

# Registro geológico del máximo térmico del Paleoceno-Eoceno en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido (Pirineo Central)

*Record of the Paleocene-Eocene thermal maximum in the Ordesa and Monte Perdido National Park (Central Pyrenees, Spain)*

Alejandro Robador <sup>(1)</sup>, Victoriano Pujalte <sup>(2)</sup>, Josep Maria Samsó <sup>(3)</sup> y Aitor Payros <sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Área de Cartografía Geocientífica, IGME, La Calera 1, 28760, Tres Cantos, Madrid. a.robador@igme.es

<sup>(2)</sup> Departamento de Estratigrafía y Paleontología. Facultad de Ciencia y Tecnología, Universidad del País Vasco, Ap. 644, Bilbao. victoriano.pujalte@ehu.es; a.payros@ehu.es

<sup>(3)</sup> Geólogo consultor, C) Mayor, 30 1º, 22700, Jaca. josemsamsó@gmail.com

## ABSTRACT

The Paleocene-Eocene thermal maximum (PETM) had earlier been documented in basinal and continental settings of the Pyrenean basin clastic units. In this work new data are added from comparatively less well-known platform interior successions outcropping at the Ordesa and Monte Perdido National Park. There, the PETM is recorded by comparatively thin (10-30 m) but laterally extensive accumulations of siliciclastic deposits that are thought to represent an ancient wave- and storm-dominated delta system. Further, the landward pinch-out of the delta suggests that the PETM occurred during an interval of relatively low sea level. Together with other siliciclastic units of the Pyrenean domain, the new data confirms the intensification of the hydrological cycle during the PETM.

**Key words:** PETM, Ordesa and Monte Perdido National Park, Pyrenees

*Geogaceta*, 46 (2009), 111-114  
ISSN: 0213683X

## Introducción

El máximo térmico del límite Paleoceno-Eoceno (PETM a partir de sus siglas en inglés) corresponde a una de las mayores perturbaciones del clima global acaecidas durante el Cenozoico (Zachos *et al.*, 2008). Este evento duró aproximadamente 200.000 años, se caracterizó por un rápido incremento de la temperatura global y estuvo asociado con una anomalía negativa (-2 al -6‰) del  $\delta^{13}\text{C}$  y a numerosos cambios bióticos (Clyde y Gingerich, 1998; Pujalte *et al.*, 2009a). La base de la anomalía isotópica marca, por acuerdo internacional, el límite Paleoceno-Eoceno (Luterbacher *et al.*, 2000), y más recientemente ha sido sugerida como criterio para fijar además la base del Piso Ilerdiense (Pujalte *et al.*, 2009b).

El registro geológico del PETM está bien documentado en la Cuenca Pirenaica, especialmente en los sedimentos marinos de cuenca del sector vasco (Ermua y Zumaia: Schmitz *et al.*, 1997, 2001; Orue-Etxebarria *et al.*, 2004. Fig. 1), y en las series continentales y litorales de la Cuenca de Tresp-Graus (Schmitz y Pujalte, 2003 y 2007; Robador, 2005; Pujalte *et al.*, 2009a;

Fig. 1). En la Cuenca Vasca el PETM está representado por una unidad esencialmente terrígena («*Siliciclastic Unit*») intercalada en una sucesión predominantemente carbonatada, en tanto que en la de Tresp-Graus coincide con dos unidades («Conglomerado de Claret» y «Suelos amarillentos») que, al igual que la *Siliciclastic Unit*, reflejan un fuerte incremento del influjo terrígeno desde las áreas fuente.

