

Sedimentación lacustre fanerozoica en España

DEPOSITOS LACUSTRES DEL CRETACICO TERMINAL EN LA CORDILLERA IBERICA CENTRAL Y MAESTRAZGO

A. Meléndez*, N. Meléndez**

* Dpto. de Geología. Fac. Ciencias. 50009 Zaragoza.

** Dpto. de Estratigrafía. Fac. Geológicas. U.C.M. 28040 Madrid.

Durante el Cretácico superior terminal (Campaniense-Maastrichtiense) y en el contexto de la regresión finicretácica tiene lugar de manera generalizada una sedimentación lacustre en la Cordillera Ibérica (Alonso *et al.*, 1987). Esta sedimentación tiene lugar en cubetas individualizadas resultado de los inicios de una posible etapa compresiva (Floquet y Meléndez, 1983).

Las cubetas en las que tiene lugar la sedimentación se ubican en un contexto climático húmedo y cálido, como lo ponen de manifiesto los sedimentos carbonatados y la abundancia de agua necesaria para la intensa colonización vegetal, en contraposición a los episodios áridos generalizados en la unidad infrayacente. Localmente podían existir condiciones de aridez e hipersalinidad.

En el sector central (comprendido entre Soria, Molina de Aragón y Calamocha), desde un punto de vista estratigráfico estos materiales constituyen la Formación Calizas de cantos negros de Sierra de la Pica, de edad Campaniense-Maastrichtiense. Se trata de una sucesión que en el extremo Norte está representada por 150 m de micritas (mudstone-wackstones) con cantos negros, laminación y porosidad fenestral, en niveles estratificados y tableados entre los que se intercalan paquetes más potentes con geometrías canaliformes, a veces con *lags*, y planoconvexas de montículos de fango. En general, contienen *Lychnus*, carofitas, ostrácodos, algas y huellas de raíces, son también frecuentes las grietas y brechas de desecación. Se ordenan en secuencias de

escala métrica de colmatación de márgenes lacustres colonizados por vegetales. Son depósitos de marismas y pantanos costeros con zonas canalizadas, de encharcamiento efímero y somero (Alonso *et al.*, 1987).

En el Maestrazgo los materiales de origen lacustre se agrupan en la Fm. Calizas de Fortanete, a la que se le atribuye una edad Campaniense superior-Maastrichtiense. Está constituida por unos 50 a 70 m de calizas brechoideas con abundantes cantos negros, en cuerpos con bases irregulares o canalizadas que contienen gasterópodos (*Lychnus*) y carofitas, así como abundantes huellas de raíces y grietas de desecación. Son también frecuentes las laminaciones de algas y la porosidad fenestral.

Estas facies se encuentran alternando con lechos de lutitas, ordenándose en secuencias granodrecientes que se interpretan como de colmatación y emersión en áreas palustre-lacustres carbonatadas, con extensos márgenes en donde se sitúa una extensa llanura lútica.

Puntualmente, aparecen depósitos evaporíticos (Barranco de los Degollados) constituidos por calizas micríticas brechificadas con cristales de reemplazamiento de anhidrita, lutitas y yesos nodulares con texturas en malla, y cuya ordenación secuencial permite interpretar como crecimientos evaporíticos dentro del sedimento en ambiente de sebkha continental.

El análisis de estos sedimentos y de otras regiones cercanas (Valencia, Cuen-

ca) pone de manifiesto la distribución espacial y temporal de los ambientes sedimentarios que pasan de depósitos de sebkha costera, marismas y pantanos costeros durante el Campaniense, a ambientes palustre-lacustres durante el Maastrichtiense pudiendo continuar durante el Maastrichtiense-Paleoceno con sedimentación fluvio-lacustre.

REFERENCIAS

- Alonso, A.; Floquet, M.; Mas, R.; Meléndez, A. (1983): *Geol. Mediterr.* t.X, nº 3-4, 361-367.
Alonso, A.; Floquet, M.; Mas, R.; Meléndez, A.; Meléndez, N.; Salomon, J.; Vadot, J. P. (1987): *Mem. Geol. Univ. Dijon*, nº 11, 91-102.
Almunia, A.; Arqued, V.; Meléndez, A. (1985): *Trabajos Geol. Univ. Oviedo*, 15, 159-167.
Floquet, M.; Meléndez, A. (1983): *Cuad. Geol. Ibérica*, 8, 237-257.

UPPERMOST CRETACEOUS AND PALAEOGENE FLUVIO-LACUSTRINE BASINS IN THE NORTHERN IBERIAN RANGES (SPAIN)

Jean-Paul Vadot, Marc Floquet* et Jean Salomon*

* Centre Sciences de la Terre et U.R.A. nº 157, Université de Bourgogne 6, Bd Gabriel 21100 Dijon (France).

Abstract of the paper submitted to the IGCP 219 project «Comparative Lacustrine Sedimentology in Space and Time» by Vadot *et al.* (1989).

Continental deposits are visible on the south border of the Northernmost Iberian Ranges of Spain: they belonged to the both Santo Domingo de Silos and Arganza-Talveila Basins. They are composed of clays, sands and conglomerates of fluvial environments as well of carbonates of lacustro-palustrine and sebkha environments. Their age is Maastrichtian to Cuiso-Lutetian according to biostratigraphical data such dinosaurs remains (Lapparent *et al.*, 1957), to biostratigraphical data such dinosaurs remains (Lapparent *et al.*, 1957), malacofauna, ostracods, charophytes (Vadot, 1989). These deposits form the Santibañez del Val Formation *sensu* Floquet *et al.* (1982).

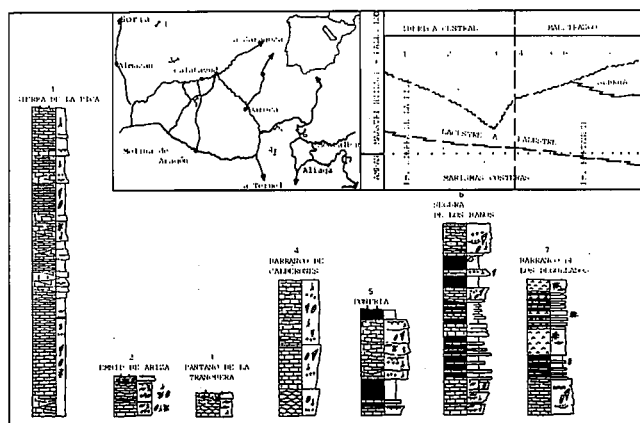
In the Santo Domingo de Silos Basin, the Santibañez del Val Formation, of about 500 m thick, is organized in 4 depositional megasequences (Floquet *et al.*, 1985). Each of them is composed of a thick and terrigenous lower term and of a thin and carbonated upper term. The terrigenous terms appear clearly to be coarser and to be arranged in more important sedimentary bodies from the first to the fourth megasequence. The carbonated terms show also a general evolution. In the first megasequence carbonates of shallow and temporally exundated lakes prevailed (Alonso *et al.*, 1987; Vadot, 1989). In the third and fourth megasequence carbonates of long-lasting exundated marshy borders ruled. The dolomitic limestones of the second megasequence reveal sebkha environments under marine influence, probably

related to a transgression known in the Northern Castilian and Cantabrian Platform during Dano-Montian (Floquet, 1989).

The coarsening upward and the more distinct organization of the terrigenous deposits on the one hand, the upward prevalence of the palustrine carbonates over the lacustrine ones on the other hand, should have resulted from tectonic uplifts which increased the continental character of the Santo Domingo de Silos Basin between the first megasequence (Maastrichtian) and the fourth megasequence (Lutetian) (Vadot, 1989).

