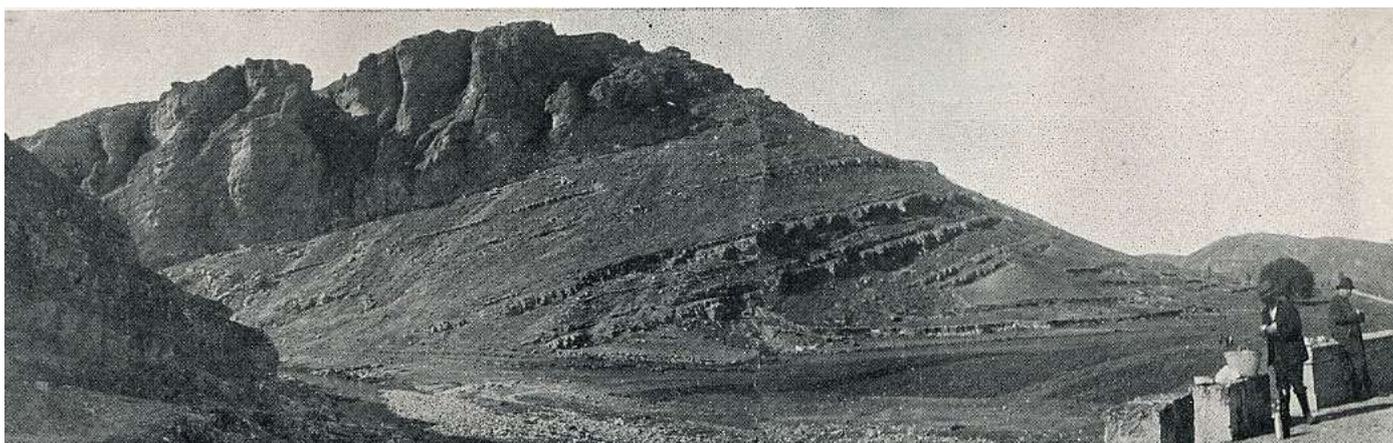




# V CONGRESO DEL CRETÁCICO DE ESPAÑA

**García-Hidalgo, J.F., Gil-Gil, J., Barroso-Barcenilla, F.,  
López Olmedo, F. y Díaz de Neira, J.A. (Editores)**



# MEGAYACIMIENTO CON CONTRAMOLDES DE ICNITAS DE DINOSAURIOS PRESERVADO POR UN NIVEL DE ARENISCAS INTERPRETADO COMO UN DEPÓSITO DE TSUNAMI (FORMACIÓN CAMARILLAS, SUBCUENCA DE GALVE)

R. Navarrete<sup>1</sup>, C. Liesa<sup>1</sup>, D. Castanera<sup>1</sup>, A. Soria<sup>1</sup>, J.P. Rodríguez<sup>2</sup> y J.I. Canudo<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, C/ Pedro Cerbuna 12, 50009, Zaragoza, España. rocionav@unizar.es

<sup>2</sup> Departamento de Estratigrafía, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, C/ José Antonio Novais s/n, 28040, Madrid, España.

**Abstract:** In this work a sandstone and conglomerate deposit covering a 7-Km-long dinosaur megatracksite is studied. It is located in the upper part of Barremian Camarillas Formation, close to Miravete de la Sierra locality (Galve sub-basin). Dinosaur track casts were preserved at the base of the sandstone level. The sedimentological studies have allowed to distinguish three lithofacies: conglomerate of carbonate pebbles, ripple and megaripples cross-bedded sandstone and wave-rippled sandstone. On the basis of sedimentological features and the lateral and vertical architecture of the lithofacies, as well as, the measured palaeocurrents, the sandstone level has been interpreted as a tsunami deposit preserved in a back-barrier lagoon of a barrier island system. Up to five couplets of inflow-backflow deposits has been recognized in the sandstone level, which were formed by a tsunami wave train. Although sedimentation mainly took place during backflow currents, inflows led to the removal of sand from the barrier island and the run-up of lagoonal carbonate pebbles, depositing them in the protected back-barrier lagoon.

