

Inyecciones de conglomerados en el Triásico de Pálmaces de Jadraque (Guadalajara)

M.A. Rodríguez-Pascua¹, Y. Sánchez-Moya² y A. Sopena³

1 Departamento de Geodinámica. Facultad de CC. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid. España.

2 Departamento de Estratigrafía. Facultad de CC. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid. España.

3 Instituto de Geología Económica. CSIC-UCM. Facultad de CC. Geológicas. Universidad Complutense. 28040 Madrid. España.

ABSTRACT

Conglomerate dykes have been observed in Buntsandstein deposits surrounding of Pálmaces de Jadraque dam (Spanish Central System southeast border). Deformed sediments by liquefaction correspond to fluvial systems of mixed load rivers of gravels and sands. Conglomerate dykes have a true tectonic control. These structures have a mean trend NW-SE and another perpendicular one, are less developed. These trends are compatible with extensional process proposed by different authors for this time. Due to tectonic control as well as the associated tectonic extensional process, liquefactions trigger mechanism could be seismic.

Key Words: *Triassic, Central System, conglomeratic liquefaction, sinsedimentary tectonic.*

El Triásico que aflora en los alrededores de Pálmaces de Jadraque (Fig. 1), en el borde sureste del Sistema Central, corresponde al denominado "Trias Hespérico" según la nomenclatura establecida por Sopena *et al.* (1983). Se caracteriza por la ausencia de facies Muschelkalk bien desarrolladas y está compuesto por un tramo inferior detrítico rojo o Buntsandstein (donde se han observado las inyecciones de conglomerados), uno intermedio de lutitas y areniscas con algunas intercalaciones de dolomías de pequeño espesor, y uno superior en facies Keuper de lutitas irisadas, con intercalaciones de yesos, margas y dolomías. Por encima, se apoya en suave discordancia el Cretácico superior que comienza con la formación Arenas de Utrillas. Faltan en este área, por erosión o no sedimentación, la formación Dolomías tableadas de Imón del Triásico superior, todo el Jurásico y el Cretácico inferior. Aunque en esta zona no es posible precisar la edad de cada uno de los tramos que componen la secuencia estratigráfica del Triásico, las asociaciones palinológicas que contienen algunos niveles de lutitas en áreas cercanas, han permitido establecer una cronoestratigrafía aproximada para estos sedimentos (Sopena *et al.*, 1995). Las facies del Buntsandstein, que se apoyan en discordancia angular y erosiva sobre el Paleozoico metamórfico o sobre el Pérmico inferior, comenzaron a depositarse en este área durante el Ansíense. Las facies intermedias de son edad Ladiense superior-Karniense inferior y por último, la facies Keuper son de edad Karniense.

El espesor máximo de todo el conjunto de sedimentos triásicos en este área, no supera los 200 m y contrasta con la potencia en otra regiones próximas de la Rama Castellana de la Cordillera Ibérica, donde se depositaron mas de

1.000 m de Triásico. Las diferencias mas acusadas se observan en las facies Buntsandstein. Por ejemplo, en los alrededores de Riba de Santiuste, localidad situada a unos 25 km al NE de Pálmaces, alcanzan los 850 m de potencia. Estas variaciones notables de espesor, se explican por la actividad tectónica contemporánea con la sedimentación que ha sido analizada con detalle en trabajos anteriores (ver Sopena y Sánchez-Moya, 1997).

Desde el punto de vista sedimentológico, en el sector de Pálmaces de Jadraque, el tramo inferior en facies Buntsandstein, en el que se localizan las inyecciones de conglomerados, corresponde a depósitos fluviales de ríos entrelazados de carga mixta de gravas y arenas. En la vertical, se suceden depósitos de ríos de canales de alta sinuosidad y carga arenosa, con gran desarrollo de llanura de inundación lutítica. Esta secuencia evolutiva se repite dos veces en el tiempo, antes de que se observen las señales sedimentarias que marcan en este sector, la influencia de la máxima transgresión marina del mar del Tethys. El avance hacia occidente de la transgresión marina del Triásico medio, no alcanzó esta zona hasta finales del Ladieniense y puede afirmarse que es aquí donde se situó la línea costa paleogeográfica, ya que los sedimentos de esta edad, indican siempre zonas litorales, supra e intermareales.

