

Bioeventos paleoceanográficos en el Cenomaniense de la Cuenca Vasca occidental: señales micropaleontológicas y geoquímicas

Paleoceanographic bioevents in the Cenomanian of the western Basque Basin: micropaleontological and geochemical proxies

J. Rodríguez-Lázaro (*) , J. Elorza (**), F. García-Garmilla (**), E. García-Zarraga (*) y A. Pascual (*)

(*) Departamento de Estratigrafía y Paleontología

(**) Departamento de Mineralogía y Petrología Facultad de Ciencias, Universidad del País Vasco / Euskal Herriko Unibertsitatea, Apartado 644, 48080 Bilbao

ABSTRACT

Detailed micropaleontologic and isotopic data from the Cenomanian of the Leioa section (Basque Basin, Northern Spain) show the existence of four bioevents, one located in the lower Cenomanian (*R. brotzeni* biozone) two in the middle Cenomanian (*Rotalipora reicheli* biozone; base of *R. cushmani* biozone) and the fourth in the middle-upper Cenomanian boundary (*R. cushmani* biozone). Each bioevent is defined by drastic changes in the microfauna dynamics (planktonic and benthonic foraminifers and ostracodes) as well as by the isotopic signals of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$. Two kinds of bioevents may be defined in this basin: 1) those with an increase of the benthic diversities, that are associated with shallowing, nutrient increase and light lithologies, and 2) those with decreasing diversities of the benthonics, that are accompanied by deepening, nutrient decrease and dark lithologies. After the analysis of the geochemical and biological proxies in these materials, several causes related to thermic and dynamic behaviour of protoatlantic water-masses can be assigned to explain the observed bioevents.

Key words: marine bioevents, biotic response, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotopes, Cenomanian, Basque Basin.

Geogaceta, 19 (1996), 76-79
ISSN: 0213683X

Introducción

Durante el Cenomaniense se produjeron eventos importantes en el ambiente marino, en especial el Evento Anóxico Oceánico-2 (OAE2 de Schlanger y Jenkyns, 1976), también denominado Evento del Tránsito Cenomaniense/Turonense (ETCT), que ha quedado registrado de una manera general en los ambientes oceánicos tanto marginales como profundos. Este ETCT está caracterizado por cambios litológicos, faunísticos y geoquímicos de carácter global, y es considerado como uno de los 10 mayores eventos postpaleozoicos que produjeron extinciones masivas de organismos marinos (Sepkoski, 1986).

A finales de la década de los 70 y durante los programas de investigación del DSDP, se detectaron concentraciones «anómalas» de sedimentos carbonosos («black shales») en varias cuencas oceánicas cretácicas. A partir de estos primeros estudios, numerosos autores ponen de manifiesto, básicamente en cuencas europeas mesozoicas, determinadas señales geoquímicas así

como las respuestas bióticas de este evento (Jarvis *et al.*, 1988; Peryt & Wyrwicka, 1991; Jenkins *et al.*, 1994; Paul *et al.*, 1994; Lamolda & Peryt, 1995).

Los análisis estratigráficos detallados que han permitido caracterizar convenientemente el mencionado ETCT, hacen posible la correlación interregional de estos niveles «anómalos», ya que, al ser globales y coetáneos en su mayoría, pueden ser utilizados como isocronas entre los diferentes dominios paleogeográficos (Boreal, Tethys, Atlántico central, etc.; Pomerol & Mortimore, 1993). Dichos análisis también han puesto de manifiesto la presencia de otros eventos menores del Cenomaniense, concretamente durante el Cenomaniense inferior a medio, donde se han medido dos picos positivos (shifts) del isótopo ^{13}C en varias cuencas Británicas y del Norte de Francia (Paul *et al.*, 1994). Basándose en la ritmicidad que presentan los niveles carbonatados de estas series, Gale (1990) asigna una duración temporal concreta a las biozonas de foraminíferos planctónicos del Cenomaniense y demuestra una sincronía entre

los marcadores bioestratigráficos y las variaciones positivas del carbono isotópico (Gale *et al.*, 1993). Utilizando el mismo fundamento, se ha calculado la duración de estos procesos; así, por ejemplo, el evento del Cenomaniense medio pudo durar unos 100-120 ka (Paul *et al.*, 1994).

En este trabajo ofrecemos los primeros resultados de las señales isotópicas y las respuestas bióticas (ostrácodos, foraminíferos) asociadas a los eventos detectados en una sección escogida del Cenomaniense de ambiente profundo en la Cuenca Vasca.