In the Arganza-Talveila Basin, the Santibañez del Val Formation does not exceed 250 m of thickness. Only the first megasequence (Maastrichtian) is undoubtedly recognizable. The carbonated term prevails. It reveals shallow lacustrine and palustrine environments with frequent exundations. The rest of the formation is entirely terrigenous (Lower Tertiary). It is composed of argillaceous sands and sands with intercalated coarse conglomerates. It is representative of a fluvial environment, proximal in comparison with those of the Santo Domingo de Silos Basin.

In both basins, it seems that the terrigenous deposits and the fluvial environments were well developed when the Northern Castilian and Cantabrian marine platform was affected by regressions (Floquet, 1989). Both facts were probably related to absolute or relative



sea level falls as well to tectonic uplifts which were more and more perceptible from Maastrichtian until Lutetian. On the contrary, it seems that the setting up of the lakes and marshes with carbonated deposits was related to aggradations due to damming of the fluvial outlets at the time of absolute or relative sea level rises known on the marine platform.

REFERENCES

Alonso, A.; Floquet, M.; Mas, R.; Meléndez, A.; Meléndez, N.; Salomon, J. and Vadot, J. P. (1987): *Mém. géol. Univ. Dijon*, 11, 91-102.
 Floquet, M.; Alonso, A. and Meléndez, A. (1982): Cameros-Castilla. El Cretácico superior. In «El Cretácico de España». Univ. Complutense, Madrid, 387-456.

Floquet, M.; Salomon, J. and Vadot, J. P. (1985): *Abstracts 6th Eur. Reg. Meet. Sedimentology* I.A.S., Rosell, J., Remacha, E. and Zamorano, M. Ed., Lleida, 566-569.

Floquet, M. (1989): La plate-forme nord-castillane au Crétacé supérieur (Espagne). Arrière-pays ibérique de la marge passive basco-cantabrique. *Sédimentation et vie. Thèse d'Etat Univ. Bourgogne, Dijon* (sous presse).

Lapparent, A. F. de, Quintero, I. and Tricalinos, E. (1957): *Notas y comm. I.G.M.E.*, 45, 61-63.

Vadot, J. P. (1989): Bassins fluvio-lacustres au Crétacé final et au Paléogène dans les chaînes ibériques septentrionales (Espagne). *Thèse Nouveau Doctorat Univ. Bourgogne, Dijon* (sous presse).

Vadot, J. P.; Floquet, M. and Salomon, J. (1989): *In prep.*; I.C.C.P. 219, *Global Lacustrine Inventory Guidelines. Comparative Lacustrine Sedimentology in Space and Time.*

LAS CUENCAS ALUVIO-LACUSTRES DEL MALM DE LA PARTE OCCIDENTAL DE LA REGION VASCO-CANTABRICA: FACIES Y SIGNIFICADO TECTOESTRATIGRAFICO (*)

V. Pujalte y S. Robles*

* Dpto. Estratigrafía, Geodinámica y Paleontología. Universidad del País Vasco. Apartado 644. 48080 Bilbao.

Tras el cese de la sedimentación marina a finales del Dogger, se crearon en la parte occidental de la Región Vasco-Cantábrica dos cuencas aluvio-lacustres de régimen endorreico, cuyo relleno tuvo lugar durante el Malm y, quizás, el Berriasiense (fig. 1). Aunque de dimensiones muy diferentes (C. de Aguilar de Campoo: 2.000 km²; C. de Lafuente: 100 km²), estas cuencas contenían sistemas sedimentarios parecidos, con abanicos aluviales marginales con predominio de facies de desbordamiento y una zona lacustre muy somera. En ambos casos, las facies lacustres están representadas mayoritariamente por calizas estratificadas en bancos métricos, ricas en charofitas y ostracodos de agua dulce, y generalmente micríticas. Son también frecuentes las calizas algales, sobre todo pisolíticas. En la Cuenca de Aguilar se han cortado además intercalaciones evaporíticas en varios sondeos. Las áreas lacustres respectivas experimentaron importantes y repetidas expansiones y contracciones, como respuesta a factores climáticos y/o tectónicos, siendo abundantes las pruebas de exposición subaérea del fondo del lago, incluso en partes relativamente internas de las cuencas. Todo ello apunta hacia un modelo general con características de «playa-lake».

El origen y la propia ubicación geográfica de ambas cuencas estuvo determinado por la actuación sinsedimentaria de importantes líneas de fractura tardihercínicas (fig. 1), reactivadas al comienzo del «rifting» en el Golfo de Vizcaya. Las cuencas aluvio-lacustres examinadas constituyen el registro de una primera y distintiva etapa del proceso de «rifting». Concretamente, delimitan el intervalo de tiempo en el que se produjo la evolución paleogeográfica desde las extensas plataformas carbonatadas marinas del Lías y el Dogger al dispositivo de altos y surcos, con sedimentación fluvio-marina, del Cretácico inferior.

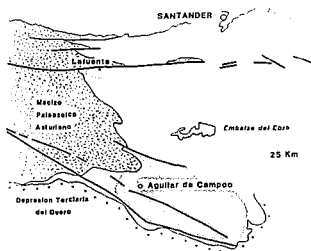


Fig. 1.—Situación de las cuencas discutidas en el texto (área tramada con puntos). Notar la relación con líneas de fractura tardihercínicas (en trazo grueso).

(*) Contribución al Proyecto X-86.053, financiado por el Gobierno Vasco.

LA SEDIMENTACION LACUSTRE EN EL CONTEXTO DISTENSIVO DEL MIOCENO SUPERIOR EN EL AREA PREBETICA (SE PENINSULAR)

J. P. Calvo Sorando*, E. Elizaga**

* Dpto. Petrología. Fac. C. Geológicas. Univ. Complutense. 28040 Madrid.
 ** I.T.G.E., Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

Durante el Mioceno superior tiene lugar en el área Prebética la instalación de una serie de cuencas, generalmente de dimensiones reducidas, favorecidas por el contexto distensivo intra-Tortonense. Gran parte de estas cuencas (Las Minas de Hellín, Cenajo, Socovos...) se sitúan adyacentes al frente de cabalgamiento subbético, mientras otras (p.e., Híjar) aparecen en áreas más alejadas dentro del Prebético (Calvo et al., 1978).

A pesar de su magnitud reducida, las cuencas neógenas acumularon un considerable espesor de sedimentos (potencias entre 300 y 600 m) de carácter predominantemente lacustre, aunque evidencias puntuales muestran biota de afinidad marina en los niveles más inferiores del relleno de alguna de las cuencas (Foucault et al., 1987). El análisis de las sucesiones lacustres en cuencas como Las Minas o Cenajo pone de manifiesto la existencia de dos unidades deposicionales separadas por una discordancia, que es atribuida a un evento sísmico mayor directamente relacionado con procesos de extrusión volcánica (Elizaga y Calvo, 1988). Dicho evento coincide con una nueva etapa distensiva que queda reflejada en una expansión de los sistemas lacustres previamente conformados.

La sedimentación lacustre es en su mayor parte de carácter carbonatado, aunque en muchos casos el relleno de las cuencas comienza con un episodio de sedimentación aluvial, reconociéndose tanto facies de abanico deltaico como facies fluviales algo más organizadas. Asimismo, en las cuencas más meridionales se reconoce un episodio de carácter netamente evaporítico con deposición de yeso, al que se asocia azufre diagenético. Los sedimentos carbonatados dan lugar, en general, a sucesiones homogéneas de niveles tabulares, con estructura interna laminada a meso y/o microescala.

