

con la parte alta de la sexta unidad, el *highstand systems tract* que culmina la secuencia y la sucesión aquí presentada. Esta secuencia se inicia en la N.P. 12 (*Marthasterites tribachiatas*) (Kapellos & Schaub, *op.cit*) finalizando dentro de la misma zona.

Referencias

Haq, B. U.; Hardenbol, J.; Vail, P. R. (1987): *Science*, 235, 213-248.

Gaemers, P. A. M. (1978): *Leidse Geol. Mededelingen*, 51, 151-231.  
 Kapellos, C. & Schaub, H. (1973): *Ecolgae Geol. Helv.*, 66, 3.  
 Mutti, E.; Luterbacher, H. P.; Ferrer, J.; Rosell, J. (1972): *Mem. Soc. Geol.It.* XI, 391-416.  
 Mutti, E.; Remacha, E.; Sgavetti, M.; Rosell, J.; Valloni, R.; Zamorano, M. (1985): I.A.S., 6th Eur. Reg. Meet. Guidebook, 520-576.  
 Nijman, W. & Nio, S. D. (1975): I.A.S. IX Inter. Cong., Exc. Guidebook, 1-19.  
 Remacha, E.; Rosell, J.; Zamorano, M. (1986): Res. XI Cong. Esp. Sd., 143.

Schaub, H. (1969): Mem. B.R.G.M., 69, 259-266.  
 Vail, P. R.; Hardenbol, J. & Tood, R. G. (1984): A.A.P.G. Mem. 36, 129-144.  
 Vail, P. R.; Colin, J. P.; Chene, R. J.; Kuchly, J.; Mediavilla, F. & Trifilieff, V. (1987): *Bull. Soc. Geol. France*, III, 7, 1301-1321.  
 Vail, P. R. (1988): In A.A.P.G., Atlas of Seismic Stratigraphy, 1, 1-10.

Recibido el 10 de febrero de 1989  
 Aceptado el 15 de febrero de 1989

## Ciclos deltaicos en el Jurásico Superior del flanco oeste del diapiro de Caldas da Rainha, Portugal

C. Pérez Pérez. Dpto. de Geología, Univ. de Salamanca, 37008 Salamanca.  
 C. A. Bernardes. Dpto. de Geociências, Univ. de Aveiro, 3800 Aveiro, Portugal.  
 A. Corrochano. Dpto. de Geología, Univ. de Salamanca, 37008 Salamanca.

ABSTRACT

Three litostratigraphic units have been identified in the São Martinho do Porto sea cliffs, which correspond with three deltaic cycles. The paleocurrents analysis show that for the first two cycles, the sediments come from the Berlengas Massif situated in the SW; while the third come from the NE, controlled by the diapiric relief of the Caldas da Rainha.

**Key words:** Portuguese occidental basin, Upper Jurassic, deltas.

*Geogaceta*, 6 (1989), 96-98.

Introducción

Los materiales de la zona de São Martinho do Porto corresponden al Jurásico superior de la Cuenca Occidental Portuguesa, en la parte actualmente emergida, fig. 1. Afloran a lo largo de una estrecha franja que bordea el litoral; están constituidos por facies siliciclásticas y carbonatadas que se apoyan hacia el Este, en contacto mecánico, sobre la masa diapírica de Caldas da Rainha formada por materiales triásicos, fig. 1b. Han sido depositados en el margen continental estable originado durante la segunda etapa de «rifting» en el proceso de apertura del Atlántico, figura 1c, y de divergencia de las placas Ibérica y Americana (Boillot y Muselec, 1972; Boillot *et al.*, 1975; Boillot *et al.*, 1979; Mougénot & Vanney, 1978; y Vanney & Mougénot, 1981).

