

# Señales geoquímicas y micropaleontológicas como marcadores de eventos paleoceanográficos en el Santoniense del Arco Vasco

*Geochemical and micropalaeontologic signals as palaeoceanographic event markers from the Santonian of the Basque Arc*

A. Jiménez Berrocoso<sup>(\*)</sup>, A. Pascual<sup>(\*\*)</sup> y J. Elorza<sup>(\*)</sup>

<sup>(\*)</sup>Depto. Mineralogía y Petrología. Universidad del País Vasco, Apdo. 644; 48080 Bilbao

<sup>(\*\*)</sup>Depto. Estratigrafía y Paleontología. Universidad del País Vasco, Apdo. 644; 48080 Bilbao

## ABSTRACT

Comparative study of micropalaeontologic (planktonic and benthic foraminifers) and isotopic ( $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  values from inoceramids and whole rock) data from the Santonian of the Barrika section (Basque Arc, northern Spain) shows the existence of four events, each one with different biotic and geochemical signals. Diagenetic alteration of isotopic profiles ( $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$ ) have not been so severe to delete completely the geochemical signals from inoceramids and whole rock. As a consequence, events 1st, 2nd and 3rd show a  $\delta^{18}\text{O}$  positive excursion (cooling) and sea level falls; however the 4th event marks a global regression at 85 m.y., that could have caused strong local alteration of the planktonic and benthic foraminifer assemblages. In this case, the eustatic fall shows a  $\delta^{18}\text{O}$  negative excursion, that could be related to meteoric cementation, due to sea level lowstand.

**Key words:**  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  isotopes, inoceramids, foraminifers, diagenesis, palaeoceanographic events, Santonian, Basque Arc.

*Geogaceta*, 30 (2001), 155-158

ISSN:0213683X

## Introducción

El análisis detallado de las señales bióticas (foraminíferos planctónicos y bentónicos) e isotópicas ( $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  en fósiles y roca) permite reconocer eventos regionales, algunos de los cuales pueden tener relevancia global y ser valiosos como niveles de referencia en correlaciones interregionales (Rodríguez-Lázaro *et al.*, 1998). La utilidad de las variaciones isotópicas reconocidas en las secciones estudiadas depende en gran medida de las características de las mismas (Stoll y Schrag, 2000). Así, la serie debe cumplir ciertos requisitos imprescindibles como ser estratigráficamente continua, no interrumpida por pliegues ni fallas, sin hiatos y con un buen control bioestratigráfico para poder hacer correlaciones con otras secciones y con la curva del nivel del mar establecida (Haq *et al.*, 1987). Además,

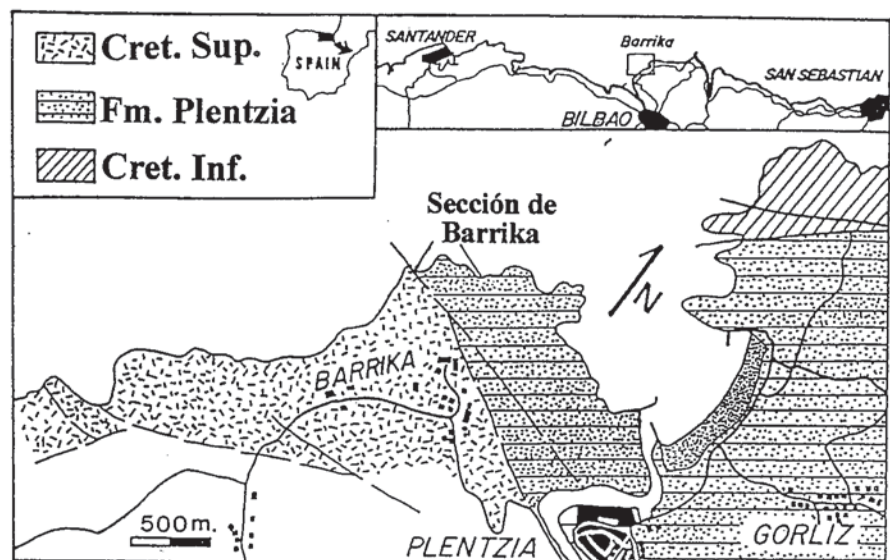


Fig. 1.- Localización geográfica y geológica de la sección de Barrika en el Arco Vasco.

*Fig. 1.- Geographic and geologic location of the Barrika section in the Basque Arc.*

se hace necesario comprobar si los valores isotópicos obtenidos pueden haber sido sustancialmente modificados por la diagénesis o mantienen sus tendencias naturales.

