamente bajos aunque en algunos casos superan sensiblemente a los del cuarzo, pudiendo llegar a representar el 20 % del total de la fracción arcillosa. En general se observa que los contenidos más altos de estos minerales se encuentran en la parte media de la columna, mientras que en la parte alta están ausentes.

Dentro del conjunto de los carbonatos, la magnesita se encuentra preferentemente en la parte inferior de la secuencia, en donde puede alcanzar hasta un 25 %. En la parte media sólo se ha reconocido en un solo nivel, mientras que en la parte superior está ausente. La dolomita se presenta en contenidos bastante elevados, de hasta un 90 %, en algunos niveles de la parte superior de la columna. En el resto de la secuencia es poco frecuente y en contenidos generalmente inferiores al 10 %. La calcita se encuentra bien representada en la parte media, alcanzando contenidos de hasta un 25 % del total.

Los minerales de la arcilla son el componente más abundante de la fracción arcillosa, de forma que en la mayor parte de las muestras estudiadas su contenido es superior al 50 % del total. También se encuentran en distintos tramos de la columna otros minerales en pequeña proporción. En los niveles de la parte inferior se

encuentran pequeños contenidos de glauberita, epsomita, bloedita, thenardita así como también zeolitas (phillipsita). Un pequeño nivel con nódulos de baritina se encuentra asociado a las arcillas infrayacentes al nivel dolomítico que constituye el techo de la serie SF. Los niveles dolomíticos están frecuentemente silicificados, encontrándose en ellos ópalo CT, en nódulos o dispersos de forma irregular. Los contenidos en sílice pueden llegar a ser elevados aunque siempre de forma discontinua y con poca continuidad lateral.

En el log (3) correspondiente a la composición de los minerales de la arcilla se observa un claro predominio de la illita frente a los demás componentes, a excepción de la parte superior de la secuencia, en la que se presenta en contenidos más bajos e incluso puede llegar a faltar. La caolinita es frecuente aunque poco abundante en la parte inferior y media, alcanzando como máximo valores próximos al 10 % del total de los filosilicatos. La clorita se encuentra esporádicamente en algunos niveles inferiores, siempre en pequeños porcentajes o incluso en indicios. En la parte media sólo se ha encontrado en un nivel y en la parte superior en dos, pero siempre en pequeños contenidos.

La esmectita es, después de la illita, el mineral de la arcilla más frecuente, sobre todo en la parte media y superior de la secuencia, en donde puede llegar a alcanzar el 100 % de los filosilicatos. Por el contrario, en la parte inferior no es tan abundante. Por último, en la parte alta de la secuencia y asociada a los niveles dolomíticos, se encuentra sepiolita en porcentajes elevados que incluso alcanzan en algunos casos el 100 % de los minerales de la arcilla.

La presencia de interestratificados, aunque en muy escasa proporción, es frecuente en la parte inferior y media de la secuencia, y, en su mayor parte, son del tipo clorita-esmectita e illita-esmectita. En la parte superior de la serie se encuentran algunos niveles de arcillas de color rosado que presentan una cristalinidad muy baja con lo que su caracterización presenta algunas dificultades. No obstante, a partir de los datos obtenidos de los difractogramas del agregado orientado, tratado con etilen-glicol y calentado a 550°C parecen estar compuestos por un intercrecimiento de esmectita-sepiolita. Los análisis químicos y la capacidad de cambio correspondientes a dos muestras de estos niveles (Tabla I), así como su aspecto al microscopio