Únicamente Camarate y Zbyszewski (1963) y Wilson (1979 y 1988) han aportado datos acerca de los materiales de la región. En ellos se han

reconocido dos formaciones: «Capas de *Pholadomya protei*» fundamentalmente carbonatadas, compuestas por biomicritas con bivalvos, con un tramo siliciclástico intercalado. Las «Capas de Abadía» son totalmente detríticas, mucho más potente que la anterior y dominada por limolitas y areniscas de grano fino y grueso.

El cuadro paleogeográfico dominante durante la sedimentación en este sector de la Cuenca, estuvo mayoritariamente controlado por la evolución del diapiro de Caldas da Rainha que actuó como umbral y distribuidor de sedimentos.

El objetivo de este trabajo es el análisis estratigráfico de la sucesión Oxfordiense y parte inferior de la Kimmeridgiense que aflora en este sector, dispuesta sobre la masa diapírica; considerándose las referencias bioestratigráficas aquéllas marcadas por los trabajos anteriormente referidos.

**Estratigrafía e interpretación**

La serie de São Martinho do

Porto, fig. 2, se divide en tres unidades. La primera y el tramo basal carbonatado de la segunda corresponden a las «Capas de *Pholadomya protei*», de edad Oxfordiense superior (Wilson, 1979). El resto de la segunda unidad y la tercera forman parte de las «Capas de Abadía» o «Capas de Alcobaça», de edad Kimmeridgiense (Wilson, 1975 y 1979).

*Unidad I*

Tiene 90 m de potencia visible y se divide en dos tramos. El inferior totalmente carbonatado, representa la sedimentación restringida en un ambiente de bahía. Constituye una secuencia de 20 m de espesor visible, compuesta por depósitos de llanura mareal en la base y de «algal marsh»-lacustre a techo. Las facies intermareales son calizas biomicríticas con bivalvos y ostrácodos, que pueden ser incluso lumaquéllicas, y calizas biomicríticas algales con ostrácodos y girogonitos de Charophytas. Las facies

