

Sedimentología e interpretación paleoambiental de la sucesión con niveles de vertebrados fósiles del Eoceno superior de Zambrana (Cuenca de Miranda-Treviño, Álava)

Sedimentology and palaeoenvironmental interpretation of the Upper Eocene vertebrate fossil rich section of Zambrana (Miranda-Treviño Basin, Álava)

E. Iriarte ⁽¹⁾, A. Badiola ⁽¹⁾, J. M^a. Hernández ⁽²⁾ y A. Berreteaga ⁽¹⁾

⁽¹⁾Dpto. de Estratigrafía y Paleontología, Fac. de Ciencias, Universidad del País Vasco, Apdo. 644, 48080 Bilbao. E-mail: gpbirave@lg.ehu.es, gpbbakoa@lg.ehu.es, gpbbeesa@lg.ehu.es.

⁽²⁾Miramón. Zientziaren KutxaGunea, Mikeletegi 43, 20009 Donostia, E-mail: miramon13@kutxagunea.org

ABSTRACT

The Zambrana vertebrate fossil locality (Álava, Basque-Cantabrian Region) is located within Upper Eocene continental deposits of the Miranda-Treviño Basin. According to the sedimentological studies of this work, the fossiliferous beds are palustrine-lacustrine coal-bearing marls and limestones. They correspond to a shallow, low-gradient lake margin palaeoenvironment, with a peripheral swamp. The sedimentation was controlled by changes of water level. The fossil rich levels occur on top of swamp related organic matter rich facies, which were rapidly buried because of a rise of the water level. Therefore, the swamps are essential environment to prevent fast subaerial oxidation of the bones, and after buried by lacustrine facies, to form a reducing environment in water-saturated sediments and to promote the fossilization of the bones.

Keywords: Fluvial-lacustrine lithofacies, vertebrate fossils, palaeoenvironment, Upper Eocene, Miranda-Treviño Basin.

Geogaceta, 34 (2003), 131-134
ISSN:0213683X

Introducción

La unidad carbonatada que contiene vertebrados fósiles del yacimiento de Zambrana representa la unidad lacustre estratigráficamente más antigua que se ha reconocido en el flanco sur del Sinclinal Miranda-Treviño (Astibia *et al.*, 2000).

Este yacimiento es el único enclave conocido en la Península Ibérica que contiene una asociación fósil correspondiente a la Biozona MP 18 (Eoceno superior, Priabonense superior, según la escala biocronológica de Schmidt-Kittler, 1987 y Aguilar *et al.*, 1997). Dicha asociación fósil está compuesta por restos de reptiles (cocodrilos y tortugas) y mamíferos (insectívoros, roedores, carnívoros, artiodáctilos y perisodáctilos (Astibia *et al.*, 2000; Badiola *et al.*, 2002a, b).

El objetivo de este trabajo es ampliar el conocimiento del paleoambiente sedimentario en el cual se formó el yacimiento de Zambrana, para complementar los estudios paleobiológicos y tafonómicos en curso.

Contexto geológico y estratigráfico

El yacimiento de Zambrana se localiza en la parte sur de la Región Vasco-

Cantábrica, en sedimentos terciarios que conforman el flanco sur del Sinclinal de Miranda-Treviño, y relacionado con el cabalgamiento frontal surpirenaico (Fig. 1). Los materiales que conforman este sinclinal pertenecen a la Cuenca de Miranda-Treviño. Se trata de una cuenca de orientación E-W de unos 60 Km de longitud y 15 Km de anchura, constituida por más de 3500 m de depósitos terciarios (Astibia *et al.*, 2000).

