

Calibración mediante isótopos de estroncio del límite Pliensbachiense-Toaciense en Obón (Teruel): implicaciones sedimentarias

Age calibration using strontium isotopes of the Pliensbachian-Toarcian boundary in Obón (Teruel): sedimentary implications

Jorge Val¹, Beatriz Bádenas¹, Marcos Aurell¹ e Idoia Rosales²

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, España.

jorgevalmunoz@gmail.com, bbadenas@unizar.es, maurell@unizar.es

² Instituto Geológico y Minero de España (IGME), E-28760 Tres Cantos, Madrid, España.

i.rosales@igme.es

ABSTRACT

The upper Pliensbachian is represented in the Iberian Range by the bioclastic limestones of the Barahona Fm. The sedimentological analysis indicates a shallowing trend throughout the upper Pliensbachian, followed by a deepening trend before the Pliensbachian-Toarcian boundary. In some northern areas of the Iberian Range this deepening event roughly coincides with the boundary between the Barahona Fm and the marls and limestones of the Turmiel Fm (Toarcian).

In the Obón area (Teruel), the age calibration of the Barahona Fm using Sr stable isotopes has allowed us to locate accurately the Pliensbachian-Toarcian boundary and proves that in these southern shallow areas of the basin, the latest Pliensbachian deepening event is recorded within the Barahona Fm. These data indicates the lateral facies relationship between the Barahona Fm and the relatively deeper facies of the Turmiel Fm, within the Jurassic carbonate ramp deepening to the North.

Key-words: Upper Pliensbachian, Iberian Basin, strontium isotopes, Barahona Formation.

RESUMEN

El Pliensbachiense superior está representado en la Cordillera Ibérica por las calizas bioclásticas de la Fm. Barahona. El análisis sedimentológico de estos depósitos indica una tendencia somerizante durante la mayor parte del Pliensbachiense superior, que se invierte a profundizante antes del límite Pliensbachiense-Toaciense. En algunos sectores de la Cordillera Ibérica noroccidental dicha profundización coincide con el límite litológico entre la Fm. Barahona y las margas y calizas de la Fm. Turmiel (Toaciense).

En el sector de Obón (Teruel), la calibración temporal mediante isótopos estables de Sr de la Fm Barahona permite ubicar con precisión el límite Pliensbachiense-Toaciense, y demuestra que en estas zonas someras meridionales de la cuenca el inicio de la profundización del Pliensbachiense terminal se registra dentro de la Fm. Barahona. Estos datos reflejan la relación de cambio lateral de facies entre la Fm. Barahona y las facies relativamente más profundas de la Fm. Turmiel, en la rampa carbonatada jurásica con polaridad hacia el Norte.

Palabras clave: Pliensbachiense superior, Cuenca Ibérica, isótopos de estroncio, Formación Barahona.

Geogaceta, 61 (2017), 155-158

ISSN (versión impresa): 0213-683X

ISSN (Internet): 2173-6545

Recepción: 13 de julio de 2016

Revisión: 3 de noviembre de 2016

Aceptación: 25 de noviembre 2016

Introducción y objetivos

El Pliensbachiense superior (Jurásico Inferior) registra sucesiones dominadas por carbonatos y tendencia regresiva en el ámbito del Tethys noroccidental. Este episodio regresivo ha sido relacionado con la existencia de un interludio climático de enfriamiento previo a la etapa de calentamiento del Toaciense inferior (ej., Price, 1999; Dera *et al.*, 2001). Diversos autores han estudiado el registro isotópico del Pliensbachiense superior en sucesiones marinas relativamente

profundas del entorno de Iberia, para evaluar la magnitud e implicaciones de dicho episodio de enfriamiento. Los datos de isótopos estables muestran valores de $\delta^{18}\text{O}$ más altos y de $\delta^{13}\text{C}$ más bajos para la biozona *Spinatum/Emanciatum* del final del Pliensbachiense, respecto a los registrados para la biozona *Tenuicostatum*, del inicio del Toaciense (ej.: Cuenca Vasco-Cantábrica: Rosales *et al.*, 2004; Cuenca Asturiana: Gómez *et al.*, 2015; Cuenca Lusitánica: Suan *et al.*, 2010; Cuenca Subbética: Sandoval *et al.*, 2012).