En la Cuenca Vasca, Rodríguez-Lázaro *et al.* (1996, 1998) estudiaron las señales bióticas y geoquímicas de sedimentos marinos profundos del Cenomaniense (sección de Leioa), y llegaron a la conclusión de que las alteraciones paleoambientales registradas en las rocas y los fósiles fueron producto de cambios paleoceanográficos. Para el presente trabajo se ha escogido una sección de ambiente marino profundo de edad Santoniense situada en el Arco Vasco (sección de Barrika), cuyos materiales han experimentado una diagénesis de enterramiento (Jiménez-Berrosco y Elorza, este volumen) que pudo alterar las señales geoquímicas originales. A pesar de ello, se han detectado diversas marcas bióticas (en foraminíferos planctónicos y bentónicos) e isotópicas ( $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  en inocerámidos y roca), a partir de las cuales se interpreta la evolución paleoambiental del Santoniense en la región.

### Marco Geológico y Métodos

La sección examinada está situada en los acantilados de Barrika (20 km. al noroeste de Bilbao), y corresponde a la parte superior de la Formación de Plentzia (Cenomaniense medio-Santoniense superior), definida por Mathey (1982) en el flanco noreste del Sinclinorio de Vizcaya, dentro del llamado Arco Vasco (Fig. 1). Tres unidades pueden ser distinguidas en la Formación de Plentzia (Elorza y García-Garmilla, 1996): a) unidad basal turbidítica carbonatada; b) unidad intermedia turbidítica carbonatada con abundantes lechos de sílex bandeado; c) unidad superior predominantemente margosa con delgados lechos turbidíticos. La potencia total resulta difícil de evaluar debido al intenso plegamiento de los materiales, pero es cercana a los 800 m. El corte analizado se integra en la unidad superior, datada como Santoniense inferior-Santoniense superior, y corresponde a un ambiente marino de fondo de cuenca con variaciones batimétricas. Presenta 65.5 m de margas (espesores entre 0.1 y 3 m) y margocalizas (entre 0.5 y 1 m) alternantes, con escasas intercalaciones turbidíticas (< 0.5 m) de composición carbonatada. La microfauna está representada fundamentalmente por radiolarios, espículas de esponjas silíceas, y foraminíferos planctónicos y bentónicos cuyos porcen-

tajes relativos fluctúan a lo largo del corte. La macrofauna se compone de escasos ostreidos *Pycnodonte* y abundantes inocerámidos.

Para el estudio micropaleontológico han sido analizadas 31 muestras, obteniéndose 7306 ejemplares de foraminíferos planctónicos agrupados en 12 especies, así como 2879 individuos y 130 especies de foraminíferos bentónicos. Los análisis isotópicos ( $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$ ) realizados sobre 44 muestras (13 inocerámidos, 8 margocalizas y 23 margas) han sido determinados utilizando el espectrómetro de masas VG SIRA-9 de la Universidad de Salamanca. Los resultados se expresan en notación  $\delta$  de ‰ relativa al estándar PDB (Pee Dee Belemnite).

### Resultados y Discusión

La figura 2 sintetiza los resultados de la investigación (valores isotópicos, ‰ foraminíferos planctónicos vs. bentónicos y nº de especies de foraminíferos bentónicos). Por medio de los foraminíferos planctónicos se han detectado las biozonas *Dicarinella concavata* y *Dicarinella asymetrica*, siguiendo las zonaciones de Robaszynski *et al.* (1984) y Caron (1985), y por tanto el límite entre el Santoniense inferior y el Santoniense superior. A lo largo de la serie están presentes las especies *D. concavata* (Brotzen) y *D. asymetrica* (Sigal). Esta última, especie de rango total, define el intervalo comprendido desde la parte más alta del Santoniense inferior hasta el final del Santoniense. El final de la biozona de *D. concavata* está confirmado por la desaparición de *Hedbergella delrioensis* (Carsey) a partir de la muestra Bar 51-3, por lo que en este corte el Santoniense inferior representa 12.8 m. Las asociaciones micropaleontológicas están dominadas por los foraminíferos planctónicos que suponen más del 80% de las muestras, siendo las especies mayoritarias a lo largo de la serie: *Marginotruncana pseudo-linneiana* Pessagno y *Marginotruncana marginata* (Reuss). La gran presencia de organismos planctónicos indica un paleoambiente profundo para los materiales depositados desde la base hasta los 52 m del corte (muestra Bar 59, Fig. 2). El dominio absoluto de las formas carenadas, confirma la existencia de una columna importante de agua, mientras que la escasez de heterohelécidos indicaría aguas bien oxigenadas.