Los carbonatos asociados a evaporitas

son fundamentalmente de composición dolomítica, con valores isotópicos $\gamma^{18}O$ elevados y valores $\gamma^{13}C$ bastante negativos (Bellanca et al., 1989), indicativos de aguas sometidas a evaporación intensa y procesos de oxidación microbiana de materia orgánica y/o reducción de sulfatos. Los carbonatos depositados en estadios lacustres más diluidos están compuestos por calcita pobre en magnesio y, en parte, por aragonito. Asociadas a estas últimas facies aparecen niveles muy ricos en diatomeas que son activamente explotados en este área. Las diatomeas son esencialmente planctónicas y su acumulación dio lugar a lechos finamente laminados (varvas o laminitas). Niveles de «oil shales» son reconocibles tanto en asociación con estos depósitos como entre depósitos evaporíticos.

Dejando a un lado los episodios de inicio de relleno de las cuencas o los episodios más netamente evaporíticos, la mayor parte del registro sedimentario corresponde a un sistema lacustre moderadamente profundo con desarrollo y estabilización de la estratificación dentro de la masa de agua, hecho éste responsable de la preservación de abundante materia orgánica, en gran parte arrastrada por corrientes de turbidez hacia las partes más centrales de los complejos lacustres (E. Elizaga, en preparación).

REFERENCIAS

Bellanca, A.; Calvo, J. P.; Censi, P.; Elizaga, E. y Neri, R. (1989): *Jour. Sed. Petrol.*, 59, 45-52.
 Calvo, J. P.; Elizaga, E.; López, N.; Robles, F. y Usera, J. (1978): *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 89, 9-28.
 Elizaga, E. (en preparación): Análisis de facies sedimentarias y petrología de los depósitos lacustres de edad Neógeno superior de la zona Prebética. Tesis Doctoral. Univ. Complutense.
 Elizaga, E. y Calvo, J. P. (1988): *Bol. Inst. Geol. Min. España*, 99, 3-12.
 Foucault, A.; Calvo, J. P.; Elizaga, E.; Rouchy, J. M. y Sevant-Vildary, S. (1987): *C.R. Acad. Sci. París*, 305, 1163-1166.

SECUENCIAS DEPOSICIONALES LACUSTRES EN LAS CUENCAS CRETACICAS DE LA CORDILLERA IBERICA

N. Meléndez*, A. Alonso* y J. R. Mas*

* Departamento de Estratigrafía. Facultad de Geología. 28040 Madrid.

En la Cordillera Ibérica, durante el Jurásico terminal y el Cretácico se desarrollaron importantes episodios lacus-

tres en relación con cinco acontecimientos tectónicos.

Los depósitos lacustres fueron una

característica relevante en cada una de las cinco secuencias deposicionales (SD) que se corresponden con estos acontecimientos tectónicos ya mencionados (fig. 1).

EDAD	CORDILLERA IBERICA (s.l.)	
	CUENCA DE CAMEROS	CUENCA IBERICA (S.S.)
MAASTRICHIENSE		
CAMPANIENSE		
SANTONIENSE	5º S.D.	
CONIACIENSE		
TURONIENSE		
CENOMANIENSE		
ALBIENSE		
APTIENSE	4º S.D.	4º S.D.
BARREMIENSE		5º S.D.
HAUTERIENSE		
VALANGINIENSE		
BERRIASIENSE	1º S.D.	
PORTLANDIENSE		
KIMMERIDIENSE		

Fig. 1.—De todas las secuencias deposicionales del Jurásico superior-Cretácico de la Cordillera Ibérica (s.l.), únicamente se indican aquellas que contienen sedimentación lacustre (rayado).

1.ª SD.—Kimmeridgiense superior-Berriasiense

Se encuentra solamente en la Cuenca de Cameros, la cual ha sido interpretada como una cuenca de «pull apart» (Giraud y Seguret, 1985) en relación con el juego de dos importantes desgarres (Logroño y Soria) orientados en dirección NE-SW.

Esta primera SD se puede dividir en dos ciclos, empezando cada uno de ellos con depósitos clásticos gruesos y terminando con facies lacustres carbonáticas. Los lagos fueron someros y con importantes áreas palustres asociadas; en el caso del segundo ciclo serían sistemas de playas («playa-lake») dada la presencia destacable de evaporitas (Salomon, 1982).

2.ª SD.—Valanginiense-Hauteriense

Los episodios lacustres se dan sólo en la Cuenca de Cameros. El marco tectónico fue el mismo que para la secuencia descrita anteriormente, aunque la localización depocentral cambió desplazándose hacia el Norte (Giraud, 1983).

Se distingue sólo un ciclo siliciclástico-carbonático lacustre. Pueden estudiarse dos tipos diferentes de lagos: uno de aguas claras (calizas puras), situado hacia la base del ciclo y que se relaciona con abanicos aluviales relativamente pequeños y otro de aguas turbias (calizas arcillosas y margas) que se localizaba en las partes distales de llanuras aluviales.

3.ª SD.—Barremiense

Está representada solamente en el sector oriental de la Cordillera Ibérica. En la Cuenca Ibérica, durante la fase temprana («rifting») del desarrollo del Aulacógeno Ibérico (Alvaro *et al.*, 1979) en su segunda fase o reactivación cretácica (Vilas *et al.*, 1983) se desarrollaron surcos estrechos y alargados con orientación NW-SE. Durante esta etapa se desarrollaron importantes cuerpos carbonáticos, caracterizados por depósitos lacustres y palustres, así como ocasionalmente marismas relacionadas con llanuras costeras (Mas, 1981; Mas *et al.*, 1982; Meléndez, 1983).

4.ª SD.—Barremiense-Aptiense

Esta se puede identificar tanto en la Cuenca de Cameros como en la Cuenca Ibérica, aunque con secuencias de características distintas.

En la Cuenca Ibérica representa el ensanchamiento de la cuenca (Mas *et al.*, 1982), y en la Sierra de los Cameros, la modificación de las líneas estructurales y del comportamiento tectónico de la cuenca (Salomon, 1982).

En ambos casos las características lacustres estuvieron, fundamentalmente, relacionadas con pequeños lagos situados en llanuras aluviales, que en el caso de la Cuenca Ibérica presentaban influencia marina (Mas, 1981).

5.ª SD.—Senoniense Superior

La importante regresión que tuvo lugar durante el Maastrichtiense, junto con los fenómenos compresivos que comenzaron más o menos hacia el límite Campaniense-Maastrichtiense produjeron una serie de cuencas pequeñas y aisladas que se rellenaron con depósitos continentales, principalmente de origen fluvio-lacustre (Alonso *et al.*, 1987).

REFERENCIAS

Alonso, A.; Floquet, M.; Mas, J. R.; Meléndez, A.; Meléndez, N.; Salomon, J.; Vadot, J. P. (1987): *Geol. de L'Université Dijon*, 11, 91-102.
 Alvaro, M.; Capote, R. and Vegas, R. (1979): *Acta Geol. Hispánica. Homen. a Ll. Solé i Sabaris*, 4, 172-177.
 Giraud, M. (1983): Evolution Tectono-sédimentaire du Bassin Wealdien (Crétacé inférieur) en relais de décrochements de Logroño-Soria (N.W. Espagne). (unpubl. 3eme cycle Thesis): Montpellier, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, 183 p.
 Giraud, M. and Seguret, M. (1985): In: K.T. Biddle and N. Christie-Blick (Editors), Strike-Slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation. *Soc. Econ. Pal. and Miner. Spec. Publ.*, 37, 159-175.
 Mas, J. R. (1981): El Cretácico inferior de la región noroccidental de la provincia de Valencia. *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías*, 8, 408 p. Madrid.