En la Cordillera Ibérica septentrional (Rama Aragonesa), el episodio regresivo del Pliensbachiense superior está representado por la Fm. Barahona, una sucesión de 10-20 m de calizas bioclásticas y margas con abundantes bivalvos, braquíópodos y belemnites, sobre las que se disponen las margas y calizas de la Fm. Turmiel, depositadas en relación con el episodio transgresivo que tuvo lugar en torno al tránsito Pliensbachiense-Toaciense (Aurell *et al.*, 2003; Gómez y Goy, 2005). Sin embargo, hasta la fecha no se han realizado en las sucesiones

marinas relativamente someras de la Cuenca Ibérica estudios que evalúen la señal isotópica del interludio de enfriamiento del Pliensbachiano superior.

El objetivo de este trabajo es realizar la calibración temporal mediante datos bioestratigráficos y químicoestratigráficos (isótopos de Sr) de la biozona *Spinatum* y del límite Pliensbachiano-Toarciano (límite *Spinatum-Tenuicostatum*) en el afloramiento próximo a la localidad de Obón (Teruel; Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica). La calibración cronoestratigráfica del límite entre las formaciones Barahona y Turmiel, así como de la superficie de profundización desarrollada en torno al límite Pliensbachiano-Toarciano arrojará argumentos para comparar la posición estratigráfica de dichos límites litoestratigráficos y de los ciclos sedimentarios con otros sectores de la cuenca, y aportará un marco cronoestratigráfico más preciso para futuros trabajos en este sector, que permitirán evaluar la señal isotópica del episodio de enfriamiento del Pliensbachiano superior.

Metodología y datos previos

Se ha levantado en la localidad de Obón (Teruel) un perfil estratigráfico detallado capa a capa desde la base de la Fm. Barahona (Pliensbachiano superior) hasta la parte inferior de la Fm. Turmiel (Toarciano inferior), de modo que incluya con seguridad el límite Pliensbachiano-Toarciano. El análisis sedimentológico realizado para la Fm. Barahona en este sector indica su depósito en los dominios de rampa media y transición media a externa de una plataforma carbonatada de tipo rampa (Val y Bádenas, 2014; Fig. 1A, B).

A lo largo de este perfil estratigráfico se ha llevado a cabo el muestreo de un total de 51 rostros de belemnites y 23 muestras de conchas de braquíopodos (3 muestras/metro de media) de los que se seleccionaron 19 ejemplares para el análisis de los isótopos estables de Sr y obtención de la curva $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Se prepararon láminas delgadas de belemnites para evaluar la posible alteración diagenética mediante el microscopio petrográfico y bajo catodoluminiscencia, de modo que se seleccionaron y muestrearon tan solo las porciones no luminiscentes y consideradas como diagenéticamente inalteradas.

Calibración temporal

La distribución de biozonas de ammonites propuesta por Mouterde *et al.* (1978)

para el sector de Obón localiza el límite entre las biozonas *Margaritatus* y *Spinatum* en la parte basal de la Fm. Barahona, en un intervalo de incertidumbre que abarca desde el techo de la capa 2 hasta el techo de la capa 34 diferenciadas en este trabajo, basado en la última aparición de *Protogrammoceras* sp. y en la primera aparición de *Pleuroceras spinatum* (Fig. 1C). El límite entre las biozonas *Spinatum* y *Tenuicostatum* se ubica según Mouterde *et al.* (1978) en la parte superior de la Fm. Barahona, en un intervalo de incertidumbre que abarca desde el techo de la capa 46 hasta el techo de la capa 56 (techo de la Fm. Barahona, ver Fig. 1C), basado en la última aparición de *Pleuroceras spinatum* y en la primera aparición de *Dactylioceras semicelatum*.

