

## MINERALOGIA DEL PERFIL DE «LA MUELA», TERCIARIO DEL SECTOR CENTRAL DE LA DEPRESION DEL EBRO (PROVINCIA ZARAGOZA)

M. P. Mata\*, A. Pérez\* y F. López-Aguayo

### RESUMEN

El perfil estratigráfico de La Muela, sector Sur de la Depresión del Ebro. Consta de dos tramos diferenciados, el primero rico en yeso y el segundo carbonatado, que corresponden respectivamente a las Formaciones Yesos de Zaragoza y Alcubierre.

Ambos tramos presentan una asociación mineralógica distinta: el primero está caracterizado por yeso, carbonatos (calcita/dolomita), minerales de la arcilla y cuarzo, mientras que el segundo la asociación consta de carbonatos (calcita y/o dolomita), minerales de la arcilla y cuarzo.

Los minerales de la arcilla presentes sistemáticamente son: illita, esmectitas, clorita y caolinita. No obstante, se observa un importante cambio cuantitativo entre ambos tramos con una variación notable en el contenido en esmectitas, que en términos medios, es del 23 al 46%.

La variación del contenido molar en  $\text{CO}_3$ , Mg de los carbonatos ha permitido proponer un modelo de evolución química en la vertical, que se corresponde con el análisis sedimentológico de los materiales. Se trata de depósitos de tipo playa a lacustres someros.

**Palabras clave:** Terciario, Depresión del Ebro, minerales de la arcilla, carbonatos, sedimentación lacustre.

### ABSTRACT

The stratigraphic sequence of «La Muela», at the South (Central Sector) of the Ebro basin, is studied. This profile presents two differentiated units. The first one gypsum-bearing and the second one carbonatic, which correspond to the gypsum of Zaragoza and Alcubierre formations respectively.

Both units present a different mineralogical association. The first one is characterized by gypsum, carbonates (calcite/dolomite), clay minerals and quartz, whereas in the second one the association is carbonates (calcite and/or dolomite), clay minerals and quartz.

The clay minerals systematically present are: illite, smectites, chlorite and kaolinite. However, it is possible to observe an important quantitative change between both units, with a variation in the average of smectites from 23% to 46%.

The variation in the molar content of  $\text{MgCO}_3$ , in the carbonates has led to propose a model of the chemical evolution on the vertical, in agreement with the sedimentologic analysis of the materials, which correspond to playa and lacustrine deposits.

**Key words:** Tertiary Ebro Basin, clay minerals, carbonates, lacustrine sedimentation.

### Introducción

La depresión de Ebro en el sector SW de Zaragoza está constituida por formaciones eminentemente lutíticas y evaporíticas que se disponen horizontalmente o con una ligera inclinación hacia el NW. Los relieves característicos de esta zona son de tipo tabular constituyendo las formas conocidas localmente como Muelas.

Los antecedentes bibliográficos corresponden generalmente a estudios de carácter general, Marín (1926), Solé Sabaris (1954), Ríos (1959), Pinilla y Riba (1972).

Quirantes (1978) establece una estratigrafía detallada e incluye las unidades lutítico-yesíferas en la Formación de Yesos de Zaragoza, y el conjunto carbonatado con morfología de muela dentro del Miembro Castejón de

\* Departamento Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza.  
Este trabajo ha sido realizado con cargo al proyecto número 826/84, de la CAICYT.

la Formación Alcubierre al que denomina Calizas de La Muela.

Otros trabajos de la zona corresponden a Birnbaum (1980), Gutiérrez Elorza *et al.* (1982), Van Zuidam R. (1980), refiriéndose en estos dos últimos casos a aspectos relacionados con la morfogénesis.

Hasta el momento no se han realizado estudios mineralógicos de la zona en concreto, si bien existen trabajos previos sobre materiales Terciarios (Fernández Nieto *et al.*, 1982; González López *et al.*, 1985; González y Galán, 1984).

El objetivo de este trabajo es la caracterización mineralógica de las unidades estratigráficas presentes en la zona a través de un análisis detallado de las mismas.

### Caracterización litoestratigráfica

Se han realizado un perfil situado al WSW de la localidad de La Muela (Zaragoza) (fig. 1). Se trata de yesos con margas y arcillas en la base, arcillas, margas y calizas en la parte central, y calizas margosas en la parte superior. El espesor de la serie supera los 100 m.

De muro a techo hemos distinguido los siguientes tramos (fig. 2A):

#### TRAMO 1:

Veinte metros. Alternancia de lutitas grises, ocre y anaranjadas y yesos blancos y pardo violáceos.

Las lutitas aparecen en niveles de 1 a 2 m. de potencia y presentan abundantes nódulos de yeso dispersos. Ocasionalmente aparecen intercalaciones de lutitas carbonatadas laminadas.

Los yesos aparecen en bancos de 10-30 cm. con geometría tabular y estratificación nodulosa, o bien como cuerpos irregulares aislados entre la lutita, son yesos nodulosos y alabastrinos.

#### TRAMO 2:

Unos 30 m. Alternancia de yesos marrón amarillentos en superficie, blanco-grisáceo en sección y lutitas carbonatadas de

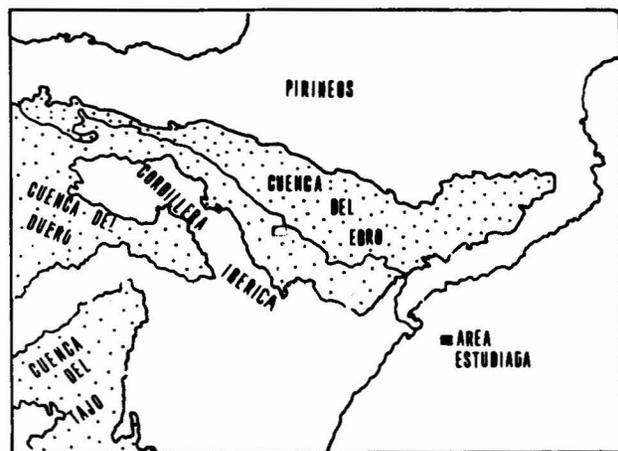


Fig. 1.—Mapa de situación del perfil de «La Muela».

tonos amarillentos y grises. Escasas intercalaciones de caliza de color blanco.