Mas, J. R.; Alonso, A. and Meléndez, N. (1982): *Cuadernos de Geol. Ibérica*, 8, 309-335. Madrid.
 Meléndez, N. (1983): El Cretácico de la región de Cañete-Rincón de Ademuz (provincias de Cuenca y Valencia). *Seminarios de Estratigrafía. Serie Monografías*, 9, 242 p. Madrid.

Salomon, J. (1982): En: El cretácico de España. Univ. Complut., Madrid, 345-377.

Vilas, L.; Alonso, A.; Arias, C.; García, A.; Mas, J. R.; Rincón, R. y Meléndez, N. (1983): *Zitteliana*, 10, 245-245. München.

CARACTERIZACION ESTRATIGRAFICA Y EVOLUCION DE LOS DEPOSITOS LACUSTRES EN LA CUENCA DE GUADIX. CORDILLERAS BETICAS

J. M. Soria Mingorance*, J. M. García Aguilar*, J. Fernández Martínez**

* I.T.G.E. Ríos Rosas, 23. 28003 Madrid.

** Dpto. Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencias. 18071 Granada.

Las recientes investigaciones sobre el relleno continental de la Cuenca de Guadix han permitido separar cuatro grandes unidades estratigráficas, separadas por cambios en los ambientes sedimentarios, variaciones en la procedencia de los aportes o por diferencias en su contexto tectónico. En todas ellas disponemos de registros de sedimentación lacustre, objetivo fundamental de esta síntesis.

La unidad más inferior: *Unidad Basal*, representa el primer episodio de sedimentación continental tras la definitiva retirada del mar en el Tortonense Superior. Esta Unidad constituye un complejo sistema sedimentario en el que evolucionan lateralmente facies desde abanico aluvial hasta zonas de «playa lake». En la bibliografía se le conoce como «Abanico de Villanueva» (Fernández y Soria, 1988) y los depósitos lacustres presentan tanto

facies evaporíticas típicas de lagos efímeros distales, como facies detríticas típicas de lagos más estables en episodios de expansión. La edad de esta unidad abarcaría desde el Turoliense Medio-Superior hasta el Plioceno basal, y como rasgo significativo conviene señalar la dominante procedencia Subbética de sus aportes.

La *Unidad II*, en tránsito gradual vertical con la Unidad Basal, coincide con la parte inferior de la Formación Gorafe-Huélogo (Vera, 1970). Esta Unidad presenta facies carbonatadas y en menor proporción terrígenas, organizadas en secuencias expansivas y retractivas (Arribas *et al.*, 1986). Como caracteres más singulares destacan, de un lado la influencia sedimentaria del accidente de Cádiz-Alicante (Sanz de Galdeano, 1983) y de otro la primera aparición en volúmenes importantes, de elementos detríticos de procedencia Bética (Zonas In-

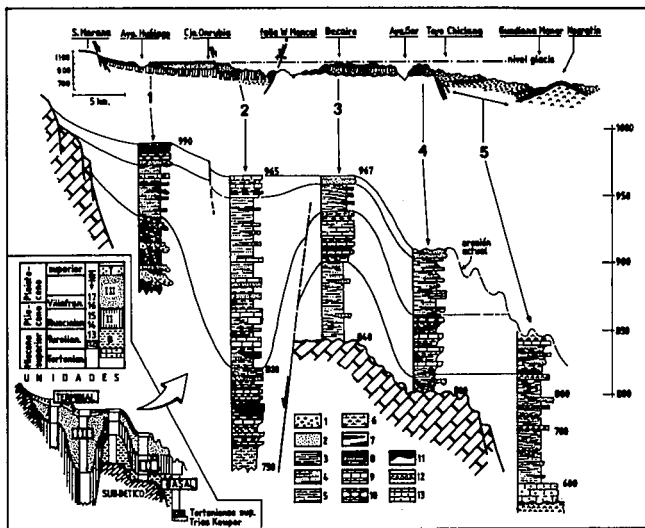


Fig. 1.—Esquema de distribución de unidades continentales y principales sucesiones con términos lacustres en la Cuenca de Guadix. Leyenda: 1. Conglomerados; 2. Arenas; 3. Lutitas; 4. Areniscas cementadas; 5. Calcilitas; 6. Margas; 7. Margas carbonosas y lignitos; 8. Margocalizas; 9. Calizas masivas; 10. Calizas nodulosas; 11. Cuerpos lenticulares de oncolitos; 12. Evaporitas; 13. Calcarenitas bioclásticas marinas.

ternas) dentro de las facies lacustres. La edad de esta Unidad es fundamentalmente Plioceno, desde la Zona 14 Mein hasta el tránsito Plioceno-Pleistoceno.

La *Unidad III*, que coincide con la parte superior de la Formación de Cora-fé-Huélago presenta facies carbonatadas con una mayor contaminación, en relación con la anterior, de terrígenos de procedencia meridional (Sierra Nevada). Este fuerte incremento de detríticos en el lago, que llevó a modificar sustancialmente las características de la sedimentación, es el carácter distintivo de esta Unidad respecto a la anterior. Su edad comprende desde el tránsito Plioceno-Pleistoceno hasta el Pleistoceno medio. Por último tenemos la *Unidad Terminal*, donde el dispositivo sedimentario

dominante corresponde a un sistema de «braided plain». Las áreas de sedimentación lacustre, aisladas y de proporciones muy pequeñas, presentan facies mixtas detrítico-carbonatadas. La edad de esta Unidad abarca desde el tránsito Pleistoceno Medio-Superior hasta el Pleistoceno Superior indeterminado.

REFERENCIAS

Arribas, M. E. et al. (1986): *Acta Geol. Hispánica* (en prensa).
 Fernández, J. y Soria, J. M. (1986): *Acta Geol. Hispánica* (en prensa).
 Sanz de Galdeano, C. (1983): *Estudios Geol.*, 39, 157-165.
 Vera, J. A. (1970): *Bol. Geol. Min.*, 81, 429-462.

SISTEMAS LACUSTRES CENOZOICOS EN LA CUENCA DE MADRID

A. M. Alonso*, J. P. Calvo*, M. A. García del Cura*, M. Hoyos**, S. Ordóñez y E. San Montero*

* Dpto. Petrología. Facultad de Geología. 28040 Madrid.
 ** M.N.C.N. José Gutiérrez Abascal, 7. 28003 Madrid.

La Cuenca de Madrid es una de las tres grandes cuencas terciarias continentales de la Península Ibérica. Constituye una cuenca intracratónica de forma triangular, que se formó como resultado de los empujes alpinos (SW, NW) contra el Macizo Hespérico. Aunque los datos faunísticos son un tanto dispersos, la cuenca debió estar por completo definida hacia el Eoceno medio, evolucionando sus bordes de forma diferencial a lo largo de todo el Terciario (Calvo et al., 1989). Todo ello condicionó el depósito de entre 2.000 m (valores medios) y 3.500 m (valores máximos) de sedimentos terciarios, con un notable volumen de materiales evaporíticos durante la mayor parte del Paleógeno y el Mioceno inferior.

