

Las estructuras paleokársticas del Monte Baio (Araba/Alava): su relevancia para una evaluación cuantitativa del descenso del nivel marino del Paleoceno medio

The paleokarstic structures of Monte Baio (Araba/Alava): their relevance for a quantitative evaluation of the mid-Paleocene sea-level fall

J.I. Baceta, V. Pujalte y A. Payros

Departamento de Estratigrafía y Paleontología, Facultad de Ciencias Universidad del País Vasco, Apdo. 644, 48080 Bilbao

ABSTRACT

During the period of sub-aerial exposure subsequent to the mid-Paleocene sea level fall, a set of paleokarstic features were generated in upper Danian lagoonal limestones of the Alava province. The most interesting of them all, and potentially the more meaningful, is a horizontal dissolution horizon, possibly recording the position of the upper surface of a paleophreatic zone. If that possibility is correct, the magnitude of the mid-Paleocene sea level fall would be narrowly constrained to circa 40 m, a more realistic figure than those previously estimated for this event.

Key words: Paleokarst, mid-Paleocene, sea-level fall, southern Pyrenees, Araba/Alava.

Geogaceta, 22 (1997), 31-33
ISSN: 0213683X

Introducción

La existencia de una caída del nivel marino de magnitud inusual en el Paleoceno medio de la cuenca pirenaica es un hecho bien conocido. Varios investigadores que han trabajado de forma independiente en la región, en efecto, asocian dicha caída con una importante discontinuidad sedimentaria desarrollada en calizas de plataforma somera, en localidades muy distantes entre sí (e.g., Eichenseer, 1988; Van der Hurk, 1990; Robador *et al.*, 1991; Baceta, 1996). Asimismo, todos ellos coinciden en señalar que dicha discontinuidad lleva asociados rasgos de karstificación muy pronunciados. El objetivo concreto de este trabajo es analizar un nuevo afloramiento donde tal discontinuidad es reconocible, situado concretamente en los alrededores del Monte Baio (Araba/Alava). Su novedad consiste en que, en este caso, parece haberse preservado un nivel paleofreático. Si nuestra interpretación es correcta, dicho nivel puede permitir una estimación directa sobre la magnitud del descenso del nivel marino con el que está relacionado.

La sección de Monte Baio: localización y caracteres generales

El Monte Baio, de 1193 m de altura, constituye uno de los promontorios septentrionales más característicos de la Sierra de Urbasa,

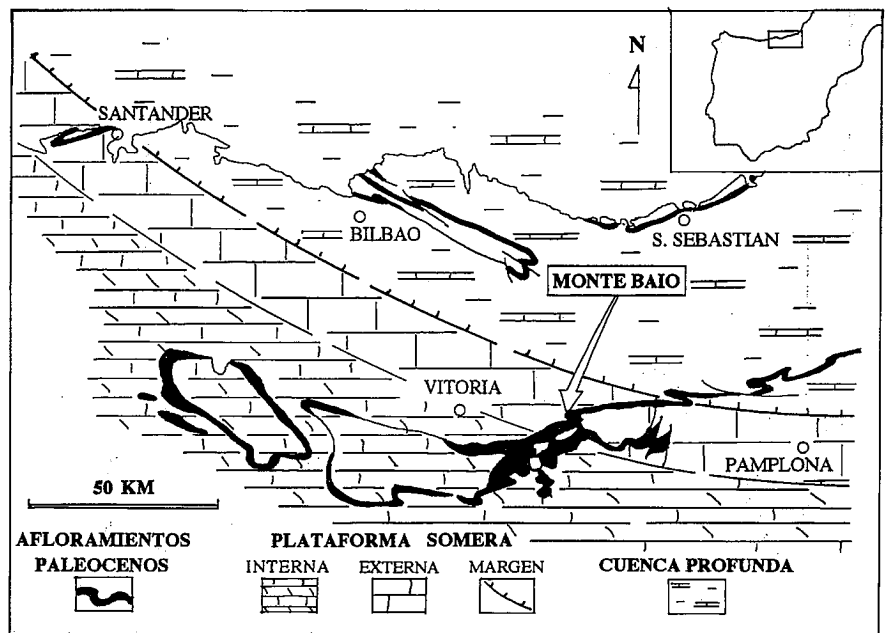


Fig. 1.- Reconstrucción paleogeográfica de la Región Vasco-Cantábrica para el Paleoceno, mostrando la localización de la sección del Monte Baio.