El registro del PETM en las plataformas someras Pirenaicas es peor conocido; pueden encontrarse datos generales en Baceta *et al.* (2004) y Robador (2005). Estos trabajos muestran que las series de plataforma del Paleoceno y del Ilerdiense inferior de la zona Sur-Pirenaica están constituidas por una sucesión mayoritariamente carbonatada, con una potencia media de 300 m. Dentro de esta sucesión, el PETM se asocia con un intervalo distintivo, ubicuo y fácilmente reconocible, compuesto por margas oscuras de 1 a 10 m de espesor estudiadas con detalle en las secciones de Urrobi y Mintxate, ambas en el norte de Navarra (Pujalte *et al.*, 2003). En la primera localidad está representado por margas grises muy fosilíferas, ocasionalmente consti-

tuidas por lumaquelas de *Nummulites* con una asociación monoespecífica compuesta por *Nummulites* aff. *minervensis*, y en la segunda, por margas hojosas negras escasamente fosilíferas. La atribución de dichas margas al PETM ha podido establecerse con datos isotópicos y mediante correlación paleontológica con las secciones de la Cuenca Vasca (Pujalte *et al.*, op. cit.).

Con toda probabilidad, los conocimientos sobre el impacto del PETM en el dominio de plataforma mejorarán sustancialmente gracias a investigaciones en curso en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido. En el Parque Nacional, en efecto, la sucesión de plataforma del Paleoceno-Ilerdiense inferior, denominado Gp. Gallinera (Robador, 2005), aflora extensivamente en los valles de Ordesa y Añisclo, con espectaculares afloramientos continuos de más de 10 km de extensión lateral. Ambos valles permiten observar secciones respectivamente paralelas y transversales al margen de plataforma y dan la oportunidad de realizar una reconstrucción detallada en 3D de la arquitectura estratigráfica del Gp. Gallinera. El objetivo de este trabajo es presentar un avance de los datos y con-

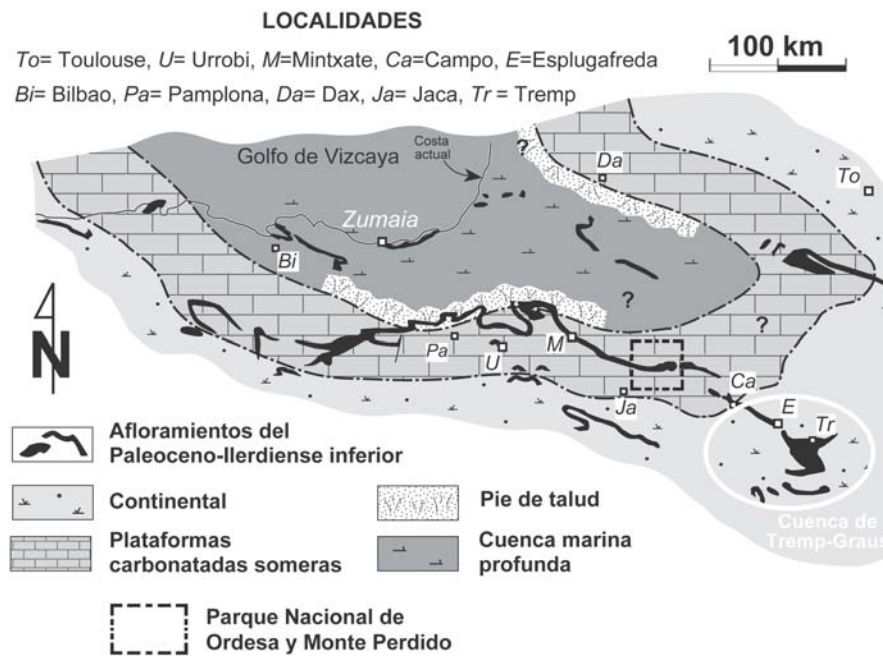


Fig. 1.- Mapa paleogeográfico del dominio Pirenaico para el Paleoceno, con indicación de las localidades citadas en el texto (modificado de Baceta *et al.*, 2004).

Fig. 1.- Paleogeographic map of the Pyrenean domain for Paleocene times, with indication of the localities cited in the text (Modified from Baceta *et al.*, 2004).

clusiones obtenidos hasta la fecha del análisis de los citados afloramientos.