Material y Métodos

Han sido estudiadas 7 secciones pertenecientes al Cenomaniense de la Cuenca Vasca occidental (Fig. 1). Las cuatro secciones (Gorliz, Lauros, Arbacegi, Gerrika) situadas en el flanco norte del sinclinal de Bizkaia están incluidas en la Formación de Arbacegi y Formación de Fruniz (Mathey, 1982), si bien no son las más apropiadas para un estudio detallado, al estar afectadas por la actividad volcánica submarina

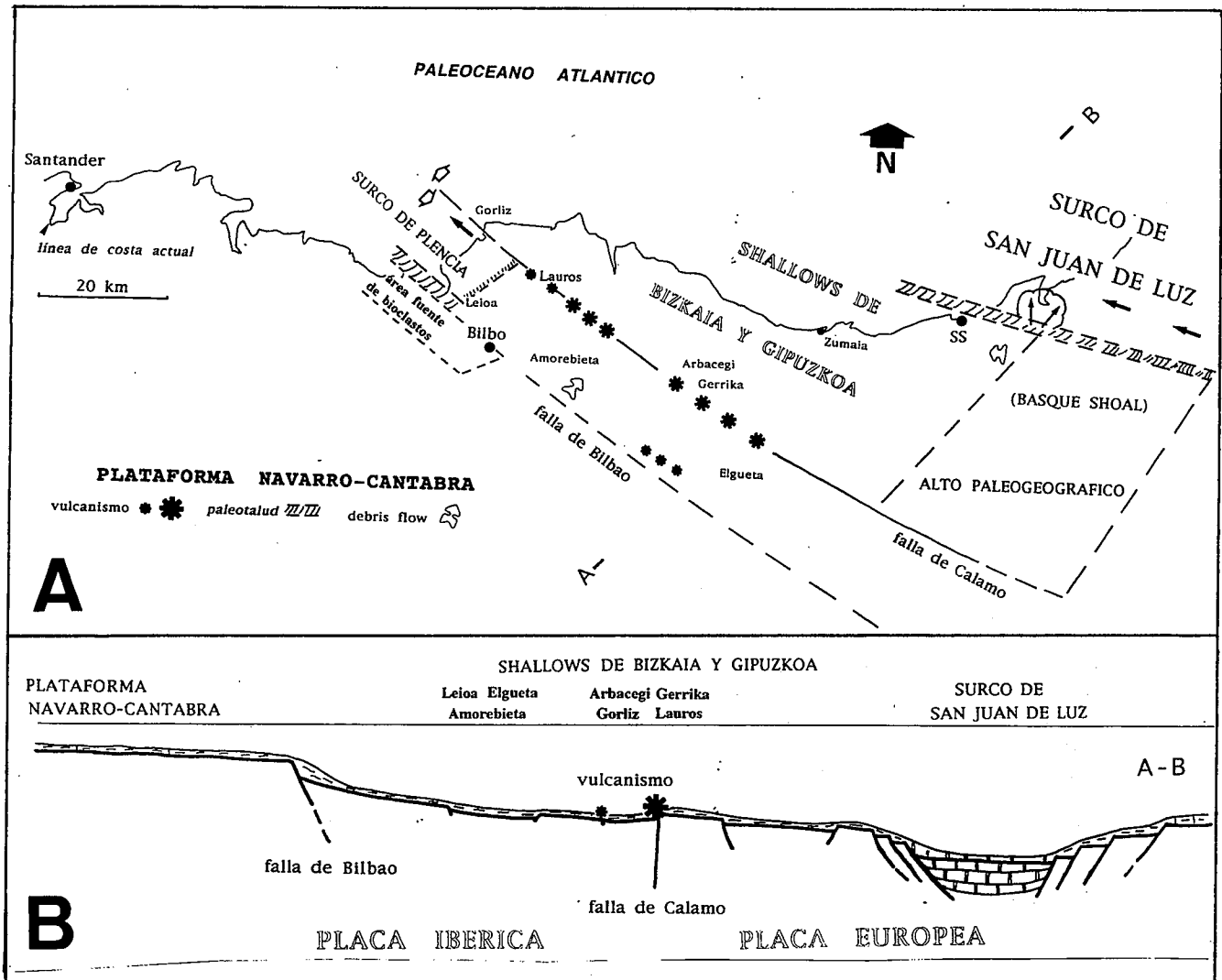


Fig. 1. A.- Esquema paleogeográfico del Dominio Basco-Cantábrico durante el Cenomaniense. Los denominados «Shallows de Bizkaia y Gipuzcoa» constituían una amplia plataforma externa, profunda, que se conectaba con el Surco de San Juan de Luz, hacia el NE. B.- Corte estructural simplificado a lo largo de la sección A-B. (Basado en Mathey, 1988).