Fig. 1.- Paleogeographic reconstruction of the Basco-Cantabrian Region for Paleocene times, showing location of Monte Baio section.

dentro de su porción alavesa. En sus laderas es posible analizar de forma prácticamente continua una sucesión que abarca desde el Cretácico final al Eoceno, aunque en su mayor parte está formada por dolomías y calizas del Paleoceno. Dichos materiales alcanzan un es-

pesor algo superior a 200 m, y pertenecen paleogeográficamente a la extensa plataforma carbonatada que durante ese intervalo ocupó la mitad meridional de la Región Vasco-Cantábrica («Plataforma nord-ibérica» de Pujalte *et al.*, 1994, y Baceta, 1996). Más con-

cretamente, la sección de Monte Baio se sitúa muy cercana al tránsito entre las zonas interna y externa de la citada plataforma (Fig. 1).

Litoestratigráficamente, la sucesión paleocena del Monte Baio está compuesta por tres unidades informales (Fig. 2). La unidad 1 (inferior) tiene unos 60 m de espesor, y es representativa del Daniense inferior. Está formada mayoritariamente por dolomías secundarias, de grano grueso y aspecto masivo, que se depositaron en un ambiente de carácter pararecifal. La unidad 2 (intermedia) alcanza unos 110 m de potencia y su edad es Daniense superior. Está formada por calizas tableadas, atribuibles por sus rasgos sedimentológicos a un ambiente de «lagoon». La unidad 3 (superior), de la que solo se han preservado sus 30 m basales, pertenece ya al Thanetiense inferior. En sus primeros metros está constituida por margas y margocalizas, de ambientes relativamente más profundos que los de las unidades infrayacentes (plataforma distal), depósitos que en la vertical evolucionan gradualmente a una serie de calizas y calcarenitas masivas de ambiente pararecifal. La discontinuidad intrapaleocena se encuentra precisamente en el contacto entre las unidades 2 y 3, mientras que las estructuras paleokársticas objeto de este trabajo se desarrollan en el interior de la unidad 2 (Fig. 2).

Descripción e interpretación de las estructuras paleokársticas.

A efectos descriptivos, las estructuras paleokársticas del Monte Baio pueden agruparse en cuatro categorías, en base a su posición relativa respecto a la discontinuidad, a sus dimensiones y su elongación horizontal o vertical predominante (Fig. 3).

Un primer grupo de estructuras (A en Fig. 3) aparece muy próximo a la discontinuidad, concretamente en los 5 m superiores de la unidad 2 (Daniense superior). En conjunto, se presentan como huecos y fracturas de disolución, de morfologías irregulares y con dimensiones rara vez superiores a 1 m. Aparecen habitualmente rellenas, circunstancia que facilita su reconocimiento gracias al contraste litológico entre la roca encajante y su relleno. En la mayoría de los casos, dicho relleno está constituido por areniscas y limolitas con cemento calcareo, de carácter masivo o ligeramente laminado. Como rasgo significativo, en láminas delgadas de los bordes de los huecos de disolución, se reconocen abundantes corrosiones de *Microcodium*, que se presenta en forma de colonias arrosariadas («corn-cob colonies»), que en ocasiones penetran varios centímetros en la roca encajante. Según Calvet (1991) el origen de este tipo de colonias está ligado a la acción de vegetación de tipo mediterráneo. En cualquier caso, este tipo de estructuras constituyen un rasgo de exposición subaérea muy característico del Cretácico final y Paleógeno del dominio pirenaico (Freytet y Plaziat, 1982).