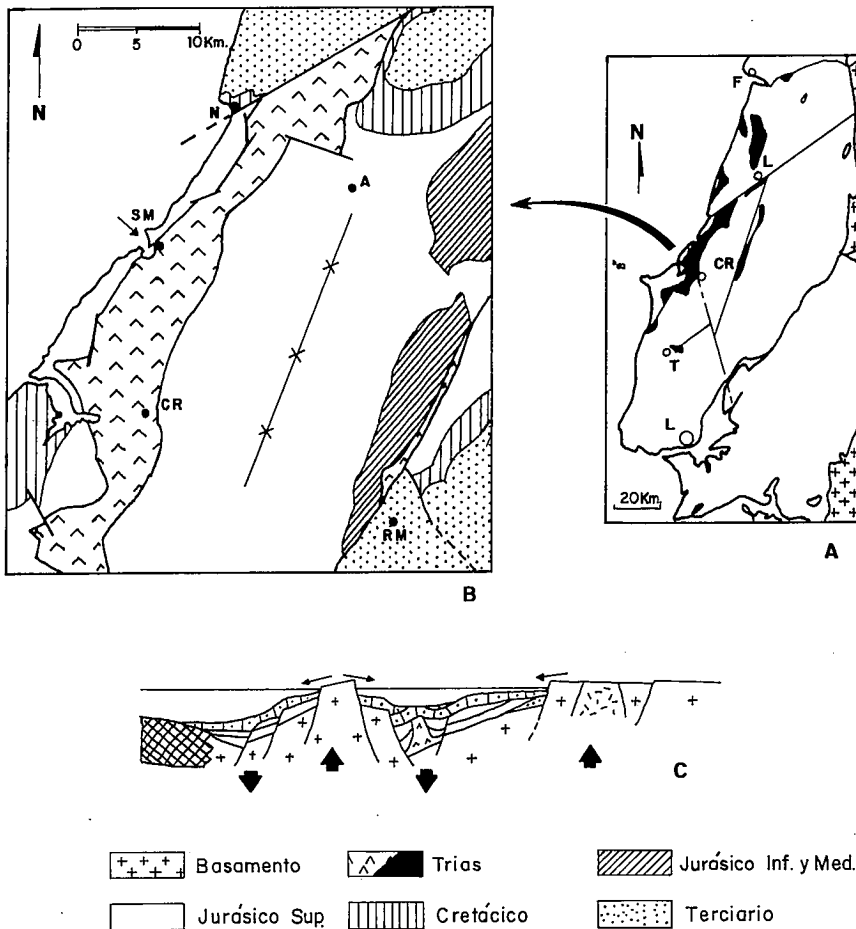


Fig. 1.—A. Situación de la zona. B. Esquema geológico de los alrededores de Caldas da Rainha (modificado de Camarate y Zbyszewski, 1963 y Zbyszewski y Moitinho, 1960). C. Corte transversal de la cuenca, mostrando su configuración en el Jurásico superior (Vanney y Mougenot, 1981). Lisboa (L), Caldas da Rainha (CR), São Martinho (SM), Nazaré (N), Figueira da Foz (F), Alcobaca (A) y Rio Maior (RM).

supramareales son fundamentalmente calizas bréchicas, que ponen de manifiesto la exposición subaérea periódica, con los consiguientes procesos de karstificación y brechificación. Estas facies se organizan en secuencias elementales decimétricas de somerización y profundización.

La parte alta de este tramo, 5 m, corresponde a calizas cuyos componentes casi exclusivos son girogonitos y tallos de Charophytas y ostrácodos. Se han interpretado como un «algamarsh» en el que se desarrollan lagos que tienen una influencia periódica de agua dulce. Depósitos lacustres similares han sido descritos en el Jurásico superior de Portugal por Wright (1985) y Wright y Wilson (1985).

El tramo superior, de 70 m de potencia, es fundamentalmente siliciclástico y representa la progradación de un sistema deltaico sobre un

«lagoon». Los aportes procedían del macizo emergido de las Berlengas, discurriendo los canales distributarios hacia el NE paralelos al relieve diapírico.

Las facies centrales del «lagoon» son margas y calizas biomicríticas con bivalvos; las proximales y más someras son lutitas verdes y biomicritas con raíces. Presentan ambas una microfauna compuesta por ostrácodos, cuya asociación característica está compuesta por los géneros *Darwinula*, *Theriosinoecum*, *Asciocythera* y *Cypri-dea*, girogonitos de Charophytas, palinomorfos y dinoflagelados. Las facies deltaicas están constituidas por secuencias de arquitectura negativa y estratocrecientes de limolitas y areniscas con estratificación cruzada, de color rojo, que corresponden a barras de desembocadura, distales y proximales, y a canales distributarios.

## Unidad II

Tiene 130 m de espesor y se divide en dos tramos. El inferior, con 14 m de potencia, es carbonatado y de características similares a las de la parte baja del tramo inferior de la Unidad I. Está compuesto por facies de calizas biomicríticas con bivalvos y calizas lumaquéllicas que se interpretan como depósitos en una bahía.

El segundo tramo es exclusivamente terrígeno y constituye un nuevo ciclo deltaico de características similares a las del tramo superior de la Unidad I. Está conformado por el apilamiento de secuencias deltaicas con facies de «lagoon» en la base. Destacan en este tramo, los 45 m superiores que constituyen un episodio lacustre; son limolitas y lutitas verdes con gasterópodos pulmonados, ostrácodos (los géneros dominantes en la asociación son *Asciocythera*, *Timiriasevia* y *Leiria*, que marcan condiciones de aguas dulces con influencia salinas, Helmdach, 1971), Charophytas y dinoflagelados. Intercaladas con estas facies se encuentran areniscas de color rojo con restos de vertebrados, en las que son frecuentes los procesos edáficos manifestados por calcretas incipientes; se han interpretado como depósitos ligados a los desbordamientos de los canales distributarios principales.