En la sección aflorante donde se ha reconocido el yacimiento se distinguen tres unidades sedimentarias. Las unidades 1 y 2 corresponden a niveles marinos y transicionales de edad Cretácico superior-Paleógeno inferior, en su mayoría carbonatados y fuertemente plegados (Fig. 2A). La unidad 3 contiene vertebrados fósiles y marca el inicio de la sedimentación netamente continental en la zona. De abajo hacia arriba está formada por: (a) un grueso paquete de conglomerados y brechas poco organizados y de naturaleza carbonatada, que correspondería a zonas proximales de un sistema aluvial-fluvial (Fig. 2A: 3a); (b) una alternancia de lutitas y conglomerados canaliformes, en la que el progresivo aumento en la vertical de las lutitas y la disminución de la granulometría de los con-

glomerados sugieren una disminución del relieve y/o la migración lateral del sistema aluvial (Fig. 2A: 3b); (c) facies carbonatadas (margas y calizas, con abundantes fósiles de gasterópodos, ostrácodos y algas carófitas), asociadas a dos niveles centimétricos de carbón (Fig. 2B: Z2 y Z5), con intercalaciones detríticas, que corresponderían a un medio palustre en la zona litoral de un sistema lacustre (Fig. 2A: 3c). Los restos de vertebrados están asociados a las facies margosas infrayacentes y suprayacentes a las capas de carbón (Fig. 2B: Z1, Z4 y Z6). Los niveles excavados (Fig. 2B: Z4 y Z6), muy próximos entre sí (1 m de potencia total), aparecen asociados al nivel superior de carbón (Fig. 2B: Z5).

Sedimentología del yacimiento

Se ha realizado un estudio detallado de las facies de una sección estratigráfica de 0,6 m que engloba a los dos niveles fosilíferos excavados (Fig. 3).

Facies 1: margocalizas grises masivas

Se trata de los materiales más duros de la serie, debido a su mayor contenido de carbonato. A veces engloban niveles