**Keywords:** Tsunami deposit; dinosaur track casts; barrier-island system; Barremian.

## INTRODUCCIÓN

Los materiales estudiados se localizan en la subcuenca cretácica de Galve, en la parte superior de la Formación Camarillas (Fig. 1). La estructura de dicha subcuenca se caracterizó por una serie de fallas normales reactivadas o neoformadas durante la etapa de *rifting* del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Soria, 1997; Liesa *et al.*, 2004, 2006; Navarrete *et al.*, 2013a). La Formación Camarillas constituye una de las unidades litoestratigráficas barremienses de la subcuenca de Galve (Soria, 1997). El intervalo superior de esta formación ha sido recientemente interpretado como un sistema mixto siliciclástico-carbonatado de isla-barrera *lagoon*, en el que se han reconocido asociaciones de facies de *washover fans*, deltas mareales de flujo y refluo, isla barrera, *lagoon*, marismas y llanuras mareales (Navarrete *et al.*, 2013b).

El objetivo de este trabajo es interpretar la génesis de un nivel de areniscas que aparece en la base de este sistema isla-barrera y que preserva un extraordinario megayacimiento de contramoldes de icnitas de dinosaurios a lo largo de más de 7 km en la margen izquierda del río Guadalope, en el entorno de la localidad de Miravete de la Sierra (Teruel).



Figura 1. Localización y cartografía sintética del área de estudio mostrando las principales fallas, el nivel estudiado y los 14 perfiles estratigráficos realizados.

## SEDIMENTOLOGÍA

El nivel de arenisca con icnitas de dinosaurio constituye en su base un cuerpo tabular de 1-3 m de espesor intercalado entre dos cuerpos de lutitas rojas de potencia métrica, con intercalaciones de areniscas rojas de grano fino. Las intercalaciones de areniscas se presentan en estratos lenticulares con laminación paralela y cruzada y bioturbación horizontal y vertical. Dichas lutitas y areniscas han sido interpretadas como depositadas en un sistema de llanura de mareas, asociadas a un *lagoon* (Navarrete *et al.*, 2013b).

Las icnitas de dinosaurio se conservan como contramoldes en la base del nivel de areniscas (Fig. 2A). Tanto la importante profundidad de los contramoldes (hasta 50 cm) como la presencia de estrías (Fig. 2B), indica que se formaron cuando el sustrato estaba relativamente húmedo, pero no saturado para no colapsar y permitir así la preservación de su forma. La falta de huellas de desecación en la base del nivel arenoso indica que el suelo se mantuvo húmedo hasta el enterramiento. Así, el tiempo entre la formación de las huellas y su relleno fue probablemente corto. Se han reconocido contramoldes de ornitópodos, saurópodos y terópodos.

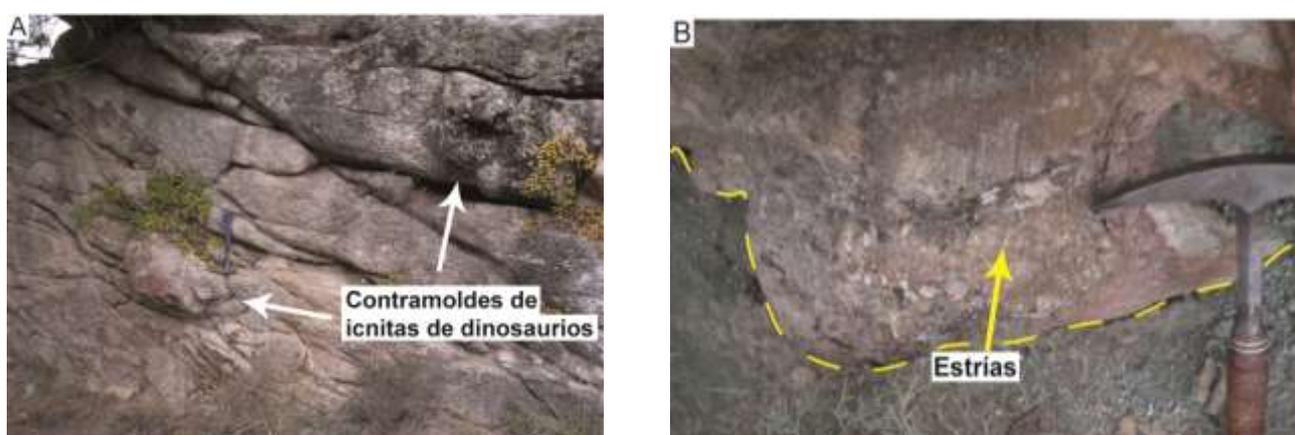


Figura 2. (A) Contramoldes de icnitas de dinosaurio en la base del nivel de areniscas. (B) Contramolde de icnita de dinosaurio con estrías, dentro de las lutitas grises de lagoon.