## Unidad III

Representa un nuevo ciclo deltaico con 200 m de espesor. La llanura deltaica inferior se caracteriza por secuencias positivas de relleno de estuario, con fuerte control mareal. La llanura deltaica superior, que representan la mayor parte de la Unidad (120 m), se caracteriza por poseer mayor frecuencia de canales interdigitados y llanuras de inundación mucho menos potentes que los de la Unidad II; la persistencia en el tiempo de este subambiente parece indicar el momento de máximo influjo de terrígenos en la cuenca. Otra diferencia importante con las unidades anteriores es el cambio en la dirección de las paleocorrientes del sistema, con procedencia de aportes del E-NE, que se interpreta como debido al basculamiento generalizado de la Cuenca hacia el O-SO, basculamiento ya citado por Guery *et al.*, (1986) para el Kimmeridgiense-Portlandense.

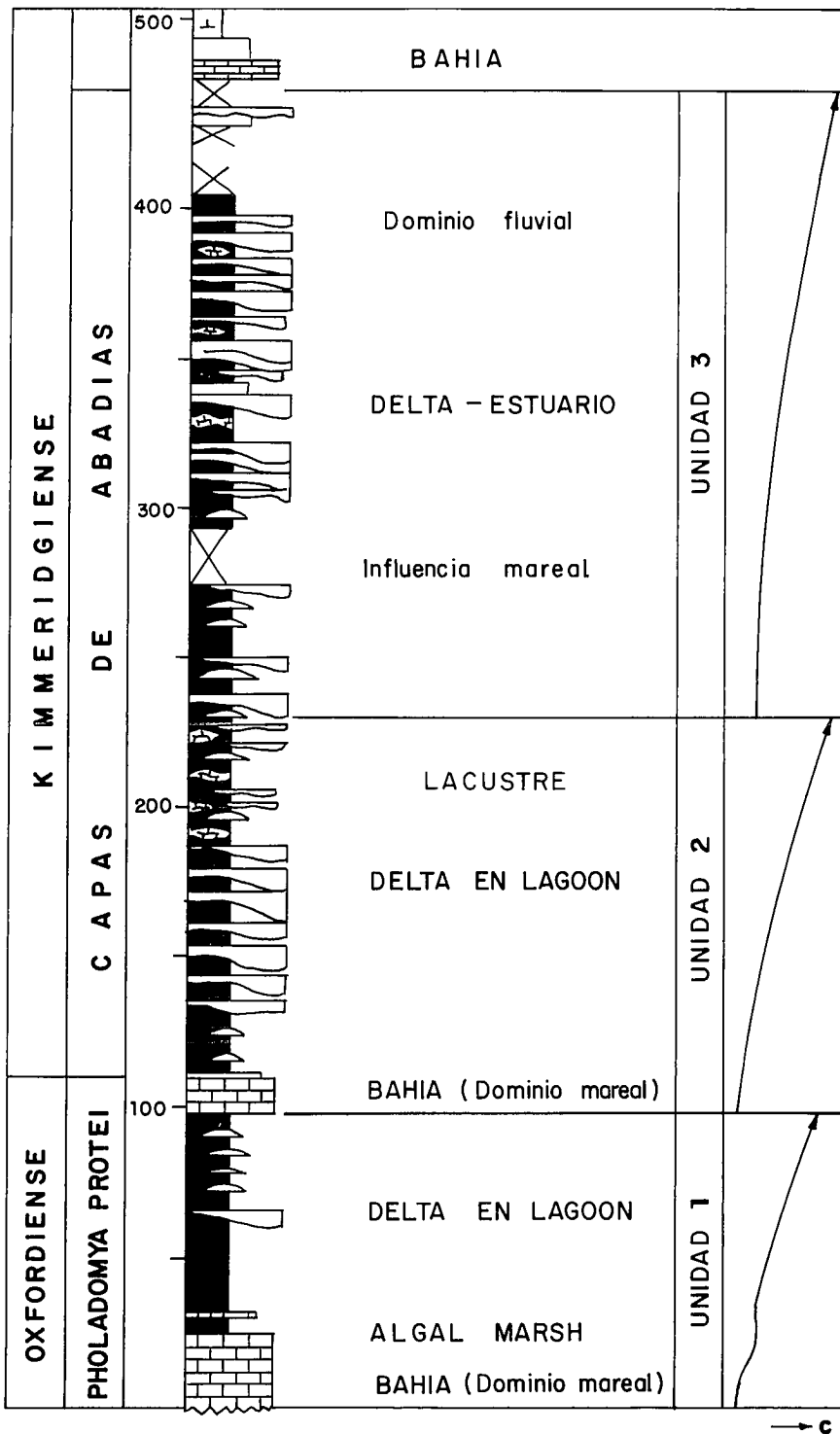


Fig. 2.—Serie estratigráfica general de São Martinho do Porto.

**Conclusiones**

En la parte de sucesión Oxfordiense-Kimmeridgiense estudiada en los acantilados de São Martinho, situados

en el flanco Oeste del diapiro de Caldas da Rainha, se han identificado tres unidades deltaicas superpuestas. Están separadas cada una de ellas por rupturas sedimentarias, como se dedu-

ce de la tendencia regresiva de las mismas. Estas secuencias deposicionales, en el sentido de Vail *et al.* (1977), se han generado en un régimen de ascenso del nivel del mar, con gran tasa de aportes siliciclásticos derivados del rejuvenecimiento de los bloques continentales que limitaban la cuenca: El macizo de las Berlengas por el Oeste, primero en funcionar como área fuente de terrígenos en las dos primeras unidades. El basamento hercínico y las propias series mesozoicas anteriores por el Este, constituyeron el área de suministro para la tercera unidad, después de un basculamiento generalizado hacia el SO.

