

SISMITAS EN DEPÓSITOS PLIOCENOS Y PLEISTOCENOS DE LA FOSA DE TERUEL

P. Lafuente ¹, M.A. Rodríguez-Pascua ², J.L. Simón ¹, L.E. Arlegui ¹ y C.L. Liesa ¹

¹ Departamento de Geología, Univ. Zaragoza. Pedro Cerbuna, 12, 50009 Zaragoza.

² IGME, Departamento de Investigación y Prospectiva Geocientífica. Ríos Rosas, 23, 28003 Madrid.

Resumen: En este trabajo se estudian estructuras de deformación en sedimentos no consolidados, observadas en depósitos fluvio-eólicos del Plioceno superior (sector norte de la fosa de Teruel) y en terrazas del Pleistoceno medio-superior en la zona de confluencia de las fallas de Concud y Teruel. Se describen morfologías de diques, estructuras en champiñón y estructuras en almohadilla, desarrolladas por procesos de licuefacción en niveles de limo y arena. Estas estructuras se localizan en niveles sintectónicos respecto a fallas que han sido caracterizadas como activas en trabajos previos, y a poca distancia de las mismas. Este hecho, junto con el análisis de facies, que descarta procesos de licuefacción debidos a carga o a variaciones bruscas en el nivel freático, justifica su interpretación como sismitas. Además, su desarrollo requiere magnitudes sísmicas superiores a 5-6,5 (según el tipo de estructura), aunque inferiores a 7,5 al no haberse observado síntomas de licuefacción en gravas, valores compatibles con la magnitud momento estimada previamente para los sismos potenciales en la falla de Concud (en torno a 6,5). Estos resultados contrastan con los datos de sismicidad histórica y actual de la región, que indican una actividad mucho más moderada (magnitudes medidas y estimadas siempre inferiores a 4,8), lo que confiere a dichas estructuras de licuefacción una gran relevancia como indicadores paleosísmicos para las fallas de Concud, Teruel y El Pobo.

Palabras clave: Sismita, paleosismicidad, tectónica activa, falla normal, fosa de Teruel, fosa del Jiloca.

Abstract: This paper studies several soft-sediment deformation structures found in Upper Pliocene fluvial-eolian deposits in the northern sector of the Teruel graben, and Middle-Upper Pleistocene fluvial terraces in the Teruel and Concud faults juncture area (Teruel graben, Iberian Chain, Spain). The described structures are sand dikes, mushroom-like and pillow structures, resulting from liquefaction processes on mud and sand levels. Those structures occurred in sediments that were syntectonic with respect to active faults, and near their traces. This fact and the facies analysis, which discards sedimentary loading or water level changes as the origin of liquefaction, lead to interpret them as seismites. Their development required seismic magnitudes at least in excess of 5-6.5 (depending on the structure type), but lesser than 7.5 (no evidences of gravel liquefaction have been found), which are compatible with the moment magnitude previously estimated for potential shocks at the Concud fault (about 6.5). These results are in stark contrast with historical and instrumental seismicity records in this region, which point to a much more moderate activity (estimated and measured magnitudes under 4.8), illustrating the outstanding importance of the studied soft-sediment structures as paleoseismic indicators for the activity of the Concud, Teruel and El Pobo faults.

Key words: Seismite, paleoseismicity, active tectonics, normal fault, Teruel graben, Jiloca graben.

Lafuente, P., Rodríguez-Pascua, M.A., Simón, J.L., Arlegui, L.E. y Liesa, C.L. (2008): Sismitas en depósitos pliocenos y pleistocenos de la fosa de Teruel. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 21 (3-4): 133-149

La fosa de Teruel es una de las principales estructuras extensionales desarrolladas durante el Neógeno-Cuaternario en el sector oriental de la Cordillera Ibérica, bajo el proceso de *rifting* que domina el margen este de la Península y que origina el Surco de Valencia (Vegas *et al.*, 1979; Álvaro *et al.*, 1979; Simón, 1982; Roca y Guimerà, 1992). El conjunto de la fosa se forma en el Mioceno superior, controlada por fallas N-S a NNE-SSW (Fig. 1a). Éstas siguen la directriz preferente del *rift*, subparalela a otras estructuras importantes del arco mediterráneo

(fosas prelitorales del Maestrat, Castellón; falla del Camp, Tarragona) y transversas a los pliegues NW-SE dominantes en la cordillera. En la mayor parte de su recorrido tiene estructura de *semigraben*, con un borde oriental limitado por una línea de fallas N-S a NNE-SSW (fallas de la Sierra del Pobo y de Teruel-Ademuz), que acumulan un salto vertical de unos 700 m.

La fosa de Teruel entronca, en las cercanías de la capital, con la fosa del Jiloca. Ésta se desarrolla principalmente en el Plioceno superior (Simón, 1983), si bien el registro sedimentario no aflorante sugiere la

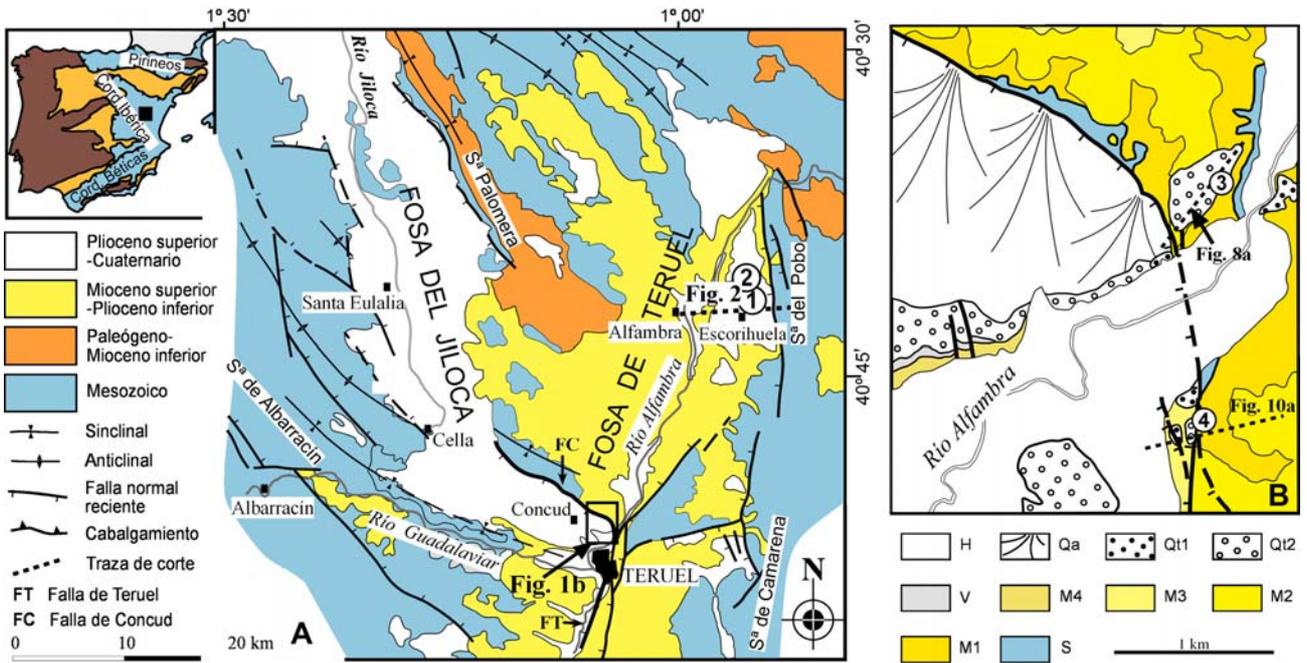


Figura 1.- A) Situación geológica de la zona estudiada. **B)** Mapa de detalle del área de entronque de las fallas de Concud y Teruel. S: Mesozoico; M1: Fm. Peral, Vallesiese; M2: Fm. Alfambra, Vallesiese superior-Turoliese; M3: Fm. Tortajada, Turoliese superior; M4: Fm. Escorihuela, Rusciniese; V: depósitos aluviales, Villafranquiense; Qt2: terraza media del Alfambra, Pleistoceno medio; Qt1: terraza inferior del Alfambra, Pleistoceno superior; Qa: depósitos de abanico aluvial, Pleistoceno superior; H: Holoceno.

existencia de una pequeña cubeta precursora en su sector central (Rubio y Simón, 2007). Es también una fosa muy asimétrica, con una directriz general NNW-SSE controlada por tres grandes fallas NW-SE dispuestas en relevo diestro en su borde oriental: Calamocha, Sierra Palomera y Concud (Fig. 1a). La articulación con la fosa de Teruel se produce a través de la falla de Concud, que corta el relleno neógeno de la cuenca y cambia de dirección, de NW-SE a N-S, para unirse a la falla de Teruel (Fig. 1b).