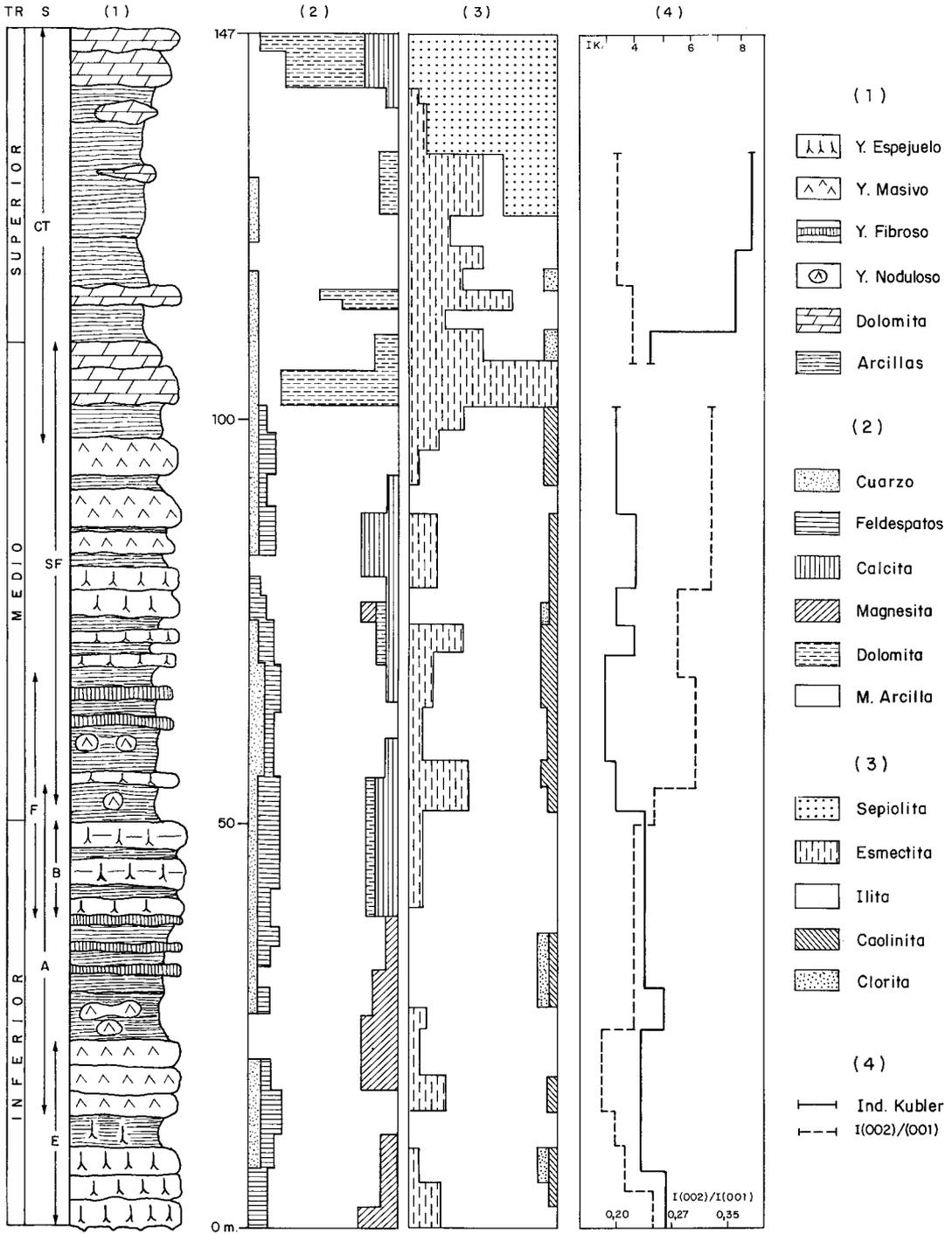


Fig. 2.-Columna general de la zona estudiada (1), composición mineralógica global (2), composición de los minerales de la arcilla (3) y variaciones del índice de Kubler y de la relación I(002)/I(001) en (4). (TR) Tramo de la secuencia. (S) Serie.

TABLA I.—Análisis químicos y capacidad de cambios de muestras constituidas por un intercrecimiento de esmectita-sepiolita.

	CT-11	CT-13
SiO <sub>2</sub>	61	61
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,04	1,02
MgO	28,55	28,60
CaO	0,19	0,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,35	0,35
Na <sub>2</sub> O	0,12	0,13
K <sub>2</sub> O	0,21	0,20
Mn <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,01
P.C.	7,33	7,43
Capac. cambio	37 milq/100 gr.	43 milq/100 gr.

electrónico de barrido (Fig. 3) parecen apuntar a la hipótesis mencionada anteriormente de que se trata de un intercrecimiento de sepiolita con una esmectita con altos contenidos en magnesio.