El segundo grupo (B en Fig. 3), tienen dimensiones mucho mayores que las anteriores, siendo de hecho las más evidentes a escala de afloramiento (Fig. 2). Corresponden a estructuras de elongación vertical, dispuestas a modo de «chimeneas». Tienen unos 5 m de anchura media, y partiendo de la propia discontinuidad llegan a penetrar hasta 25 m en la unidad 2. Su relleno está constituido por una masa de bloques heterométricos, procedentes de la roca encajante, embebidos en una matriz de clastos de menores dimensiones, limos y lutitas rojizas, que ocasionalmente muestran

trazas de laminación. Los bordes laterales de las «chimeneas» no suelen estar bien definidos, ya que el paso entre la roca encajante y la masa brechoide de relleno es casi siempre gradual. Como rasgo característico, en las proximidades de las «chimeneas» las capas de la roca encajante suelen presentar una curvatura hacia abajo más o menos marcada. En base a todas las características descritas, estas estructuras se interpretan como resultado del colapso de paleodolinas («sinkholes» en el sentido de Esteban y Klappa, 1983).

Las «chimeneas» que acabamos de describir acaban casi siempre en un nivel que se extiende horizontalmente a lo largo de todo el afloramiento (C en Fig. 3). En concreto, dicho nivel se ha podido seguir lateralmente de forma continua sobre una distancia superior a 200 m (Fig. 2). Además, su presencia se ha constatado en afloramientos separados del principal y distantes varios cientos de metros del mismo. El nivel C, de espesor variable entre 1 y 2 m, está formado por calizas de la propia roca encajante fuertemente recristalizadas, dolomitizadas y ferruginizadas, pero que principalmente destacan por estar afectadas por una disolución intensa. Dentro del nivel C, en efecto, se reconocen gran cantidad de huecos y oquedades, de dimensiones centimétricas y trazado irregular, frecuentemente rellenos por limos y lutitas de colores rojizos. Ocasionalmente, y probablemente relacionado con los puntos donde la disolución ha sido más intensa, la masa calcarea suele presentar una brechificación «in situ», probablemente resultado de pequeños colapsos. En función de su localización, extensión, elongación horizontal y caracteres petrológicos, el nivel C se ha interpretado tentativamente como un horizonte de di-

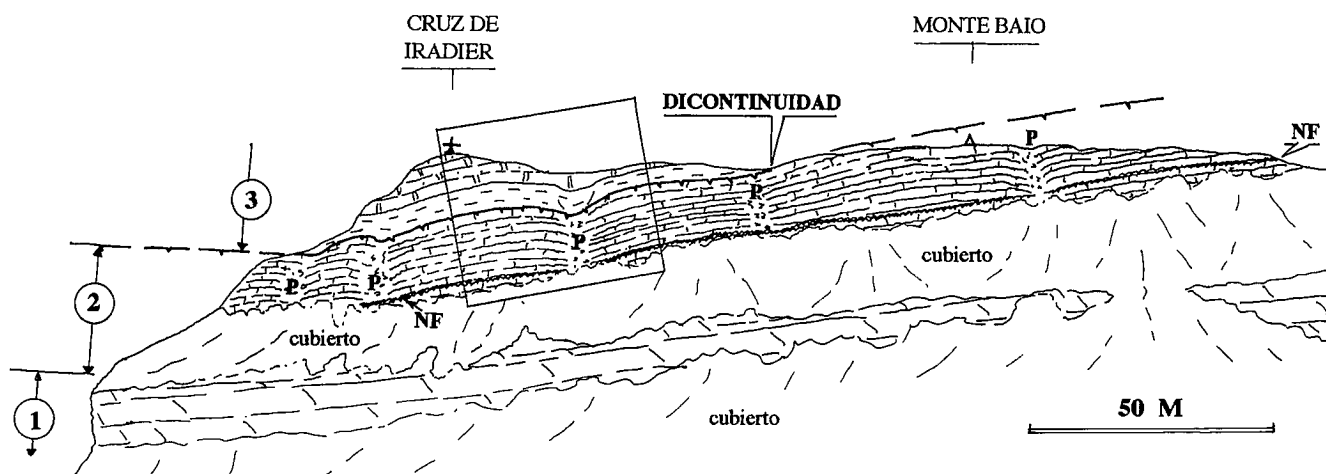


Fig. 2.-Afloramientos del Paleoceno en la cara oeste del Monte Baio (Dibujo realizado a partir de fotografía). Leyenda: 1. dolomías del Daniense inferior; 2. calizas tableadas del Daniense superior; 3. margas (abajo) y calizas (arriba) del Thanetiense; P. estructuras de colapso (paleodolinas); NF. posición del horizonte de disolución interpretado como el nivel paleofreático.