Los yesos son nodulosos y alabastrinos y aparecen en intervalos de 1 a 1,5 m. constituidos a su vez por unidades de 10 a 30 cm. de potencia, con estratificación nodulosa muy irregular.

Las lutitas aparecen en estratos de unos 0,30 a 1,5 m., tienen aspecto laminado y contienen nódulos dispersos de yeso. Las intercalaciones carbonatadas aparecen como láminas alabeadas y con laminación ondulada entre los nódulos de yeso, configurando el conjunto un aspecto caótico.

Existe una ordenación secuencial de lutitas-yeso más caliza en conjuntos de 1,5 m. a 2,5 m. de potencia.

#### TRAMO 3:

Dieciséis metros. Está compuesto por una sucesión de margas y calizas margosas.

Las margas aparecen versicolores hacia la base del tramo, y gris-blanquecinas en los contactos con las calizas margosas. Los espesores son desde 50 cm. hasta 3 m. Cuando aparecen entre bancos de calizas su espesor es centimétrico. Muestran un aspecto masivo, a veces laminado.

Las calizas beig y blancas presentan estratificación paralela en estratos de 10 y 40 cm., desarrollo importante de laminación horizontal y cruzada, fuerte bioturbación por raíces a techo de los estratos y en ocasiones formas lenticulares correspondientes a pseudomorfo de yeso.

Las microfácies estudiadas son micritas, intramicritas y oomicritas. Texturalmente son mudstone, wackstone y packstone. La fauna es <10%, limitándose a ostrácodos y restos inidentificables de microorganismos. Aparece una pequeña cantidad de cuarzo.

La laminación se encuentra a veces fuertemente convolucionada. Tal laminación viene marcada por la superposición de bandas de micrita de diferente cristalinidad o por la alternancia de niveles milimétricos de micritas e intramicritas. Las láminas cruzadas se desarrollan en las facies de oomicritas. Los oolitos son calcáreos con textura radial; en ocasiones se presentan como un núcleo micrítico grande e irregular, reduciéndose el oolito a una envuelta microespartíca (coated grain). Ocasionalmente se puede observar un desarrollo de oxidaciones ferruginosas a techo de algunos estratos.

#### TRAMO 4:

Quince metros, se trata fundamentalmente de calizas margosas de colores blancos y pardos que se presentan en estratos de 10 a 60 cm. separados por intercalaciones de centímetros de marga gris verdosa.

Hay un paquete de dos metros de margas laminadas de color blanco y gris que aparece en la parte central del tramo, con restos de óxidos de hierro e intercalaciones calcáreas de 5 a 10 cm. de potencia. Estas margas pueden ser masivas o laminadas.

Las microfácies estudiadas son biomicritas o micritas con fósiles, texturalmente mudstone o wackstone. Hay un elevado número de microorganismos, sobre todo ostrácodos, caráceas y gasterópodos. Son calizas masivas y presentan bioturbaciones por raíces a techo de los estratos. Presencia de nódulos de sílex de forma botroidal.

#### TRAMO 5:

La potencia de este tramo son 5 m. Se compone de lutitas y margas de color pardo. El tramo se va haciendo más margoso a techo, tomando las margas colores verdosos y grises y apareciendo niveles carbonosos de potencia milimétrica.

