

El paleokarst de Nazaré (Cretácico Superior de la Cuenca Lusitana, Portugal)

The Nazaré paleokarst (Upper Cretaceous of the Lusitanian Basin, Portugal)

R.P. Pena dos Reis (*), A. Corrochano (**) e I. Armenteros (**)

(*) Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, 3049 Coimbra CODEX, Portugal.

(**) Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 37008 Salamanca.

ABSTRACT

In the Nazaré region, (west portuguese coast) there is an exceptionally well exposed paleokarst associated with the Upper Cenomanian carbonate succession and the overlying siliciclastics series of probable Turonian-Campanian age. The progradational trend of this succession as well as its depositional geometries show that sinsedimentary tectonic activity influenced the different diagenetic and paleokarstic features.

Key words: paleokarst, stable isotopes, sedimentation, Cretaceous, Lusitanian Basin.

Geogaceta, 22 (1997), 149-152
ISSN: 0213683X

Introducción

El registro del Mesozoico en la cuenca Lusitana se divide en cuatro etapas principales que reflejan la evolución geodinámica del Atlántico Norte: Triásico Superior-Calloviano, Oxfordiense Medio-Berriasiense, Valanginiense-Aptiense Inferior y Aptiense Superior-Campaniense Inferior (Wilson, 1988; Hisçott *et al.*, 1990). La última etapa, denominada UBS4 por Cunha y Pena dos Reis (1993), comienza con una actividad diastrófica importante que levanta el horst de Berlengas (borde occidental de la cuenca) y el macizo Hercínico (borde oriental). Se instala un cinturón de abanicos aluviales húmedos en el NE de la cuenca (Fm Areniscas Belasianas) que evolucionan a sistemas de transición y a una plataforma carbonatada marina (Fm Carbonatada), cuyos espesores aumentan hacia el SO (Dinis y Pena dos Reis, 1989). La parte alta de la secuencia está compuesta por depósitos litorales (Fm Lousões), recubiertos por un conjunto fluvial (Fm Areniscas Superiores definida por Soares, 1966) (Fig. 1). El techo de la secuencia UBS4 está marcado por una silcreta que indica un hiato en la sedimentación y un periodo tectónicamente estable durante el Campaniense (Pena dos Reis y Cunha, 1989).

El propósito de esta nota es dar a conocer los primeros resultados del estudio del paleokarst de Nazaré, desarrollado

sobre las Fms Carbonatada y Lousões del Cenomanense Superior-Turoniense y fosilizado por los depósitos siliciclásticos del Turoniense-Campaniense; se aportan nuevos datos estratigráficos e isotópicos sobre la sucesión cretácica.

Estratigrafía

En la sección estudiada, parte alta de la secuencia UBS4, se han identificado cuatro conjuntos: techo de la Fm Carbonatada, los dos miembros de la Fm Lousões y la Fm Areniscas Superiores (Fig. 2). La bioestratigrafía de la secuencia cretácica y su correlación con otros sectores de la cuenca aún no está bien establecida y, aunque se sospecha la existencia de hiatos, no se ha precisado ni la importancia ni la duración de los mismos. De cualquier modo, el soporte cronoestratigráfico está basado en los trabajos de Berthou (1973), Lauerjat (1982) y Pena dos Reis *et al.* (1992).

El techo de la Fm Carbonatada está constituido por calizas bioclásticas masivas con intercalaciones de parches de rúdidas y barras de calizas peloidales que corresponden a la sedimentación en un lagoon. El miembro inferior de la Fm Lousões tiene 6 m de espesor y está separado de la unidad anterior por un nivel carbonatado bréchico. La brecha es concordante con los niveles de calizas encajantes y tiene clastos de tamaños muy variados que no han sufrido ningún

tipo de rotación debida al transporte o colapso; entre los clastos se observa una matriz arcillosa de color rojo. La asociación de facies situada por encima, está formada por pequeñas secuencias carbonatadas, interpretadas como depósitos de tormentas; el contenido en siliciclásticos aumenta hacia el techo del miembro, indicando el incremento del carácter proximal de los eventos. El miembro superior, con un espesor de 5 m, refleja la entrada masiva de siliciclásticos a la cuenca; está constituido por areniscas amarillas de grano grueso con fragmentos de conchas y estratificaciones cruzadas, interpretadas como el depósito en una playa de alta energía. La Fm Areniscas Superiores tienen 5 m de espesor y está constituida por arcosas blancas que se han interpretado como un sistema fluvial que fluía hacia el Oeste en una llanura costera.