Fig. 1. A.- Paleogeographic sketch of the Basque-Cantabrian Domain during the Cenomanian. The «Shallows de Bizkaia y Gipuzcoa» were a wide outer and deep platform that connected with the San Juan de Luz Trough towards the NE. B.- Simplified structural profile along A-B section. (After Mathey, 1988).

generada como consecuencia de la separación de las placas ibérica y europea (Mathey, 1988).

Las 3 secciones restantes (Leioa, Amorebieta, Elgueta) estudiadas en el flanco sur del mencionado sinclinorio (ver Fig. 1), pertenecen a las Formaciones de Plentzia y de Elgueta, cuya posición paleogeográfica, más alejada de la influencia volcánica directa, permitió el desarrollo de las microfaunas ahora estudiadas. Se describe el corte de Leioa (Bizkaia), como modelo del Cenomaniense de ambiente profundo en esta región, que consta de 63 m de depósitos carbonatados, básicamente margas, que cubren un intervalo desde el Cenomaniense inferior al Cenomaniense final. La

serie es continua a excepción de su parte superior, donde por efecto de la tectónica, se produce el contacto entre materiales del Cenomaniense final y el Turoniense medio, y éstos a su vez con los del Santoniense (ver Fig. 2).

Se realizaron análisis micropaleontológicos e isotópicos de 22 muestras tomadas en la sección de Leioa. Las microfaunas han sido procesadas según la metodología clásica en micropaleontología, habiéndose estudiado los foraminíferos planctónicos (6.600 individuos, 26 especies) y bentónicos (750 individuos, 93 especies), así como los ostrácodos (>2.300 individuos, 67 especies).

Los isótopos estables $^{18}O/^{16}O$ y $^{13}C/^{12}C$

de las margas y margocalizas que contienen las microfaunas mencionadas, han sido analizados utilizando el espectrómetro de masas VG SIRA-9 de la Universidad de Salamanca. La extracción del CO_2 de los carbonatos fue llevada a cabo mediante el método descrito por McCrea (1950). Los resultados vienen expresados en notación δ de ‰ relativa al estándar PDB.

Resultados

En la Fig. 2 se sintetiza una visión de los resultados aportados en este trabajo. Por medio de los foraminíferos planctónicos, se han demarcado los límites entre los distintos subpisos del Cenomaniense así como las biozonas correspondientes

(biozonas de *Rotalipora brotzeni*, *R. reichelii* y *R. cushmani*). Durante el Cenomaniense inferior son más abundantes en la serie las litologías claras y a partir de la base del Cenomaniense medio se aprecian dos bandas con un predominio de términos margosos oscuros, que reflejarían la presencia de sendos intervalos kenóxicos (deficitarios en oxígeno) en la serie.

Las asociaciones micropaleontológicas están dominadas por los foraminíferos planctónicos (en general >80% del total de la microfauna), indicando un paleoambiente profundo para el conjunto de estos materiales. Las variaciones porcentuales, por la disminución de los foraminíferos planctónicos y el consiguiente aumento de los bentónicos, observados en la Fig. 2, estarían indicando procesos de somerización. Las asociaciones bentónicas, tanto de ostrácodos como de foraminíferos, tienen un comportamiento similar a lo largo de la serie, presentando oscilaciones en los parámetros de las diversidades específicas (nº de spp), con incrementos de la diversidad (fases de ambiente estable) o disminuciones de las mismas, durante las fases inestables. Los puntos de inflexión de las curvas de diversidad y de los porcentajes de los foraminíferos, pueden ser utilizados como señales bióticas producidas en respuesta a los cambios paleoambientales y como tales son indicados en las columnas centrales de la Fig. 2.

Las curvas isotópicas también proporcionan señales geoquímicas como la que se produce hacia la base del Cenomaniense medio (2º bioevento, ver Fig. 2), donde un incremento del valor $\delta^{13}\text{C}$ se asocia a una pequeña bajada del $\delta^{18}\text{O}$, correlacionados ambos con una fuerte caída en el número de especies (nº spp) de las microfaunas bentónicas, que llegan a desaparecer unos pocos metros por encima de estos niveles. La inestabilidad ambiental responsable de esta señal biótica, debió propiciar un brusco descenso del contenido en nutrientes del agua marina, puesto de manifiesto por el aumento del $\delta^{13}\text{C}$, en un contexto de profundización de la cuenca, tal y como indican las variaciones relativas de los foraminíferos.