El campo de esfuerzos regional durante el Plioceno superior y Cuaternario puede definirse esencialmente como una extensión radial o multidireccional (σ_1 vertical, $\sigma_2 \approx \sigma_3$) con trayectorias preferentes de σ_3 ENE (Simón, 1989; Arlegui et al., 2005, 2006). Esta situación es consecuencia de la superposición de dos sistemas de esfuerzos (Simón, 1989): (a) la tensión relacionada con el *rifting* del margen mediterráneo, que hacia el interior de la Cordillera Ibérica es marcadamente isótropa en la horizontal, y (b) la compresión intraplaca, de dirección preferente NNW-SSE, que se manifiesta ocasionalmente mediante estados de esfuerzos locales de desgarre (σ_1 horizontal, σ_2 vertical) y, en todo caso, determina la dirección preferente del esfuerzo horizontal máximo S_{Hmax} (Herraiz et al., 2000).

Existen abundantes evidencias de actividad cuaternaria en algunas de las fallas que limitan ambas fosas y en su entorno inmediato. Los saltos son en la mayoría de los casos de orden métrico, pero alcanzan escala decamétrica en la falla de Concud (Moissenet, 1983; Simón y Soriano, 1993) y en las pequeñas fosas de Rubielos de la Cérda (Capote et al., 1981). Las deformaciones parecen repartirse en depósitos del

Pleistoceno inferior, medio y superior (Peña et al., 1981; Moissenet, 1983, 1985; Simón, 1983; Gutiérrez et al., 1983; Simón y Soriano, 1993), disponiéndose en la actualidad de algunas dataciones absolutas que evidencian periodos de actividad notables entre 72 y 15 ka BP (Gutiérrez et al., 2005; Simón et al., 2005; Lafuente, 2007).

A pesar de la importante y bien conocida tectónica reciente que caracteriza las fosas de Teruel y Jiloca, los estudios sobre paleosismicidad son muy escasos y recientes. Se han publicado un par de notas preliminares (Simón et al., 2005; Lafuente et al., 2007) en las que se realiza un ensayo de caracterización paleosismológica de la falla de Concud, utilizando la información geológica disponible para calcular la tasa de desplazamiento y, mediante correlación empírica, estimar indirectamente los periodos de recurrencia y saltos cósmicos. Parte de estos cálculos se encuentran desarrollados y argumentados con mayor detalle en el estudio estructural y geomorfológico realizado por Lafuente (2007). Los estudios paleosismológicos en trincheras se limitan a los realizados en un talud artificial que atraviesa la falla de Concud. Lafuente et al. (2008) han identificado en ese corte al menos seis eventos individuales, probablemente siete, ampliando así la interpretación propuesta por Gutiérrez et al. (2005); todos ellos son posteriores a 72 ka BP, según la datación proporcionada por estos últimos autores.

En este trabajo vamos a contribuir al conocimiento y valoración de la actividad paleosísmica en esta zona con nuevas evidencias obtenidas en el campo a partir de la observación de una serie de estructuras de deformación en depósitos no consolidados. Éstas han sido interpretadas, en la mayoría de los casos, como

producto de licuefacción cosísmica (sismitas; Seilacher, 1969). Han sido observadas y analizadas en afloramientos de tres localidades distintas: una, en depósitos fluvio-eólicos del Plioceno superior en el sector norte de la fosa de Teruel; las otras dos, en depósitos de terraza fluvial del Pleistoceno medio-superior en la zona de confluencia de las fallas de Conclud y Teruel, a escasa distancia al norte de la capital.

La presencia de sismitas en sedimentos cuaternarios, junto con los estudios paleosísmicos ya realizados en la zona, evidencian una actividad sísmica reciente ligada a las fallas principales, que no queda reflejada en el registro de la actividad actual (registro histórico e instrumental). Estos estudios basados en el registro geológico son fundamentales para caracterizar la actividad sísmica de las regiones intraplaca, como es el caso de la fosa de Teruel, donde los periodos de recurrencia de los grandes terremotos (de varios miles de años) superan con creces el lapso temporal que abarcan los registros instrumental e histórico (sólo unos pocos siglos).

El relleno neógeno-cuaternario en el sector norte de la fosa de Teruel

El relleno generalizado de la fosa de Teruel se produce a partir del inicio del Mioceno superior (Simón, 1983; Simón y Paricio, 1988; Alcalá *et al.*, 2000; Alonso y Calvo, 2000), aunque en su sector meridional (Libros-Ademuz) existe sedimentación ya durante el Mioceno inferior. En el sector septentrional (Fig. 2a,b), donde se centra este trabajo y se dispone de un mejor control cronoestratigráfico (Alcalá *et al.*, 2000), Weerd (1976) distinguió cuatro formaciones que representan la sedimentación en la cuenca endorreica del Mioceno superior y Plioceno inferior: (a) depósitos clásticos rojos de la Formación Peral (Vallesiense); (b) calizas margosas blancas de la Fm. Alfambra (Vallesiense superior-Turolense); (c) lutitas rojas y yesos blancos de la Fm. Tortajada (Turolense superior); (d) lutitas grises y calizas lacustres culminantes de la Fm. Escorihuela (Rusciniense). Posteriormente, Alonso-Zarza y Calvo (2000) han dividido el registro neógeno de este sector en cuatro unidades con valor cronoestratigráfico: Unidad I

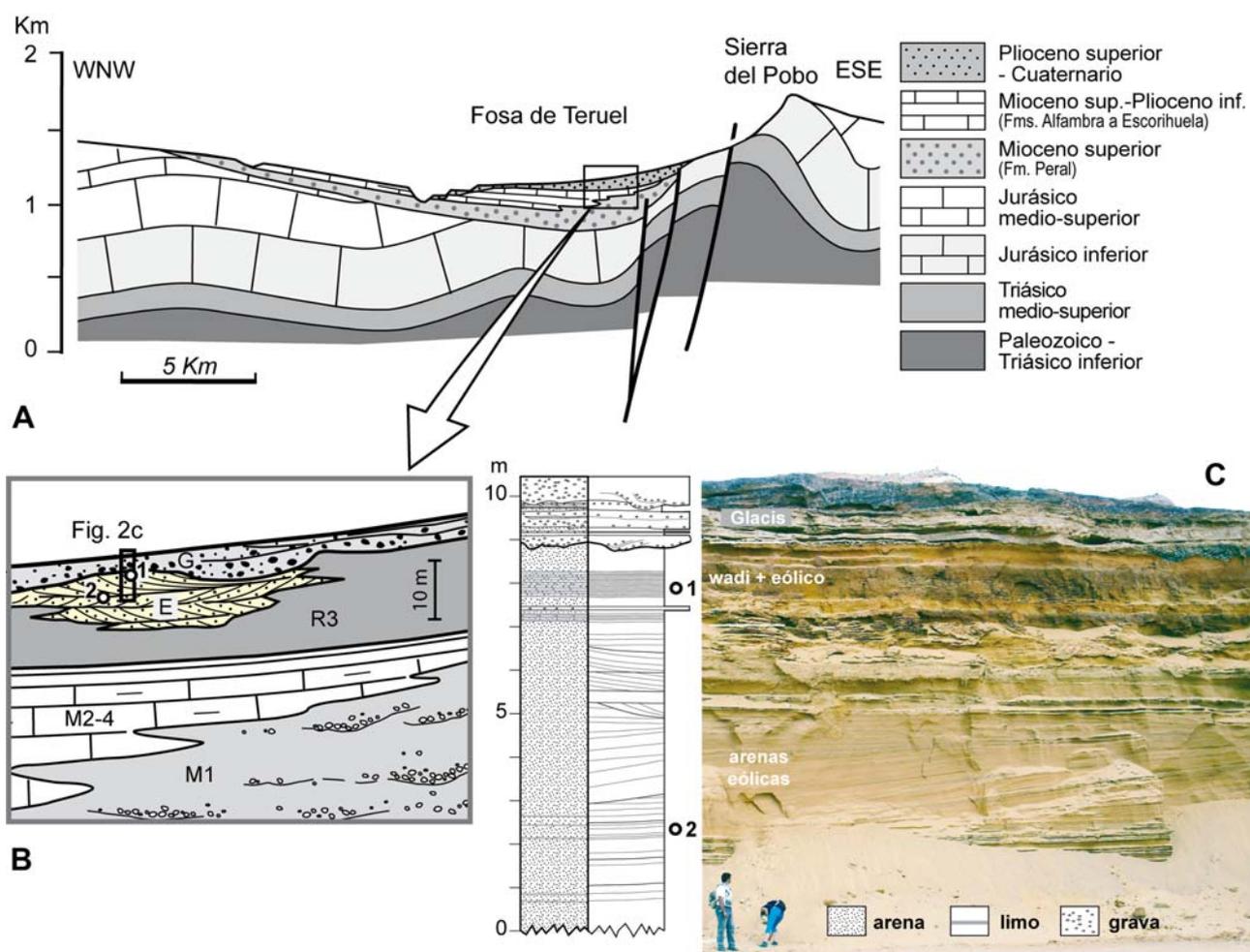


Figura 2.- A) Corte geológico de la semifosa de Teruel en el área de Escorihuela (ver situación en Fig. 1a). B) Esquema de las unidades litológicas que componen el relleno de la fosa en este sector (sin escala): M1: Fm. Peral, Vallesiense; M2-4: Fms. Alfambra, Tortajada y Escorihuela, Vallesiense superior a Rusciniense; R3: unidad detrítica roja ('Rojo 3' de Godoy *et al.*, 1983a), Rusciniense-Villafranquiense; E: depósitos fluvio-eólicos, Villafranquiense; G: glacis pleistoceno; 1 y 2: posición aproximada de los afloramientos Escorihuela 1 y Escorihuela 2, respectivamente. C) Fotografía de conjunto del afloramiento Escorihuela 1 (punto 1 en Fig. 1a).