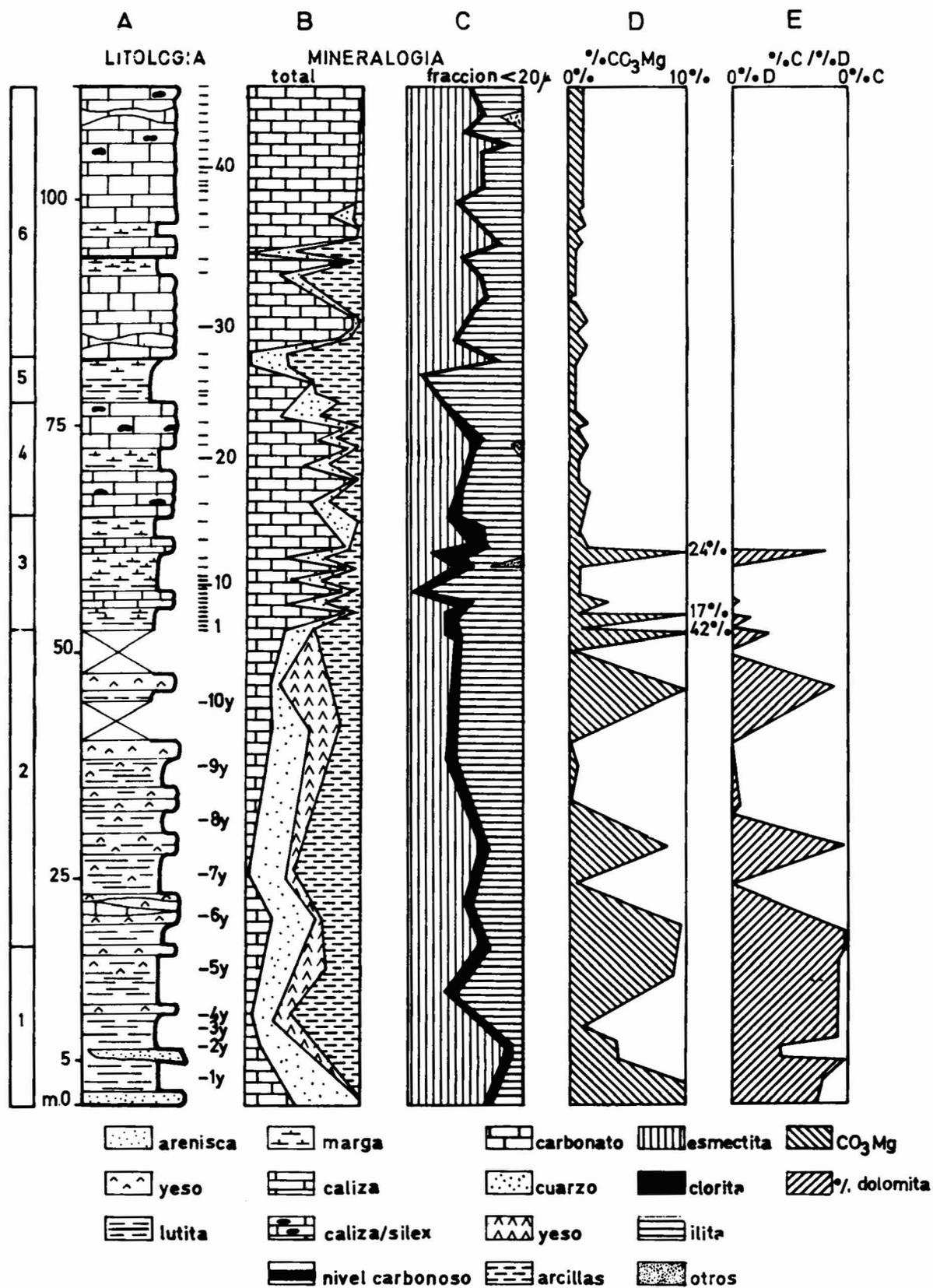


Fig. 2.—A) Perfil estratigráfico de «La Muela». B) Evolución de la mineralogía global. C) Evolución de los minerales de la arcilla. D) Contenido molar en  $\text{CO}_3\text{Mg}$  de los carbonatos. E) Contenido en dolomita de las muestras.

## TRAMO 6:

La potencia es de 30 m. Es un paquete esencialmente calizo aunque hacia la base aparecen niveles de hasta 1 m. de margas pardo gris con restos de materia orgánica. El resto del tramo es una sucesión de calizas con colores pardo y blancos, en niveles de 30 a 70 cm. de potencia, con estratificación paralela o irregular, o bien con geometrías en montículos de unos 30 m. de amplitud y 25 cm. de altura.

Las microfácies observadas presentan gran uniformidad, son biomicrofitas y en menor número micritas con fósiles, se reconocen restos de gasterópodos, ostrácodos y algún nivel rico en caráceas y restos vegetales. Son masivos y con bioturbación por raíces, texturalmente corresponden a mudstone, wackstone y packstone.

Entre los paquetes de caliza aparecen tramos de margas de 10 a 20 cm. de color blanco, gris y gris verdoso, así como algún nivel carbonoso laminado de 10 cm. de potencia en el que se identifican restos vegetales y la laminación viene marcada por niveles milimétricos de limos anaranjados.

Finalmente, en los diez últimos metros es frecuente la presencia de nódulos de sílex con formas más o menos plano redondas a niveles muy continuos.

### Caracterización mineralógica

Las muestras seleccionadas representativas de los distintos niveles (fig. 2A), han sido estudiadas sistemáticamente por difracción de rayos X tanto en su composición global como de la fracción menor de 20 micras, esta última obtenida después de la eliminación de carbonatos y sulfatos con ClH 0,2 N y EDTA, respectivamente (según la metodología recogida en Palomo, 1986) (tabla 1). Los poderes reflectantes aplicados en el análisis semicuantitativo por DRX están recogido en Huertas *et al.* (1970), Galán (1973) y Barahona (1974).

La determinación de algunos parámetros cristaloquímicos de los minerales de las arcillas incluyen:

- Medida del parámetro  $b_0$  de la illita según la técnica propuesta por Martín Ramos (1976), con uso sistemático de Si como standard interno.
- Medida de la reflexión 005 de la illita para determinar el espaciado basal y consecuente grado de paragonitización (Cipriani *et al.*, 1968).
- Determinación del tamaño de cristalito en la reflexión 002 ( $5\text{\AA}$ ) de la illita y en la reflexión a  $7\text{\AA}$  para el conjunto clorita+caolinita aplicando la fórmula de Scherrer.
- Medida del grado de cristalinidad de las esmectitas a través del índice de Biscaye (1965) y del tamaño de cristalito en las muestras glicoladas.

Los contenidos en Fe+Mg y en silicio de las illitas se calculan a partir de los parámetros medidos, aplicando las ecuaciones de Guidotti (1984) y Ernst (1963), respectivamente. Todos estos resultados se recogen en la tabla 2.

Finalmente, las muestras correspondientes a niveles de sílex se estudiaron por DRX para determinar el grado de evolución de la sílice en estos medios. Los resultados del análisis mineralógico ponen de manifiesto la presencia de pequeñas cantidades de ópalo CT, calcita y minerales de la arcilla junto al cuarzo.

La presencia sistemática de calcita y dolomita en el perfil justifica la determinación del contenido de moles de  $\text{CO}_3\text{Mg}$  en ambos minerales. La medida de los espaciados se realizó con Si como standard interno. El cálculo del porcentaje de  $\text{CO}_3\text{Mg}$  se hizo a partir de las gráficas de Goldsmith y Graft (1958). Los resultados se recogen en la tabla 3.

Una representación gráfica de la variación de la mineralogía en el perfil, junto a la correspondiente al contenido molar en  $\text{CO}_3\text{Mg}$  se incluyen en las columnas B, C, D y E de la fig. 2.

### Discusión

A lo largo del perfil de La Muela se pueden diferenciar dos asociaciones mineralógicas básicas constituidas, respectivamente, por:

- yeso, carbonatos, cuarzo y minerales de la arcilla.
- carbonatos, cuarzo y minerales de la arcilla.

En ambos casos los feldespatos aparecen como minerales accesorios.

No obstante, la asociación mineralógica «b» se puede de nuevo dividir en función de la presencia/ausencia de dolomita entre los carbonatos.

Los minerales de la arcilla que sistemáticamente se encuentran presentes en estas asociaciones son illita, como mineral dominante, seguido de esmectitas, clorita y caolinita. Ocasionalmente a lo largo del perfil y siempre en los tramos con ausencia de sulfatos aparecen minerales fibrosos de la arcilla y, finalmente, en uno de los niveles se detectó la presencia de pirofilita.

Las esmectitas presentan, en general, un índice de Biscaye superior a 0,7. En algunos niveles este índice es significativamente más bajo, lo que indica que en tales casos los minerales presentes son interestratificados, en el sentido de Reynolds y Hower (1970), del tipo illita-esmectita con una proporción de láminas hinchables variable entre el 40 y el 50%.