Fig. 2.- Paleocene outcrops along the western face of the Monte Baio (sketch drawn from photographs). Legend: 1. Lower Danian dolostones; 2. Upper Danian stratified limestones; 3. Thanetian marls (below) and limestones (above); P. collapse structures (sinkholes); NF. location of the dissolution horizon ascribed to the paleophreatic level.

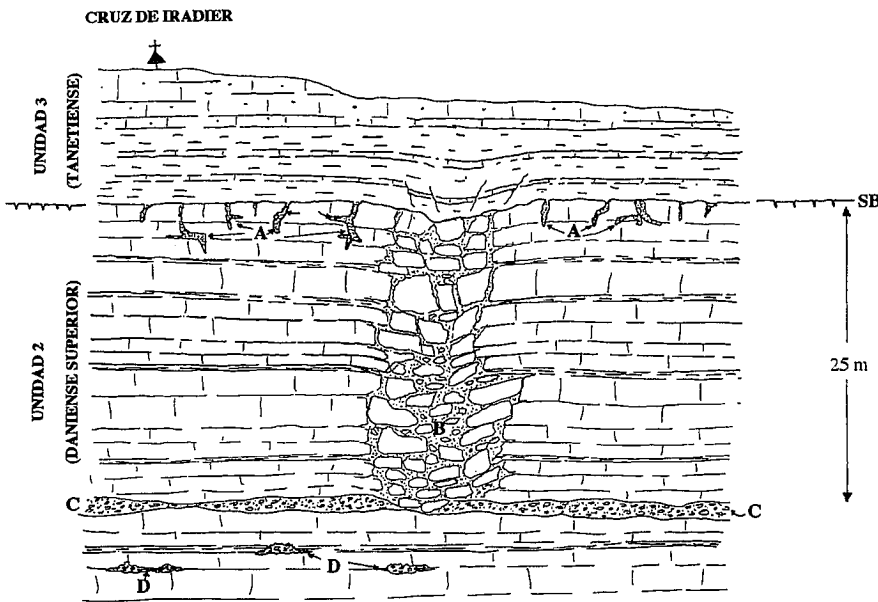


Fig. 3.- Esquema que muestra la disposición y relaciones entre los 4 tipos de estructuras paleokársticas reconocidas (A, B, C y D). Ver localización en Fig. 2. Explicación en el texto.

Fig. 3.- Field sketch showing the arrangement and relationships between the 4 types of paleokarstic structures (A, B, C and D). Location on Fig. 2. Explanation within the text.

solución y alteración originado en la interfase superior de la zona freática.

El último grupo de estructuras (D en Fig. 3), que se disponen en las posiciones más bajas del afloramiento, presenta algunas similitudes con las arriba descritas, aunque son de muy diferentes dimensiones. Corresponden, en efecto, a niveles de disolución similares al C y orientados asimismo paralelamente a la estratificación. Sin embargo, su extensión lateral raramente supera 3 m. Como rasgo significativo, en algunos de ellos se han reconocido crecimientos laminares de calcita espática de varios centímetros de grosor, que se disponen tapizando los bordes de las oquedades de disolución.

Aparte de las estructuras descritas, es interesante comentar los caracteres microscópicos de la unidad 2, en la que las mismas encajan. Dicha unidad está compuesta esencialmente por una sucesión de calizas bien estratificadas entre las que se reconocen dos tipos principales de facies: packstones-grainstones de algas calcareas (principalmente dasycladaceas) y miliólidos; y wackestones-packstones de miliólidos, gasterópodos y pequeños bivalvos, embebidos en una masa micrítica de naturaleza peloidal. Estas facies, descritas ampliamente en otras zonas pirenaicas (e.g., Van der Hurk, 1990), son representativas de medios de «lagoon». En numerosas láminas delgadas de estas calizas, tanto en el Monte Baio como en otras secciones lateralmente equivalentes, se ha constatado una disolución selectiva, que afecta preferentemente a los componentes