(Vallesiense inferior a superior), Unidad II (Vallesiense superior-Turoliense medio), Unidad III (Turoliense medio y superior), que incluye la Fm. Tortajada, y Unidad IV (Rusciniense-Villafranquiense), en la que se engloba una serie de facies pertenecientes a la Fm. Escorihuela.

Por encima de la Fm. Escorihuela aparecen depósitos detríticos asociados a los sistemas aluviales y fluviales que se organizan desde el inicio del exorreísmo de la cuenca, a mediados del Plioceno. Están formados, básicamente, por dos unidades:

- Unidad detrítica roja ('Rojo 3' de Godoy *et al.*, 1983a; Rusciniense-Villafranquiense): limolitas y arcillas rojas con intercalaciones de areniscas y paleocanales conglomeráticos; espesor máximo: 60 m.
- Gravas en cuerpos canaliformes, con niveles arenosos y limosos ocasionales y encostramientos carbonatados locales; espesor total: 10-20 m. Esta unidad litológica está coronada por la superficie de glacis de Perales de Alfambra, en el extremo norte de la cuenca, atribuida tradicionalmente al Villafranquiense (Gutiérrez y Peña, 1976; Godoy *et al.*, 1983a).

A partir del nivel de glacis villafranquiense se ha producido el encajamiento de tres terrazas fluviales pleistocenas y dos niveles de glacis correlativos de las terrazas media y superior (Gutiérrez y Peña, 1976; Peña, 1981). Sus escarpes morfológicos se sitúan a alturas de 85-90, 45-60 y 20-30 m, respectivamente, sobre el cauce del río Alfambra. En todos ellos predominan los sedimentos detríticos: gravas poligénicas, bien cementadas en los niveles superior y medio y poco en la terraza inferior, con capas de arenas silíceas y limos pardos o rojizos. En todos los niveles de terraza, y especialmente en la terraza media, aparecen asimismo cuerpos discontinuos de tobas masivas a techo de la secuencia.

A mediados del Plioceno, la falla de Concud (accidente que delimita el extremo meridional de la fosa del Jiloca) corta el relleno neógeno de la fosa de Teruel y separa dos dominios con evolución sedimentaria distinta en los bloques levantado y hundido, respectivamente. En el bloque levantado, la sedimentación palustre de la Fm. Escorihuela queda interrumpida al final del Rusciniense (yacimientos de Celadas, biozona MN 15b, Godoy *et al.*, 1983b), en torno a 3,6 Ma (Opdyke *et al.*, 1997; Alcalá *et al.*, 2000). En el bloque hundido, una pequeña cubeta residual mantiene sedimentación palustre durante el inicio del Villafranquiense, al igual que ocurre más al norte, al pie de las fallas de la Sierra del Pobo (zona de Orríos-Escorihuela; Moissenet, 1983), haciendo que la Fm. Escorihuela se amplíe temporalmente. Sobre ésta se acumulan sucesivamente los depósitos aluviales del Villafranquiense superior, depósitos fluviales correlacionables con alguno de los niveles de terraza y un sistema de abanicos adosados a la falla.

Respecto a la posición cronoestratigráfica de todos estos materiales, la reseñada para las unidades mio-pliocenas se halla bien acotada gracias a su riqueza en yacimientos de macro y micromamíferos (Adrover, 1986; Alcalá, 1994; Alcalá *et al.*, 2000). La edad de las unidades detríticas del Plioceno superior estaría comprendida entre el Villafranquiense inferior (biozona MN16a, Moissenet, 1983) y el límite Plioceno-Cuaternario. Así lo atestigua la vecina cuenca de Sarrión, rellena por un conjunto sedimentario equivalente cerca de cuyo muro y cuyo techo hay sendos yacimientos de macromamíferos situados, respectivamente, en las biozonas MN16a (Adrover, 1986) y MN17/Q₁ (Adrover, 1975).

Dentro del Cuaternario, la edad de la terraza superior no está definida. Para la terraza media existen varias dataciones independientes y coherentes que la sitúan en el Pleistoceno medio, tal como se detalla en apartados posteriores. La terraza inferior cuenta también, en las proximidades de Teruel, con varias dataciones de luminiscencia óptica (OSL) que la sitúan a finales del Pleistoceno superior (15±9 ka, Gutiérrez *et al.*, 2005; 15±1 ka, Lafuente, 2007). Finalmente, los depósitos aluviales y coluviales adosados a la falla de Concud han sido datados por OSL entre 64±4 ka (Gutiérrez *et al.*, 2005) y 32±2 ka (Lafuente, 2007).

Estructuras de deformación en arenas fluvio-eólicas del Plioceno superior

Situación y materiales

En el área de Escorihuela, al este de Alfambra, los depósitos detríticos del Plioceno superior incorporan una unidad litológicamente diferenciada. Se trata de una secuencia sedimentaria de arenas y, ocasionalmente, gravas finas y limos, con un espesor mínimo observado de unos 10 m. A ella se pasa vertical y lateralmente desde las lutitas del 'Rojo 3', y sobre ella se apoyan los depósitos detríticos gruesos del glacis superior pleistoceno (Fig. 2b,c). Estas relaciones sugieren que la unidad arenosa representa, total o parcialmente, un equivalente lateral del glacis villafranquiense. El hecho de que el glacis pleistoceno se superponga a ella en lugar de encajarse puede ser explicado, igual que ocurre en el bloque hundido de la falla de Concud, por la subsidencia tectónica, asociada en este caso al sistema de fallas de la Sierra del Pobo.

La unidad descrita se halla afectada por abundantes estructuras de deformación en sedimentos blandos, que han sido objeto de estudio en dos afloramientos contiguos situados entre 2 y 3 km al SSE de Escorihuela y a 2 km de la línea de fallas de la Sierra del Pobo (puntos 1 y 2 en Figs. 1a y 2b). Ambos se localizan en sendas canteras de extracción de áridos, con coordenadas UTM 30T X: 672740, Y: 4487770 (Escorihuela 1) y 30T X: 672790, Y: 4488450 (Escorihuela 2).

Las arenas que forman mayoritariamente la secuencia son de coloración amarillo-naranja, poseen una excelente selección (más del 70% en peso de los granos tienen diámetro entre 0,1 y 0,3 mm), y las superficies de sus granos muestran marcas de transporte eólico (Gutiérrez y Peña, 1976). Se disponen en cuerpos de geometría tabular y potencia métrica con estratificación cruzada planar y en surco, en *sets* que alcanzan los 2 m. Se reconocen también *ripples* y moldes de raíces cementados por carbonato (rizolitos). Los limos se intercalan a lo largo de la serie, aunque más frecuentemente hacia techo, y se disponen en cuerpos de geometría tabular y potencia centimétrica. Las gravas están constituidas por clastos calcáreos discoidales subredondeados y matriz microconglomerática-arenosa. Se intercalan sólo a techo de la serie, en cuerpos con

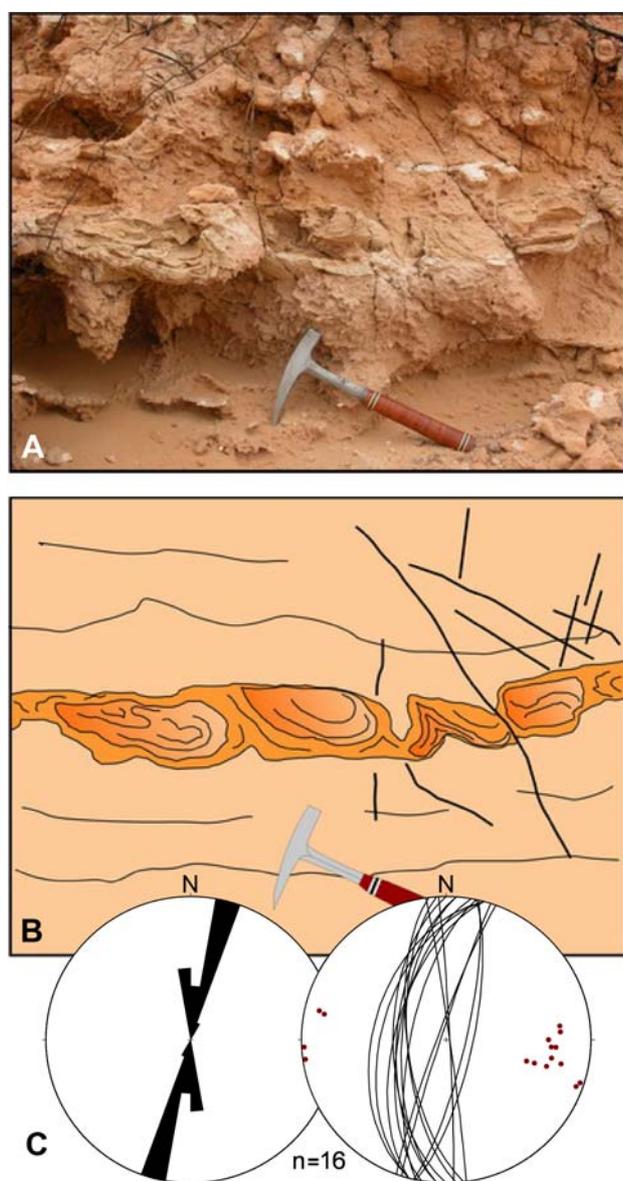


Figura 3.- A) Estructuras en almohadilla en sedimentos fluvio-eólicos del Plioceno superior en el afloramiento Escorihuela 1 (punto 1 en Figs. 1a y 2b). B) Esquema interpretativo. Los materiales afectados son arenas finas en todos los casos. C) Orientación de los planos de microfallas que afectan a los mismos sedimentos.

geometría tabular y potencia centimétrica-decimétrica.