INYECCIONES DE CONGLOMERADOS EN FILÓN

En la figura 2, se ha representado la columna estratigráfica simplificada de las facies Buntsandstein al oeste del Embalse de Pálmaces de Jadraque, donde se localizan las estructuras de inyecciones de conglomerados en forma de

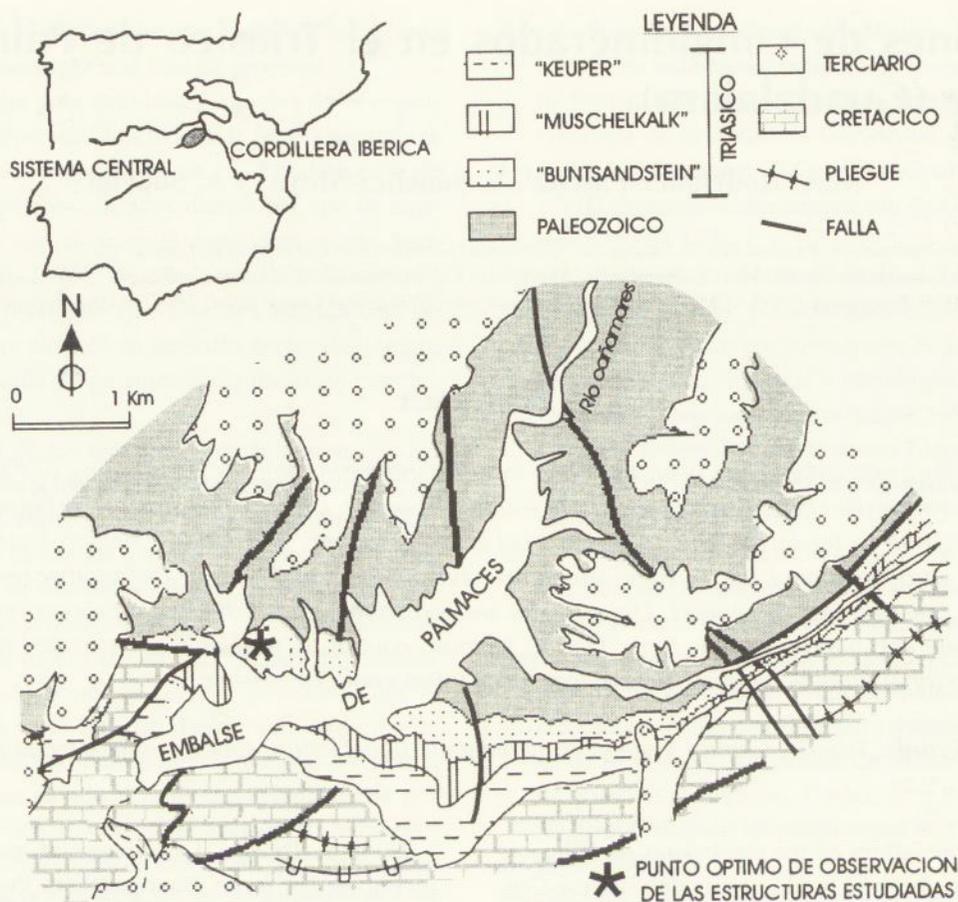


FIGURA 1: Esquema geológico y situación del área estudiada.

filón mejor representadas, tanto en sección, como en superficie.

Estas estructuras se desarrollaron en un tramo de conglomerados de 3 m de espesor. Esta compuesto por cuerpos sedimentarios amalgamados, mal definidos, de geometría tabular, con estratificación cruzada planar o de tipo trough de 1 m de potencia, sin variaciones laterales ni verticales significativas. La erosión diferencial de los estratos ha permitido que las inyecciones de conglomerados afloren como relieves positivos en el techo del tramo (Fig. 3).

El sedimento encajante de las estructuras de inyección, está constituido por un conglomerado bimodal de color blanco, compuesto por cantos de cuarcita, cuarzo, y en menor proporción pegmatita, neis y feldespatos. El tamaño medio de los clastos es de 3 mm para la primera moda, de 6 cm para la segunda. El centil es de 18 cm. Las intrusiones de conglomerados también están constituidas por un material muy similar, pero en algunas de ellas se pueden observar acumulaciones de cantos de tamaños muy superiores a la media que pueden alcanzar los 12 cm. Las dimensiones de estos diques de conglomerados oscilan entre los 10 y los 30 cm de apertura, con una continuidad en planta que puede superar los 8 m de longitud, aunque en algunos casos se pueden observar diques lentejonares aislados que no superan el metro de longitud. En superficie, se pueden diferen-