Para conseguir una calibración temporal más precisa se ha realizado el análisis de isótopos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Fig. 1C) obtenidos de los rostros de belemnites y conchas de braquíopodos. La curva $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtenida se ha comparado con la curva general de isótopos $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para el Jurásico Inferior (Fig. 1D; McArthur *et al.*, 2000; Gradstein *et al.*, 2012), lo que ha permitido ubicar con precisión los límites inferior y superior de la biozona *Spinatum*. El límite inferior de *Spinatum* ha podido precisarse en el techo de la capa 34 de acuerdo al valor obtenido de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70714). La tendencia decreciente progresiva y sin saltos de los valores en la curva de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ indica que existe un registro sedimentario completo de la biozona *Spinatum* dentro de la Fm. Barahona. La curva de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ muestra una tendencia decreciente desde la base del perfil (valor 0.70720) hasta el techo de esta formación (valor 0.707057). A partir del límite entre las formaciones Barahona y Turmiel existe un cambio marcado y brusco hacia una tendencia creciente en los valores. Este dato confirma que el límite Pliensbachiano-Toarciano (límite entre *Spinatum* y *Tenuicostatum*) coincide con el límite litológico Barahona-Turmiel.

Discusión

En la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica se registra un evento de profundización al final de la última biozona del Pliensbachiano (biozona *Spinatum*; Aurell *et al.*, 2003). No obstante, este evento transgresivo no siempre coincide con el límite litológico entre las formaciones Barahona y Turmiel (Gómez y Goy, 2005). En el caso de Obón, la superficie de transgresión más evidente se

encuentra en el límite entre los tramos medio y superior de la Fm. Barahona (techo de la capa 46, 4 m por debajo del límite entre las formaciones Barahona y Turmiel), y registra el paso de facies grano-sostenidas someras a una alternancia de facies margosas y carbonatadas fangosas relativamente más profundas (Fig. 1C; Val y Bádenas, 2014). La calibración temporal obtenida para el perfil de Obón mediante la curva $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ confirma que el límite entre las biozonas *Spinatum-Tenuicostatum* (Pliensbachiano-Toarciano) es coincidente con el límite entre las formaciones Barahona y Turmiel, y se sitúa por encima de la superficie transgresiva. Esto se encuentra en concordancia con lo observado por Comas-Rengifo *et al.* (1998) en la sección de Alfara (Valencia), donde también se registra el evento transgresivo dentro de las calizas bioclásticas de la Fm. Barahona, y se observa que el límite entre las facies grano-sostenidas de la Fm. Barahona y las facies margosas y carbonatadas fangosas de la suprayacente Fm. Sant Blai es coincidente con el límite Pliensbachiano-Toarciano.

En localidades septentrionales de la Rama Aragonesa de la Cordillera Ibérica, representativas de dominios relativamente más profundos de la cuenca (Almonacid de la Cuba, Zaragoza: Comas-Rengifo *et al.*, 1999), el límite entre las formaciones Barahona y Turmiel coincide con la superficie transgresiva del final de la biozona *Spinatum*, lo que se traduce en una posición estratigráfica más baja del límite entre las formaciones Barahona-Turmiel (Fig. 2).

Por lo tanto, en los sectores meridionales relativamente más someros de la cuenca, el evento transgresivo del final de la biozona *Spinatum* se registra dentro de las calizas bioclásticas de la Fm. Barahona, situándose la base de la Fm. Turmiel en el límite Pliensbachiano-Toarciano. Por su parte, en las áreas septentrionales relativamente más distales, el evento transgresivo del final del Pliensbachiano coincide con el límite entre las formaciones Barahona y Turmiel. Esta diferente ubicación cronoestratigráfica del límite entre formaciones demuestra el paso lateral de las facies de calizas bioclásticas someras de la Fm. Barahona a las ritmitas margas-caliza más profundas que conforman la Fm. Turmiel. Esta relación lateral de facies entre las formaciones Barahona y Turmiel concuerda con la polaridad Norte-Sur de la cuenca, situándose los dominios más profundos al Norte.