El perfil de  $\delta^{18}\text{O}$  en inocerámidos tiene valores comprendidos entre  $-1.38$  y  $-3.61$ ‰ PDB, pudiendo diferenciarse dos

partes: una inferior, hasta la muestra Aino 52-2, con alta densidad de conchas y fuertes fluctuaciones; otra superior con escasos inocerámidos y sin apenas variaciones. El perfil de  $\delta^{18}\text{O}$  en roca encajante presenta valores desde  $-2.69$  hasta  $-4.68$ ‰ PDB, mostrando una tendencia hacia valores más ligeros en su primer tramo, con variaciones de menor amplitud que las apreciadas en el perfil de inocerámidos (Fig. 2A). Las dos últimas muestras, Bar 62 y 63, tienen valores de  $\delta^{18}\text{O}$  muy ligeros ( $-4.65$  y  $-14.32$ ‰ PDB), posiblemente estén influenciados por aportes de aguas meteóricas asociados con el descenso eustático registrado al final del Santoniense. El perfil de  $\delta^{13}\text{C}$  en inocerámidos comprende valores entre  $1.12$  y  $2.81$ ‰ PDB, con cambios apreciables hasta la muestra Aino 52-2, en contraste con la parte superior más regular. El perfil de  $\delta^{13}\text{C}$  en roca encajante tiene valores muy similares a los aportados por los inocerámidos. Se sitúa entre  $-0.32$  y  $2.53$ ‰ PDB, y aunque posee dos cambios significativos a 22.7 m (de 2.38 a 1.15‰ PDB) y a 37.2 m (de 1.07 a 1.78‰ PDB), en general exhibe mayor estabilidad que el perfil dibujado por los inocerámidos, sobre todo en la mitad inferior del corte (Fig. 2B).

A pesar de que las conchas de inocerámidos y la roca encajante están alteradas diagenéticamente (Jiménez-Berrosco y Elorza, este volumen), sus perfiles isotópicos han proporcionado señales geoquímicas correlacionables con los datos micropaleontológicos. El análisis comparativo de ambos conjuntos de señales ha permitido la determinación de cuatro eventos. El primero queda definido por una disminución en el número de ejemplares planctónicos y el aumento de los foraminíferos bentónicos que llegan a alcanzar el 43% de la muestra (Fig. 2C). Los foraminíferos planctónicos acusan un cambio importante en su estructura poblacional, al aumentar bruscamente el porcentaje de caparzones globulosos que llegan a suponer hasta el 62% de la muestra, junto con el incremento en la proporción de heterohelécidos que representan el 44% de dichos planctónicos. Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  en inocerámidos y roca encajante manifiestan un claro aumento, lo que implica un enfriamiento de las aguas, mientras que, los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  se aligeran, siendo mucho más acusado en inocerámidos que en roca, lo que indica un incremento de los nutrientes. El conjunto de datos marcan una caída del nivel del mar y/o un cambio en las masas de agua que pudieron pasar a ser superficiales, más frías y ricas en nutrientes