La parte inferior de la secuencia representa un ambiente netamente eólico, con facies dunares de arenas y, mucho más restringidas, facies interdunares de limos. Para la parte superior, Carrillo y Gisbert (1979) interpretan un sistema de tipo *wadi* en un entorno desértico o sub-desértico, con facies de canales fluviales discontinuos (grava-arena con base erosiva y laminación cruzada en surco; arena con *ripples* y laminación paralela) y facies eólicas con predominio de limos interdunares.

Afloramiento Escorihuela 1: descripción de las estructuras

Las deformaciones observadas son intrusiones de arena y estructuras en almohadilla, siendo estas últimas las mejor desarrolladas y correlacionables en todo el afloramiento (Fig. 3a,b), en distancias del orden de 50 m. Las estructuras en almohadilla afectan a un nivel de arenas de grano fino de 20-25 cm de potencia; están bien seleccionadas, carecen por completo de matriz arcillosa y presentan laminación paralela. Los pliegues de las almohadillas, orientados siempre en torno a N100°E, están formados por sinclinales con una anchura aproximada de 30 cm, mientras que los anticlinales son estrechos y en ningún caso superan los 10 cm. El ascenso de arena por las zonas de anticlinal hacia la parte superior del estrato ha llegado a desgajar los sinclinales hasta formar almohadillas aisladas. Dentro del mismo nivel estratigráfico pueden observarse asimismo pequeñas fallas normales y diaclasas de dirección preferente N-S (Fig. 3c).

Las intrusiones de arena tienen en algún caso más de 50 cm de desarrollo vertical y 15 cm de grosor, con colapsos laterales asociados al desplazamiento de arena hacia niveles superiores (Fig. 4). Los diques doblan las capas del encajante hacia techo, indicando claramente la dirección ascendente del material arenoso.

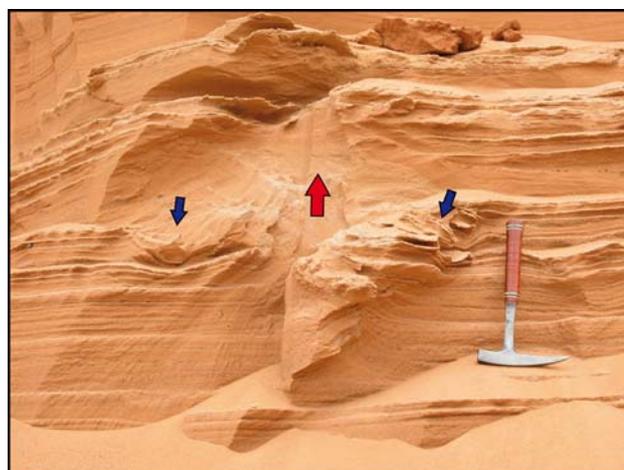


Figura 4.- Dique clástico en arenas eólicas laminadas de grano fino del afloramiento Escorihuela 1 (Plioceno superior, punto 1 en Figs. 1a y 2b). Flecha ascendente: dirección de movimiento de la arena; flechas descendentes: colapsos laterales asociados.

Afloramiento Escorihuela 1: interpretación

Las estructuras en almohadilla son correlacionables en todo el afloramiento y no tienen por encima ningún cuerpo sedimentario que pudiese haber generado sobrecargas. El sedimento aparece bien laminado en varios metros de espesor por encima de las estructuras observadas, por lo que puede descartarse la hipótesis de un origen debido a sistemas de fuerzas dirigidas asociadas a cargas bruscas de origen sedimentario. Se trataría, de hecho, de estructuras sindeposicionales generadas prácticamente en superficie. La existencia de facies fluviales (Carrillo y Gisbert, 1979) indica la presencia de agua en el sistema, lo cual es necesario para que se puedan producir fenómenos de fluidificación y licuefacción. Habría, por tanto, dos posibilidades para su interpretación: elevación brusca del nivel freático o vibración sísmica. La orientación sistemática de los ejes de los pliegues de las almohadillas (N100°E) y la regularidad de sus longitudes de onda han sido interpretadas por algunos autores como criterios que apoyan su origen sísmico (Rodríguez Pascua *et al.*, 2000). No obstante, no puede descartarse por completo la subida brusca del nivel freático, máxime en un ambiente sedimentario con presencia de agua estacional cerca de la superficie del terreno.

Estructuras en almohadilla muy similares a las de este afloramiento han sido estudiadas por Hempton y Dewey (1983) en el lago Hazar, emplazado en una cuenca de *pull-apart* del Este de la falla de Anatolia. El área donde se encuentran es una zona sísmicamente activa en la que se han registrado sismos de magnitudes superiores a 7. Estas estructuras también presentan importantes semejanzas con las definidas por otros autores como Cojan y Thiry (1992), Guiraud y Plaziat (1993), Alfaro *et al.* (1997) y Bowman *et al.* (2004), que les atribuyen siempre un origen sísmico. De acuerdo con las estimaciones de algunos de estos autores para paleoterremotos, y con recopilaciones hechas a partir de casos estudiados en terremotos actuales (Rodríguez Pascua *et al.*, 2000), este tipo de estructuras se asocian a magnitudes comprendidas entre 6,5 y 8,5.

Cojan y Thiry (1992) y Mohindra y Bagati (1996) describen asimismo deformaciones extensionales frágiles asociadas a estructuras en almohadilla, concretamente sistemas de microfallas normales con desplazamientos centimétricos y que suponen estiramientos en la horizontal del mismo orden. Estas estructuras, a las que Cojan y Thiry (1992) asignan un origen sísmico, presentan características análogas a las halladas en nuestro afloramiento y cumplen, además, los criterios propuestos por Sims (1975) para diagnosticar su carácter de sismitas. En los casos estudiados en terremotos actuales y en ejemplos del registro geológico, este tipo de estructuras han sido asociadas por los autores anteriormente citados a magnitudes superiores a 5.

En el caso de los diques de arena, un hipotético efecto de carga brusca puede también descartarse como factor desencadenante por no haberse encontrado paquetes conglomeráticos sobre estas estructuras. No obstante, teniendo en cuenta que debido a las condiciones de afloramiento no se observa el nivel fuente de las arenas licuefactadas, no es posible asignarles un mecanismo disparador concreto.

Afloramiento Escorihuela 2: descripción de las estructuras

Las deformaciones observadas en este afloramiento son intrusiones de arena que no superan los 10 cm de desarrollo vertical, con un grosor medio de unos 2 cm y espaciados de entre 5 y 10 cm. Todas ellas se encuentran en una única capa de arenas de grano fino de entre 5 y 10 cm de potencia, correlacionable en todo el afloramiento. El encajante es una capa de arenas de grano fino a limos. El conjunto de ambas capas está limitado a muro y a techo por arenas con laminación paralela horizontal o muy débilmente ondulada. Algunas intrusiones finalizan a techo de la capa confinante, llegándose a producir intrusiones laterales subhorizontales en esa zona que dan lugar a una morfología en champiñón (Fig. 5a). En otras ocasiones la intrusión no llega a la interfase entre la capa confinante y las arenas laminadas superiores y no se producen tales escapes laterales, desarrollándose únicamente diques verticales (Fig. 5b). En todos los casos, la capa confinante muestra deformación por plegamiento hacia techo atribuible al ascenso del material del dique. Dadas las condiciones de afloramiento es posible observar la morfología tridimensional de estas estructuras (Fig. 5c); se aprecia que no se trata de estructuras tubulares sino alargadas, con desarrollo longitudinal decimétrico a métrico y ejes orientados de forma persistente según N108°E (Fig. 5d).