Este trabajo ha sido financiado mediante la Acción Integrada Hispano-Portuguesa Nº 16/42.2.

**Referencias**

Boillot, G.; Musellec, P. (1972): *C. R. Acad. Sci. Paris*, 274 D: 2852-2854.  
 Boillot, G.; Deupeuble, P. A.; Musellec, P. (1975): *Bull. Soc. Geol. France*, 7, XVII, 4: 462-480.  
 Boillot, G.; Malod, J.; Mougenot, D. (1979): *Ciências da Terra*, 5, 215-222.  
 Camarate, J.; Zbyszewski, G. (1963): *Carta Geologica de Portugal esc. 1:50.000, Folha 26-B (Alcobaca)*. Serv. Geol. Portugal.  
 Guery, F.; Montecat, L.; Vachard, D. (1986): *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquit.*, 10, 83-94.  
 Helmdach, F. F. (1971): *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 17, 41-88.  
 Mougenot, A.; Vanney, J. R. (1978): *Bull. Soc. Geol. France*, 7, XX, 5, 785-789.  
 Vail, P. R.; Mitchum, Jr. R. M.; Thompson, S. (1977): *Amer. Assoc. Petrol. Geol., Spec. Pub.*, 26, 63-81.  
 Vanney, J. R.; Mougenot, A. (1981): *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 28.  
 Wilson, R. C. L. (1975): In: *Tidal Deposits*, Springer-Verlag, 363-371.  
 Wilson, R. C. L. (1979): *Ciências da Terra*, 5, 53-84.  
 Wilson, R. C. L. (1988): *Rev. Soc. Geol. España*, 2, 393-407.  
 Wright, V. P. (1985): In: *Paleoalgology*, Springer-Verlag, 330-340.  
 Wright, V. P.; Wilson, R. C. L. (1985): *Europ. Reg. Mtg. Sediment. I.A.S.*, 487-490.

Recibido el 10 de febrero de 1989  
 Aceptado el 15 de febrero de 1989