En el techo de la Fm Carbonatada y en el interior de la Fm Lousões se han observado un conjunto de rasgos que indican la relación del karst con la tendencia secuencial y la actividad tectónica sinsedimentaria: a) brecha de disolución, b) cavidades de solución, c) relleno y orientación de las fisuras y cavidades, d) estructuras de colapso, y e) relleno de microtopografías originadas por microfallas. La brecha basal de la Fm Lousões se ha originado por un proceso de disolución a partir del frente de meteorización, favorecido por la mayor porosidad que

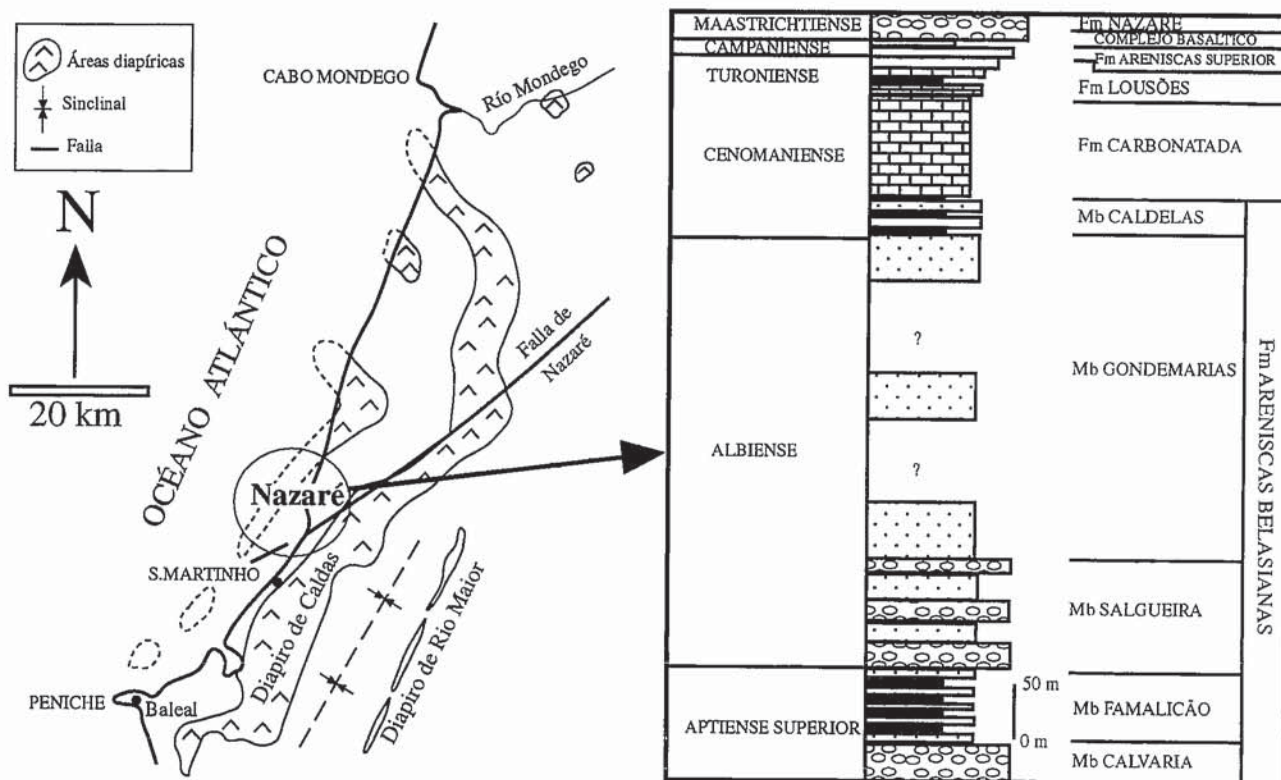


Fig. 1.- A. Situación geológica del área estudiada. B. División litoestratigráfica desde el Aptiense superior hasta el Maastrichtiense en la región de Nazaré (Cuenca Lusitana, Portugal).