Afloramiento Escorihuela 2: interpretación

La estructuración descrita es característica de deformaciones producidas por licuefacción asociadas a fenómenos sísmicos (Li *et al.*, 1996). Al estar limitadas a muro y a techo por capas de arenas con laminación paralela no deformada, se pueden descartar efectos de elevación brusca del nivel freático, que de ser así también habría generado distorsiones en dichas capas. Las cargas bruscas también se descartan, al no existir cuerpos sedimentarios en niveles superiores que pudieran haberlas generado. Finalmente, un gradiente inverso de densidad tampoco es posible en caso de tener limos sobre las arenas licuefactadas, ya que éstas son igual o más densas que aquéllos. Por tanto, el mecanismo disparador más probable es el sísmico. Este es el origen que se atribuye en la literatura a muchos otros casos de estructuras del mismo tipo, tanto de diques con paredes subverticales (Amick *et al.*, 1990;

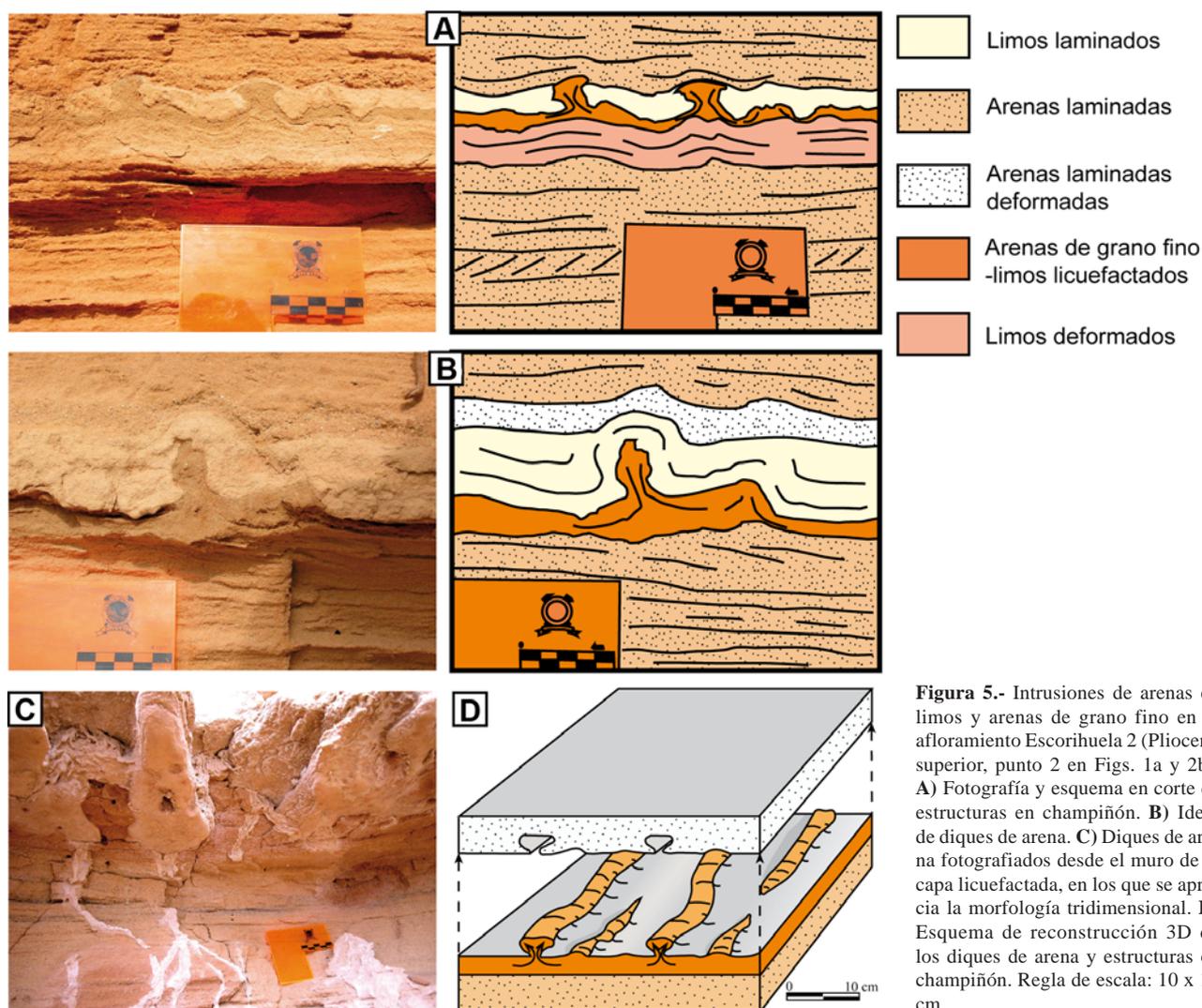


Figura 5.- Intrusiones de arenas en limos y arenas de grano fino en el afloramiento Escorihuela 2 (Plioceno superior, punto 2 en Figs. 1a y 2b). **A)** Fotografía y esquema en corte de estructuras en champiñón. **B)** Idem de diques de arena. **C)** Diques de arena fotografiados desde el muro de la capa licuefactada, en los que se aprecia la morfología tridimensional. **D)** Esquema de reconstrucción 3D de los diques de arena y estructuras en champiñón. Regla de escala: 10 x 10 cm.

Audemard y De Santis, 1991; Davenport *et al.*, 1994; Obermeier, 1996; Sukhija *et al.*, 1999; Rodríguez Pascua *et al.*, 2000) como de estructuras en champiñón (Hempton y Dewey, 1983; Scott y Price, 1988; Seed e Idriss, 1982; Alfaro *et al.*, 1995; Rodríguez Pascua *et al.*, 2000). De acuerdo con estos autores, que han observado estas estructuras en terremotos actuales o en el registro fósil, los rangos de magnitud sísmica bajo los que se han podido generar llegarían como máximo a 8,5 para los diques de arena y a 7 para las estructuras en champiñón. Aunque no puede descartarse que las estructuras en champiñón se generen bajo magnitudes superiores a la indicada, no se han encontrado referencias que lo avalen.

El carácter planar de los diques y su dirección persistente, subparalela además a los pliegues de las estructuras en almohadilla observadas en el afloramiento Escorihuela 1, sugiere una influencia de las condiciones locales de esfuerzos en el momento de la licuefacción, circunstancia que aboga a favor de su origen sísmico (Li *et al.*, 1996; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000). Puede demostrarse que esa dirección preferente (en torno a N100°E) es coherente con el campo tectónico regional, si bien la complejidad de este último hace que la demostración no sea inmediata. Así,

la dirección de esfuerzo mínimo σ_3 que se infiere (aproximadamente N010°E, ortogonal a las estructuras) es similar a la que se registra en la estación más próxima de la que se tienen referencias en la literatura (estación 14 del estudio de paleoesfuerzos de Arlegui *et al.*, 2005; dirección de s_3 H \approx N-S). Sin embargo, este eje es aproximadamente perpendicular al que se obtiene de las pequeñas fracturas extensionales observadas en el afloramiento Escorihuela 1, y también al registrado en otras dos estaciones próximas de Arlegui *et al.* (2005). Tampoco coincide con las trayectorias regionales preferentes ENE-WSW identificadas por Simón (1989) y Arlegui *et al.* (2005, 2006). Estas discrepancias se explican bien si consideramos los patrones de perturbación de esfuerzos que son comunes en los campos de extensión radial o multidireccional. Bajo ese régimen de esfuerzos, con los ejes horizontales s_2 y σ_3 de magnitudes similares, la formación de nuevas fallas o fracturas o la presencia de discontinuidades heredadas hacen que las trayectorias del campo regional resultante tiendan a orientarse paralelas o perpendiculares a aquéllas; son asimismo frecuentes los procesos de intercambio entre ambos ejes de esfuerzos que dan lugar a dos familias de fracturas ortogonales que coexisten en un mismo punto (Simón

et al., 1988; Caputo, 1995; Kattenhorn et al., 2000). En el área concreta de Escorihuella, parece evidente que la línea de fallas de la Sierra del Pobo, que limita la fosa de Alfambra-Teruel por el este, es la responsable de ese tipo de perturbaciones, haciendo que en su entorno las direcciones de extensión locales se orienten perpendiculares y paralelas a la misma (E-W y N-S, respectivamente).

Estructuras de deformación en arenas y gravas fluviales del Pleistoceno medio

Situación y materiales

Las estructuras de deformación en sedimentos blandos afectan aquí a la terraza media del río Alfambra, concretamente al último retazo elevado que se conserva de ella en su margen derecha antes de la confluencia con el río Guadalaviar (afloramiento Los Baños, punto 3 en la Fig. 1b; coordenadas UTM: 30T X: 661888, Y: 4471969). Dicho retazo forma una plataforma estructural en la

zona de Los Baños, unos 3 km al norte de Teruel, sobre la antigua estación del ferrocarril minero Ojos Negros-Sagunto y a unos 60 m sobre el cauce del río. Se localiza en el bloque levantado de la falla normal de Concud y a escasa distancia de ésta, discordante sobre los depósitos clásticos rojos del Vallesiense (Fm. Peral) y las calizas y margas del Turolense (Fm. Alfambra), fracturadas y afectadas por un pliegue monoclinial asociado a dicho accidente (Fig. 6a). La terraza media se encuentra desplazada asimismo por la falla un mínimo de 39 m, quedando sus depósitos en el bloque hundido enterrados bajo los abanicos aluviales del Pleistoceno superior (Simón et al., 2005).