Los niveles de sílex que aparecen en la parte superior del perfil, interestratificados en las calizas, mineralógicamente están constituidos por cuarzo y pequeñas cantidades de ópalo C-T.

De acuerdo con los cambios mineralógicos generales, observados en el perfil, se pueden establecer tres tramos distintos. El primero de ellos, con presencia sistemática de yeso, se corresponde con el conjunto asignado por Villena *et al.* (1987) a la UTS media, del sector central de la depresión del Ebro en su borde Sur, descrita por Pérez *et al.* (1985). Los tramos restantes quedan incluidos en la UTS superior de los mismos autores.

La ruptura, que separa estas dos UTS, se pone también de manifiesto si se toma en consideración la variación cuantitativa de los minerales de la arcilla observable a lo largo del perfil. Efectivamente, en el tramo mineralógico basal el contenido medio en esmectitas en la fracción menor de  $20\ \mu$  es del 23% (10 muestras) mientras que este mismo contenido en el tramo superior se sitúa en el 46% (47 muestras).

Para facilitar la discusión mineralógica es conveniente establecer una correlación clara entre los tramos litoestratigráficos establecidos y los correspondientes mineralógicos. Así, el tramo inferior mineralógico se corresponde con los tramos 1 y 2; el tramo segundo coincide con el 3 y, finalmente, el tercer tramo mineralógico incluye los números 4, 5 y 6.

El predominio de los minerales de precipitación química (carbonatos y yeso) a lo largo del perfil es indicativo del carácter distal de los medios de depósito

Tabla 1.—Análisis mineralógico semicuantitativo (DRX) en muestra total y en fracción &lt; 20 micras.

	Mineralogía total									Fracción menor de 20 micras			
	Cal.	Dol.	Q.	Yeso	Fdp.	Ilita	Cl+K	Esmec.	Otros	Ilita	Cl+K	Esmec.	Otros
49	—	—	100**	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
48	97	—	2	—	—	i	i	i	i (pal)	45	i	36	19 (pal)
47	97	—	2	—	—	i	i	i	i (pal)	49	i	44	7 (pal)
46	98	—	1	—	—	i	i	i	—	48	i	51	—
45	98	—	1	—	—	i	i	i	i (pir)	70	6	12	12 (pir)
44	92	—	4	—	—	3	i	i	—	63	—	37	—
43	98	—	1	—	—	i	i	i	—	65	7	28	—
42	—	—	100**	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
41	84	—	3	—	—	7	—	6	—	58	—	42	—
40	98	—	1	—	—	i	—	i	—	67	—	33	—
39	99	—	—	—	—	i	—	i	—	46	2	52	—
38	82	—	3	—	—	7	—	8	—	50	—	50	—
37	68	—	8	3	1	12	—	8	—	60	—	40	—
36	98	—	1	—	—	i	—	i	—	80	3	17	—
35	97	—	2	—	—	—	—	1	—	68	—	32	—
34	—	—	26	—	3	36	—	35	—	51	—	49	—
33	88	—	7	—	—	3	—	2	—	63	—	37	—
32	28	—	11	—	2	38	—	20	—	66	1	33	—
31	97	—	2	—	—	i	—	i	—	51	—	49	—
30	96	—	3	—	—	i	—	i	—	86	—	14	—
29	86	—	12	—	—	i	—	i	—	13	—	87	—
28	—	—	28	3	2	22	—	44	—	33	1	66	—
27	—	—	33	—	6	30	1	30	—	48	2	50	—
26	59	—	25	—	—	16	—	9	—	40	—	60	—
25	39	—	39	—	—	11	1	18	—	52	8	40	—
24	31	—	23	1	—	26	1	18	—	57	2	41	—
23	99	—	—	—	—	1	—	—	—	61	1	38	—
22	64	—	5	—	—	19	—	12	—	62	—	38	—
21	98	—	2	—	—	—	—	—	—	53	1	46	—
20	44	—	17	—	—	17	2	20	—	45	5	50	—
19	98	—	1	—	—	i	—	i	—	65	7	28	—
18	54	—	6	—	—	17	2	21	—	43	3	54	—
17	64	—	9	—	—	15	4	8	—	55	14	31	—
16	70	—	27	—	—	2	—	1	i (pal)	53	2	36	9 (pal)
15	96	—	3	—	—	1	i	i	i (pal)	71	6	20	3 (pal)
14	25	52	6	—	—	4	1	12	—	26	4	70	—
13	92	—	6	—	—	1	—	1	—	43	6	51	—
12	33	—	27	—	—	14	1	23	—	36	2	62	—
11	55	8	4	1	—	9	1	21	—	29	2	69	—
10	93	—	2	—	—	1	—	4	—	6	—	94	—
9	17	4	5	—	1	35	3	35	—	49	1	50	—
8	59	35	5	—	—	i	i	i	i (sep)	37	7	18	38 (sep)
7	88	—	5	—	—	2	—	5	—	24	3	73	—
6	17	9	5	—	1	28	3	38	—	41	4	55	—
5	50	9	8	—	—	9	2	22	—	28	4	67	—
4	—	92	4	1	—	2	—	1	—	55	2	43	—
3	31	—	28	—	1	22	1	17	i (sep)	55	3	42	i (sep)
2	71	13	4	—	—	4	1	7	—	35	2	63	—
1	38	—	14	—	2	16	1	29	—	35	2	63	—
10Y	3	22	6	38	1	27	2	1	—	90	6	4	—
9Y	27	—	29	28	1	7	1	7	—	49	1	50	—
8Y	—	17	37	—	4	17	2	23	—	41	2	47	—
7Y	5	3	28	7	8	48	i	1	—	96	3	1	—
6Y	1	21	42	—	3	21	1	11	—	63	3	34	—
5Y	1	18	37	18	3	17	1	5	—	73	4	23	—
4Y	2	2	37	1	3	24	2	29	—	43	3	54	—
3Y	4	7	18	1	3	60	3	4	—	90	5	5	—
2Y	—	8	27	17	2	42	3	1	—	92	7	1	—
1Y	8	23	40	13	4	17	1	3	—	80	4	16	—

\* Filosilicatos recalculados a partir de la fracción menor de 20 micras.