**El PETM en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido**

El Ilerdiense basal está representado en casi todo el área del Parque Nacional por depósitos siliciclásticos y/o por margas arenosas que, por los motivos que se discuten en el siguiente apartado, atribuimos al PETM. Estos depósitos han sido examinados en varias secciones (Fig. 2A y B), las más completas y representativas de las cuales son las de La Pardina y Mondoto, donde se reconocen dos unidades diferentes que destacan litológicamente del resto del Gp. Gallinera, las «Margas con *Nummulites*» y el «Miembro Pardina» (Figs. 2C y D).

Las «Margas con *Nummulites*» alcanzan 4,4 m de espesor en ambos cortes, y consisten en margas arenosas con abundantes *Nummulites*. Descansan sobre las calizas arenosas del Thanetiense superior con un contacto neto, que corresponde a

una superficie encostrada y ferruginizada con nódulos de pirita, rasgos que sugieren un *hardground*. Las margas están estratificadas en capas de 0,5 a 0,75 m. El contenido en carbonato aumenta progresivamente hacia arriba, pero su parte superior, que sigue siendo muy fosilífera, tiene mayor contenido en material terrígeno de tamaño arena.

El Miembro Pardina (unidad que definimos formalmente en este trabajo) está mayoritariamente formado por areniscas y conglomerados siliciclásticos. Tal composición le confiere un aspecto distintivo en el paisaje, sobre todo porque su carácter silíceo propicia que en superficie aparezca recubierto por líquenes de colores verdosos, en contraste con los tonos grisáceos de los materiales carbonatados infra- y suprayacentes. Tal circunstancia permite su identificación y facilita su cartografía. El Mb. Pardina puede dividirse en su sección tipo (Faja de la Pardina, Fig. 2C) en dos subunidades: la inferior tiene 11,75 m de potencia y descansa, con un contacto transicional, sobre las

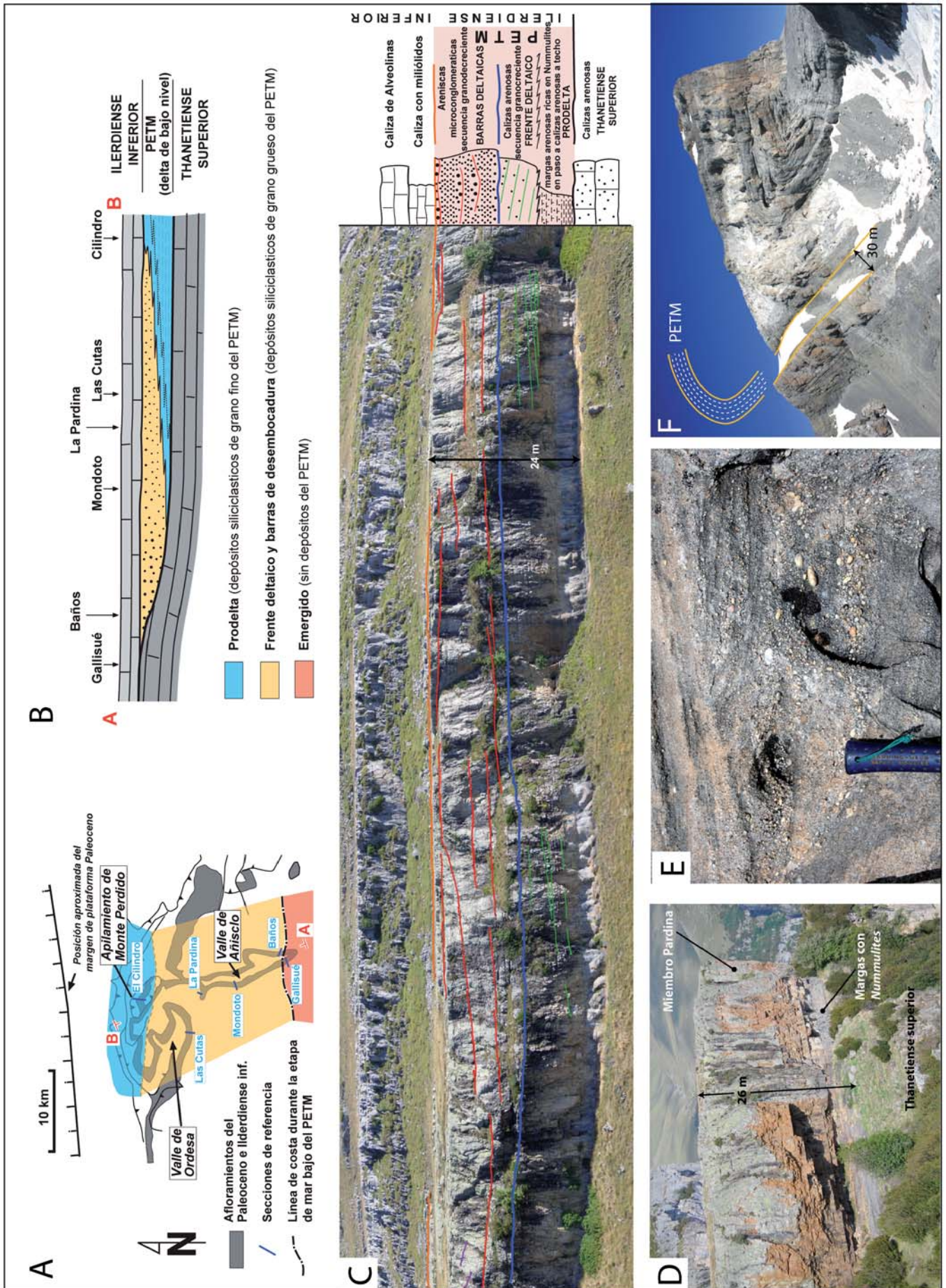
«Margas con *Nummulites*». Está compuesta por areniscas silíceas estratificadas en capas decimétricas, que en su parte inferior contienen proporciones variables de intraclastos y cemento carbonatado. El contenido en carbonatos disminuye progresivamente hacia arriba, al tiempo que aumenta el tamaño de grano y el espesor de los bancos. Presentan laminaciones cruzadas de *ripples* de corriente y oleaje, a veces parcialmente obliteradas por bioturbación.