Las sucesiones miocenas (unos 600 m de espesor) se articulan en tres unidades tectosedimentarias mayores: Unidad Inferior o Salina, Intermedia y Superior (Junco y Calvo, 1983). Tanto las Unidades Inferior como Intermedia presentan una distribución de sedimentos de carácter centrípeto, con franjas de sistemas aluviales marginales (arcósicos o litareníticos según el borde de cuenca) que se interdigitan de forma rápida con secuencias lacustres, o bien, evolucionan a complejos fluviales de extensión considerable. La Unidad Salina consiste en un apilamiento de depósitos evaporíticos lacustres formados por anhidrita, magnetita, halita, glauberita, polihalita, arcillas y, hacia la parte superior thenardita (García del Cura et al., 1979 y García del Cura et al., 1986). Tanto glauberita como thenardita son activamente explotadas.

La sedimentación de estos depósitos evaporíticos tuvo lugar en un lago salino de carácter perenne, con formación de cuerpos de agua más restringidos hacia el techo de la Unidad.

Los sedimentos depositados durante gran parte del Aragoniense (medio y superior) y el Vallesiense inferior son predominantemente carbonáticos y, en algunas zonas de la cuenca, yesíferos, reflejando, en conjunto un carácter menos salino que los depósitos infrayacentes. Las facies marginales, en particular en los sectores occidentales de la cuenca, contienen acumulaciones importantes de sepiolita y «bentonita» y reflejan oscilaciones notables en el nivel de agua del lago. El sistema lacustre en el que tuvo lugar el depósito de la Unidad Intermedia del Mioceno debió corresponder a un lago perenne relativamente diluido. Durante la fase final del depósito de esta unidad se evidencia la instalación de lagos someros, pero con aguas de carácter netamente dulce, principalmente en el sector NE de la Cuenca.

La Unidad Superior se dispone en neta discordancia erosiva, resaltada por paleocarstificación, sobre los depósitos anteriores. Su dispositivo deposicional corresponde a un complejo fluvio-lacustre dominado por facies carbonáticas de agua dulce.

El esquema tectosedimentario deducible de la evolución vertical de los sistemas lacustres, así como de los sistemas deposicionales asociados presenta una buena correlación con la sucesión de eventos tectónicos deducibles del análisis

estructural de los márgenes de la cuenca.

BIBLIOGRAFIA

Calvo, J. P.; Alonso-Zarza, A. M. y García del Cura, M. A. (1989): *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 70 (en prensa).

García del Cura, M. A.; Ordóñez, S. y López-Aguayo, F. (1979): *Estudios Geol.*, 35, 325-339.

García del Cura, M. A.; Ordóñez, S. y Calvo, J. P. (1986): *Bol. Soc. Esp. Miner.*, 9, 329-338.

Junco, F. y Calvo, J. P. (1983): En: *Geología de España II*, IGME, 534-543.

LOS SISTEMAS LACUSTRES TERCIARIOS DEL SECTOR LEVANTINO DE LA CORDILLERA IBERICA

C. de Santisteban* y F. Ruiz-Sánchez*

* Departament de Geologia. Universitat de Valencia. Avda. Dr. Moliner, 50. 46100 Burjassot (València).

El Terciario del sector ibérico de la provincia de Valencia se caracteriza por estar formado en su mayor parte por depósitos continentales. Entre éstos se han identificado varias unidades que presentan rasgos de haber sido sedimentadas en el ambiente lacustre.

En el contexto de la evolución de la sedimentación continental del sector levantino de la Cordillera Ibérica pueden diferenciarse dos fases. La primera comprende el intervalo que va desde el Paleoceno al Mioceno inferior-medio y la segunda incluye el Mioceno superior.

Los depósitos del Paleoceno al Mioceno inferior-medio son pre y sintectónicos en relación con el desarrollo del plegamiento alpino en este área. Fueron sedimentados en un conjunto de depresiones intramontañosas controladas estructural y dinámicamente por fracturas distensivas de dirección NE-SW y E-W. Estas cuencas estuvieron emplazadas entre cinco grandes bloques de materiales mesozoicos (Chera, Sierra de Malacara, Sierra de Dos Aguas, Muela de Cortes de Pallás y Enguera), los cuales han tenido un comportamiento rotacional desde el Paleoceno hasta el Mioceno medio (de Santisteban y Brito, 1988 a). Esta evolución rotacional de los bloques ha ocasionado la traslación horizontal de ambos márgenes de cada una de las cuencas según un movimiento dextrorso. Ello se manifiesta en los sedimentos terciarios, en la disposición solapante expansiva y traslapante retractiva de los sistemas de conglomerados aluviales de márgenes opuestos de la cuenca, correspondientes cada una de ellas a zonas de distensión (solape expansivo) y compresión (traslape retractivo).

Los depósitos terciarios contienen asociaciones de facies aluviales y lacustres, las cuales tienen diferente localización espacial a lo largo del tiempo en función del desplazamiento del centro de sedimentación. La secuencia modelo de materiales de estas cuencas es muy similar. Se caracteriza por su simetría, con facies pelíticas y carbonáticas limitadas en su techo y base por facies conglomeráticas. Los conglomerados de la base son depósitos de abanico aluvial. Presentan sus mayores espesores en los márgenes de la cuenca y están afectados por discordancias angulares o intraformacionales. Los depósitos pelíticos y carbonáticos se hallan dispuestos de forma transicional o discordantes sobre los conglomerados de la base. Sus asociaciones de facies han sido interpretadas como formadas en un ambiente lacustre somero. Los conglomerados presentes en el techo de la secuencia son depósitos aluviales solapantes, en disposición subhorizontal, sobre los relieves erosivos del substrato mesozoico.

Los depósitos lacustres del Mioceno superior consisten en 60 metros de calizas de origen orgánico, formadas en ambientes permanentes de agua dulce (de Santisteban y Brito, 1988 b). Estas calizas se extienden por grandes áreas de la llanura costera de Valencia y hacia el interior recubren discordantemente a los materiales continentales del Paleoceno - Mioceno inferior-medio.

de Santisteban, C. y Brito, J. M. (1988 a): // *Congr. Geol. Esp. SGE, Granada*, Simp., 145-152.
 de Santisteban, C.; Brito, J. y Usera, J. (1988 b): *Stud. Geol. Salmant. Univ. Salamanca*, 25, 169-180.

SISTEMAS DEPOSICIONALES LACUSTRES PALEOGENOS EN EL SECTOR ORIENTAL DE LA CUENCA DEL EBRO

P. Anadón*, LI. Cabrera**, B. Colldeforns*** y A. Sáez**

* Instituto Geológico «Jaume Almera». C.S.I.C. Barcelona.
 ** Dpto. Geología Dinámica. Facultad Geología. Universidad de Barcelona.
 *** Facultad de Farmacia. Universidad de Barcelona.

El desarrollo de las sucesivas cuencas de antepaís surpirenaicas culminó entre el Eoceno superior y el Oligoceno inferior, con la configuración final de la cuenca del Ebro como una cuenca continental esencialmente endorreica. En los sectores orientales de la cuenca, desde el Eoceno medio al Oligoceno superior-Aquitaniense se formaron y evolucionaron varios sistemas lacustres: Sistemas lacustres del Grupo Pontils-Cornudella (Eoceno medio), Sistema de Barbastro (Eoceno superior), Sistemas de La Segarra (Eoceno superior-Oligoceno superior) y Sistema de Los Monegros (Oligoceno-Mioceno inferior).

A lo largo del lapso de tiempo considerado pueden establecerse las siguientes pautas de evolución general:

1. Los principales depocentros lacustres se fueron desplazando hacia el S y SW debido a la influencia del emplazamiento sucesivo de los mantos surpirenaicos. Estos dieron lugar a la subsidencia y condicionaron la evolución de sistemas aluviales que limitaron y restringieron los sistemas lacustres.