ciar ramificaciones de las intrusiones que se disponen en planos perpendiculares. Estas ramificaciones muestran, en una escala menor, similitudes con las descritas por Obermeier *et al.* (1990) y Rodríguez Pascua *et al.* (en prensa). Las estructuras aparecen exclusivamente dentro de un único paquete de conglomerados, pero con una gran extensión lateral. El espaciado entre diques es muy regular, de unos 80 cm como término medio. La geometría de los planos de intrusión es también muy regular, ajustándose a morfologías tabulares en la mayoría de los casos (Fig. 3 y 4), una característica muy común en este tipo de estructuras igual que las descritas por Audemard y De Santis (1991) y Lee *et al.* (1996). En situaciones minoritarias, las estructuras ofrecen bordes irregulares pero con una tendencia a seguir una dirección clara (Fig. 3). En el contacto entre las intrusiones y el encajante se pueden observar, en algunos casos, reorientaciones de los cantos en este último, de forma que los ejes mayores de los cantos se disponen paralelos a la zona de contacto. La estructuración interna de estas intrusiones es un hecho contrastado por diferentes autores como Audemard y De Santis (1991), Obermeier (1994) y Lee *et al.* (1996). Por encima se deposita un nuevo paquete de conglomerados que fosiliza las intrusiones. Este nivel deformado tiene una gran extensión y se puede seguir las estructuras durante al menos 6 km.

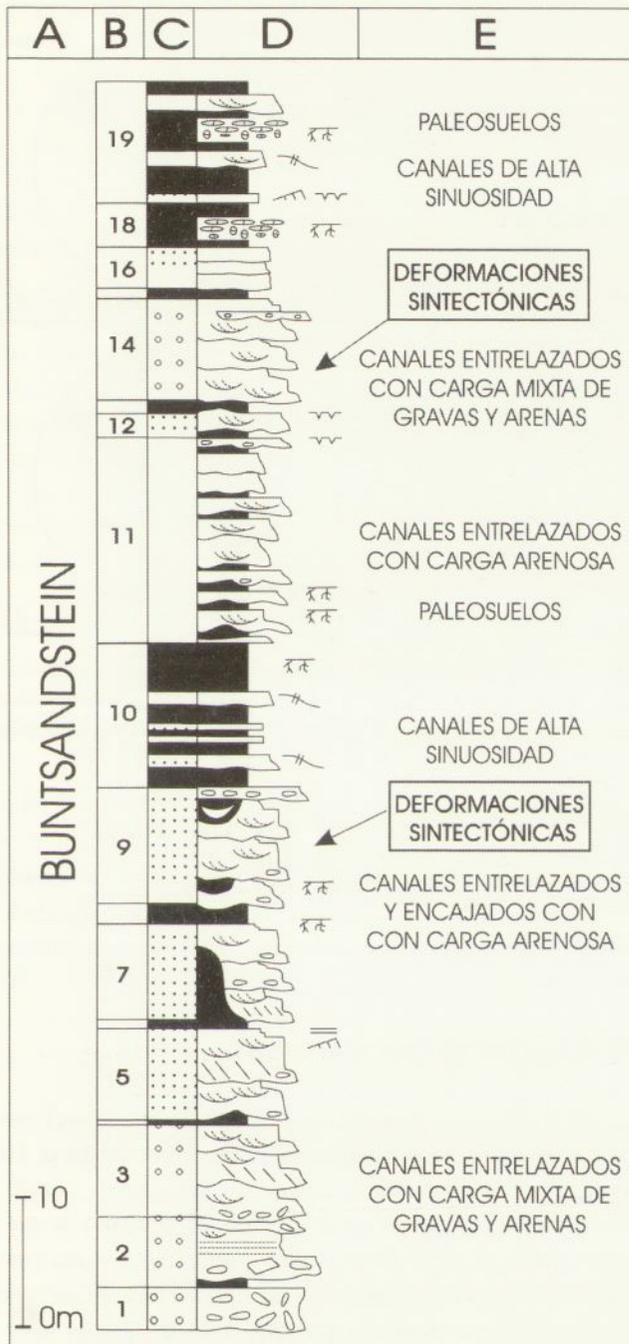


FIGURA 2: Columna estratigráfica del Buntsandstein en el borde noroeste del Embalse de Palmaces de Jadraque. A: Facies. B: Número de tramo. C: Litología. D: Estructuras sedimentarias. E: Interpretación sedimentológica.