En el log (4) pueden observarse las variaciones de cristalinidad de la illita a lo largo de toda la columna. Los valores más bajos del índice de

Kubler (mejor cristalinidad) se encuentran en la zona media de la secuencia, y los más altos, en la parte superior, justamente en los tramos donde la esmectita y la sepiolita se hacen progresivamente dominantes. Algo similar sucede con la relación de intensidades de las reflexiones 002/001, siendo también en la parte media donde esta relación presenta valores más altos, mientras que en la parte superior es donde alcanza los más bajos. Esto indica que el carácter dioctaédrico de la illita predomina donde la cristalinidad de la misma es mejor. Los valores del parámetro  $b_0$ , determinado a partir de la reflexión (060) en muestras en donde la illita era prácticamente el único constituyente, confirman lo anterior.

#### DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Los resultados expuestos en el apartado anterior permiten deducir que, mineralógicamente, las series estudiadas corresponden a una secuencia evaporítica sulfatada en la base y calco-dolomítica en el techo en la que pueden individualizarse tres zonas principales:

- a) Una zona inferior, constituida fundamen-

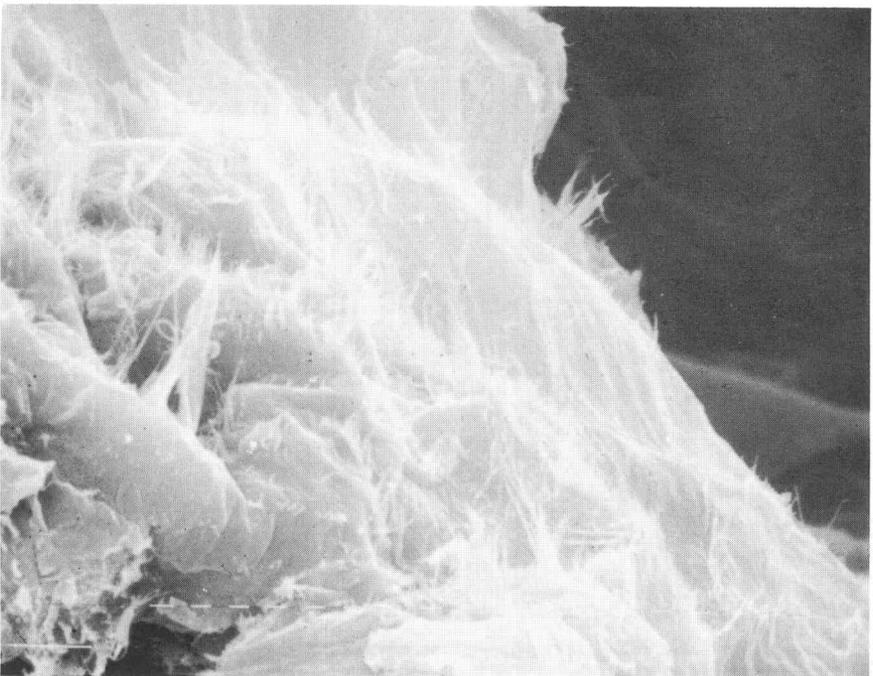


Fig. 3.—Intercrecimiento de sepiolita y esmectita ( $\times 2.500$ ).

talmente por sulfatos de calcio y magnesio, y escasa proporción de cuarzo y feldespatos. En ella el mineral de la arcilla dominante es la illita, de baja cristalinidad y de carácter marcadamente trioctaédrico.

b) Una zona intermedia con menores contenidos en yeso y aumento en los de calcita, cuarzo y feldespatos, así como una presencia esporádica de dolomita. En esta zona la esmectita se presenta en mayores porcentajes, aunque la illita sigue siendo el mineral dominante. Este mineral presenta mejor cristalinidad y un mayor carácter dioctaédrico. Además se observa una presencia prácticamente general de la caolinita, aunque en pequeños contenidos.

c) Una zona superior con mucho mayor contenido en dolomita y ausencia total de yeso. Esmectita y sepiolita llegan a constituir la totalidad de los filosilicatos.