\*\* Cuarzo y otras formas de sílice.

i=indicios; cal=calcita; dol=dolomita; Q=cuarzo; Fdp=feldspatos; Cl+K=clorita y caolinita; esmec=esmecita; (pir)=pirofilita; (pal)=paligorskita; (sep)=sepiolita.

Tabla 2.—Parámetros cristaloquímicos y contenidos atómicos deducidos.

	002/001	T.C.002 (Å)	Iilita					Esmectitas		CL+K
			d(001)	b <sub>o</sub>	Fe+Mg	(Si)	%Na/Na+K	V/P	T.C.17 (Å)	T.C.7 (Å)
49	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
48	0,3	270	9,985	9,024	0,85	12,58	0	0,8	40	533
47	0,4	272	9,975	9,024	0,85	12,81	—	0,8	42	—
46	0,4	405	9,985	9,027	0,93	12,58	0	0,7	44	400
45	0,4	270	9,985	9,023	0,82	12,58	—	0,3	—	—
44	0,4	125	9,985	9,020	0,75	12,58	0,13	0,7	50	—
43	0,5	270	9,975	9,018	0,70	12,81	0,29	0,5	53	150
42	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
41	0,3	162	10,000	9,012	0,55	12,23	0	0,7	42	—
40	0,4	324	9,970	9,006	0,40	13,00	0,91	0,6	44	400
39	0,4	180	9,980	9,018	0,70	12,70	0,13	0,5	28	150
38	0,4	135	9,990	9,018	0,70	12,46	—	0,7	50	—
37	0,4	123	9,990	9,012	0,55	12,45	—	0,5	40	—
36	0,4	270	9,970	9,026	0,89	13,00	—	0,4	—	266
35	0,3	101	9,980	9,018	0,70	12,70	0,13	0,6	38	—
34	0,4	182	—	9,027	0,93	—	—	0,7	57	—
33	0,4	90	9,985	9,018	0,70	12,58	0,13	0,8	51	—
32	0,4	139	9,985	9,012	0,55	12,58	0,13	0,8	51	—
31	0,3	135	9,985	9,018	0,70	12,70	0,13	0,9	61	160
30	0,3	101	9,985	9,043	1,32	12,70	0	0,7	51	—
29	0,4	130	10,000	9,048	1,45	12,23	0	0,8	53	—
28	0,3	90	10,000	0,030	1,00	12,12	0	0,9	61	—
27	0,4	270	9,990	9,020	0,75	12,46	0	0,7	61	400
26	0,4	101	10,001	9,000	0,25	12,21	0,23	0,8	66	266
25	0,4	270	9,990	9,006	0,40	12,25	0	0,8	72	228
24	0,4	115	10,001	8,994	0,10	12,21	0,54	0,7	57	—
23	0,3	161	9,980	9,020	0,75	12,70	0	0,8	53	200
22	0,3	135	9,985	9,020	0,75	12,85	0	0,7	57	266
21	0,4	203	9,975	9,009	0,47	12,81	—	0,6	—	133
20	0,4	182	10,015	9,006	0,40	11,81	0	0,8	53	178
19	0,3	232	9,975	9,019	0,72	12,81	0,14	0,4	50	228
18	0,4	203	9,985	9,006	0,40	12,85	0,3	0,8	50	200
17	0,5	324	9,980	9,006	0,40	12,46	0,27	0,7	61	320
16	0,4	135	10,000	9,006	0,40	12,23	0	0,6	44	160
15	0,6	232	9,980	9,030	1,00	12,70	—	—	—	200
14	0,4	162	9,990	9,009	0,47	12,46	0,12	0,75	53	200
13	0,4	270	10,000	9,006	0,40	12,23	0	0,9	66	266
12	0,3	203	9,975	9,017	0,67	12,81	9	0,8	80	200
11	0,4	180	9,995	9,018	0,70	12,35	0	0,7	66	266
10	0,2	203	9,995	—	—	12,35	0	0,9	53	266
9	0,3	162	9,965	9,024	0,85	13,05	0,30	0,9	53	200
8	0,4	232	9,985	9,012	0,55	12,58	0,13	0,5	44	228
7	0,4	203	9,990	9,012	0,55	12,46	0	0,9	72	200
6	0,3	231	9,990	9,025	0,87	12,46	0	0,8	61	320
5	0,4	203	9,980	9,012	0,55	12,70	0,29	0,9	66	160
4	0,4	135	9,985	9,024	0,85	12,58	0	0,8	50	160
3	0,4	135	9,985	9,020	0,75	12,58	0	0,9	50	160
2	0,3	135	9,999	9,010	0,51	12,25	0	0,8	80	177
1	0,4	180	9,985	9,024	0,85	12,50	0	0,9	76	266
10Y	0,5	162	9,970	9,014	0,58	13,00	0,6	—	—	200
9Y	0,3	180	9,975	9,024	0,85	12,81	—	0,7	50	200
8Y	0,3	125	9,975	9,027	0,93	12,81	—	0,8	44	200
7Y	0,3	135	9,970	9,025	0,87	13,00	—	—	—	160
6Y	0,2	162	9,970	9,027	0,93	13,00	—	0,5	40	160
5Y	0,4	135	9,975	9,024	0,85	12,81	—	0,5	40	200
4Y	0,3	203	9,965	9,024	0,85	13,04	—	0,9	66	200
3Y	0,4	135	9,970	9,027	0,93	13,00	—	0,5	80	160
2Y	0,3	270	9,965	9,022	0,79	13,04	—	—	—	266
1Y	0,4	116	9,975	9,027	0,93	12,81	0	0,5	53	133

CL+K=caolinita; T.C.002(A)=tamaño de cristalito calculado a partir de la reflexión a 5(Å); Fe+Mg en base a 22 oxígenos, Guidotti (1984); Si Martín Ramos (1976); %Na+K, según Cipriani *et al.* (1968); V/P, índice de Biscaye; T.C.17(Å), tamaño de cristalito calculado a partir de la reflexión A 17 (Å); T.C. 7 (Å), tamaño de cristalito calculado a partir de la reflexión A 7(Å).