La sedimentología del nivel de areniscas con icnitas de dinosaurios se ha realizado a partir de 14 perfiles estratigráficos de detalle estudiados a lo largo de la zona de estudio (Fig. 1). Las características sedimentológicas tales como el tamaño de grano y las estructuras sedimentarias han permitido distinguir tres litofacies (Fig. 3 y 4):

(1) *Litofacies de conglomerados (LF1)*. Esta litofacies está constituida por conglomerados no granosostenidos de cantos carbonatados verdes, en una matriz blanca de areniscas de grano grueso, con granos de cuarzo y feldespato, así como restos de plantas y huesos de vertebrados (Fig. 3A). Ocasionalmente, los cantos carbonatados exhiben “fantasmas” de bivalvos y se presentan armados, con una superficie externa constituida por minerales de la arcilla, junto con circones, rutilo, turmalina, etc. Se disponen en estratos con base plana y techo irregular, generalmente masivos, aunque localmente presentan laminación cruzada y paralela.

(2) *Litofacies de areniscas con estratificación cruzada de ripples y megaripples (LF2)*. Esta litofacies está constituida por areniscas blancas y rojas, de grano grueso a fino. Se disponen en estratos decimétricos, con base erosiva e irregular y techo plano. Internamente, presenta *sets* centimétricos a decimétricos de estratificación cruzada en surco y planar, que se adaptan a la geometría de la litofacies previa, con *lags* de cantos cuarcíticos más gruesos en las láminas de *foreset* (Fig. 3B).

(3) *Litofacies de areniscas con ripples de oscilación (LF3)*. Esta litofacies está formada por areniscas blancas, de grano medio a fino, en estratos de hasta 50 cm de espesor. Exhibe *climbing ripples*, *ripples* de oscilación a

techo del nivel y en las superficies entre *sets* de estratificación cruzada y laminación cruzada y paralela. Localmente, presenta *drapes* y láminas lutíticas tanto en los *foreset* como en los *bottomsets* (Fig. 3C).