La secuencia de terraza tiene un espesor total de entre 11 y 18 m y presenta dos tramos bien diferenciados (Fig. 6b,c):

- (a) Un tramo inferior constituido por 4 a 12 m de gravas pardas oscuras, que intercalan, sobre todo en su parte inferior, niveles de arenas amarillentas y lutitas anaranjadas. Las gravas son granosostenidas, con cantos angulosos a

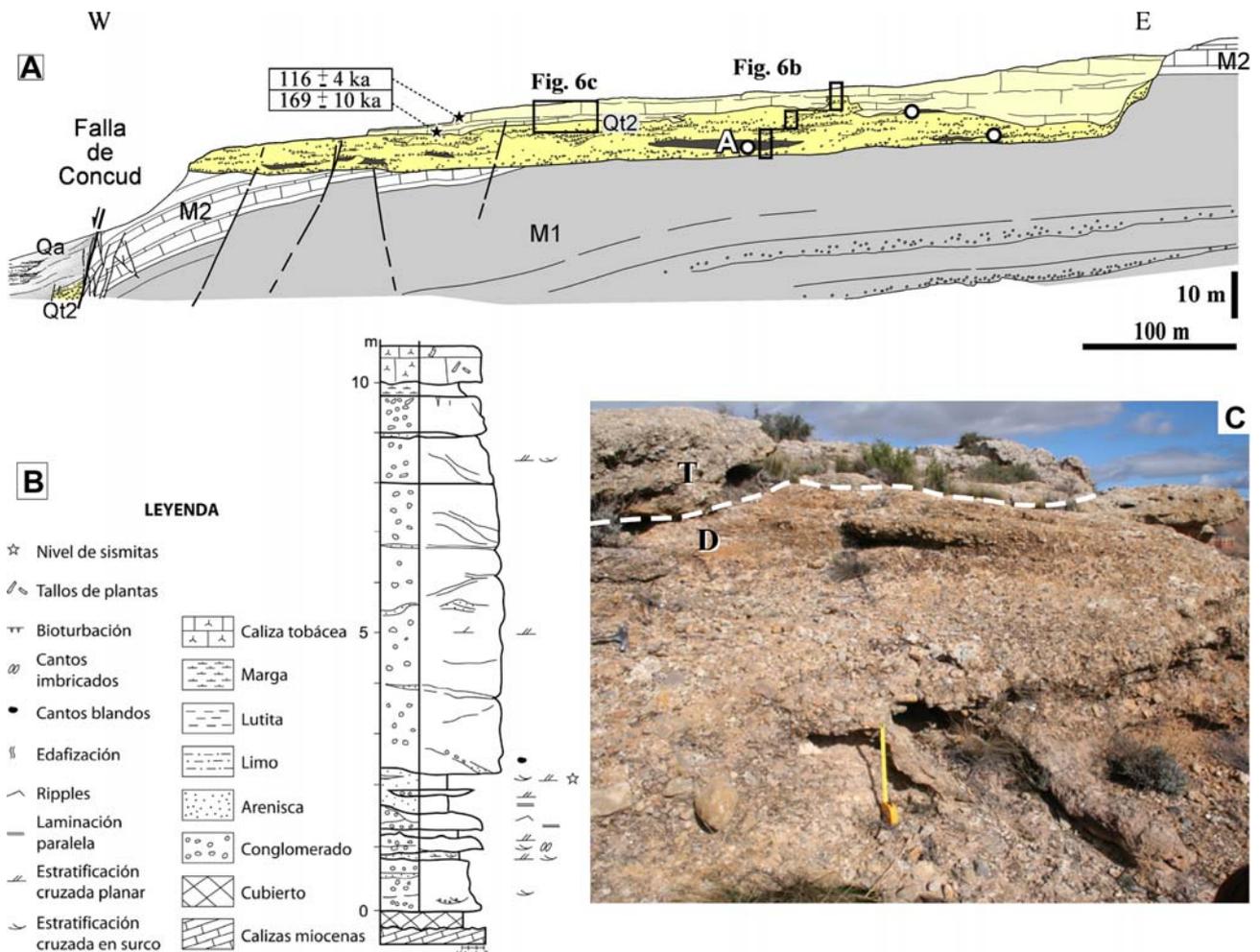


Figura 6.- A) Corte geológico de detalle a través de la falla de Concud en el afloramiento Los Baños (afloramiento 3, ver situación en Fig.1b); se representa la arquitectura sedimentaria de la terraza media del Alfambra y el Neógeno infrayacente deformado, así como la situación de las estructuras de licuefacción observadas (círculos blancos) y de las muestras datadas por U/Th (Arlegui et al., 2006); M1: Fm. Vallesiense; M2: Fm. Alfambra, Vallesiense superior-Turolense; Qt2: terraza media del Alfambra, Pleistoceno medio; Qa: depósitos de abanico aluvial, Pleistoceno superior. **B)** Columna sedimentaria de la terraza media en el entorno del punto A, donde se halla la estructura estudiada más en detalle. **C)** Aspecto de campo de los depósitos de terraza; D: unidad detrítica; T: calizas tobáceas.

subredondeados, poligénicos y muy heterométricos. Tienen matriz arenosa de grano grueso, y suelen estar bien cementadas. Se disponen en cuerpos de potencia decimétrica y geometría tabular o lenticular, con bases canaliformes, cicatrices internas erosivas y estratificación cruzada en surco y planar en sets de potencia decimétrica a métrica. Las arenas, de grano fino a medio, y las lutitas se disponen en niveles lenticulares de potencia decimétrica y escasa continuidad lateral, con laminación paralela.

- (b) Un tramo superior formado por 2 a 15 m de calizas tobáceas, masivas en algunos tramos y estratificadas en otros. La base es irregular, y localmente muestra interdigitaciones con el techo del tramo detrítico. Contienen abundantes moldes de vegetales, de tamaño centimétrico a métrico, e intercalan algunos niveles laminados de margas calcáreas blanquecinas.

La edad de esta terraza puede ser acotada a partir de varias dataciones independientes y coherentes entre sí. Moissenet (1985) la atribuye al Riss a partir de fauna de microvertebrados. Las tobas que coronan la secuencia han sido datadas por U/Th, obteniéndose una edad entre 169 ± 10 y 116 ± 4 ka (Arlegui *et al.*, 2006). En el yacimiento de Cuesta de la Bajada, situado en un resto de la misma terraza en la margen izquierda del Alfambra, se han encontrado mamíferos e industria lítica atribuidos al Pleistoceno medio avanzado; esta edad ha sido corroborada por termoluminiscencia (138 ± 10 ka; Santonja *et al.*, 1994).

Las estructuras estudiadas afectan a los niveles arenosos intercalados en las gravas, localizándose en tres puntos separados entre sí unas decenas de metros

(Fig. 6a). Dos de ellos se sitúan cerca de la base de la unidad detrítica y serían prácticamente sincrónicos, mientras el tercero está más cercano a su techo.

Afloramiento Los Baños: descripción de las estructuras

La estructura más clara y representativa es la observada en el punto A de la Fig. 6a. Se trata de una estructura compuesta con dos niveles deformados (de grano fino, el inferior, y grueso, el superior) separados por una capa confinante constituida por limos y un cuerpo lenticular de conglomerados, todo ello deformado por la intrusión de las arenas (Fig. 7). Se pueden observar intrusiones de arena de grano fino a muro de la estructura, que cortan capas de limos y arenas de grano grueso y se encajan dentro de la capa de conglomerados. Dentro de este nivel de arenas, en áreas próximas a la intrusión, existen zonas de colapso de las capas superiores. La segunda capa de arenas licuefactadas (grano grueso) intruye en un paquete de conglomerados que sella la estructura en la parte superior. La intrusión de estas arenas también genera zonas de colapso y microfallas normales en el nivel de limos intermedio. La intrusión presenta estructuración planar con una dirección aproximada N-S.