2. Fueron frecuentes las condiciones de sedimentación evaporítica en «sebkhas» continentales y/o transicionales que dieron lugar a la formación de potentes sucesiones de yesos y anhidritas (Sistema de Barbastro y numerosos episodios evaporíticos en los restantes sistemas).

Cuando las condiciones de persistencia y profundidad de la lámina de agua y la restricción o desplazamiento de los aportes terrígenos lo permitían, se generaron importantes depocentros carbonatados. La deposición de carbonatos estuvo estrechamente relacionada con el desarrollo de asociaciones de organismos límnicos. Tanto la sedimentación evaporítica como la carbonatada se vieron favorecidas por la composición litológica de las áreas fuente.

3. Los sistemas lacustres fueron predominantemente someros, aunque en determinados sectores la lámina de agua estuvo estratificada. Por otra parte, el carácter endorreico de los sistemas los hizo especialmente sensibles a cambios fisiográficos y/o paleoclimáticos menores. Ello se reflejó tanto en la variación de las lito y biofacies dominantes como en las fuertes oscilaciones del nivel de base.

4. Las condiciones hidrodinámicas y las características hidroquímicas de estos sistemas fue muy diversa. Si bien, en la mayor parte de los casos, las faunas de gasterópodos y ostrácodos sugieren unas condiciones de agua dulce, en otros, las características de las facies y la presencia de algunos organismos thalasoideos (bivalvos y gasterópodos) sugieren el desarrollo de lagos con cierta salinidad y características hidroquímicas peculiares.

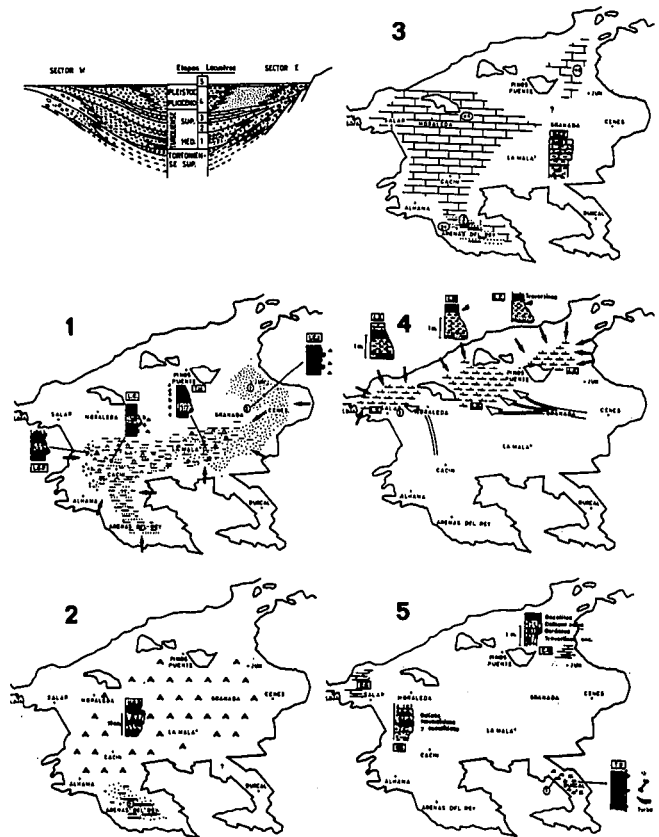


Fig. 1.—Evolución de los depósitos lacustres en la cuenca de Granada. El esquema superior izquierdo muestra simplificada las relaciones de todos los conjuntos continentales y del último episodio marino en la cuenca. Los restantes esquemas representan la distribución de facies lacustres, a partir de los afloramientos disponibles, en las sucesivas etapas diferenciadas. Los números dentro de los esquemas señalan la ubicación de los yacimientos de vertebrados que han permitido datar la etapa lacustre. La clave de letras que acompaña a cada secuencia se refiere a los conjuntos litológicos mencionados en el texto.

CARACTERÍSTICAS DE LA SEDIMENTACION LACUSTRE EN LA CUENCA DE GRANADA (CORDILLERAS BÉTICAS)

J. M. Soria Mingorance*, J. Fernández Martínez**

* ITGE. Cristóbal Bordini, 35. 28003 Madrid

** Fac. de Ciencias. 18071 Granada

A partir de la continentalización de la Cuenca de Granada en el Tortonense Superior (Subzona de *G. Suteræ*), se pueden separar cinco unidades o etapas diferentes de sedimentación lacustre.

La más inferior o Etapa I, datada como Turoliense medio por Padial (1986) (Zona 12 de Mein, 1979), reposa en el centro de la cuenca de forma aparentemente concordante sobre los depósitos supuestamente marinos de la Unidad Evaporítica Inferior (Dabrio *et al.*, 1982). Esta etapa presenta facies mixtas detrítico-evaporíticas y agrupa a tres conjuntos de litofacies distintos: Las Lutitas de Caçín (LCP y LC), Turbiditas de La Malá (TM) y Limos de Cenes-Jun (LCJ).

La Etapa II, donde se sitúan yacimientos de la Zona 13 de Mein (Sector de Arenas del Rey), está representada fundamentalmente por depósitos evaporíticos organizados en secuencias de yesoluita propias de un lago salino somero bastante estable y extenso (LIES). El tránsito con la unidad infrayacente se produce de forma gradual.

La Etapa III (Zona 13 de Mein), también gradual con la anterior, se presenta en facies carbonatadas con secuencias características de somerización (MCP). De forma local aparecen sectores con sedimentación típicamente palustre, allí donde se ubican los yacimientos que han permitido datarla. Como rasgo significativo destaca la inestabilidad sinsedimentaria que ha provocado la aparición de abundantes cambios laterales de facies y otros fenómenos de resedimentación (brechas calcáreas).

La Etapa IV, datada a su base por Estévez *et al.* (1982) como Turoliense terminal, representa una serie de tres lagos restringidos a polos subsidentes en el borde Norte de la Cuenca (LS, LB y LC), donde las facies dominantes son detrítico carbonatadas. Una importante ruptura sedimentaria separa esta etapa de la anterior, y refleja una brusca migración de los depocentros al borde Norte (Fernández y Soria, 1986), allí donde se localiza el Accidente Cádiz-Alicante (Sanz de Galdeano, 1983).

Por último, tenemos la Etapa V o Unidad Terminal (Pleistoceno Superior), donde también se puede situar una ruptura basal. Esta etapa presenta facies carbonatadas oncolíticas y travertínicas (CS y CN) y facies típicamente palustres en la subcuenca del Padul (TP). En conjunto refleja una fuerte reactivación de los sistemas de drenaje en la Cuenca (Soria y Fernández, 1988).

REFERENCIAS

- Dabrio, C. *et al.* (1982): *Bull. Soc. Geol. France*, 24, 4, 705-710.
 Estévez, A. *et al.* (1982): *C.R. Acad. Sc. Paris*, 294, 1187-1190.
 Fernández, J. y Soria, J. M. (1986): *Acta Geológica Hispánica*. [En prensa].
 Padial, J. (1986): *Tesis*. Universidad de Granada.
 Sanz de Galdeano, C. (1983): *Estudios Geol.*, 39, 157-165.
 Soria, J. M. y Fernández, J. (1988): *II Congreso Español de Geología, Simpos.*, 501-508.

SISTEMAS LACUSTRES EVAPORITICOS DEL TERCIARIO DE LA CUENCA DEL EBRO*

F. Ortí, J. M.^a Salvany, L. Rosell y M. Inglés

Departamento de Geoquímica, Petrología y Prospección Geológica. Univ. Barcelona

El Terciario continental de la cuenca del Ebro presenta una importante sedimentación evaporítica, siempre de ambientes muy someros, distribuida principalmente entre el Eoceno y el Mioceno superior (fig. 1). Utrilla (1989) ha demostrado la procedencia triásica de los sulfa-

tos de todas estas formaciones, por el mecanismo de reciclaje.