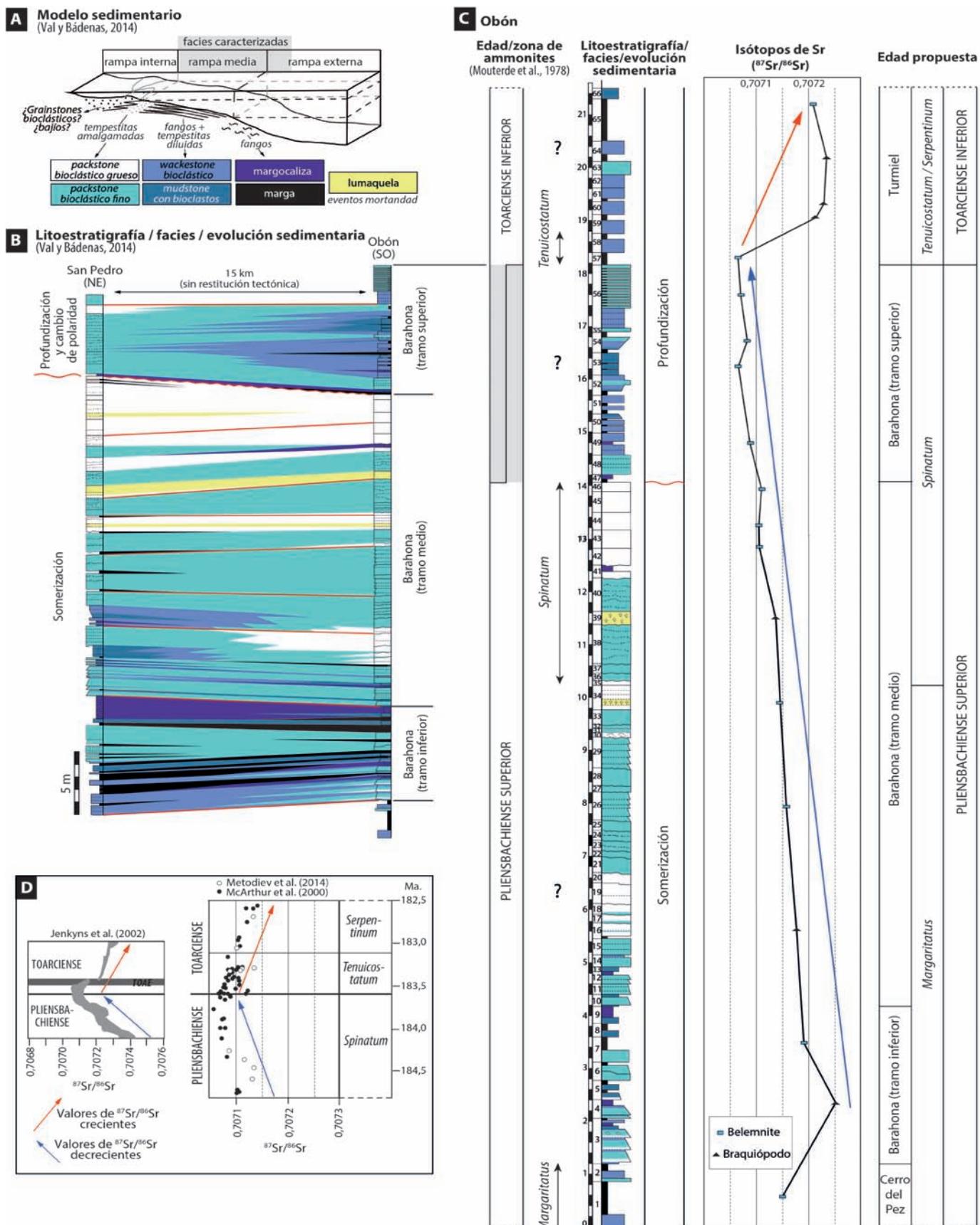


Fig. 1.- A) y B) Modelo sedimentario y correlación de facies de la Fm. Barahona para el sector de Obón-San Pedro y C) su calibración temporal en Obón mediante datos bioestratigráficos e isótopos estables de Sr. D) Curvas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para el Pliensbachiense-Toarcense.

Fig. 1.- A) and B) Sedimentary model and facies correlation of the Barahona Fm in the Obón-San Pedro area and C) its age calibration in Obón, based on bios-tratigraphic data and stable Sr isotopes. D) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ curves for the Pliensbachian-Toarcian