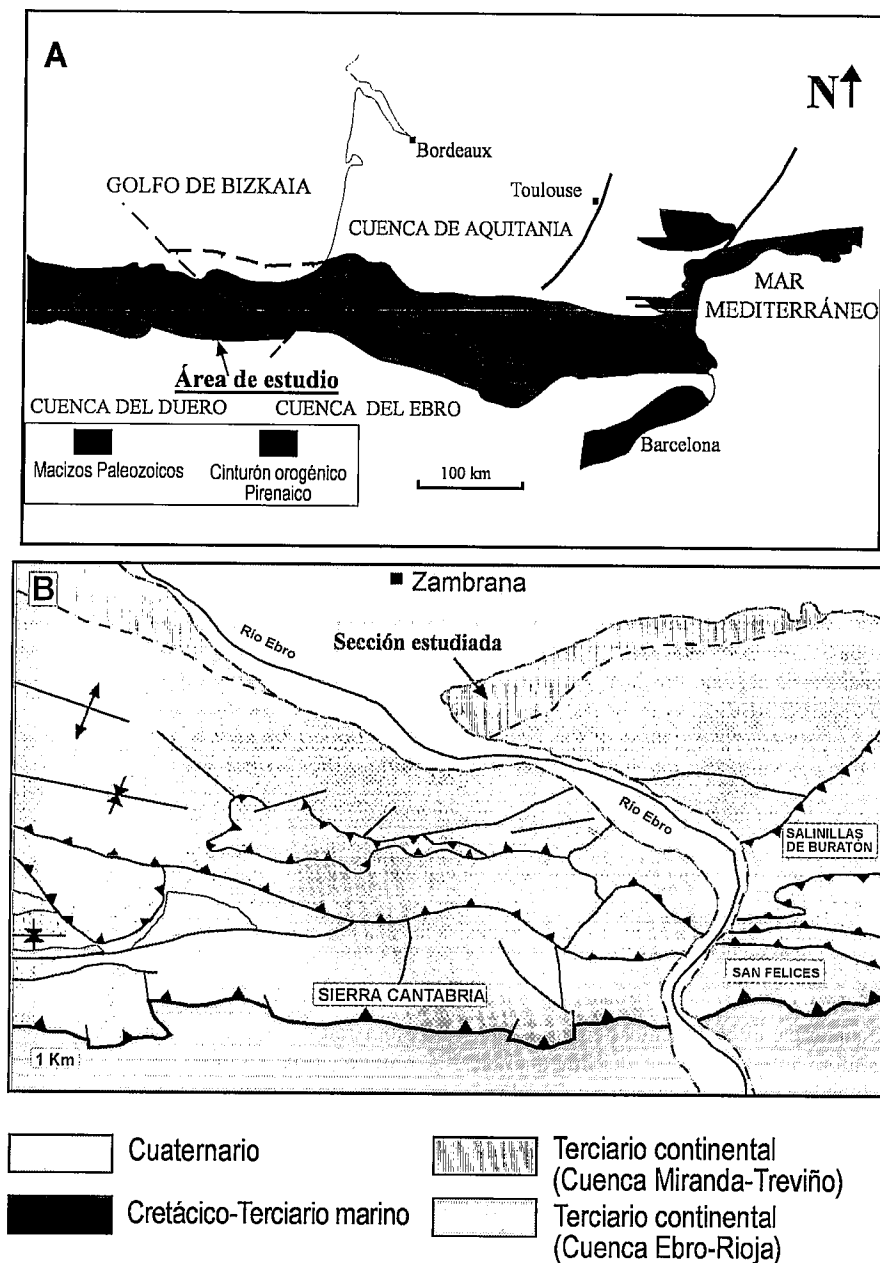


Fig. 1.- A: contexto tectónico regional del área estudiada. B: situación geológica de la serie estratigráfica de Zambrana (tomado de Astibia *et al.*, 2000).

Fig. 1.- A: tectonic regional context of the studied area. B: geological setting of the studied section (from Astibia *et al.*, 2000).

canaliformes laxos de unos 0,75 a 2 metros de anchura y unos 10 a 15 cm de potencia, rellenos de conglomerados de clastos carbonatados de tamaño medio de 1 cm (Fig. 2B: Z3). En general, carece de estructuras sedimentarias, aunque, en ocasiones, exhiben una fina laminación paralela, donde se concentran material terrígeno y fragmentos de gasterópodos. Se observa un contacto neto con los materiales suprayacentes.

Se interpretan como depósitos de una zona interna del margen del lago, con una lámina de agua prácticamente continua. La sedimentación margosa sería el resultado de la acumulación combinada de limos y arcillas

por decantación, procedentes de la zona más distal del sistema aluvial, y de carbonato cálcico, formado a partir de la precipitación inorgánica de los carbonatos disueltos en el agua, o bien bioinducida por la actividad de carófitas y/o algas unicelulares. Las intercalaciones de canales laxos rellenos de conglomerados y las estructuras laminadas, correspondientes a facies de desbordamiento o retrabajamiento, indicarían eventuales flujos energéticos, denotando la proximidad de la desembocadura del cauce fluvial.

Facies 2: margas

Su coloración es variable (gris-negro) y aumenta o decrece gradualmente en la

vertical, denotando variaciones en el contenido de materia orgánica. Tienen abundante contenido fosilífero: carófitas, ostrácodos, semillas de macrófitas y vertebrados fósiles. Presentan niveles de lumaquelas de gasterópodos planoespirales y trocoespirales, a veces orientados y amalgamados. A techo aparecen marcas de raíces rellenas de margas oscuras. Los niveles fosilíferos excavados (Z4 y Z6) quedan englobados a lo largo de toda esta facies, pero la cantidad de los restos de vertebrados aumenta especialmente en las zonas con mayor contenido en materia orgánica (Fig. 3: a, b y c). Por otro lado, en contacto infrayacente con la Facies 1, las margas verdes y grises presentan, sobre todo, abundantes fósiles de organismos démicos que vivían en el medio lacustre (tortugas y cocodrilos).