La subunidad superior del Mb. Pardina tiene 7 m de espesor y está separada de la inferior por un contacto erosional. Está compuesta por areniscas con intercalaciones microconglomeráticas con cantos de cuarzo que llegan a alcanzar 5 cm de diámetro (Fig. 2E), mostrando estratificación cruzada a pequeña y media escala. A gran escala se constata que la subunidad está compuesta por cuerpos con geometrías canaliformes laxas que se cortan entre sí (Fig. 2C). Como resultado, la ordenación vertical del tamaño de grano no presenta una pauta bien definida, si bien los clastos mayores tienden a concentrarse en la parte inferior y los metros superiores están constituidos por areniscas de tamaño de grano grueso sin pasadas microconglomeráticas. No obstante, los últimos centímetros de la subunidad lo forman microconglomerados con señales de retrabajamiento, que podría corresponder a un depósito residual (*lag*). Dichos microconglomerados se hallan recubiertos abruptamente por calizas con miliólidos y alveolinas, probablemente resultado de un rápido evento transgresivo.

Petrográficamente las areniscas del Mb. Pardina presentan un porcentaje muy elevado de granos de cuarzo, superior al 95% en muchas muestras, y pueden clasificarse por ello como cuarcarenitas. Además de cuarzo se encuentran fragmentos de plagioclasa, chert y turmalina, casi siempre en proporciones cercanas al 1%. La matriz, de tipo sericítico, se encuentra también en proporciones muy bajas, inferiores al 5%. Ocasionalmente se observan concentraciones de óxidos de hierro formando parte del cemento.

Fig. 2.- A) Mapa de afloramientos del Paleoceno-Ilerdiense inferior y paleogeografía simplificada para el PETM (sin corrección palimpástica) del área del Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, con localización de secciones de referencia. (B) Sección transversal simplificada de las unidades del PETM. (C, D y F) Fotografías interpretadas de secciones representativas del intervalo del PETM: C, Faja de la Pardina; D, Mondoto; F, Cilindro de Marboré. (E) Foto de detalle de las areniscas microconglomeráticas características de la subunidad superior del Miembro Pardina (ver página siguiente).