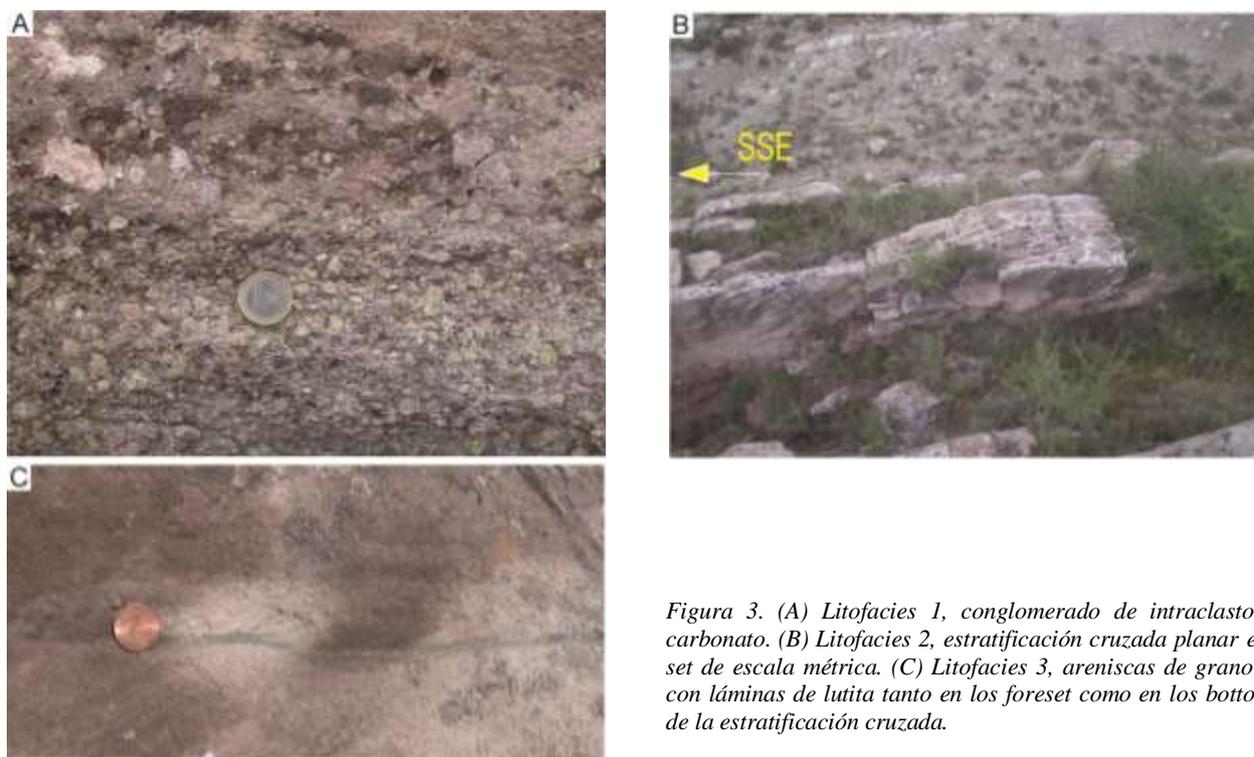


Figura 3. (A) Litofacies 1, conglomerado de intraclastos de carbonato. (B) Litofacies 2, estratificación cruzada planar en un set de escala métrica. (C) Litofacies 3, areniscas de grano fino con láminas de lutita tanto en los *foreset* como en los *bottomset* de la estratificación cruzada.

La arquitectura interna del nivel estudiado está compuesta por al menos cinco sucesiones, formadas por la litofacies 1 en la base y las litofacies 2 y 3 en el techo (Fig. 4). Cada sucesión, con una gran continuidad lateral, define una secuencia granodecreciente, interpretada como un evento que va perdiendo energía hasta alcanzar un estadio de estabilización.

La naturaleza del conglomerado basal (LF1), con cantos carbonatados soportados por la matriz arenosa, sugiere el transporte por corrientes energéticas durante condiciones de alto régimen de flujo (Bondevik *et al.*, 1997), con rápida sedimentación (Sugawara *et al.*, 2008) y mezcla de sedimento de diferentes áreas fuente. La presencia de cantos armados de carbonato indica que éstos fueron erosionados y transportados por corrientes de alta densidad (Lowe, 1982). La parte media de cada intervalo muestra *sets* de estratificación cruzada planar y de surco (LF2), que indican que el flujo se organizó como carga de fondo, bajo condiciones de bajo régimen de flujo, en *megaripples* de cresta recta y sinuosa, respectivamente. Finalmente, la parte superior de cada intervalo está formada por la litofacies 3, con *climbing ripples* asimétricos, *drapes* y láminas lutíticas, que representan el depósito durante los periodos de estabilización de cada evento de flujo (Fujiwara, 2008).

Los conglomerados de la litofacies 1 afloran discontinuamente en la base de cada sucesión de litofacies. Tanto el diámetro de los cantos (entre 0,5 y 5 cm), como el espesor de la litofacies decrecen hacia el sur, probablemente debido a su erosión por la superficie basal de la litofacies 2, como lo sugiere el retrabajamiento de los materiales de LF1 y su incorporación en algunos niveles en la base de LF2. La parte más importante del nivel de areniscas, en cuanto a su espesor, la forma la litofacies 2, con estructuras sedimentarias que indican que el flujo fue altamente organizado. La falta de LF3 en el techo de las primeras sucesiones ha sido interpretada como debido a la erosión por flujos posteriores asociado a cada tren de olas.

Las paleocorrientes en cada sucesión de litofacies muestran direcciones opuestas, hacia el NNE y SSE. De acuerdo con las observaciones sedimentológicas y la arquitectura estratigráfica del nivel y teniendo en cuenta las paleocorrientes medidas, al menos cinco incursiones marinas (*inflows*) y reflujos (*backflows*), se han registrado en el depósito estudiado.