Fig. 1.- A. Regional geological setting of the studied area. B. Lithostratigraphic division from the upper Aptian to the Maastrichtian in the Nazare region.

tienen las capas de tormentas con respecto a la Fm Carbonatada. Las fisuras son verticales y profundizan hasta 3 m y las cavidades son de tamaño métrico a centimétrico; ambas están rellenas por areniscas de grano grueso con estratificaciones cruzadas (transporte por flujos de agua) y clastos de calizas desplomados de las paredes y techo de las cavidades. Donde las fisuras comienzan en el miembro superior de la Fm Lousoes están rellenas por bloques colapsados de areniscas con su laminación original, relacionándose su origen, en este caso, con una actividad sísmica probable. También se han observado localmente, adaptaciones del relleno sedimentario a pequeñas depresiones (micrograbens) originadas por microfallas.

Diagénesis

En lámina delgada se reconocen los siguientes procesos diagenéticos:

a) La micritización de las partículas esqueléticas, fenómeno generalizado en el perfil, destruye su estructura interna y desarrolla peloides (partículas de origen incierto y sin diferenciación interna, Blatt

et al., 1980). El proceso de micritización se ha atribuido a diversos factores (Bathurst, 1971; Reid et al., 1992), siendo característico de la zona de estancaamiento de un medio marino freático (Longman, 1981).

b) En la cementación se reconocen dos fases. La primera se manifiesta como una orla fina y de espesor homogéneo, en torno a las partículas con crecimiento de cristales prismáticos. La segunda fase cementante es la principal; está constituida por cristales anhedrales a euhedrales que rellenan la porosidad entre las partículas y cuyos tamaños aumentan hacia el centro de los poros. La primera parece ser un vestigio de una cementación marina temprana, muy probablemente estabilizada como calcita pobre en Mg, mientras que la segunda fase corresponde a la cementación en un dominio meteórico, como sugieren los valores isotópicos de los cementos.

Isotopos estables

Se han realizado 12 análisis para conocer los valores de $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$ (PDB) en los componentes del perfil: siete de

roca total, dos de niveles alterados, dos de cemento y uno de una concha de rudista (Fig. 2 y Tabla 1). Los valores de los siete primeros oscilan entre -5.86 y -2.20 para $\delta^{13}C$, y entre -6.25 y -5.41 para $\delta^{18}O$; los valores más altos de $\delta^{13}C$ corresponden a dos muestras situadas en la Fm Carbonatada, varios metros por debajo de la sección estudiada. Para los niveles alterados los valores de $\delta^{13}C$ son inferiores (-4.07 y -3.34) a los de la roca encajante, mientras que los de $\delta^{18}O$ son similares (-6.15 y -5.70). Los cementos presentan valores más bajos que el material adyacente. En conjunto, todos los valores indican una influencia meteórica clara (Allan y Matthews, 1982), de manera que el perfil evolucionó desde condiciones diagenéticas marinas a otras de dominio meteórico. Los carbonatos metaestables originales, con valores isotópicos superiores probablemente (según Lohmann, 1988, la composición isotópica del cemento calcítico marino durante el Cretácico promedia -2 $\delta^{13}C$ y 3 $\delta^{18}O$), fueron progresivamente estabilizados en el curso de la diagénesis meteórica hasta alcanzar valores inferiores, como es el caso de este estudio. Los