Todas estas variaciones mineralógicas no aparecen como cambios bruscos en la sucesión, sino de forma progresiva, formando secuencias de orden menor.

De los filosilicatos presentes en la secuencia, sólo la caolinita puede ser considerada como un mineral de origen claramente heredado y su mayor presencia en la zona intermedia refleja un mayor carácter detrítico para esta zona de la secuencia. La illita, mineral mayoritario en gran parte de la secuencia, representa el resultado, tanto de procesos de herencia, como de transformación. Aunque Trauth (1977) afirma que las arcillas asociadas a yesos son siempre heredadas y que en este medio no se dan procesos de transformación o neoformación, otros autores, como Singer y Stoffers (1980), encuentran que, por efecto del aumento de salinidad por evaporación en lagos, se produce una ilitización importante de esmectitas por incorporación de potasio y magnesio en su estructura. Jones y Weir (1983) encuentran en sedimentos del lago Abert (Oregon, U.S.A.) una evolución de esmectitas e interstratificados clorita-montmorillonita hacia illita y esmectita trioctaédrica, por interacción sedimento-fase acuosa. En nuestro caso parece posible que procesos de ilitización se hayan producido en la parte inferior de la secuencia; apoyan esta hipótesis la menor cristalinidad de la illita en la parte inferior así como la aparición en estos niveles de otros minerales de origen diagenético, como zeolitas y feldespatos de neoformación. La ilitización implica, desde el punto de vista químico, una captación de pota-

sio y magnesio por parte del sedimento y una liberación de sílice hacia la fase en solución.

Hacia la parte media de la secuencia, la mayor abundancia de esmectita y caolinita apuntan hacia unas condiciones menos restringidas, probablemente de mayor humedad, que también se reflejan por ligeros aumentos en los contenidos de cuarzo y feldespatos.

Esmectita y sepiolita, filosilicatos dominantes en la parte alta de la secuencia, representan, fundamentalmente, el resultado de procesos de neoformación, descritos ya por muchos autores para cuencas terciarias, tales como Isphording (1973), Eberl *et al.* (1982), Tettenhorst *et al.* (1978), etc. Las condiciones de formación más probables, de acuerdo además con experiencias de síntesis en laboratorio, corresponden a medios alcalinos con muy baja concentración de aluminio y concentraciones de magnesio y silicio relativamente altas. No debe descartarse tampoco que hayan existido procesos de transformación de mica a esmectita y/o de esmectita a sepiolita, como parecen reflejar los intercrecimientos de estos dos minerales encontrados en algunos niveles, como ya hemos descrito en el apartado anterior. En cualquier caso, es evidente que el medio ha suministrado suficiente sílice y magnesio para la formación de estos minerales.

A lo largo de la secuencia se observa una clara variación geoquímica en todo el proceso de sedimentación. Aunque la presencia de magnesio es constante en todo él, su abundancia es mayor hacia los niveles superiores, en donde además, disminuye el contenido en sulfatos y aumenta el de carbonatos y sílice. Esta evolución puede responder, en parte, a una disminución de las condiciones de aridez de la cuenca, que no va acompañada de un aumento importante de la cantidad de detríticos, aunque no debe descartarse una variación progresiva del área fuente como causa de este fenómeno. La naturaleza de las principales fases silicatadas indican, en todo caso, un pH superior a 8 y unas concentraciones de alcalis relativamente bajas.

Resumiendo, podemos decir que una constante general en todo el proceso es la presencia de magnesio y sílice, sobre todo hacia la parte superior de la secuencia. Aunque parte de la sílice proviniera de la interacción sedimento-fase acuosa, ya que su solubilidad aumenta considerablemente a pH básicos, estos procesos no justifican por sí solos su abundancia, ni tam-

poco la del magnesio. Un aporte desde fuera de la cuenca implicaría, necesariamente, un área fuente con una composición química y mineralógica muy concreta, o bien unas condiciones de meteorización lo suficientemente fuertes para producir la movilización diferencial efectiva de elementos como la sílice y el magnesio frente al hierro y aluminio, entre otros. Dado que en el Sistema Central, supuesta área fuente

principal de estos sedimentos, no se observan restos de tales procesos de alteración, cabe la posibilidad de pensar en un área fuente distinta para los mismos.