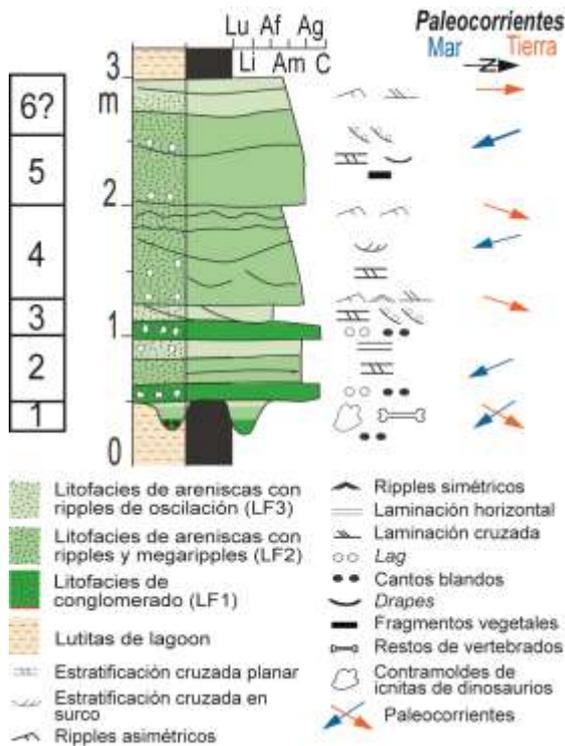


Figura 4. Perfil estratigráfico con las principales estructuras sedimentarias y paleocorrientes (nótese que el norte apunta a la derecha; flechas naranjas indican las corrientes de inflow y flechas azules las de backflow). La columna de la izquierda muestra los cinco ó seis episodios de tsunami reconocidos en el nivel de areniscas.

## INTERPRETACIÓN Y DISCUSIÓN

El nivel estudiado se localiza en el intervalo superior de la Formación Camarillas, interpretado como depositado en un sistema de isla-barrera *lagoon* (Navarrete *et al.*, 2013b). En dichos ambientes, tsunamis y tormentas son los eventos más frecuentes, siendo estuarios y *lagoons* los ambientes donde mejor se conservan este tipo de depósitos (p.e. Morton *et al.*, 2007; Sugawara *et al.*, 2008).

El depósito descrito es diferente tanto por su gran extensión lateral como por su estructura interna a los depósitos de *washover fans* reconocidos en la parte superior de la Formación Camarillas (Navarrete *et al.*, 2013b). Atendiendo a la arquitectura del depósito y a sus características sedimentológicas, el nivel de areniscas es interpretado como un depósito de tsunami multi-episódico (en el sentido de Fujiwara, 2008) emplazado en el *lagoon* del sistema isla-barrera. Las diferentes sucesiones de litofaciedades granodecrescentes reflejarían la pérdida de energía de los sucesivos flujos asociados a los trenes de olas al romper contra la isla barrera (Fujiwara, 2008; Sugawara *et al.*, 2008).

Basándonos en la paleogeografía propuesta por Navarrete *et al.* (2013b) para la región de estudio, las paleocorrientes hacia el NNE son interpretadas como las corrientes de entrada del tsunami, y las paleocorrientes hacia el SSE, como las de salida. Teniendo en cuenta la configuración de la cuenca, los flujos de entrada fueron perpendiculares o ligeramente oblicuos a la isla barrera, la cual según estos autores tenía una dirección NNO-SSE y estaba asociada a la terminación de una falla de esa misma dirección (falla de Cañada-Vellida). Las corrientes de salida hacia el SSE fueron paralelas a la isla barrera y, probablemente estuvieron también controlados por la falla de Miravete de dirección NNO-SSE, una falla principal que limitó la cuenca por el este (Soria, 1997; Liesa *et al.*, 2004, 2006) y que se localiza muy próxima a los afloramientos estudiados (Fig. 1).

La elevada proporción de granos de arena en la *tsunamita* indica que la isla barrera, situada al Oeste-Suroeste de la región de estudio (Navarrete *et al.*, 2003b), fue repetidamente erosionada por los trenes de olas asociados al tsunami. La isla barrera arenosa sería parcial y progresivamente desmantelada por los sucesivos golpes de las olas de tsunami. La fuente para los cantos carbonatados que contiene la litofacies 1 sería probablemente los depósitos carbonatados del *lagoon*, los cuales fueron removilizados por las corrientes. Por otro lado, la geometría en embudo de la cuenca, con una bahía abierta hacia el S, hacía el Tethys (Navarrete *et al.*, 2013b),

probablemente provocaría la amplificación de las olas y un incremento en la fuerza tractiva de las corrientes, aumentando la capacidad erosiva del tren de olas del tsunami contra las arenas de la isla barrera.