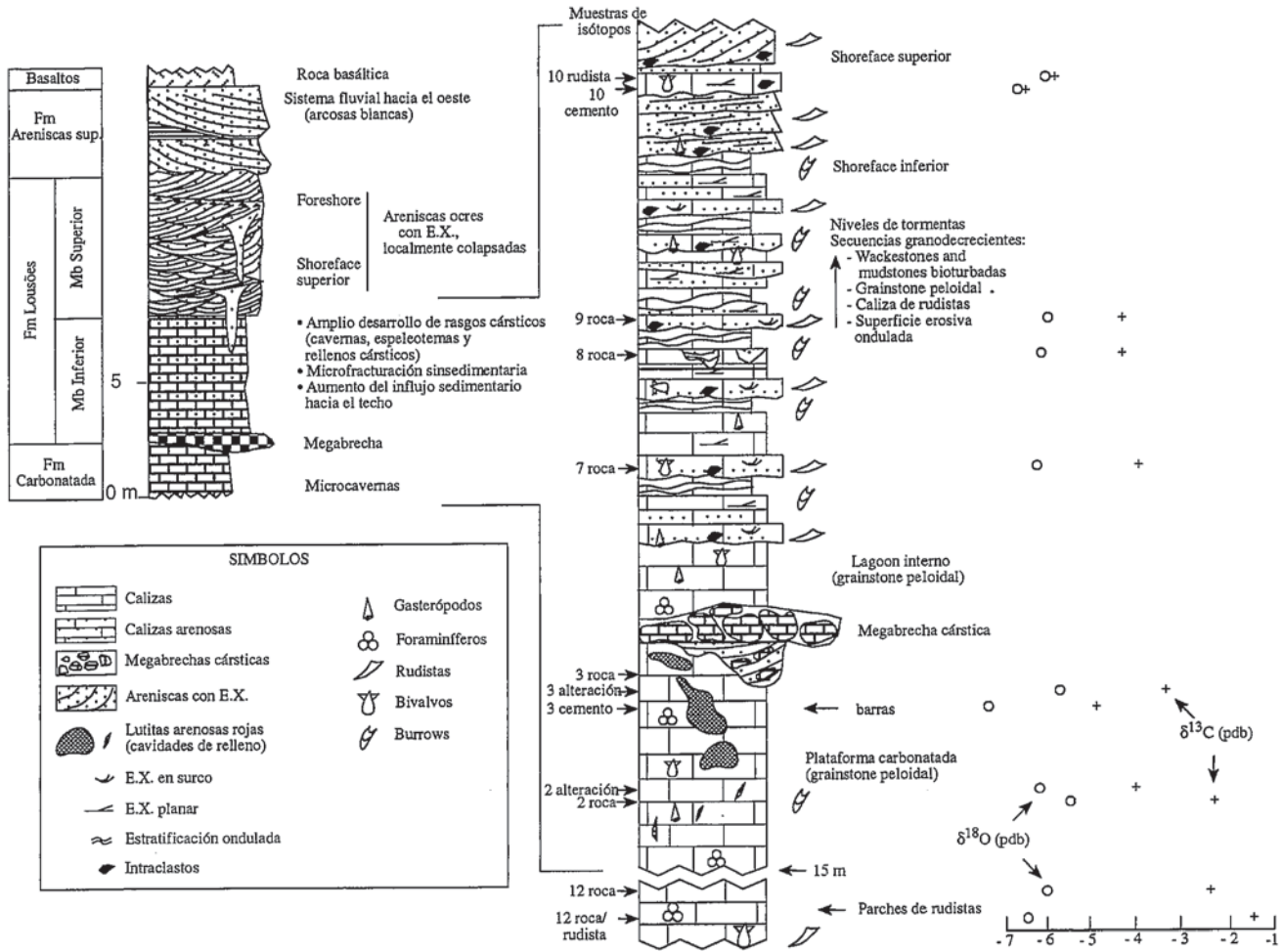


Fig. 2.- Sección estratigráfica del perfil estudiado con la interpretación de las facies, situación de las muestras analizadas isotópicamente y secuencia vertical de los valores $\delta^{13}C$ y $\delta^{18}O$.

Fig. 2.- Stratigraphic section of the studied profile including facies interpretation, localization of the isotopically analysed samples and vertical arrangement of $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values.

valores de $\delta^{18}O$ muestran una dispersión baja, mientras que los de $\delta^{13}C$ tienen una dispersión más amplia (Fig.3); de esta manera, los valores correspondientes a la roca total decrecen progresivamente de muro a techo en la sección. Este patrón de distribución de los valores a lo largo de una línea vertical en el diagrama de relación isotópica $\delta^{13}C/\delta^{18}O$ ha sido denominado «línea meteórica de la calcita», reflejando la influencia meteórica decreciente hacia la base de un perfil de alteración en materiales carbonatados (Lohmann, 1988).