La Facies 2 representaría una zona más somera que la anterior con variaciones significativas en el espesor de la lámina de agua. El contenido en materia orgánica y en fósiles varía según la batimetría. De esta manera, en los momentos en que el área estuviera sumergida, sin desarrollo de cubierta vegetal, la cantidad de materia orgánica sería menor y se produciría una mayor acumulación de carbonatos, probablemente, inducida por carófitas. Las lumaquelas de gasterópodos que se observan son asimilables a las *litoral shell-beds* de De Deckker (1988), en las que las conchas de los moluscos flotan tras su muerte y son acumuladas y sometidas a alteraciones bioestratinómicas en la orilla del lago. Cohen (1989) también describe facies similares en un ambiente sublitoral, donde las conchas se acumulan debido a un nulo aporte de sedimento y/o el barrido (*winnowing*) del sedimento más fino, en momentos de una ligera caída del nivel de agua. En ambos casos, esta facies es común en zonas marginales lacustres. En los momentos en que el sustrato queda expuesto se produciría la colonización vegetal y subsiguiente alteración rizogénica (Plaziat, 1984), junto con la acumulación de materia orgánica y restos de vertebrados.

Facies 3: lignitos

Hacia techo de la sección se observan dos capas centimétricas de lignitos, separados por un nivel arcilloso (Fig. 3: Z5) que lateralmente se acuña. El lignito, de textura hojosa y de color negro, presenta cristales aciculares de yeso y colores ocres debido a la oxidación de sulfuros.

La Facies 3 podría interpretarse como una turbera situada en el cinturón más externo del sistema, respondiendo a un subambiente reductor de acumulación

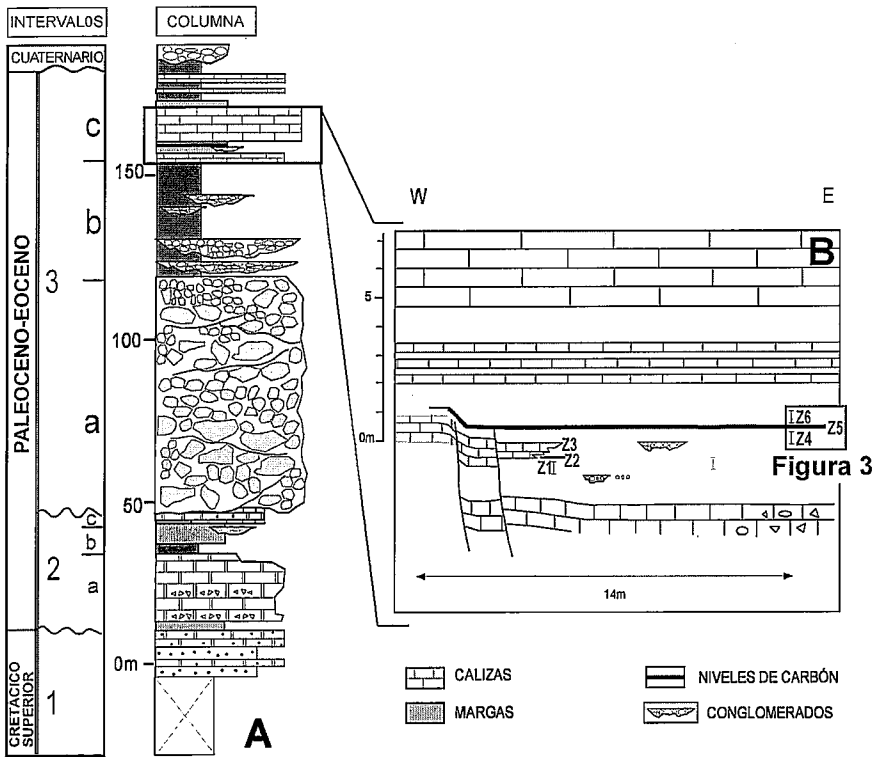


Fig. 2.- A: stratigraphical section of the outcrop. B: schematic section of Zambrana site (modified from Astibia et al., 2000).

tencia de un ambiente cenagoso en el cinturón más externo del sistema. Dicho ambiente sería un lugar idóneo para retardar la degradación de restos orgánicos, tal como se han interpretado en algunos trabajos de tafonomía de vertebrados (véase Beherensmeyer, 1981; Beherensmeyer y Hook, 1992; entre otros). Las condiciones necesarias que describen Ayers & Kaiser (1984) y Ayers (1986) para la formación de turba se ajustan bien al paleoambiente de Zambrana: estabilidad relativa del nivel del lago que evite la prolongada exposición y desecamiento de la ciénaga; subsidencia que produzca espacio de acomodación para las turberas y, escaso aporte de terrígeno.