Tabla 3.—Determinación porcentaje molar CO<sub>3</sub>Mg en calcita y dolomita (Goldsmith y Graft, 1988).

	% C	% D	d (104)		% CO <sub>3</sub> Mg		C/D	CO <sub>3</sub> Mg	
			C	D	C	D		Total	Real
49	—	—	—	—	—	—	—	—	—
48	97	—	3,031	—	1,5	—	100/0	1,5	1,45
47	97	—	3,032	—	1,1	—	100/0	1,1	1,06
46	98	—	3,031	—	1,5	—	100/0	1,5	1,47
45	98	—	3,031	—	1,5	—	100/0	1,5	1,47
44	92	—	3,031	—	1,5	—	100/0	1,5	1,40
43	98	—	3,031	—	1,5	—	100/0	1,5	1,47
42	—	—	—	—	—	—	—	—	—
41	84	—	3,031	—	1,5	—	100/0	1,5	1,26
40	98	—	3,031	—	1,5	—	100/0	1,5	1,47
39	99	—	3,031	—	1,5	—	100/0	1,5	1,48
38	82	—	3,031	—	1,5	—	100/0	1,5	1,23
37	68	—	3,031	—	1,5	—	100/0	1,5	1,02
36	98	—	3,032	—	1,1	—	100/0	1,2	1,07
35	97	—	3,032	—	1,1	—	100/0	1,1	1,07
34	—	—	—	—	—	—	—	—	—
33	88	—	3,032	—	1,1	—	100/0	1,1	0,97
32	28	—	3,029	—	1,6	—	100/0	1,6	0,42
31	97	—	3,031	—	1,5	—	100/0	1,5	1,45
30	97	—	3,032	—	1,1	—	100/0	1,1	1,06
29	86	—	3,032	—	1,1	—	100/0	1,1	0,95
28	—	—	—	—	—	—	—	—	—
27	—	—	—	—	—	—	—	—	—
26	59	—	3,031	—	1,5	—	100/0	1,5	0,56
25	39	—	0,031	—	1,5	—	100/0	1,5	0,58
24	31	—	3,031	—	1,5	—	100/0	1,5	0,46
23	99	—	3,031	—	1,5	—	100/0	1,5	1,48
22	64	—	3,032	—	1,1	—	100/0	1,1	0,74
21	97	—	3,031	—	1,5	—	100/0	1,5	1,45
20	44	—	3,031	—	1,5	—	100/0	1,5	0,66
19	98	—	3,031	—	1,5	—	100/0	1,5	1,47
18	54	—	3,032	—	1,1	—	100/0	1,2	0,59
17	64	—	3,031	—	1,5	—	100/0	1,5	0,96
16	70	—	3,031	—	1,5	—	100/0	1,5	1,05
15	97	—	3,031	—	1,5	—	100/0	1,5	1,44
14	25	52	3,029	2,897	1,9	46,2	32/68	32,0	24,52
13	92	—	3,031	—	1,5	—	100/0	1,5	1,38
12	33	—	3,031	—	1,5	—	100/0	1,5	0,49
11	55	8	3,031	2,897	1,5	46,2	87/13	7,3	4,52
10	93	—	3,031	—	1,5	—	100/0	1,5	1,39
9	17	4	3,031	2,897	1,5	46,2	81/19	9,9	1,59
8	59	35	3,029	2,897	1,9	46,2	63/37	18,3	17,30
7	88	—	3,031	—	1,5	—	100/0	1,5	1,32
6	17	9	3,032	2,897	1,1	46,2	65/35	16,8	4,34
5	50	9	3,032	2,897	1,1	46,2	85/15	7,8	4,70
4	—	92	—	2,897	—	46,2	0/100	46,2	42,50
3	31	—	3,031	—	1,5	—	100/0	1,5	0,40
2	71	13	3,031	2,897	1,5	46,2	85/15	8,2	7,07
1	38	—	3,032	—	1,1	—	100/0	1,5	0,42
10Y	3	52	3,031	2,879	1,5	46,2	12/88	38,7	10,20
9Y	27	—	3,031	—	1,5	—	100/0	1,5	0,40
8Y	—	17	—	2,887	—	49,2	0/100	49,2	8,37
7Y	—	—	—	—	—	—	—	—	—
6Y	1	21	—	2,892	—	48,1	5/95	45,7	10,01
5Y	1	18	—	2,892	—	48,1	5/95	45,7	8,65
4Y	2	2	—	2,887	—	49,2	50/50	24,6	1,00
3Y	4	7	—	2,887	—	49,2	36/64	31,5	3,44
2Y	—	8	—	2,892	—	48,1	0/100	48,1	3,84
1Y	8	23	—	2,894	—	47,3	26/74	35,0	10,88

C=Calcita; D=Dolomita.

% CO<sub>3</sub>Mg total: Considerando exclusivamente ambos carbonatos.% CO<sub>3</sub>Mg real: Recalculado el contenido en la muestra.

de estos materiales. A este respecto los valores relativamente bajos de los tamaños de cristalino en illitas, cloritas y caolinitas, con valores medios  $<200 \text{ \AA}$ , corroboran esta distalidad. Por otra parte, algunos de estos minerales están claramente relacionados con el desarrollo de áreas que por sus características sedimentológicas son lacustres.

La variación en el contenido de dolomita de los diferentes niveles puede ser utilizada como indicador de la evolución de los subambientes de depósito desarrollados a lo largo del perfil. La aparición de este mineral en medios fluviales está relacionada, según distintos autores (Wolfbauer *et al.*, 1974; Hardie y Eugster, 1970 y Hardie *et al.*, 1978) con procesos que ocurren en ambientes de tipo playa-lake o similares, tales como las llanuras lutítico-evaporíticas, constituyendo el intervalo de aparición de la dolomita la zona de transición entre sistemas aluviales y áreas lacustres. Wolfbauer *et al.* (1974) indican que la relación Mg/Ca en estos medios es variable, condicionando de esta forma la aparición de calcita y/o dolomita.