Afloramiento Los Baños: interpretación

La estructura observada en las arenas se debe a licuefacción, habiendo actuado como nivel confinante la capa de conglomerados suprayacente. La intrusión de arenas hacia niveles superiores genera efectos de colapso en las zonas próximas a éstas, debido a la pérdida de sedimento por intrusión en la capa confinante. Pueden interpretarse como procesos de «draw-in» definidos por Takahama *et al.* (2000)

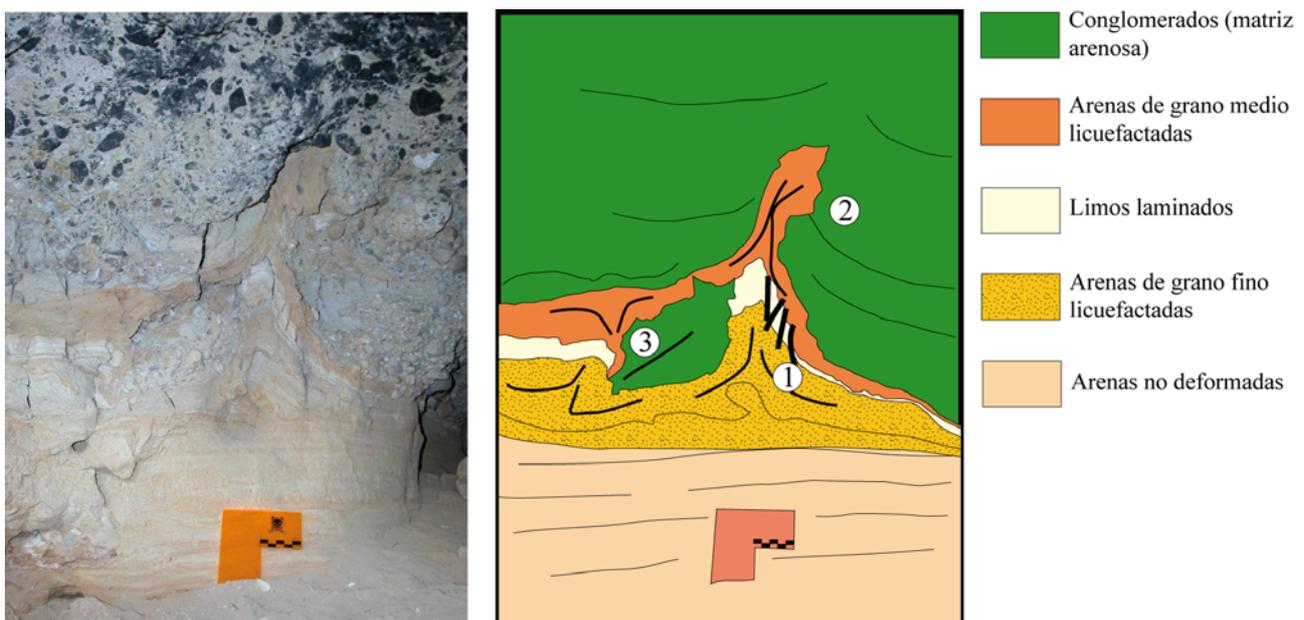


Figura 7.- Estructura de licuefacción en el afloramiento de Los Baños (Pleistoceno medio; punto 3 en Fig. 1b, punto A en Fig. 6a): dique compuesto en el que arenas de grano fino (1) se han inyectado en limos y conglomerados, a favor de otra intrusión (2) de arenas de grano medio en gravas; el desplazamiento de arena licuefactada hacia el dique provoca colapsos (3). Regla de escala: 10 x 10 cm.

asociados a licuefacción sísmica en conglomerados, debido a la pérdida de material por extrusión en superficie de gravas licuefactadas. Las dos capas de arenas se licuefactan por el mismo mecanismo disparador, puesto que presentan la misma orientación y los mismos conductos (diques) de ascenso hacia niveles superiores. La capa de limo que separa ambas capas tiene en el momento de la deformación un grado de litificación mayor que las arenas, puesto que se deforma frágilmente, mientras que las arenas tienen un comportamiento dúctil. Esto hace que la capa de limos compartimente la licuefacción generando una estructura compuesta.

No parece probable que la carga del conglomerado haya sido la causante de la licuefacción, puesto que los sistemas de fuerzas dirigidas provocados por ella habrían deformado todo el nivel de arenas inferior, y sin embargo sólo aparece licuefactada la parte superior del mismo. Este hecho, junto con la estructuración planar de las intrusiones subparalela a la falla de Concud en esta zona, apoya el origen sísmico de la licuefacción. Li *et al.* (1996) realizan un estudio comparativo entre intrusiones de arena cuyo mecanismo disparador fue la elevación brusca del nivel freático y otras de origen sísmico. En el primer caso las licuefacciones ascienden por conductos tubulares, mientras que en el segundo caso son intrusiones fisurales. Davenport *et al.* (1994) describen asimismo diques de arena asociados al terremoto de Roermond de 1992 (Holanda), donde se desarrollaron a favor de fisuras con extrusión en superficie en forma de volcanes de arena y «erupciones fisurales». Sukhija *et al.* (1999) citan diques orientados en el arco de cabalgamientos frontal del Himalaya en la India, asociándolos al terremoto de Assam de 1897 ($M_b = 8,7$). En todos estos casos, la orientación preferente de los diques estaría controlada por el campo de esfuerzos local durante el evento sísmico, tendiendo los diques a orientarse según un plano perpendicular al eje de esfuerzo mínimo σ_3 (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000). En nuestro caso, la estructura se halla a una distancia de sólo 350 m de la falla de Concud y su dirección es subparalela a la misma (próxima a N-S). Esto permite vincular las estructuras de licuefacción observadas a la actividad cosísmica de dicha falla, estando su orientación controlada por un eje local σ_3 E-W subortogonal a la misma.

Estructuras de deformación en arenas y gravas fluviales del Pleistoceno superior

Situación y materiales

Las estructuras aparecen en un retazo muy reducido de terraza que se localiza a 40 m sobre el cauce en la margen izquierda del Alfambra (afloramiento Masada Cociero, punto 4 en la Fig. 1b; coordenadas UTM: 30T X: 661863, Y: 4470538). Los sedimentos estudiados afloran en un talud del antiguo ferrocarril minero Ojos

Negros-Sagunto (actual Vía Verde), unos 2 km al NE de la ciudad de Teruel. Se hallan cortados por un plano de falla de dirección N-S que los pone en contacto con lutitas de la Fm. Peral y carbonatos de la Fm. Alfambra (Fig. 8a), y que representa uno de los planos principales de la compleja zona de articulación entre las fallas de Concud y Teruel (Lafuente, 2007).

La serie sedimentaria (Fig. 8b), con un espesor visible de 7 m, está constituida por una alternancia de gravas poligénicas grises y areniscas, limos y arcillas rojo-anaranjados. Se reconocen cinco secuencias individuales con potencias que varían de 1 a 2 m, cada una formada por un término inferior de gravas y uno superior heterolítico. Las gravas son granostenidas, con cantos poligénicos y heterométricos y matriz arenosa, y están bien cementadas. Se disponen en cuerpos decimétricos de geometría tabular y base canaliforme, con abundantes estratificaciones cruzadas y cicatrices internas. Los limos y arcillas del término superior se disponen en cuerpos tabulares de potencia decimétrica, con laminación paralela e hiladas de cantos en su parte inferior. Con frecuencia muestran signos evidentes de procesos edáficos, como bioturbación por raíces y nodulización. Las arenas que se intercalan hacia la base de este término superior son de grano fino y medio, y se disponen en cuerpos tabulares de potencia decimétrica.

La altura relativa de esta terraza es ligeramente inferior a la que corresponde a la terraza media en el valle del Alfambra. Recientemente hemos realizado una datación mediante luminiscencia óptica (OSL), obteniendo una edad de 91 ± 5 ka que la sitúa ya en el Pleistoceno superior (Lafuente, 2007). Estos datos, junto con las diferencias en su arquitectura sedimentaria respecto a dicha terraza media en este sector, sugieren que muy probablemente se trate de un nivel desdoblado de la misma, más reciente que el nivel dominante en todo el valle del Alfambra.

Afloramiento Masada Cociero: descripción de las estructuras

Las estructuras analizadas corresponden a intrusiones de arena que se encajan en limos y conglomerados, pudiendo clasificarse como diques de arena (punto A en la Fig. 8c) y estructuras en champiñón (puntos B y C en la Fig. 8c). Todas ellas se localizan dentro del mismo nivel arenoso en la secuencia de la terraza, por debajo de los conglomerados que forman su techo visible. Las deformaciones son resultado de procesos de deformación tanto dúctil como frágil, aunque con predominio de la primera.

La estructura más destacable en el punto A es un dique de arena de grano medio encajado en paquetes suprayacentes de conglomerados y limos, que supera los 60 cm de altura y tiene una dirección NW-SE (Fig. 9a). Se desarrolla a favor de una falla normal, siendo la componente frágil de la deformación más notoria en