La ausencia de fuertes pendientes deposicionales y, la alternancia vertical de las facies descritas -que indican secuencias de retracción y expansión de la orilla del lago- hace pensar en un modelo de litoral lacustre análogo al *low-energy ramp margin*, propuesto por Platt & Wright (1991). La plataforma margosa, sin apenas pendiente deposicional (facies 2) y adyacente a una ciénaga (facies 3) pasaría con muy poco gradiente, hacia ambientes relativamente más profundos (facies 1) (Fig. 4). En este tipo de lagos someros los cinturones de facies litorales

masiva de materia orgánica vegetal. La presencia de marcas de raíces en el substrato y la ausencia de matriz y de rasgos que evidencien transporte alguno, son indicativas de una acumulación *in situ*. Aunque se aprecia intercalado en los lignitos un nivel arcilloso, interpretado como una charca efímera, la ausencia generalizada de aporte terrígeno y el desarrollo profuso de la cobertura vegetal facilitarían la formación de turberas.

Modelo sedimentario del yacimiento

Los fósiles del intervalo estudiado y la asociación de facies que los engloban indican condiciones lacustres. Además, las facies descritas presentan rasgos que indican episodios de variación en la lámina de agua e incluso exposición subaérea, lo que confiere a los materiales un carácter palustre, típico de zonas de margen lacustre (Plaziat, 1984).

El modelo sedimentario que a continuación presentamos corresponde únicamente a la zona de formación del yacimiento de Zambrana y no a toda la extensión del lago, ya que, hasta el momento, disponemos de un solo afloramiento del margen lacustre (Fig. 4).

La presencia de capas de lignito, formadas a partir de turberas, indica la exis-

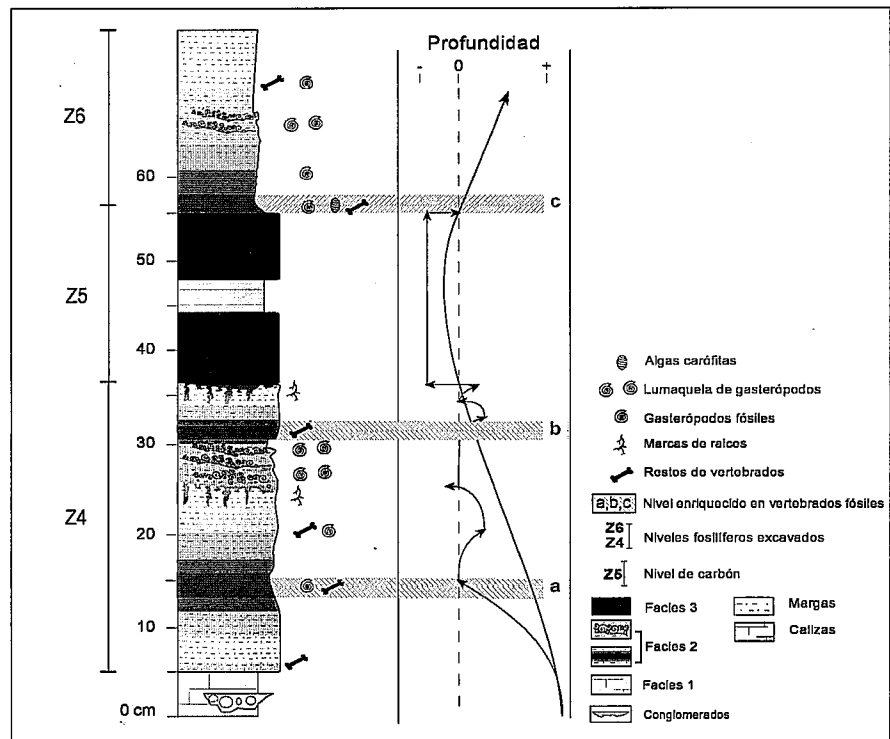


Fig. 3.- Stratigraphic column of the interval that contains the fossiliferous levels: facies related qualitative water-depth variations are indicated. Note the existence of transgressive/regressive cycles of different scales.