Los tramos mineralógicos establecidos presentan unos valores medios del número de moles de  $\text{CO}_3\text{Mg}$  significativamente distintos. Así el tramo inferior presenta un valor del 35,16%, el intermedio, 11,10%, y el superior, 1,4%. Lo que representa que la precipitación de dolomita de acuerdo con los autores anteriores, solo ocurre de manera sistemática en el primer tramo mientras que en el tramo intermedio la presencia de dolomita ocurre con carácter fluctuante y finalmente en el tramo superior no se produce la precipitación de este mineral.

Esta variación con el contenido de  $\text{CO}_3\text{Mg}$  permite realizar precisiones sobre el subambiente del depósito de estos materiales. Si se aplica el diagrama de Nesbitt (1974) (en Wolfbauer *et al.*, 1974, pp 1739) el tramo inferior correspondería a una zona de tipo playa-lake mientras que el intermedio podría representar el comienzo de una etapa de expansión de las condiciones lacustres de carácter fluctuante, que finalmente parecen consolidarse perfectamente en el tramo más alto.

El análisis sedimentológico de las distintas facies parece confirmar esta hipótesis. Así en el tramo inferior se encuentra una asociación de facies constituidas por lutitas con desarrollo intersticial de nódulos de yeso y facies de yeso alabastrino, con intercalaciones discontinuas de calizas, que corresponden respectivamente, a condiciones de bombeo evaporítico, y precipitación de yesos y carbonatos posiblemente bajo lámina de agua, característico de sedimentos de tipo playa-lake.

El tramo medio está representado por una asociación de margas y calizas con laminaciones cruzadas y formas de ripples, se trata de biomicritas, en las que se han identificado niveles con oolitos calcáreos con textura radial. El desarrollo de estas estructuras co-

responde a áreas marginales de lagos salinos, como lo indican numerosos autores (Kahle, 1974; Sandberg, 1975; Richter, 1983 y Pop y Wilkinson, 1983).

En el tramo superior las facies identificadas son biomicritas masivas con presencia de caráceas y fragmentos de gasterópodos que aparecen en estratos con geometría tabular o en montículos con bioturbación. Tales facies son interpretadas como calizas lacustres verdaderas (Freytet, 1984) que se generan en lagos someros, con alta luminosidad y elevada productividad orgánica.

La existencia de nódulos de sílex asociados a calizas lacustres es ampliamente citada (Wells, 1985; Bustillo, 1984; Arribas y Bustillo, 1985; Sáez, 1987), estableciéndose que tales nódulos se generan en ambientes vadados o diagenéticos tempranos, en condiciones de modificación del pH originados por acción bacteriana y materia orgánica en descomposición, favoreciendo el paso de sulfato a sulfídrico y provocando la precipitación de sílice disuelta en las aguas freáticas.

El modelo químico de evolución aplicable a este área es el propuesto por Hardie *et al.* (1978). De acuerdo con el mismo, los minerales de precipitación química detectados corresponden a etapas de depósito o de diagénesis temprana. La distribución mineralógica encontrada, con un claro dominio de los carbonatos frente a los sulfatos, parece indicar que en este área no se llegó a la formación de verdaderas salmueras.

De los distintos caminos posibles para la precipitación en el modelo de referencia, el que mejor parece ajustarse al área de estudio es el que tiene una relación inicial carbonatos/calcio más magnesio ligeramente superior a 1, con lo que en primer lugar aparece una precipitación de calcita. Esta precipitación provoca un incremento relativo de la razón Mg/Ca que da lugar a la aparición de dolomita, siendo la etapa más evolucionada en esta secuencia la precipitación del yeso.

Hardie y Eugster (1970) indican que, en la etapa de aparición de dolomita, pueden originarse de forma alternativa minerales de la arcilla, fundamentalmente esmectitas, lo que correspondería a cambios de cierta importancia en las relaciones entre los distintos iones presentes, pero esta precipitación parece tener un sentido similar al de la aparición de la dolomita.

La distribución a lo largo del perfil de los distintos minerales de precipitación parece indicar que el modelo químico funciona desde situaciones de aguas con mayor concentración iónica hacia medios claramente subsaturados, ya que en la parte inferior del perfil se encuentra sistemáticamente el yeso, mientras que la parte superior representa precipitación casi exclusiva de calcita.

Esta evolución puede justificarse aceptando que debieron ocurrir cambios paleogeográficos, los cuales permitieron que en la vertical, el aporte de aguas se

hiciera más constante, por lo que el área de depósito lacustre se hizo permanente.

Por otra parte, la precipitación de minerales fibrosos de la arcilla, aunque a pequeña escala permite una aproximación a la evolución del pH del medio. En este sentido las condiciones de alcalinidad con pH entre 8-9 se debieron alcanzar al comienzo y al final de los dos tramos con precipitación exclusiva de carbonatos, mientras que para la mayor parte del perfil, la presencia de esmectitas, posiblemente de precipitación, limitaría algo la subida del mismo. Efectivamente, de acuerdo con el diagrama de Weaver y Beck (1977) el campo de estabilidad de las esmectitas frente a los minerales fibrosos se hace mayor cuando los pH no alcanzan los valores indicados.