bioclásticos, y que sobre todo se concentra en los 25 m superiores de la unidad 2, por encima del nivel C. Las oquedades creadas por esta disolución suelen aparecer rellenas por varias generaciones de cementos, que en los casos más completos presentan la siguiente secuencia: primeramente, y tapizando las paredes de las cavidades, un cemento calcítico de tipo «bladed»; seguidamente, pero no en todos los casos, una micrita peloidal que forma rellenos geopetales y es asimilable por sus características a «cristal silt»; y, finalmente, una calcita espática clara, de tipo «quant», que constituye el resto del relleno. Aunque el análisis detallado de estos rasgos diagenéticos no se ha completado todavía, parece razonable concluir con los datos disponibles que las dos últimas generaciones de cementos podrían haberse formado en un ambiente freático de agua dulce, probablemente dentro de la zona vadosa.

En contraste, las generaciones de cementos arriba descritas no se han observado en ninguna de las muestras recogidas en la unidad 2 por debajo del nivel C, a pesar de que estas calizas también suelen presentar disoluciones importantes. En estos materiales, sobre todo es destacable la presencia de fuertes recristalizaciones y, más puntualmente, de dolomitizaciones. Las diferencias observadas en los caracteres microscópicos de las calizas situadas por encima y por debajo del horizonte C, refuerzan la interpretación del mismo como registro de la interfase superior de un nivel paleofreático.

Discusión y conclusiones

En base a todos los datos expuestos, resulta evidente que todas las estructuras que afectan a las calizas de la unidad 2 (Daniense superior) en la sección del Monte Baio responden a un modelo de karst bien desarrollado, que se habría formado en un ambiente diagenético meteórico. Aparte de su interés intrínseco como ejemplo fósil, la presencia de este sistema kárstico es claramente ilustrativa de la importancia de la caída del nivel marino registrada en el límite Daniense-Thanetiense y, sobre todo, puede constituir uno de los puntos de referencia para estimar su magnitud. En efecto, si la interpretación avanzada para el nivel de disolución horizontal situado a 25 m por debajo de la discontinuidad corresponde al antiguo nivel freático, podemos afirmar que la caída del nivel marino fue por lo menos de esa magnitud. Si se añaden además la batimetría original del «lagoon» en que se depositó la unidad 2 (aproximadamente unos 10 m), y los efectos de la compactación, es razonable suponer que la magnitud del descenso del nivel marino sea aproximaria posiblemente a 40 m.

En plataformas carbonatadas contemporáneas de la zona central surpirenaica, y en base a otros parámetros, Eichenseer (1988) y Van der Hurk (1990) calcularon que la caída del nivel marino ligada a la discontinuidad aquí descrita estaría comprendida entre 20 y 100 m. La cifra intermedia deducida en esta ocasión, si nuestras deducciones son correctas, da probablemente un valor más realista sobre la magnitud de la misma.

Agradecimientos

Contribución al proyecto de investigación DGICYT PB-95-0500

Referencias

- Baceta, J.I. (1996): *Tesis Doctoral*, Univ. del País Vasco. 372 p.
- Calvet, F., Wright, V.P. y Giménez, J. (1991): *Actas del I Congreso del Grupo Español del Terciario*, 50-51.
- Eichenseer, H. (1988): *Arb. Muss. Geol. Palaönt.* Univ. Tübingen. 237 pp.
- Esteban, M. y Klappa, C.F. (1983): *Am. Ass. Petrol. Geol. Mem.*, 33: 1-54.
- Freytet, P. y Plaziat, J.C. (1982): *Contributions to Sedimentology*. 12 213 pp
- Pujalte, V., Baceta, J.I., Payros, A., Orue-Etxebarria, X. y Serra-Kiel, J. (1994): *GEP and IGCP 286 Field Seminar*, 118 pp
- Robador, A., Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., Baceta, J.I. y Robles, S. (1991): *Geogaceta*, 9: 62-65
- Van der Hurk, A.M. (1990): *Tesis Doctoral*, Univ. Aut. Barcelona. 292 pp.