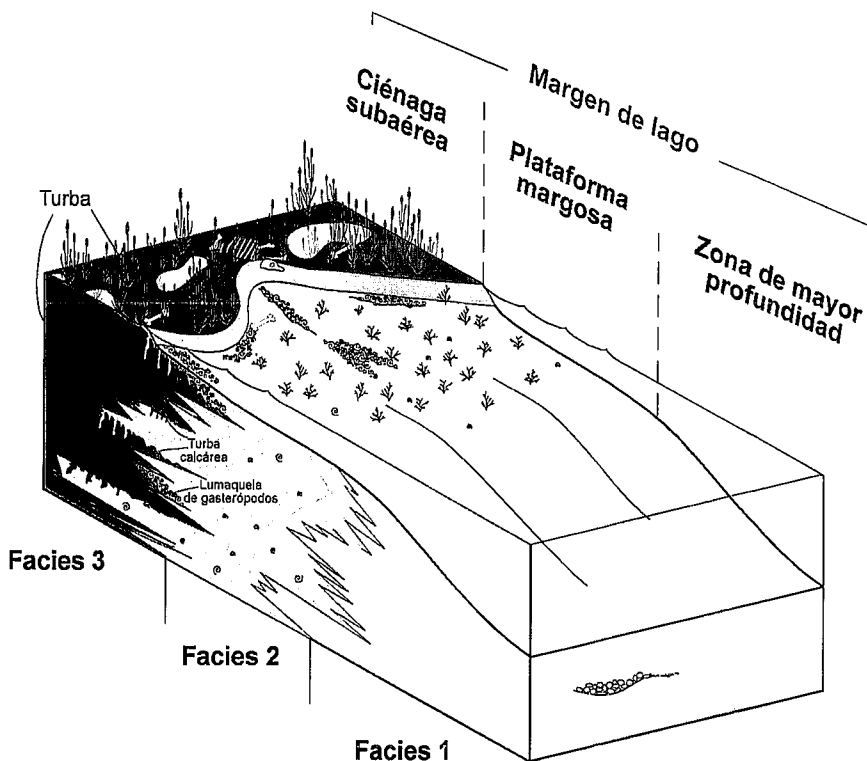


Fig. 4. Modelo esquemático de la disposición de facies de margen lacustre para la zona de formación del yacimiento de vertebrados fósiles de Zambrana.

Fig. 4.- Schematic depositional model for the lacustrine-margin facies, which contains the Zambrana fossiliferous beds.

progradan y retrogradan notablemente (incluso con pequeños cambios en la profundidad de la lámina de agua), siendo frecuentes los cambios abruptos de facies en la vertical. Las oscilaciones de la lámina de agua podrían deberse a varias causas, principalmente a variaciones del ciclo hidrológico y la actividad tectónica, dado el marco geotectónico en el que se encontraba (cuenca activa de *Piggy-back*, véase Astibia *et al.*, 2000).

Los materiales ricos en materia orgánica que fueron enterrados rápidamente por sedimento lacustre, debido a un ascenso de la lámina de agua, darían lugar a la instauración de unas condiciones favorables para la fosilización de los restos producidos. Efectivamente, la mayor cantidad de fósiles (niveles a, b, c en la figura 3) está situada en las zonas de inflexión entre secuencias de somerización y secuencias de profundización, donde pasamos de facies palustres subaéreas (facies 2, 3) a facies marginales subacuáticas (facies 1 y 2) (Figs. 3 y 4).