Fig. 2.- A) Paleocene-lower Ilerdian outcrop map and simplified palaeogeography for the PETM interval (without palimpastic restoration) of the Ordesa and Monte Perdido National Park, with location of reference sections. (B) Simplified cross-section of the PETM units. (C,D and F): Interpreted field photos of representative sections of the PETM interval: C, La Pardina strip; D, Mondoto; F, Cilindro de Marboré peak. (E) Close-up picture of the pebbly sandstones in the upper unit of the Pardina Member (see next page).



La arquitectura deposicional de los depósitos descritos puede observarse en los afloramientos de las Figs. 2C y 2D. Las «Margas con *Nummulites*» aparecen como una unidad de carácter recesivo, a la que se superpone gradualmente el Mb. Pardina. El carácter estrato y granocreciente de la subunidad inferior, unido al suave buzamiento original de sus capas, sugiere una geometría progradacional. La subunidad superior del Mb. Pardina resalta en el relieve por su mayor resistencia a la erosión, y permite apreciar el carácter neto e irregular de su límite inferior y los diversos cuerpos canaliformes que la integran.

La figura 2B muestra una reconstrucción de las relaciones laterales a gran escala entre las «Margas con *Nummulites*» y el Mb. Pardina, realizada a partir de la correlación de las distintas secciones analizadas. En dicha reconstrucción destacan dos aspectos significativos: en primer lugar, el aumento de espesor de las «Margas con *Nummulites*» hacia el Norte y el decrecimiento paralelo de espesor del Mb. Pardina en esta misma dirección: como resultado, en la unidad tectónica más alta del apilamiento de Monte Perdido (sección del Cilindro de Marboré, Figs. 2A y F), las «Margas con *Nummulites*» alcanzan 30 m de espesor y el Mb. Pardina ha desaparecido. Es razonable deducir por todo ello que ambas unidades están vertical y lateralmente interdigitadas. En segundo lugar, la reconstrucción de la figura 2B muestra una rápida disminución de espesor de ambas unidades hacia el Sur (sección de Baños) y la desaparición de ambas en la sección de Gallisué.

En base a dicha reconstrucción y a los rasgos sedimentológicos de las unidades, el conjunto «Margas con *Nummulites*»/Mb. Pardina se considera acumulado en un sistema deltaico dominado por olas y tormentas. En concreto, las «Margas con *Nummulites*» representarían depósitos de prodelta, la subunidad inferior del Mb. Pardina correspondería al frente deltaico y, finalmente, la superior se correspondería con depósitos de barras de desembocadura (Fig. 2C). La ausencia de depósitos deltaicos en la sección de Gallisué sugiere que el sistema se desarrolló en condiciones de bajo nivel del mar. El posterior ascenso del nivel marino forzaría el retroceso de la línea de costa y el cese de aportes siliciclásticos, y determinaría el abandono y fosilización del delta.

## Discusión y conclusiones

Las características sedimentológicas y faunísticas de las «Margas con *Nummulites*», y su posición estratigráfica (base del Ilerdiense), son muy semejantes a la de las margas grises que representan el PETM en las secciones de Urrobi y Mintxate (Pujalte *et al.*, 2003). Cabe por tanto pensar que las ubicuas «Margas con *Nummulites*» de Ordesa fueron asimismo depositadas coetáneamente con el citado evento térmico.

La datación directa del Mb. Pardina es inviable por su carencia de fósiles biostratigráficamente significativos y la imposibilidad de obtener información isotópica en rocas siliciclásticas. No obstante, los datos de campo indican que las «Margas con *Nummulites*» pasan de modo gradual, en la vertical y lateralmente, al Mb. Pardina. Dichas relaciones de campo sugieren que este Miembro fue igualmente depositado durante el PETM.