Conclusiones

El paleokarst se formó durante la sedimentación de los depósitos siliciclásticos de la Fm Lousões cuya edad probable es Cenomanense Superior-Turonien-

se, asimilándose a un endokarst (Choquette y James, 1988) o karst intraestrato subyacente (Bosak *et al.* 1989).

El contexto estratigráfico, carácter local del paleokarst y sus rasgos sugieren el desarrollo del mismo sobre un alto paleogeográfico. El bloque elevado está controlado por la intersección de la falla de Nazaré con la estructuración profunda de los diapiros (N-S o NNE-SSO) y otras estructuras paralelas a los mismos, como son el eje Aruca-Montemor y la falla Porto-Tomar. La compresión que afectó esta zona durante el Cretácico superior provocó el levantamiento y la progresiva somerización del bloque, con la consiguiente invasión de terrígenos y la construcción de una secuencia progradante, limitada en extensión al ámbito del bloque de Nazaré. Con la progradación

Muestra	$\delta^{13}C_{PDB}$	$\delta^{18}O_{PDB}$	$\delta^{18}O_{SMOW}$
12 roca	-1.58	-6.59	24.11
12 roca	-2.35	-5.99	24.73
2 alteración	-4.07	-6.15	24.57
2 roca	-2.20	-5.41	25.33
3A/roca	-2.61	-5.73	25.00
3A/alteración	-3.34	-5.70	25.03
3A/cemento	-4.89	-7.46	23.22
7 roca	-3.94	-6.25	24.46
8 roca	-4.29	-6.11	24.61
9 roca	-4.24	-5.94	24.79
10 rudista	-5.86	-5.95	24.77
10 cemento	-6.45	-6.64	24.06

Tabla I.- Resultados de los análisis de isótopos de oxígeno y carbono de las Fms. Carbonatada y Lousões. Están ordenados desde la base (muestra 12) hasta el techo (muestra 10) de la sección estratigráfica.

Table I.- Carbon and oxygen stable isotope analytical results from the carbonate facies of the Carbonate Fm and Lousões Fm. They are listed from the base (sample 12) to the top (sample 10) through this stratigraphic succession.

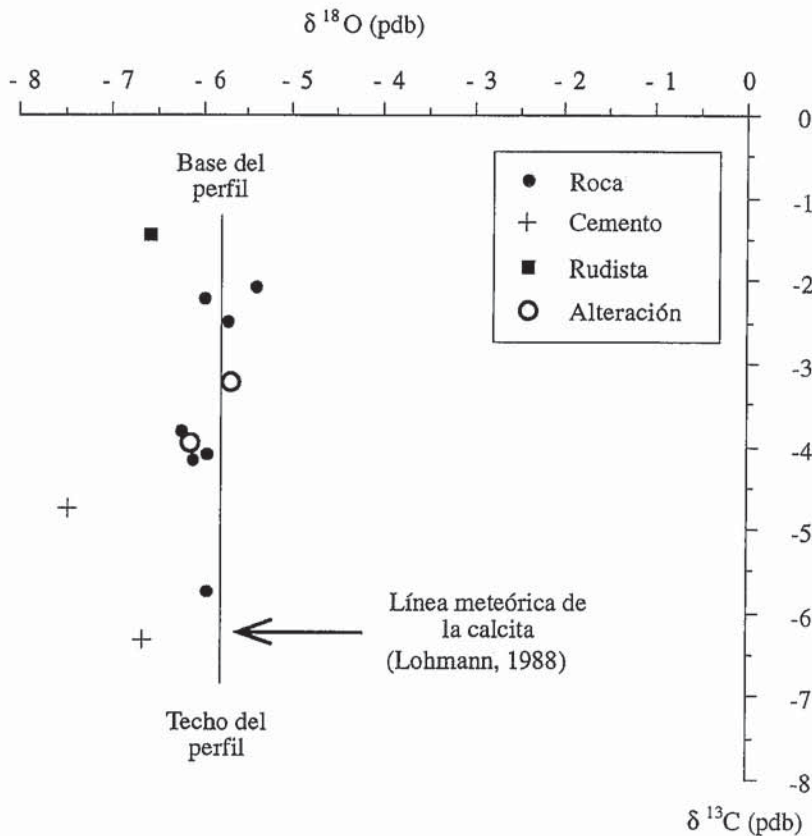


Fig. 3.- Diagrama $\delta^{13}C$ versus $\delta^{18}O$. Evolución de la alteración meteórica en la parte superior de la Formación Carbonatada y Miembro Inferior de la Formación Lousões. La distribución vertical de los valores se ajusta bien con la línea meteórica (cf. Lohmann, 1988); los valores más altos de $\delta^{13}C$ corresponden a los niveles inferiores del perfil (comparar con Fig. 2).