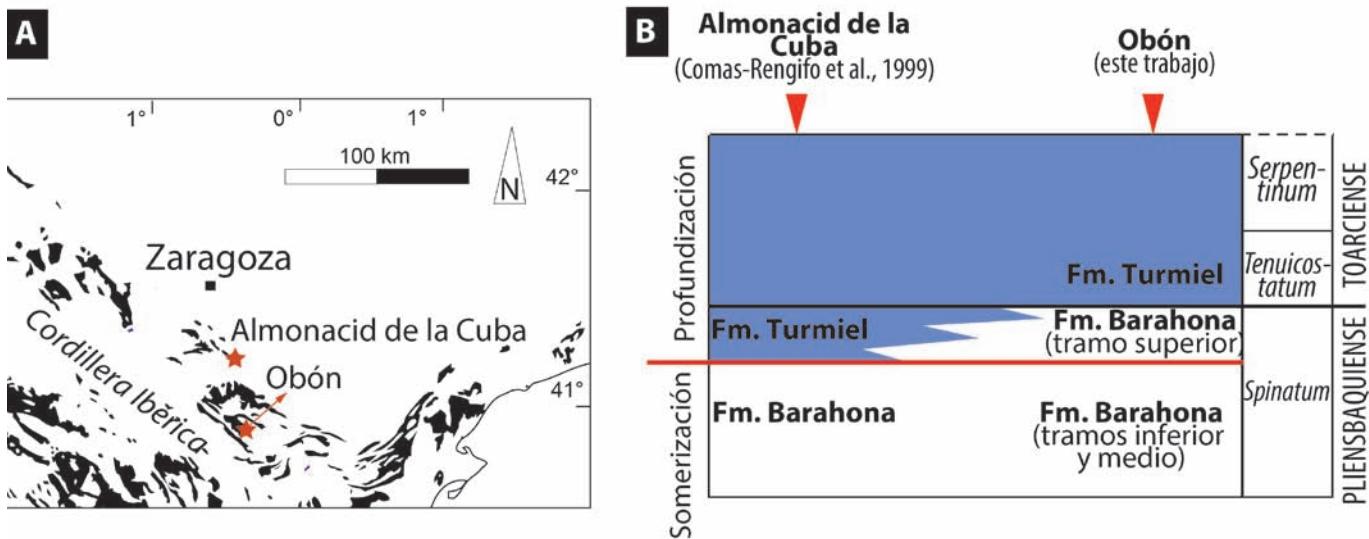


Fig. 2.- A) Localización de los afloramientos pliensbachienses de Obón y Almonacid de la Cuba. B) Posición cronoestratigráfica en dichos sectores de la superficie transgresiva del final de la biozona Spinatum y del límite entre las formaciones Barahona y Turmiel.

Fig. 2.- A) Location of the Pliensbachian outcrops of Obón and Almonacid de la Cuba, B) Chronostratigraphic position of the deepening surface at the Spinatum Zone and of the boundary between the Barahona and Turmiel formations.