## Referencias

- Arribas, A.; Bustillo, M. A. (1985): Modelos de silicificación en los carbonatos lacustres-palustres del Paleógeno del borde NE de la cuenca del Tajo. *Bol. Geol. y Min.*, 96, 325-343.
- Barahona, E. (1974): *Arcillas de ladrillería de la provincia de Granada: evaluación de algunos ensayos de materias primas*. Tesis Doctoral Univ. Barcelona, 443 pp.
- Birnbaum, S. J. (1976): *Non marine evaporite and carbonate deposition, Ebro Basin, Spain*. Ph. D. Thesis Univ. Cambridge, 146 pp.
- Biscaye, P. E. (1965): Mineralogy and sedimentation of recent deep sea clay in the atlantic ocean and adjacent seas and ocean. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 76, 803-832.
- Bustillo, M. A. (1984): Sedimentación lacustre-palustre, formación de ópalos y otras silicificaciones en el Mioceno Medio al Sur de Villaluenga. *Estudios Geol.*, 40, 137-151.
- Cipriani, C.; Sassi, F. P. y Viterbo-Bassani, C. (1968): La composizione delle michehiari in rapporto con le constanti reticolari e col grado metamorfico. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petr.*, 24, 153-187.
- Ernst, W. G. (1963): Significance of phengite micas from low-grade schists. *Amer. Mineral.*, 48, 1357-1373.
- Fernández-Nieto, C.; González López, J. M. y González Martínez, J. (1982): Mineralogía de los materiales de la depresión del Ebro en el sector de Muela (Zaragoza). *Bol. Soc. Esp. Mineralogía*, 6, 63-74.
- Freytet, P. (1984): Les sédiments lacustres carbonatés et leurs transformations par émerision et pédogenése. Importance de leur identification pour les reconstructions paléogéographiques. *Bull. C. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 8, 223-257.
- Goldsmith, J. R.; Graft, D. L. (1959): Relation between lattice constants and composition of the Ca-Mg carbonates. *Amer. Mineral.*, 43, 84-101.
- González, I. y Galán, E. (1984): Mineralogía de los materiales terciarios del área de Tarazona-Borja-Ablitas (depresión del Ebro). *Estudios Geol.*, 40, 115-128.
- González López, J. M.; González Martínez, J.; Fernández Nieto, C.; López Aguayo, F.; Pérez, A.; Pardo, G.; Villena, J. (1985): Mineralogía del Paleógeno de la cubeta de Montalbán (Teruel). Relación con su evolución paleogeográfica. *Bol. Soc. Esp. Mineralogía*, 8, 285-294.
- Gutiérrez Elorza, M.; Meléndez Hevia, A.; Soriano, A. (1982): Las series terminales neógenas con la morfogénesis. *Bol. Geol. y Min.*, 43, 4650469.
- Hardie, L. A.; Eugster, H. P. (1970): The evolution of closed basin brines. *Spec. Pap. Miner. Soc. Amer.*, 3, 273-290.
- Hardie, L. A.; Smoot, J. P.; Eugster, H. P. (1978): Salines lakes and their deposits: a sedimentological approach. In: *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.* 2, 7-41.
- Kahle, C. L. (1974): Ooids from Great salt, Utah, as an analogue for the genesis and diagenesis of ooids in marine limestone. *J. Sediment. Petrol.*, 44, 30-39.
- Marín, A. (1926): Algunas notas estratigráficas sobre la cuenca Terciaria del Ebro. *Bol. Inst. Geol. de España*, 47, 113-127.
- Martín Ramos, A. (1976): *Las micras de las Cordilleras Béticas. Zonas internas*. Tesis Doctoral Univ. Granada, 244 pp.
- Palomo, I. (1987): *Mineralogía y geoquímica de sedimentos pelágicos del Jurásico inferior de las cordilleras Béticas (SE de España)*. Tesis Doctoral Univ. Granada, 344 pp.
- Pérez, A.; Pardo, G.; Villena, J.; González, A. (1983): Estratigrafía y sedimentología del Paleógeno de la Cubeta de Montalbán (prov. de Teruel). *Bol. Real. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*.
- Pinilla, A. y Riba, O. (1972): Estudio sedimentológico de la zona aragonesa de la cuenca Terciaria del Valle del Ebro. Resumen y visión sedimentológica de conjunto. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol.)*, 70, 97-106.
- Popp, B. N.; Wilkinson, B. H. (1983): *Holocene lacustrine ooids from Pyramid Lake, Nevada*. In: *Coated grains*. Ed. By T. H. Peryt. Springer-Verlag. Berlín, Heidelberg, pp. 142-153.
- Quirantes, J. (1978): *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de los Monegros*. Tesis Doctoral. Instituto Fernando el Católico. C.S.I.C. n. XXVII, 207 pp.
- Reynolds, R. C., jr.; Hower, J. (1970): The nature of interlaying in mixed-layer illite-montmorillonites. *Clays and Clay Min.*, 18, 25-36.
- Ríos, J. M. (1959): Algunas consideraciones acerca del enjuciamiento del valle del Ebro en sus posibilidades petrolíferas. *Not. y Com. del Inst. Geol. y Min.*, 53, 107-148.
- Ritcher, D. K. (1983): *Calcareous ooids: A synopsis*. In: *Coated grains*. Ed. By T. H. Peryt. Springer-Verlag. Berlín, Heidelberg, pp. 142-153.
- Sáez, A. (1987): *Estratigrafía y sedimentología de las formaciones lacustres del Triásico Eoceno-Oligoceno del NE de la cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral Univ. Barcelona, 319 pp.
- Sandberg, P. A. (1975): New interpretations of Great Salt Lake ooids and nonskeletal Carbonate mineralogy. *Sedimentology*, 22, 497-537.
- Solé, L. (1954): Sobre la estratigrafía de las Bardenas y los límites del Oligoceno y Mioceno en el sector occidental de la depresión del Ebro. *R. Soc. Hist. Nat. T. Extr. hom. prof. E. Hernández Pacheco*, 637-658.
- Van Zuidam, R. (1980): *Un levantamiento geomorfológico de la región de Zaragoza*. Instituto Fernando el Católico, C.S.I.C., 29, 103-134.
- Villena, J.; López Aguayo, F.; Pardo, G.; Pérez, A.; Muñoz, A.; González Martínez, J.; González López, J. M.; Fernández Nieto, C. (1987): *Clay mineralogy in tectosedimentary analysis of Southern sector of tertiary Ebro Basin (Spain)*. Proceeding Sixth Meeting of the European Clay Group. Sevilla, 572-574.
- Wells, N. A. (1983): Carbonate deposition, physical limnology and environmentally controlled chert formation in Paleocene-Eocene Lake Flagstaff central Utah. *Sedimentary Geology*, 35, 263-297.
- Wolfbauer, C. A. y Surdam, R. C. (1974): Origin of non marine dolomite in eocene Lake Gosiute. Green River Basin, Wyoming. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 85, 1733-1740.

Recibido el 10 de marzo de 1988  
Aceptado el 3 de octubre de 1988