Se han realizado un total de 63 medidas de planos de intrusión (40 datos) y diaclasas (23 datos) que también afectan al afloramiento. Las inyecciones se disponen según dos modas principales subortogonales, una mayoritaria N53°E y una secundaria peor desarrollada N140°E (Fig. 5A). Estas dos familias de planos no ofrecen relaciones cronológicas de corte, intersectándose ambas entre sí sin que se pueda definir una cronología relativa entre ambas. Algunos de estos planos corresponden a diaclasas desarrolladas a favor de los límites de las intrusiones (Fig. 5B),

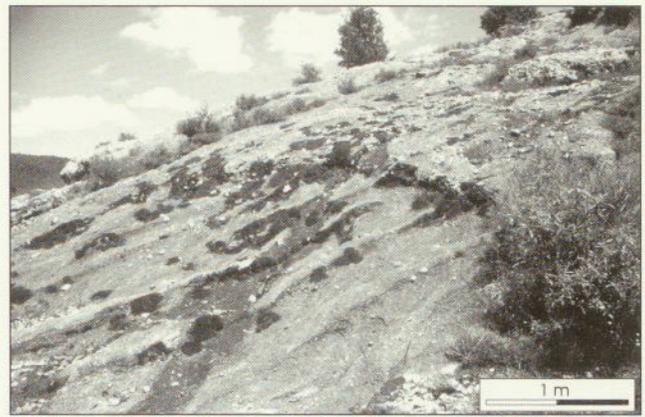


FIGURA 3: Fotografía de afloramiento en la que se muestran las inyecciones de conglomerados de la moda principal NE-SO.

mientras que otros, son un sistema conjugado de diaclasas que no están asociadas a las estructuras, con dos modas principales N20° E y N170°E. La suma total de diques y diaclasas, presenta una moda mayoritaria hacia N45°E y otra escasamente desarrollada hacia los N170°E.

INTERPRETACIÓN DE LAS ESTRUCTURAS

Estas intrusiones se generaron por el ascenso brusco de gravas hacia la superficie como consecuencia de la licuefacción de los sedimentos. En este tramo de la columna estratigráfica, los diferentes paquetes de conglomerados actuaron como capas confinantes (los suprayacentes) y licuefactables (los infrayacentes). Las intrusiones parten de un paquete inferior e intruyen dentro de otro suprayacente que actúa como capa confinante. En su ascenso hacia la superficie las gravas licuefactadas deformaron al encajante, reorientando los cantos en la zona de contacto. Esto indica una clara dirección de ascenso hacia la superficie de las gravas licuefactadas una vez que superan la resistencia a la rotura de la capa superior. El ambiente saturado en agua en el que se desarrollaron estas estructuras, favorece los procesos de licuefacción y el comportamiento dúctil de los sedimentos. La deformación de los materiales es esencialmente dúctil, principalmente en los sedimentos licuefactados, mientras que en el caso del encajante, la disposición planar de las estructuras indica un comportamiento dúctil-frágil. La carencia de relaciones cronológicas de corte entre las dos familias de diques, indica simultaneidad durante su génesis. La geometría planar de las intrusiones, que se disponen subortogonales, reflejan el control tectónico de estas licuefacciones.

La familia mayoritaria (N53°E) está indicando una extensión muy importante en la cuenca según los N 143°E, con la extensión definida por diferentes autores para este periodo de tiempo. Locotura y Tornos (1985), estudian el emplazamiento de diques episísmicos, asociados a magmatismo de una edad similar, según dos orientaciones principales: una mayoritaria según los N80-140E y una mino-

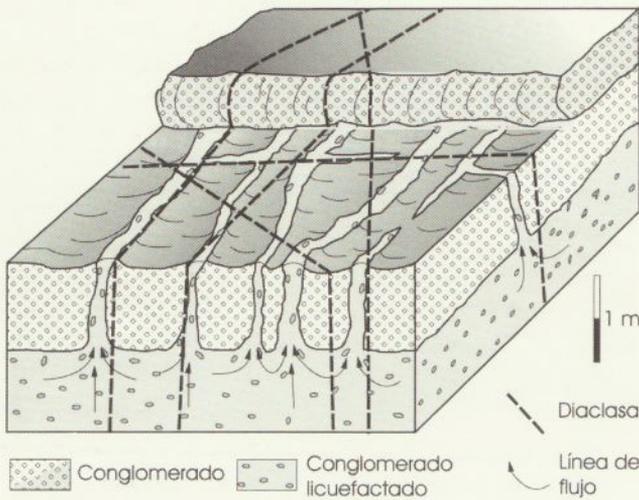


FIGURA 4: Esquema de afloramiento en el que se representan las dos familias de inyecciones de conglomerados y el diaclasado posterior, que afecta a todo el conjunto de materiales.