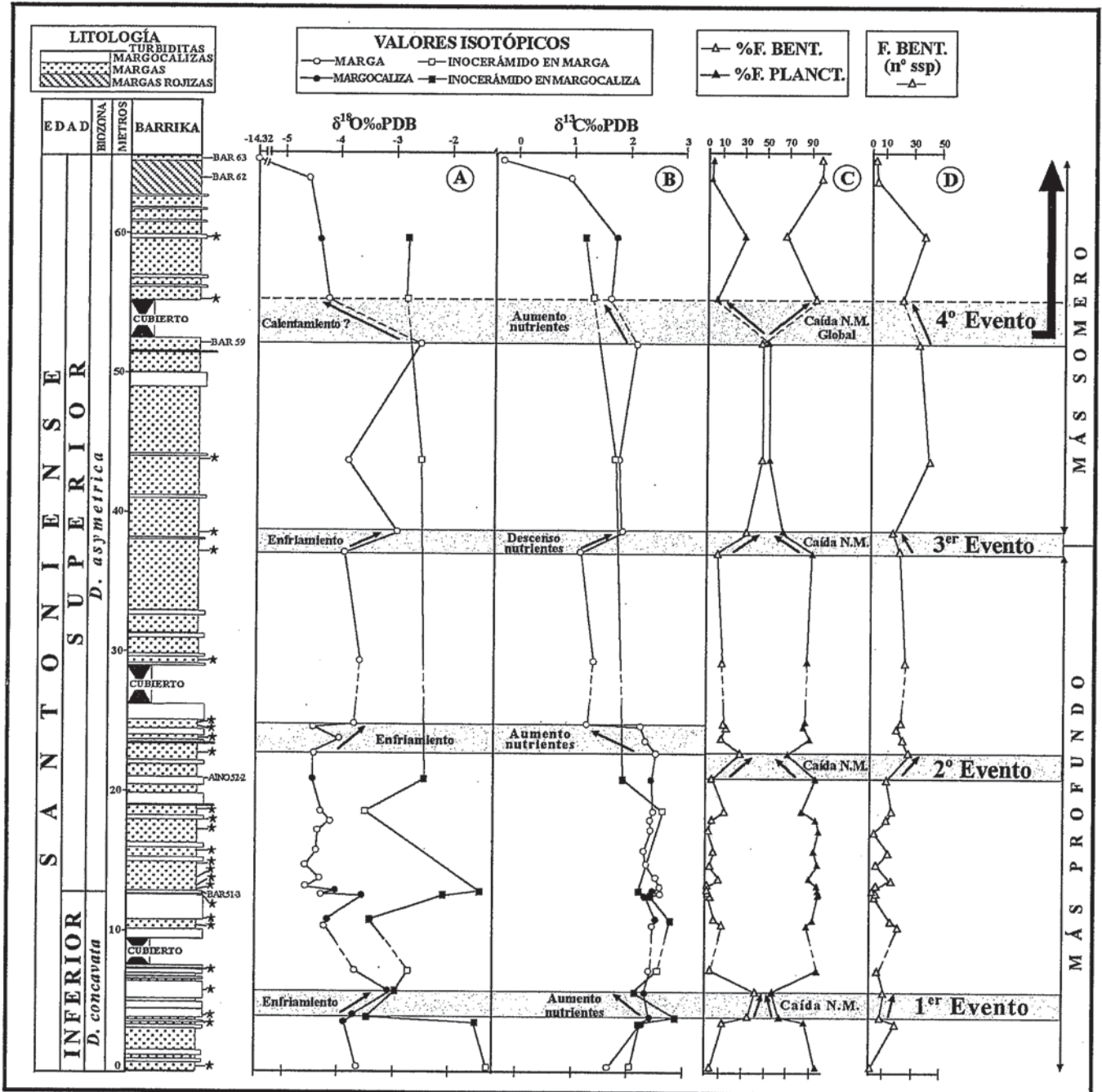


Fig. 2.- Cuadro comparativo con situación de muestras y resultados de la investigación en la sección de Barrika; A)  $\delta^{18}O\text{‰}$  en roca encajante e inoceramidos; B)  $\delta^{13}C\text{‰}$  en roca encajante e inoceramidos; C) %foraminíferos planctónicos vs. bentónicos; D) nº de especies de foraminíferos bentónicos.

Fig. 2.- Comparative diagram with samples situation and research results from the Barrika section. A) Whole rock and inoceramid  $\delta^{18}O\text{‰}$  values; B) Whole rock and inoceramid  $\delta^{13}C\text{‰}$  values; C) % planktonic vs. benthic foraminifers; D) benthic foraminifer species number.

(Jarvis *et al* 1988), además de exhibir un descenso en el contenido de oxígeno (Sliter y Premoli-Silva, 1990).

El segundo evento viene marcado por la disminución del número de foraminíferos planctónicos. Aumenta la diversidad de los foraminíferos bentónicos (Fig. 2D), apareciendo nuevas especies que llegan a ser dominantes en el resto de la serie: *Tritaxia capitosa* (Cushman),

*Reussella szajnochae praecursor* De Klasz y Knipscheer y *Trochammina globigeriniformis* (Parker y Jones). Las señales isotópicas en la roca encajante muestran una tendencia al enfriamiento con fuerte aumento de los nutrientes, mientras que los inoceramidos están ausentes. Las señales geoquímicas de la roca presentan un ligero desfase frente a las bióticas debido a que éstas se reducen

a un intervalo puntual. Se puede decir que el segundo evento representa una caída del nivel del mar de carácter más débil que el anterior.

El tercer evento queda definido por una nueva caída del nivel del mar puesta de manifiesto por el descenso en el número de foraminíferos planctónicos y el consiguiente aumento de los bentónicos. La presencia de heterohélicidos (14% de los

planctónicos) vuelve a señalar una alteración ambiental que provoca una menor oxigenación de las aguas. Resulta llamativa la falta de inocerámidos en este tramo, lo cual no permite detectar cambios en sus perfiles isotópicos, sin embargo, el  $\delta^{18}\text{O}$  de la roca encajante señala un cambio positivo, que marca un enfriamiento de las aguas. El  $\delta^{13}\text{C}$  aumenta como respuesta a un descenso de nutrientes. A partir de este evento la señal biótica se mantiene indicando un contexto de somerización de la cuenca.