El accidente negativo más evidente del $\delta^{18}\text{O}$ se produce en el tránsito del Cenomaniense medio a superior (4º bioevento), con un notorio descenso de dicho índice (2,07 ‰PDB), que pudo representar un aumento de la temperatura, asociado a una pequeña somerización (ligera caída del porcentaje de los

foraminíferos planctónicos) junto con una disminución de las diversidades de los bentónicos, acompañadas de una concentración de glauconita en estos niveles de la serie. Los foraminíferos planctónicos sufren en este mismo nivel una modificación muy importante de su estructura poblacional; la sustitución de la dominancia del género *Rotalipora* por *Helvetoglobotruncana* y la súbita aparición de heterohelícidos apuntan hacia fuertes alteraciones paleoambientales, que provocarán después la extinción del género *Rotalipora*, que a su vez señala el conocido evento «anóxico» OAE2 del tránsito Cenomaniense-Turonense.

Se puede por lo tanto definir 4 bioeventos en la serie, cada uno de los cuales presenta un conjunto diferente de señales (Fig. 2). Así, el 1º bioevento (Cenomaniense inferior; litologías claras) y el 3º bioevento (Cenomaniense medio; litologías claras) se caracterizan ambos por un incremento de la diversidad de los bentónicos, una posible somerización y un aumento de la presencia de nutrientes en las aguas. Por otra parte el 2º bioevento (base del Cenomaniense medio; litologías oscuras) y el 4º bioevento (tránsito Cenomaniense medio-superior; litologías oscuras) vienen definidos por el descenso en la diversidad de los bentónicos, una señal isotópica negativa del $\delta^{18}\text{O}$ y un descenso de la tasa de nutrientes del agua marina.

Conclusiones

Tomando en consideración los datos aportados por las microfaunas bentónicas y planctónicas, junto con los isótopos del $\delta^{13}\text{C}$ y $\delta^{18}\text{O}$, estudiados en el corte de Leioa, se han detectado 4 bioeventos de marcadas tendencias cíclicas, en el Cenomaniense de facies profundas de la Cuenca Vasca occidental (ver Fig. 2). Los bioeventos que implican incrementos en la diversidad de las asociaciones bentónicas (bioeventos 1º, 3º) se asocian a procesos de somerización y a un aumento en la tasa de nutrientes de las aguas donde se desarrollan los organismos bentónicos. Los niveles que contienen estos bioeventos son de litologías claras, indicando un contenido no anómalo del oxígeno disuelto en las aguas donde se depositaron.

Los bioeventos diagnosticados por descensos en la diversidad de las asociaciones bentónicas (bioeventos 2º, 4º) se pueden presentar en contextos sedimentarios de profundización o de somerización, con disminución del contenido en

nutrientes de las aguas. Los niveles en que se detectaron estos bioeventos son de colores oscuros, lo que indicaría un posible efecto kenóxico, o de déficit en el porcentaje del oxígeno disuelto. Esto último, junto con la pobreza en nutrientes mencionada, serían las causas responsables del escaso desarrollo de las microfaunas bentónicas en los citados niveles. Las variaciones observadas indicarían modificaciones de las características térmicas y dinámicas de las masas de agua que formaban la región protoatlántica durante el Cenomaniense. El desarrollo de trabajos en curso, con muestreos más completos de estos mismos materiales, permitirá precisar algunas de las modificaciones paleoceanográficas ya detectadas en la cuenca, así como su correlación con cuencas europeas vecinas.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido parcialmente subvencionado por la D.G.I.C.Y.T. (PB90-0660) y el Proyecto de Investigación UPV/EHU 130.310-EA 059/93 financiado por la Universidad del País Vasco/Euskal Herriko Unibertsitatea.

Referencias

- Gale, A.S. (1990). *Terra Nova*, 1, 420-425.
 Gale, A.S.; Jenkyns, H.C.; Kennedy, W.J. & Corfield, R.M. (1993). *Journ. Geol. Soc. London*, 150, 29-32.
 Jarvis, I.; Carson, G.; Hart, M.; Leary, P.; Tocher, B. (1988). *Newslett. Strat.*, 18, 147-164.
 Jenkins, H.C.; Gale, A.S.; & Corfield, R.M. (1994). *Geol. Mag.*, 131, 1-34.
 Lamolda, M. y Peryt, D. (1995). *Rev. Esp. Paleontol.*, nº homenaje Dr. G. Colom, 101-118.
 Mathey, B. (1982). *El Cretácico de España*. Univ. Complutense Madrid, 111-136.
 Mathey, B. (1988). *Rev. Esp. Paleontol.*, Núm. Extr., 142-147.
 McCrea, J.M. (1950). *Jour. Chem. Phys.*, 18, 669-673.
 Paul, C.R.C.; Mitchell, S.F.; Marshall, J.D.; Leary, P.N.; Gale, A.S.; Duane, A.M. & Ditchfield, P. W. (1994). *Cretaceous Research*, 15, 707-738.
 Peryt, D. & Wyrwicka, K. (1991). *Cretaceous Research*, 12, 65-80.
 Pomerol, B. & Mortimore, R. N. (1993). *Newslett. Strat.*, 28, 59-78.
 Sepkoski, J.J.Jr. (1986). In: *Patterns and processes in the history of life* (eds. Raup & Jablonski), 36, 277-295.
 Schlanger, S.O. & Jenkyns, H.C. (1976). *Geol. Mijnb.* 55, 179-184.