Básicamente pueden distinguirse dos grupos de ambientes evaporíticos: a) pequeños cuerpos lacustres sulfatados; y b) grandes cuerpos lacustres de alta concentración.

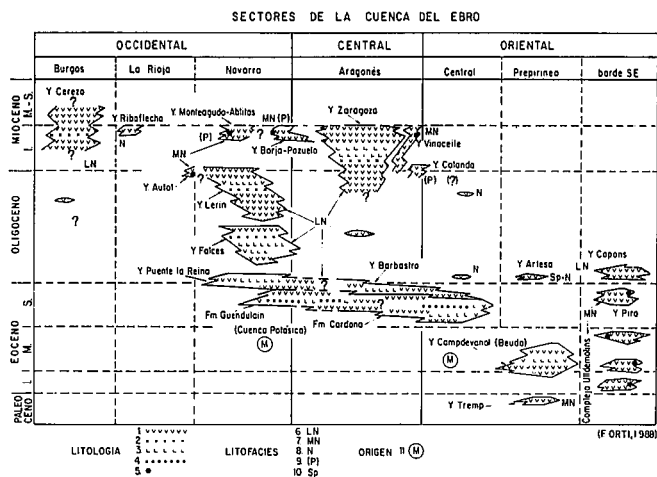


Fig. 1.—Principales formaciones evaporíticas del Terciario de la Cuenca del Ebro (modificado de Ortí, 1988, fig. 5). 1.—Sulfato cálcico; 2.—Sulfatos sódico-cálcicos; 3.—Cloruro sódico; 4.—Cloruros potásico-magnésicos; 5.—Nódulos de sílex; 6.—Laminada y Nodular; 7.—Microlenticular y Nodular; 8.—Nodular; 9.—Yeso primario preservado; 10.—Yeso selenítico pseudomórfico; 11.—Evaporitas marinas (el resto de formaciones son de origen continental).

El primer grupo comprende a numerosas formaciones de pequeña dimensión y potencia sedimentaria del orden de las decenas de metros, que se sitúan periféricamente a la cuenca, a lo largo de su límite meridional. Son de edad eocena en el borde de los Catalánides, y de edad miocena en el borde de la Cordillera Ibérica. Yesos microlenticulares bioturbados, y meganódulos de anhídrita diagenética temprana son las facies evaporíticas más significativas de estos lagos someros, que muestran una íntima relación entre fases lacustres y de sabkha. La sílice nodular se encuentra asociada a estos sulfatos, definiendo un auténtico cinturón de sílex. Los yesos suelen ser relativamente ricos en Sr. Los momentos de mayor dilución se manifiestan por intercalaciones carbonosas y por el cambio lateral a carbonatos con carófitas y gasterópodos. La baja concentración de estos sistemas se manifiesta por la ausencia de sal u otros sulfatos que no sean únicamente cálcicos. Los yesos detríticos pueden ser frecuentes. Todos los yesos paleógenos se encuentran actualmente como yeso secundario. Localmente las arcillas presentan porcentajes significativos de esmectitas. (Litofacies MN, de la fig. 1).

El segundo grupo corresponde a cuerpos lacustres de enorme extensión geográfica y con potencias sedimentarias del orden de los centenares de metros. Alternan facies laminadas (de lago somero) y nodulares (de sabkha) y contienen en sus núcleos intercalaciones salinas

y/o de sulfatos sódico-cálcicos (glauberitas, thenarditas). Estas enormes formaciones (litofacies LN de la fig. 1) suelen estar muy empobrecidas en carbonatos y no presentan sílex, siendo relativamente bajo el contenido en Sr en sus sulfatos cálcicos.

Estos últimos se presentan siempre como anhídrita o yeso secundario. El contenido en esmectitas de las arcillas ligadas a estas facies evaporíticas parece inferior al de los cuerpos sulfatados, pudiendo ser prácticamente nulo. Ambos tipos de formaciones lacustres pueden presentarse totalmente independientes, o bien, localmente pueden pasar lateralmente entre sí. En tal caso, es posible observar un claro decrecimiento en el tamaño nodular de borde a centro de cuenca.

El modelo de facies evaporítico aquí descrito puede ser aplicable a otras cuencas terciarias de la Península Ibérica, y al menos parece válido para la de Calatayud.

REFERENCIAS

Utrilla, R. (1989): Tesis doctoral, Univ. Barcelona.
Ortí, F. (1988): *II Cong. Esp. Geología, Granada. Vol. Simposios*, 509-518.

* Trabajo realizado en el marco del proyecto CAICYT nº PB86-0049.

DINAMICA LACUSTRE DURANTE EL PLIOCENO EN LA CUENCA DE BAZA (GRANADA. SE. ESPAÑA)

F. J. Soria Rodríguez. APLITEG. Colonia San Sebastián, 10, 1.º A. Granada

Es amplia la información estratigráfica y complementaria que existe sobre la Cuenca de Baza (Vera, J. A., 1969 y 1970, Peña, J. A., 1979, Sebastián, E. M., 1979, Soria, F. J., 1987...), sin embargo, muy pocos trabajos han abordado el estudio de detalle de las facies lacustres. Según el último esquema estratigráfico establecido (Soria, F. J., 1988), se pueden diferenciar dos unidades con dominio de facies lacustres y palustres (2ª y 3ª unidades, Plioceno y Plio-pleistoceno respectivamente), que hacia el centro de cuenca homogeneizan bastante sus facies.

La segunda unidad, de la que trata este estudio, abarca las biozonas 14, 15 y 16, Rusciniense-Villafranesiense inferior (Agusti, J., 1984), es un conjunto margocalizo que presenta tres secuencias deposicionales tipo (sensu Fisher, W. L. y McGowen, J. H., 1967) en los márgenes de la cuenca:

SECUENCIA A que está formada por cuatro facies superpuestas que de base a techo son:

- Margas blancas y grisáceas, masivas con incremento de arcillas húmicas y niveles de lignito hacia el techo y con abundantes gasterópodos.
- Margas y margocalizas blancas con concreciones ferruginosas que le confieren tonos amarillentos.
- Travertinos en niveles discontinuos con muros y techos irregulares.
- Calizas nodulosas blancas y amarillentas, calizas con grietas de desecación y microkarstificaciones.

Esta secuencia muestra una evolución retractiva del lago con paso desde un medio pantanoso estable a otro de plataforma subedáfica con abundantes estructuras de exposición subaérea.

SECUENCIA B que consta de tres facies que de muro a techo son:

- Lutitas blancas y grises laminadas bastante homogéneas.
 - Margocalizas amarillentas masivas.
 - Calizas grises compactas con poros fenestrales, microkarstificación, abundantes oncolitos y estructuras algales.
- Al igual que la anterior esta secuencia corresponde a etapas retractivas del lago. Ambas secuencias corresponden al borde norte de la cuenca donde son dominantes y aún presentando frecuentes estructuras de exposición subaérea, la extensión vertical y continuidad de estas facies denota la existencia de un régimen lacustre bien establecido, si bien eran frecuentes las oscilaciones de nivel.

SECUENCIA C con tres facies características que son:

- A la base calcilitas blanquecinas y pardas con finos niveles de caliches, huellas de raíces y macrotúbulos con estructura interna concéntrica.
- Arenas finas grises y amarillas con laminaciones cruzadas alabeadas.
- Y a techo conglomerados de cantos inferiores a 4 cm y matriz arenosa, son facies Gms (Miall, 1977).