ritaria, pero mejor definida, N50E. De Vicente (1988) define la Etapa Hiendelaencina, que presenta una extensión tardihercínica NO-SE. Las extensines deducidas tanto de la familia de diques N50E como de la Etapa Hiendelaencina, son compatibles con el desarrollo principal de intrusiones de conglomerados (N53°E). La aparición de la segunda familia de diques de conglomerados, subortogonal a la primera, indica la triaxialidad de la extensión que favorece su desarrollo. Esta circunstancia indica la influencia de esfuerzos tectónicos durante el desarrollo de las estructuras. Los esfuerzos sometieron los sedimentos a una tensión tal que, al producirse un desequilibrio, como puede ser un aumento de la presión intersticial por un evento sísmico, se favoreció el desarrollo de planos de fractura por los que ascendieron las gravas licuefactadas. El control tectónico de estructuras de deformación en sedimentos no consolidados ya ha sido puesto de manifiesto por varios autores (Rodríguez Pascua *et al.*, 2000 en prensa). Este último autor observa intrusiones de arena y licuefacciones en gravas en sedimentos lacustres del Mioceno superior (Prebético de Albacete), dispuestas paralelas a los campos de esfuerzo calculados durante la sedimentación de las cuencas que estudia. Según Obermeier (1994) las inyecciones de arena suelen aprovechar fracturas preexistentes o discontinuidades previas. También se pueden generar fracturas por la disrupción hidráulica y movimientos superficiales oscilatorios. Obermeier (1994) considera así mismo, que las inyecciones de arena en filón se generan cerca de la superficie y son indicadores muy fiables de paleosismicidad. Los principales factores que controlan el desarrollo y densidad de diques es la potencia y estado de compactación del nivel licuefactado y el espesor de la capa confinante. Pero también se pueden asociar a desplazamientos laterales o fracturación en superficie por el efecto prolongado de un terremoto, sin que influya la sobrepresión de

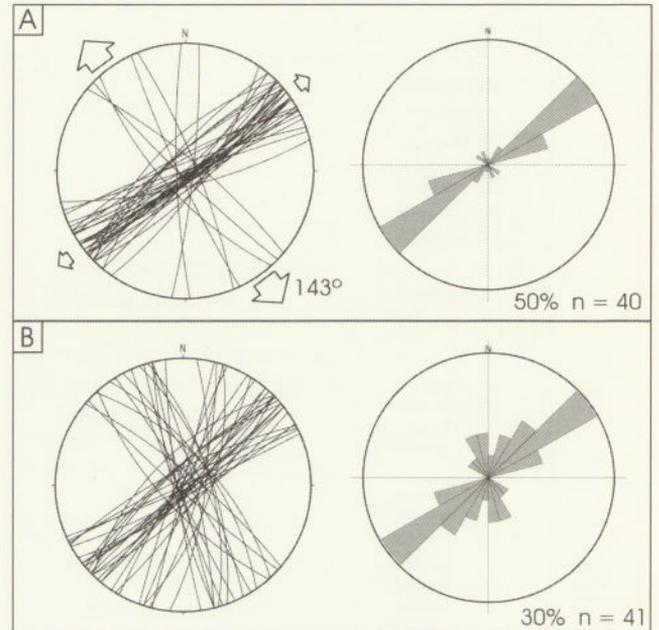


FIGURA 5: Estereogramas y rosas de direcciones de: A) intrusiones de conglomerados y B) diaclasas. Las flechas blancas indican las direcciones principales de extensión que marcaría cada familia de estructuras.