Varios mecanismos (terremotos, vulcanismo...) han sido propuestos como eventos detonantes de tsunamis. Sin descartar ningún otro mecanismo, el depósito de tsunami estudiado probablemente fue desencadenado por un terremoto. Este depósito se formó en una zona tectónicamente activa, durante la segunda etapa de *rift* del Cretácico Inferior de la subcuenca de Galve y dentro de la Formación Camarillas, que presenta grandes variaciones de espesor (de 830 a 350 m) en relación con fallas normales sin-sedimentarias (Liesa *et al.*, 2004; Navarrete *et al.*, 2013a). Además, durante el Barremiense, momento en el que tuvo lugar el depósito, las subcuencas Ibéricas registran también la mayor tasa de subsidencia tectónica (p.e. Salas y Casas, 1993), especialmente la del Maestrazgo en relación probablemente con la evolución del *rifting* en esta cuenca (Antolín-Tomás *et al.*, 2007). Este contexto tectónico sugiere la posibilidad de que tuviera lugar un terremoto en mar abierto, en el Mar del Tethys, y que éste fuera responsable del origen de los sucesivos tsunamis que golpearon el margen oriental de Iberia y que han quedado registrados en el depósito reconocido en el *lagoon* del sistema isla-barrera barremiense en la subcuenca de Galve.

**Agradecimientos:** Este trabajo ha sido financiado por el proyecto CGL2011-23717, del Gobierno de España y por el proyecto de Análisis de Cuencas y Geotransfer del Gobierno de Aragón. R. Navarrete es beneficiaria de una beca predoctoral del Gobierno de Aragón (B019/10) y de la beca IAS 2012 Postgraduate Grant. D. Castanera es beneficiario de una beca predoctoral del Ministerio de Educación (FPU: AP2008-01340).

## Referencias

- Antolín-Tomás, B., Liesa, C.L., Casas, A.M. y Gil-Peña, I. (2007). Geometry of fracturing linked to extension and basin formation in the Maestrazgo basin (Eastern Iberian Chain, Spain). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 20, 351-365.
- Bondevik, S., Svendsen, J.I. y Mangerud, J. (1997). Tsunami sedimentary facies deposited by the Storegga tsunami in shallow marine basins and coastal lakes, western Norway. *Sedimentology*, 44, 1115-1131.
- Fujiwara, O. (2008). Bedforms and sedimentary structures characterizing tsunami deposits. En: *Tsunamiites – Features and Implications* (T. Shiki, Y. Tsuji, T. Yamazaki y K. Minoura, Eds.), Elsevier, Amsterdam, Oxford, 51-62.
- Liesa, C.L., Casas, A.M., Soria, A.R., Simón, J.L. y Meléndez, A. (2004). Estructura extensional cretácica e inversión terciaria en la región Aliaga-Montalbán. En: *Itinerarios Geológicos por Aragón* (F., Colombo, C.L. Liesa, G. Meléndez, A. Pocoví, C. Sancho y A.R. Soria, Eds.), Geo-Guías 1, Sociedad Geológica de España, Zaragoza, 151-180.
- Liesa, C.L., Soria, A.R., Meléndez, N. y Meléndez, A. (2006). Extensional fault control on the sedimentation patterns in a continental rift basin: El Castellar Formation, Galve sub-basin, Spain. *Journal of the Geological Society, London*, 163, 487-498.
- Lowe, D.R. (1982) Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 279-297.
- Morton, R.A., Goff, J.R. y Nichol, S.L. (2007). Hydrodynamic implications of textural trends in sand deposits of the 2004 tsunami in Sri Lanka. *Sedimentary Geology*, 207, 56-64.
- Navarrete, R., Liesa, C.L., Soria, A.R. y Rodríguez-López, J.P. (2013a). Actividad de fallas durante el depósito de la Formación Camarillas (Barremiense) en la subcuenca de Galve (E de España): *Geogaceta*, 53, 61-64.
- Navarrete, R., Rodríguez-López, J.P., Liesa, C.L., Soria, A.R. y Veloso, F.M. (2013b). Changing physiography of rift basins as a control on the evolution of mixed siliciclastic-carbonate back-barrier systems (Barremian Iberian Basin, Spain): *Sedimentary Geology*, 289, 40-61.
- Salas, R. y Casas, A. (1993). Mesozoic extensional tectonics, stratigraphy and crustal evolution during the Alpine cycle of the eastern Iberian basin. *Tectonophysics*, 228, 33-55.
- Soria, A.R., 1997. *La sedimentación en las cuencas marginales del surco ibérico durante el Cretácico inferior y su control estructural*. Tesis Doctoral. Univ. de Zaragoza. 363 p.
- Sugawara, D., Minoura K. y Imamura, F. (2008). Tsunamis and Tsunami Sedimentology. En: *Tsunamiites – Features and Implications* (T. Shiki, Y. Tsuji, T. Yamazaki y K. Minoura, Eds.), Elsevier, Amsterdam, Oxford, 9-49.



*CON LA COLABORACIÓN DE:*