El cuarto y último evento viene caracterizado por la brusca disminución en el número de foraminíferos planctónicos y el aumento de los bentónicos que llegan a suponer hasta el 95% de la muestra. A partir de este momento y hasta el final de la serie son dominantes los ejemplares bentónicos, lo que indica la mayor caída del nivel del mar detectada en el presente trabajo. Al contrario que los anteriores eventos, éste aparece con un marcado cambio negativo del  $\delta^{18}\text{O}$  de la roca encajante, que puede significar bien una cementación con aporte de aguas meteóricas, debido al estadio de nivel del mar bajo, o una tendencia de calentamiento de las aguas marinas. Los valores de  $\delta^{13}\text{C}$  en inocerámidos y roca se aligeran, señalando un incremento de los nutrientes. Este evento puede representar el descenso global del nivel del mar de final del Santoniense correspondiente a los 85  $\mu$  a (Haq *et al.*, 1987). La serie termina con 2.5 m de margas rojizas caracterizadas por la ausencia de foraminíferos planctónicos además de una disminución radical en el número de bentónicos (<10 por muestra,

con dominio de aglutinantes) y en la diversidad específica. La mayoritaria presencia de aglutinantes, caracterizados por ser los más resistentes a la disolución, puede señalar a las margas rojas como producto final de un nivel de disolución de carbonato al final del Santoniense.

### Conclusiones

El análisis micropaleontológico de la sección de Barrika ha permitido delimitar el paso Santoniense inferior-Santoniense superior en los materiales profundos del Arco Vasco. A pesar de la alteración diagenética, las señales bióticas marcadas por foraminíferos planctónicos y bentónicos, conjuntamente con los perfiles de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  en inocerámidos y roca encajante, señalan cuatro eventos paleoceanográficos. Los tres primeros muestran sendas caídas del nivel del mar con enfriamiento de las aguas, en un contexto de océano profundo. El cuarto se enmarca en un ambiente más somero, y puede representar la caída del nivel del mar de carácter global a 85 m.a., que tuvo importantes consecuencias ambientales en los paleoecosistemas de foraminíferos planctónicos y bentónicos de final del Santoniense en el Arco Vasco. Esta última regresión eustática está asociada con un cambio negativo en los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta^{13}\text{C}$  que contrasta con las anteriores caídas del nivel del mar en las que el  $\delta^{18}\text{O}$  se hace más pesado. Esta variación hacia valores más ligeros puede ser producto de una cementación por aporte de aguas meteóricas, debido a la somerización del final del Santoniense.

### Agradecimientos

Este estudio ha sido financiado por el proyecto de investigación UPV/EHU 130.310-EB177/99.

### Referencias

- Caron M. (1985): En H.M. Bolli, J.B. Saunders y K. Perch. Nielsen (Eds): *Plankton Stratigraphy*. Cambridge University Press, Cambridge: 17-86.
- Elorza, J. y García-Garmilla, F. (1996): *Cretaceous Research*, 17: 479-503.
- Haq, B.U., Hardenbol J. y Vail., P.R. (1987): *Science*, 235: 1156-1166.
- Jarvis, I., Carson, G.A., Cooper, M.K.E., Hart, M.B., Leary, P.N., Tocher, B.A., Horne, D. y Rosenfeld, A. (1988): *Cretaceous Research*, 9: 3 -103.
- Jiménez-Berrocoso, A. y Elorza, J. (2001): *Geogaceta*, 30:159-162.
- Mathey (1982): *El Cretácico de España*. Univ. Compl. Madrid, 111-136.
- Robaszynski, F., Caron, M. González Donoso, J.M. y Wonders, A.A.H. (1984): *Revue de Micropaléontologie*, 26 (3-4):145 - 305.
- Rodríguez-Lázaro, J., Elorza, J., García-Garmilla, F., García-Zarraga, E. y Pascual, A. (1996): *Geogaceta*, 19: 76-79.
- Rodríguez-Lázaro, J., Pascual, A. y Elorza, J. (1998): *Cretaceous Research*, 19: 673-700.
- Sliter W.V. y Premoli-Silva, I. (1990): *Paleoceanography*, 5: 639-667.
- Stoll, H.M. y Schrag, D.P. (2000): *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 112 (2): 308-319.