fluidos acumulada en niveles inferiores durante el evento (Obermeier, 1994), por lo que se tendrá que descartar todo efecto de pendiente para poder asegurar el origen sísmico de las estructuras.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El mecanismo desencadenante de estas licuefacciones pudo ser tanto de origen sedimentario como sísmico. La carga brusca generada por uno de los paquetes de conglomerados suprayacentes pudo generar un aumento de presión intersticial lo suficientemente importante como para generar la licuefacción de niveles infrayacentes. El ascenso brusco del nivel freático sería otra posible causa de licuefacción de sedimentos, pero en estos casos las estructuras aparecen peor desarrolladas o asociadas a volcanes de arena aislados sin estructura planar (Lee *et al.*, 1996). La hipótesis sísmica no es descartable y esta relación entre la disposición planar de las estructuras y su origen sísmico también ha sido contrastada por Audemard y De Santis (1991) y Rodríguez Pascua *et al.* (2000, en prensa). Por todo ello, parece razonable admitir que la génesis de las inyecciones en filón estuvo condicionada tanto por parámetros sísmicos (magnitud y duración del evento) como por el campo de esfuerzos, teniendo siempre en cuenta los parámetros geológicos (profundidad, litologías, nivel freático, consolidación del sedimento, etc.). Estas estructuras están orientadas principalmente NE-SO, como consecuencia de un campo extensivo NO-SE contemporáneo a la sedimentación. Hay una tendencia a la radialidad en la

extensión, ya que, existe una familia de intrusiones minoritaria y perpendicular a la primera.

Como ya se ha dicho anteriormente, la energía necesaria para licuefactar gravas es muy alta. Obermeier *et al.* (1993) observan diques de arenas con un 60% de contenido en gravas en sedimentos fluviales al sur de Indiana e Illinois (EE.UU.) y mediante simulaciones sísmicas de laboratorio establecen que es necesario magnitudes sísmicas superiores a 7,5 para licuefactar gravas. De este modo, el terremoto que pudo generar las estructuras estudiadas debió superar este límite de magnitud 7,5. En etapas posteriores a la litificación del sedimento, los paquetes de conglomerados se vieron afectados por un diaclasado que se desarrolla, en algunos casos, a favor de los planos de intrusión de las inyecciones de gravas. Además de la "reactivación" de los planos de intrusión, aparecen dos orientaciones preferentes de diaclasas, que indican una dirección de extensión E-O.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo ha sido realizado dentro del Proyecto Pb97-1208 financiado por la DGES.

REFERENCIAS

Audemard, A. y De Santis, F. (1991): Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. *Bull. Inter. Assoc. Eng. Geol.*, 44: 5-16.

De Vicente, G. (1988): Análisis Poblacional de Fallas. El sector de enlace Sistema Central-Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral, Univ. Complutense de Madrid, Publ. Univ. Compl. Madrid, Madrid: 317 p.

Li, Y., Craven, J., Schweig, E.S. y Obermeier, S.F. (1996): Sand boils induced by the 1993 Mississippi River flood:

Could they one day be misinterpreted as earthquake-induced liquefaction? *Geology*, 24 (2): 171-174.

Locutura Rupérez, J. y Tornos Arroyo, F. (1985): Consideraciones sobre la metalogenia del sector medio del Sistema Central Español. *Rev. R. Acad. Ciencias*. Tomo LXXIX, cuaderno 4º: 589-615.

Obermeier, S.F., Martin, J.R., Frankel, A.D., Youd, T.L., Munson, P.J., Munson, C.A. y Pond, E.C. (1993): Liquefaction evidence for one or more strong Holocene earthquakes in the Wabash Valley of southern Indiana and Illinois, which a preliminary estimate of magnitude. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1536.

Rodríguez Pascua, M.A., De Vicente, G., Calvo, J.P. y Gómez Gras, D. (2000): Seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology* (en prensa).

Obermeier, S.F. (1994): Using liquefaction-induced features for paleoseismic analysis. En: *Using ground-failure features for paleoseismic analysis* (S.F. Obermeier y W.R. Jibson, Eds.), U.S. Geol. Surv. Open-File Rept., 94-633: A1-A98.

Sopeña, A., Virgili, C., Arche, A., Ramos, A. y Hernando, S. (1983): Triasico. En: *Geología de España*. (J.A. Comba, Ed.). IGME, Madrid, España, Vol. 2: 47-63.

Sopeña, A., Doubinger, J., Ramos, A. y Pérez-Arlucea, M. (1995): Palynologie du Permien et du Trias dans le Centre de la Péninsule Ibérique. *Sci. Géol. Bull.*, 48 (1-3): 119-157.

Sopeña, A. y Sánchez-Moya, Y. (1997): Tectonic systems tract and depositional architecture of western border of the Triassic Iberian Trough (Central Spain). *Sedimentary Geology*, 113: 245-267.