Conclusiones

La calibración temporal del límite Pliensbachiense-Toarciano en el sector de Obón, realizada mediante el análisis de la curva de isótopos estables de Sr obtenidos en la Fm. Barahona y los niveles basales de la Fm. Turmiel ha permitido ubicar con precisión el límite Pliensbachiense-Toarciano en el límite litológico entre ambas formaciones. La comparación con su posición en otros sectores de la cuenca (más baja en los sectores septentrionales de la cuenca) demuestra la relación de cambio lateral de facies entre ambas formaciones, en concordancia con la polaridad de la rampa carbonatada hacia el Norte.

La calibración obtenida para la Fm. Barahona en este sector de la Cordillera Ibérica establece un marco cronoestratigráfico más preciso para un futuro análisis de los datos de isótopos estables de C y O en las muestras de belemnites y braquíópodos recogidas en este perfil. Esto permitirá obtener la señal isotópica de las aguas superficiales y profundas, respectivamente, para evaluar y discutir sobre el posible registro sedimentario del interludio de enfriamiento en las zonas marinas someras de la Cuenca Ibérica durante el Pliensbachiense superior.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2014-53548-P. Los autores agradecen los comentarios y sugerencias de los revisores que han ayudado a mejorar el manuscrito original. En recuerdo a Cecilio Muñoz.

Referencias

- Aurell, M., Robles, S., Bádenas, B., Quesada, S., Rosales, I., Meléndez, G. y García Ramos, J.C. (2003). *Sedimentary Geology* 162, 239-271.
- Comas-Rengifo, M.J., Gómez, J.J., Goy, A. y Rodrigo, A. (1998). *Cuadernos de Geología Ibérica* 24, 173-184.
- Comas-Rengifo, M.J., Gómez, J.J., Goy, A., Herrero, C., Perilli, N. y Rodrigo, A. (1999). *Cuadernos de Geología Ibérica* 25, 27-58.
- Dera, G., Brigaud, B., Monna, F., Laffont, R., Pucéat, E., Deconinck, J.F., Pellenard, P., Joachimski, M.M. y Durlet, C. (2011). *Geology* 39, 215-218.
- Gómez, J.J. y Goy, A. (2005). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 222, 77-94.
- Gómez, J.J., Comas-Rengifo, M.J. y Goy, A. (2015). *Clim. Past. Discuss* 11, 4039-4076.
- Gradstein, F., Ogg, J., Schmitz, M. y Ogg, G. (2012). *The geologic time scale*.
- Jenkyns, H.C., Jones, C.E., Gröcke, D.R., Hesselbo, S.P. y Parkinson, D.N. (2002). *Journal of the Geological Society of London* 159, 351-378.
- McArthur, J., Howarth, R. y Bailey, T. (2000). *The Journal of Geology* 109, 155-170.
- Metodiev, S., Savov, I., Gröcke, D., Wignall, P., Newton, R., Andreeva, P. y Koleva-Rekalova, E. (2014). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 409, 98-113.
- Mouterde, R., Fernández-López, S., Goy, A., Linares, A., Rivas, P., Ruget, C., y Suárez-Vega, L.C. (1978). En: *Guía de las excursiones al Jurásico de la Cordillera Ibérica*. Grupo Español del Mesozoico, 11.1-11.13.
- Price, G. (1999). *Earth-Science Reviews* 48, 183-210.
- Rosales, I., Quesada, S. y Robles, S. (2004). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 203, 253-275.
- Sandoval, J., Bill, M., Aguado, R., O'Dogherty, L., Rivas, P., Morard, A. y Guex, J. (2012). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 342, 40-63.
- Suan, G., Mattioli, E., Pittet, B., Lécuyer, C., Surchéras-Marx, B., Duarte, L.V., Philippe, M., Reggiani, L. y Martineau, F. (2010). *Earth and Planetary Science Letters* 290, 448-458.
- Val, J. y Bádenas, B. (2014). *Geogaceta* 56, 47-50.