Fig. 3.- Plot of $\delta^{13}C$ versus $\delta^{18}O$. Meteoric alteration evolution in the upper part of the Cenomanian Carbonate Formation and lower Lousoes Member. The vertical trend of points fairly matches with the meteoric calcite line (cf. Lohmann, 1988); the more enriched $\delta^{13}C$ correspond to the lower levels of the profile (compare with Fig. 2).

ción también avanzó el frente de meteorización incrementándose el desarrollo del karst y produciéndose el cambio rápido desde condiciones diagenéticas marinas hasta el dominio meteórico que se observa en las unidades karstificadas. Los datos isotópicos apoyan el modelo, ya que los valores de $\delta^{13}C$ disminuyen desde la base al techo

del perfil sin que haya una disminución clara de los valores de $\delta^{18}O$, tendencia observada en los carbonatos marinos sometidos a diagénesis meteórica.

Agradecimientos

Los autores agradecen al Laboratorio de Isótopos Estables de la Universidad de

Salamanca el estudio de las muestras.

Referencias

Allan, J.R. y Matthews, R.K. (1982): *Sedimentology*, 29: 797-817.
 Bathurst, R.G.C. (1971): *Carbonate sediments and their diagenesis*. Elsevier, 620 p.
 Berthou, P.Y. (1973): *Mem. Serv. Geol. Portugal*, 23, 308 p.
 Blatt, H., Middleton, G. y Murray, R. (1980): *Origin of sedimentary rocks*. Prentice-Hall. New Jersey. 782 p.
 Bosak, P., Ford, D.C., Glazek, J. (1989): In: *Paleokarst. A systematic and regional review* (Eds., P. Bosak, D.C. Ford, J. Glazek and I. Horacek). Elsevier, Amsterdam: 25-32.
 Cunha, P. P. y Pena dos Reis, R. (1993): *Field Trip Guide, 1st General Meeting - IGCP Project nº362 - Tethyan and Boreal Cretaceous*: 5-18.
 Choquette, P.W. and James, N.P. (1988). In: *Paleokarst* (Eds. N.P. James and P.W. Choquette). Springer-Verlag, Amsterdam-London, 1-21.
 Dinis, J.M.L. y Pena dos Reis, R. (1989): *Geociências, Rev. Univ. Aveiro*, 4, 75-96.
 Hiscott, R. N., Wilson, R. C., Gradstein, F. M., Pujalte, V., Garcia-Mondejar, J., Boudreau, R. R. y Wishart, H. A. (1990): *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 74: 60-76.
 Lauerjat (1982). *Thèse 3º Cycle*. Univ. Pierre e Marie Curie, Paris VI, 717 p.
 Lohmann, K.C. (1988): In: *Paleokarst* (Eds. N.P. James and P.W. Choquette). Springer-Verlag, Amsterdam, 58-80.
 Longman, M.W., (1981): *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Edu. Course Note*, 25, 159 p.
 Pena Dos Reis, R. y Cunha, P.P. (1989): *Stv. Geol. Salma.*, v.Especial, 5: 253-272.
 Pena dos Reis, R., Corrochano, A., Bernardes, C.A., Cunha, P.P. y Dinis, J.L. (1992): *III Congr. Geol. Esp. SGE. Guía Excursiones*: 115-138.
 Reid, P.R., Macintyre, I.G. y Jeffrey, E.P. (1992). *Jour. Sediment. Petrol.*, 62: 145-156.
 Soares, A. F. (1966). *Rev. Fac. Ciên. Univ. Coimbra*, XL, 343 p.
 Wilson, R. C. (1988). *Rev. Soc. Geol. España*, 1, 2-3, 393-407.