El carácter del conjunto «Margas con *Nummulites*»/Mb. Pardina contrasta fuertemente con la litología carbonatada predominante en el Gp. Gallinera y demuestra un fuerte incremento de aportes de materiales siliciclásticos durante el (geológicamente) corto intervalo del PETM. Tal incremento sólo puede atribuirse a una acentuación de la escorrentía de agua superficial.

Una de las consecuencias del actual proceso de calentamiento global previstas por los modelizadores es un aumento de las tasas de evaporación y precipitación, con la consiguiente intensificación del ciclo hidrológico (e.g., Houghton *et al.*, 2001, Webster *et al.*, 2005). Muchos investigadores coinciden en señalar coincidencias entre el actual proceso y el PETM. Los datos aportados en este trabajo contribuyen a reforzar esta posibilidad.

## Agradecimientos

Esta investigación ha sido financiada por el proyecto 74/2005 del Organismo Autónomo Parques Nacionales dependiente del Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino. Se agradece a las autoridades y personal del Parque la ayuda recibida en los desplazamientos dentro del Parque Nacional y al Dr. Josep Tosquella Angrill la revisión crítica del manuscrito original.

## Referencias

Baceta, J. I., Pujalte, V., Serra-Kiel, J., Robador, A. y Orue-Etxebarria, X.

- (2004). En: *Geología de España* (J. A. Vera, Ed.). SGE-IGME, 308-313.
- Clyde, W.C. y Gingerich, P. D., (1998). *Geology*, 26, 1011-1014.
- Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van tier Linden, P. J., Dai, X., Maskell, K. y Johnson. C.A., Eds. (2001). *Climate change-2001: The scientific basis*. Cambridge University Press, Cambridge, 881 p.
- Luterbacher, H. P., Hardenbol, J. y Schmitz, B. (2000). *Newsletter International Subcommission on Paleogene Stratigraphy*, 9, p.13.
- Orue-Etxebarria, X., Bernaola, G., Baceta, J.I., Angori, E., Caballero, F., Monnechi, S., Pujalte, V. Dinarés-Turell, J., Apellaniz, E. y Payros, A. (2004). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 234(1-3), 223-259.
- Pujalte, V., Orue-Etxebarria, X., Schmitz, B., Tosquella, J., Baceta, J.I., Payros, A., Bernaola, G., Caballero, F. y Apellaniz, E. (2003). En: *Causes and Consequences of Globally Warm Climates in the Early Paleogene* (S.L. Wing, P.D. Gingerich, B. Schmitz y E. Thomas, Eds.), *The Geological Society of America Special Paper*, 369, 205-221.
- Pujalte, V., Schmitz, B., Baceta, J.I., Orue-Etxebarria, X., Bernaola, G., Dinarés-Turell, J., Payros, A., Apellaniz, E. y Caballero, F. (2009a). *Geologica Acta*, 7(1-2), 161-175.
- Pujalte, V., Baceta, J.I., Schmitz, B., Orue-Etxebarria, X., Payros, A., Bernaola, G., Apellaniz, E., Caballero, F., Robador, Serra-Kiel, J. y Tosquella, J. (2009b). *Geologica Acta*, 7(1-2), 177-194.
- Robador, A. (2005). *El Paleoceno e Ilerdiense inferior del Pirineo occidental: Estratigrafía y sedimentología*. Tesis Doctoral, Univ. del País Vasco/EHU, 456 p.
- Schmitz, B., Asaro, F., Molina, E., Monnechi, S., von Salis, K. y Speijer, R.P., (1997). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 133, 49-68.
- Schmitz, B., Pujalte, V. y Núñez-Betelu, K. (2001). *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 165, 299-320.
- Schmitz, B. y Pujalte, V. (2003). *Geology*, 31, 689-692.
- Schmitz, B. y Pujalte, V. (2007). *Geology*, 35, 215-218.
- Webster, P.J., Holland, G.J., Curry, J.A. y Chang, H.R. (2005). *Science*, 309, 1844-1846.
- Zachos, J.C., Dickens, G.R. y Zeebe, R.E. (2008). *Nature*, 451, 279-283.