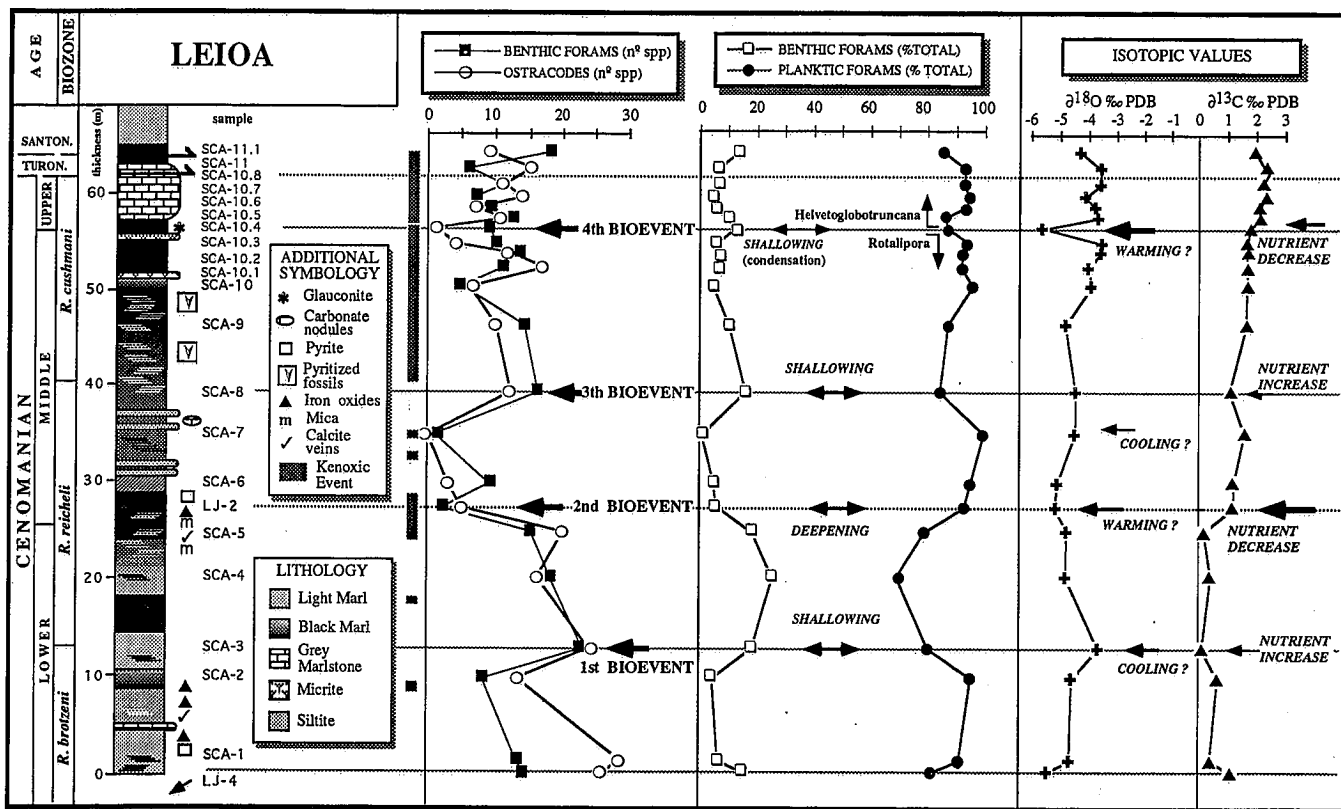


Fig. 2. Evolución de los parámetros bióticos (foraminíferos, ostrácodos) e isotópicos ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) en la serie de Leioa (Bizkaia) durante el Cenomaniense. Se definen cuatro bioeventos caracterizados por la variación de los mencionados parámetros.

Fig. 2. Changes of the biotic (forams, ostracodes) and isotopic ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) parameters in the Leioa section (Bizkaia) during the Cenomanian. Four bioevents are defined based upon the variation of those parameters.