Dado el punto de vista químico y mineralógico, son los materiales triásicos los que mayor semejanza presentan con estos sedimentos, aunque, por el momento, no es posible precisar más a este respecto.

## BIBLIOGRAFIA

- Alberdi, M. T., Hoyos, M., Junco, F., López Martínez, N., Morales, J., Sese, C. y Soria, M. (1983).—Biostratigraphie et evolution sedimentaire du Neogene continental de l'aire de Madrid. *Mediterranean Neogene continental paleoenvironments and paleoclimatic evolution. Interim-Colloquium*, 1, 15-18. Montpellier.
- Benayas, T., Pérez Mateos, J. y Riba, O. (1960).—Asociación de minerales detríticos en los sedimentos de la Cuenca del Tajo. *Anl. Edaf. y Agrobiología*, 9, 635-670.
- Brell, J., Doval, M. y Carames, M. (1984).—Clay mineral distribution in the evaporitic Miocene sediments of the Tajo basin. *I Italian-Spanish Congress of Clay and Clays Minerals*. Abst., 73-75. Napoli.
- Eberl, D., Jones, B. F. y Khoury, H. N. (1982).—Mixed layer Kerolite-Stevensite from Amargosa desert, Nevada. *Clays and Clay Min.*, 30 (5), 321-326.
- Esquevin, J. (1969).—Influence de la composition chimique des illites sur le cristallinité. *Bull. Cent. Rech. Pau.*, 3, 147-154.
- García del Cura, M. A. (1979).—Las sales sódicas, calcosódicas y magnésicas de la Cuenca del Tajo. *Fund. J. March. Serie Universitaria*, 109, 39 pp. Madrid.
- Garrido, A., Ordóñez, S. y Calvo Sorando, J. P. (1982).—Sedimentos de flujo gravitacional yesíferos y facies asociadas en la cuenca neógena del Tajo. *Actas 5.º Cong. Latinoamericano de Geología*, 2, 311-328. Buenos Aires.
- Ispording, W. C. (1973).—Discussion of the occurrence and origin of sedimentary palygorskite-sepiolite deposits. *Clays and Clay Min.*, 21, 391-401.
- Jones, B. F. y Weir, A. H. (1983).—Clay minerals of lake Abert, en alkaline, saline lake. *Clays and Clay Min.*, 31 (3), 161-172.
- Kubler, B. (1968).—Evaluation quantitative du métamorphisme pour la cristallinité de l'illite. *Bull. Cent. Rech. Pau.*, 211, 285-307.
- López Vera, F. (1977).—Modelos de sedimentación de los materiales detríticos de la fosa de Madrid. *Las Ciencias*, 42 (4), 257-266. Madrid.
- Ortí, F., Pueyo, J. y San Miguel, A. (1979).—Petrogénesis del yacimiento de sales sódicas de Villarrubia de Santiago (Tolledo). *Bol. Geol. Min.*, 94, 347-373.
- Riba, O. (1957).—Terrases du Manzanares et du Jarama aux environs de Madrid. *5.º Cong. INQUA. Libre Guide de l'excursion*, 55 pp., C.S.I.C., Madrid.
- Singer, A. y Stoffers, P. (1980).—Clay mineral diagenesis in two East African lake sediments. *Clay Min.*, 15, 291-307.
- Tettenhorst, R. y Moore, G. E. (1978).—Stevensite oolites from the Green River Formation of Central Utah. *J. Sed. Petr.*, 48, 587-594.
- Trauth, N. (1977).—Argiles évaporitiques dans la sedimentation carbonatée continentale tertiaire. *Sc. Geol. Mem.*, 49, 189 pp.
- Weaver, A. F. (1956).—The distribution and identification of mixed-layer in sedimentary rocks. *Am. Min.*, 41, 202-221.