Esta secuencia que es dominante en el borde meridional de la cuenca presenta ciertos problemas de interpretación debido a lo heterogéneo de las facies, sin embargo se han podido interpretar como un proceso continuo de periódicas avalanchas que penetraban en un sistema lacustre con escasa lámina de agua.

Las tres secuencias expuestas para los márgenes de la cuenca no son reconocibles en el centro de la misma, ya que éste está ocupado por un conjunto margoso-evaporítico cuya secuencia ideal consta de cuatro términos:

- Arenas amarillas de tamaño medio y fino con abundante yeso intergranular.

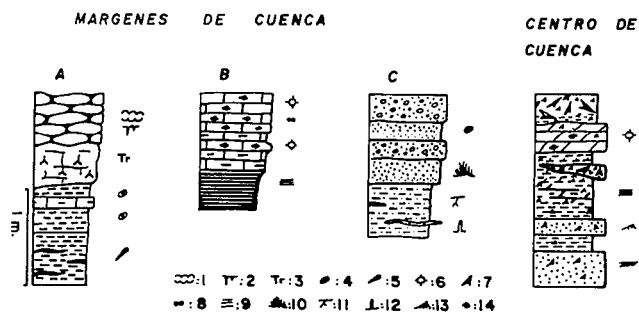


Fig. 1.—Secuencias Depositionales de la Cuenca de Baza. (1: Nodulización. 2: Grietas de desecación. 3: Travertinos. 4: Concreciones ferruginosas. 5: Gasterópodos. 6: Compactación. 7: Cristales de yeso. 8: Oncolitos. 9: Laminación horizontal. 10: Laminación cruzada alabeada. 11: Huellas de raíces. 12: Macrotúbulos. 13: Ripples. 14: Poros fenestrales).

Presentan frecuentes estructuras de tracción laminación cruzada, ripples, etc.

— Margas y dolomías lutíticas con concreciones y laminación horizontal, con o sin cristales de yeso.

— Dolomías compactadas con poros fenestrales, gasterópodos y abundante yeso en sus poros.

— Niveles macrocristalinos de yeso selenítico con matriz margosa blanca.

Esta secuencia ocupa una extensa área y una potencia considerable, y se interpreta como un lago estable aunque somero, cuyos aportes de sales podrían provenir, además de la propia evaporación, tanto del Triás que aflora en diversos puntos de la depresión en forma de domos diapíricos, como de un hipoté-

tico episodio evaporítico messiniense que aún no ha sido detectado en esta cuenca.

REFERENCIAS

Agusti, J. (1984): *Paleontología i Evol.*, 18, 13-18.
 Fisher y McGowen (1967): *A.A.P.G. Bull.*, 53, 30-54.
 Miall, A. D. (1977): *Earth. Sci. Rev.*, 13, 1-62.
 Peña, J. A. (1979): Tesis Doctoral, Univ. Granada.
 Sebastián, E. M. (1979): Tesis Doctoral, Univ. Granada.
 Soria Rodríguez, F. J. (1987): *Paleont i Evol. Mem. Esp. I.*
 Soria Rodríguez, F. J. (1988): *Paleont i Evol. Mem. Esp. II* en prensa.
 Vera, J. A. (1969): *Acta Geol. Hisp.*, 4, 14-17.
 Vera, J. A. (1970): *Bol. Geol. Min.*, 81, 429-462.

edáficos en las facies lacustres superiores de la secuencia.

De forma rápida se pasa a una sedimentación lacustre más alejada de la orla del sistema aluvial, lo que se traduce en una pérdida de la influencia de éste, y en una mayor autonomía del sistema lacustre. Esta parece bien patente a techo de las secuencias definidas para el Tramo 2 (fig. 1b).

El tramo siguiente, 3 (fig. 1b), indica una rápida implantación del sistema fluvial terminal en la zona de estudio, lo que supone un desplazamiento hacia el oeste —la red fluvial presenta paleoflujos hacia el oeste— de la orla aluvial que acogía la sedimentación correspondiente a los dos tramos inferiores.

Después de esta breve incursión aluvial, tiene lugar un retroceso de este sistema, favoreciendo así el desarrollo de medios lacustres que llegan a caracterizarse por la alternancia de: a) estadios con una elevada producción de carbonatos por vía biofísicoquímica inducida orgánicamente; y b) estadios con una alta tasa de eutrofización, que significan el cierre de un ciclo lacustre (Tramo 4, fig. 1b).

Por encima de este cuarto tramo, con el que culmina la sedimentación de esta unidad inferior del Mioceno del centro de cuenca tiene lugar un gradual pero rápido cambio que conduce progresivamente a la instalación de medios paraevaporíticos en la cuenca («Facies Cuestas»).

SEDIMENTOLOGIA Y MINERALOGIA DE LA UNIDAD FLUVIOLACUSTRE MIOCENA INFRAYACENTE A LAS «FACIES CUESTAS» AL ESTE DE VALLADOLID (CUENCA DEL DUERO)

I. Armenteros, J. M. Acosta y J. A. Blanco

Dpto. de Geología, Univ. de Salamanca

La zona de estudio se localiza al este de Valladolid en las inmediaciones de Villabáñez (Valladolid), junto al curso medio del río Duero (fig. 1a). La unidad litológica objeto de estudio corresponde a uno de los registros miocenos más bajos del Mioceno aflorante en el sector central de la Cuenca del Duero, disponiéndose a muro de la Unidad «Facies Cuestas». Su sucesión estratigráfica aparece representada en la fig. 2.

Comienza con facies lagunares de orla aluvial (Tramo 1, fig. 1b). En este caso, el sistema lacustre está caracterizado por una notable influencia de los aportes aluviales, la cual se incrementa a techo de las secuencias. Además, se aprecia en

el mismo sentido una desestabilización creciente del medio lacustre, tal como es evidenciado por los numerosos rasgos

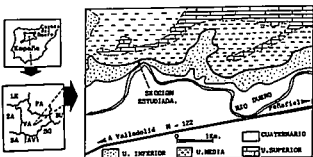


Fig. 1a.—Localización y cartografía geológica de la zona de estudio. La aquí denominada U. Inferior abarca las Unidades «Facies Dueñas» y «Facies Tierra de Campos». La U. «Facies de Zaratán» es un delgado nivel que separa la U. Inferior de la Media, y está representada por un trazo grueso. La U. Media se identifica con la Unidad «Facies Cuestas» y la U. Superior con la «Serie Carbonatada de la Serie Páramo». Las unidades entre comillas corresponden a la división de Portero *et al.* (1983).

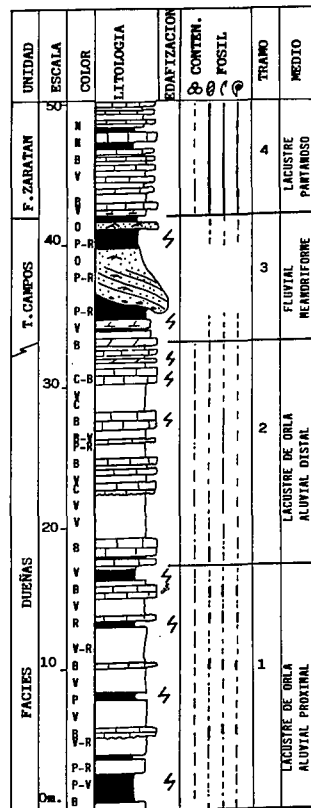


Fig. 1b.—Columna estratigráfica de Peñalba correspondiente a la U. Inferior.