Las características fosildiagenéticas de los fósiles descritas en Badiola *et al.* (2002c), tales como, la presencia de pirita y calcita en algunas estructuras paleohistológicas, la envoltura calcítica de la superficie de los huesos y los resul-

tados de la catodoluminiscencia, también apuntan a un rápido proceso de enterramiento de los restos, que quedarían incluidos en la zona freática en un ambiente reductor continuo. La abundancia de materia orgánica y la formación de sulfuros, podrían justificar el color negro que presentan los fósiles.

Agradecimientos

A la Dra. A. Aranburu y los Drs. J. I. Baceta y H. Astibia por las correcciones y comentarios realizados sobre manuscrito original, al Dr. Mikel López-Horgue y a Sergio Martínez de Rituerto por la ayuda prestada en el trabajo de campo, así como a todas las personas que han participado en las excavaciones paleontológicas de Zambrana. Agradecemos igualmente al revisor de este trabajo, el Dr. V. Pujalte, por las sugerencias aportadas para la mejora del mismo. Este estudio se ha llevado a cabo gracias a una Beca Predoctoral del Ministerio de Educación y Ciencia, concedida a uno de los firmantes (A. B.), a la ayuda de la Diputación Foral de Álava (Museo de Ciencias Naturales de Álava) y en el contexto del Proyecto BOS2000-1369 del Ministerio de Ciencia y Tecnología.

Referencias

- Aguilar, J. P., Legendre, S. & Michaux, J. (Eds.) (1997): *Synthèses et tableaux de corrélations*. Actes du Congrès Biochrom'97, Mémoires et Travaux de l'Institut de Montpellier (EPHE), Institut de Montpellier 21, 769-805.
- Astibia, H., Aranburu, A., Pereda-Suberbiola, X., Murelaga, X., Sesé, C., Cuesta, M. A., Moya-Sola, S., Baceta, J. I., Badiola, A. y Köhler M. (2000): *Geobios*, 32 (2), 233-248.
- Ayers, W. B., Jr. y Kaiser, W. R. (1984): *En Rahmani, R. A. y Flores, R. M. (Eds.), Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 7, 61-84.
- Ayers, W. B., Jr. (1986): *Bull. Am. Ass. petrol. Geol.*, 70, 1651-1673.
- Badiola, A., Cuesta, M. A., Astibia, H., Pereda-Suberbiola, X. y Berreteaga, A. (2002a): *XVIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología (II Congreso Ibérico de Paleontología)*, Salamanca, p. 19.
- Badiola, A., Astibia, H., Pereda-Suberbiola, X. y Murelaga, X. (2002b): *Geodiversitas*, 24 (4), 841-848.
- Badiola, A., Berreteaga, A., Elorza, J. J., Etxebarria, N., Beobide, G., Pereda-Suberbiola, X. y Astibia, H. (2002c): *XVIII Jornadas de la Sociedad Española de Paleontología (II Congreso Ibérico de Paleontología)*, Salamanca, p. 17.
- Beherensmeyer, A. K. (1981): *En Gray, J., Boucot, A. y Berry, W. (Eds.). Communities of the Past.*, 591-615. Hutchinson Russ, Stroudsburg, Pennsylvania.
- Beherensmeyer, A. K. y Hook, R. W. (1992): *En Beherensmeyer, A. K., Damuth, J. D., DiMichele, W. A., Potts, R., Sues, H. D. y Wing, S. L. (Eds.). Terrestrial Ecosystem Through Time: Evolutionary Palaeoecology of Terrestrial Plants and Animals*, 15-136. University of Chicago Press, Chicago.
- Cohen, A. S. (1989): *Paleobiology*, 15, 26-45.
- De Deckker, P. (1988): *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 62, 237-270.
- Plaziat, J. C. (1984): *Geobios*, Mém. Spécial n° 8, 313-320.
- Platt, N. H. y Wright, V. P. (1991): *En Anadón, P., Cabrera, L.I. y Kelts, K. (Eds.), Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, 13, 57-74.
- Schmidt-Kittler, N. (ed.) (1987): *Mainz Münchner geowissenschaftliche Abhandlungen*, 10, 1-312.