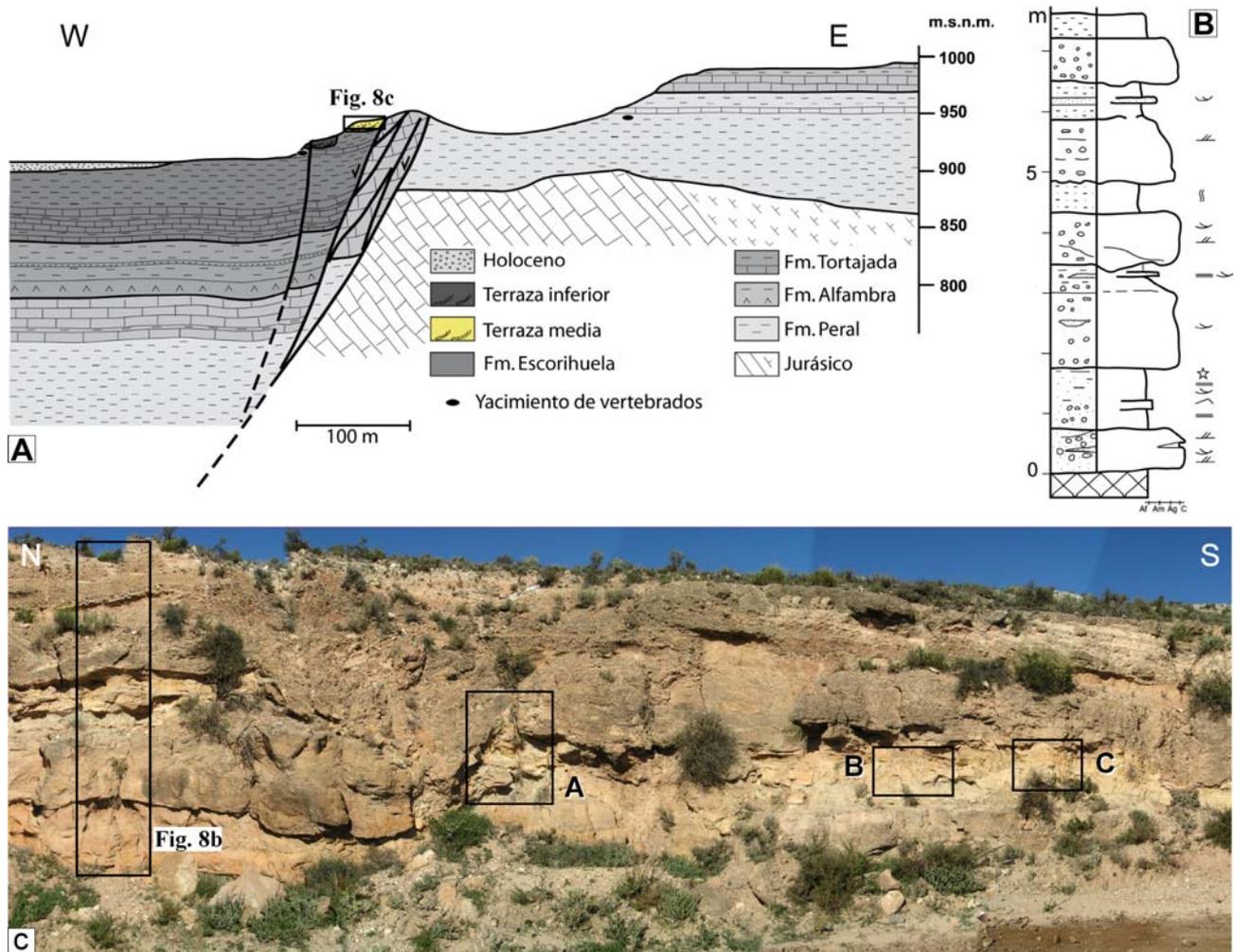


Figura 8.- A) Corte geológico a través de la zona de entronque de las fallas de Concud y Teruel, donde se sitúa el afloramiento Masada Cociero (punto 4, ver situación en Fig. 1b). B) Columna sedimentaria de detalle de la terraza pleistocena superior afectada por las estructuras de licuefacción (ver leyenda en Fig. 6b). C) Fotografía de conjunto del afloramiento con localización de las distintas estructuras descritas.

profundidad. Entre los labios de la falla, en la parte inferior visible, aparecen cantos y arena arrastrados por el movimiento de la misma (Fig. 9b). La intrusión carece de laminación o anisotropía interna, mientras que en el conglomerado en contacto con ella sí aparecen cantos reorientados.

El resto de intrusiones observadas en el mismo afloramiento son ya de tamaño centimétrico. Los materiales que intruyen son las mismas arenas de grano medio, actuando como encajante capas de limos y arenas de grano medio a grueso. Se distribuyen por el afloramiento de forma aislada (Fig. 10a, punto B en la Fig. 8c) o en agrupaciones (Fig. 10b, punto C en la Fig. 8c). Las capas de limos que actúan como niveles confinantes muestran un mayor grado de litificación debido a su cementación por carbonato. En ocasiones, esto les confiere un comportamiento frágil, apareciendo fallas normales con desplazamientos centimétricos en los flancos de las estructuras, generadas por el desplazamiento lateral de las arenas licuefactadas hacia zonas de intrusión. Estas estructuras están confinadas entre capas no deformadas en las que se pueden observar laminaciones, las cuales no están presentes dentro de las estructuras intrusivas.

Afloramiento Masada Cociero: interpretación

El dique de arena, cuyo conducto alimentador es irregular (Fig. 9), se produjo cuando aún no estaban litificados los conglomerados suprayacentes que actuaban como capas confinantes. El contacto de los conglomerados con los limos y arenas infrayacentes es erosivo, sin que se observen deformaciones por carga en esta zona. La estructura intrusiva parte de capas de arenas y corta limos y conglomerados. El hecho de que la laminación de los limos no esté deformada hace pensar que la carga generada por los conglomerados no fue la responsable directa de la deformación; si así fuese, habría afectado a todas las capas inferiores y sobre todo a la zona de contacto. La dirección del dique y de las fallas (NW-SE) vuelve a ser en este caso subparalela, si no exactamente a la traza local de la falla de Concud (que en esta zona de confluencia con la de Teruel es casi N-S), sí a su dirección media (ver Fig. 1a), así como a una de las familias de fracturas que integra la zona de deformación distribuida en el entronque de ambos accidentes. Por todo ello, la hipótesis de un origen sísmico es la más verosímil. La dirección aproximada del eje σ_3 que se infiere (NE-SW)

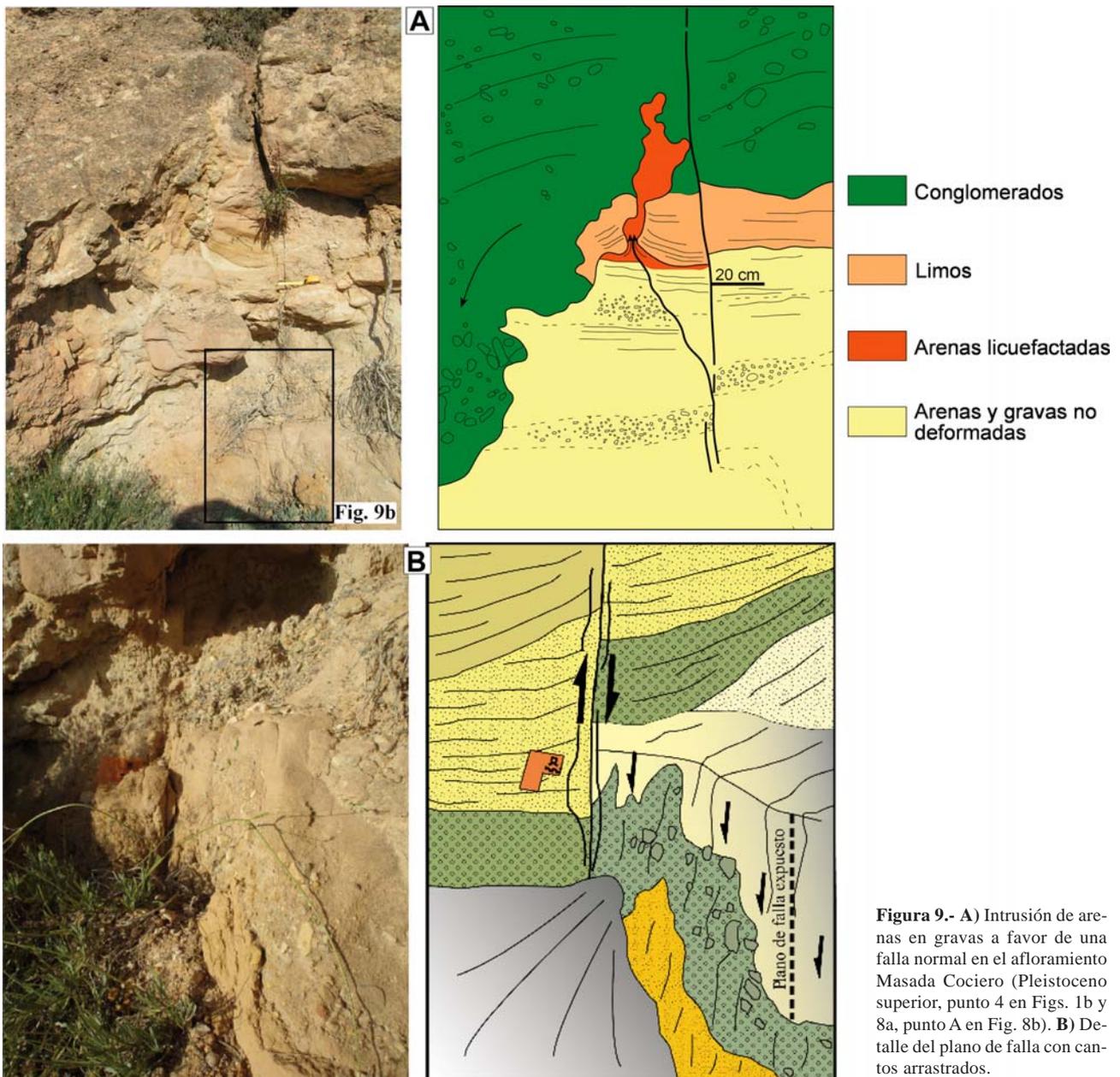


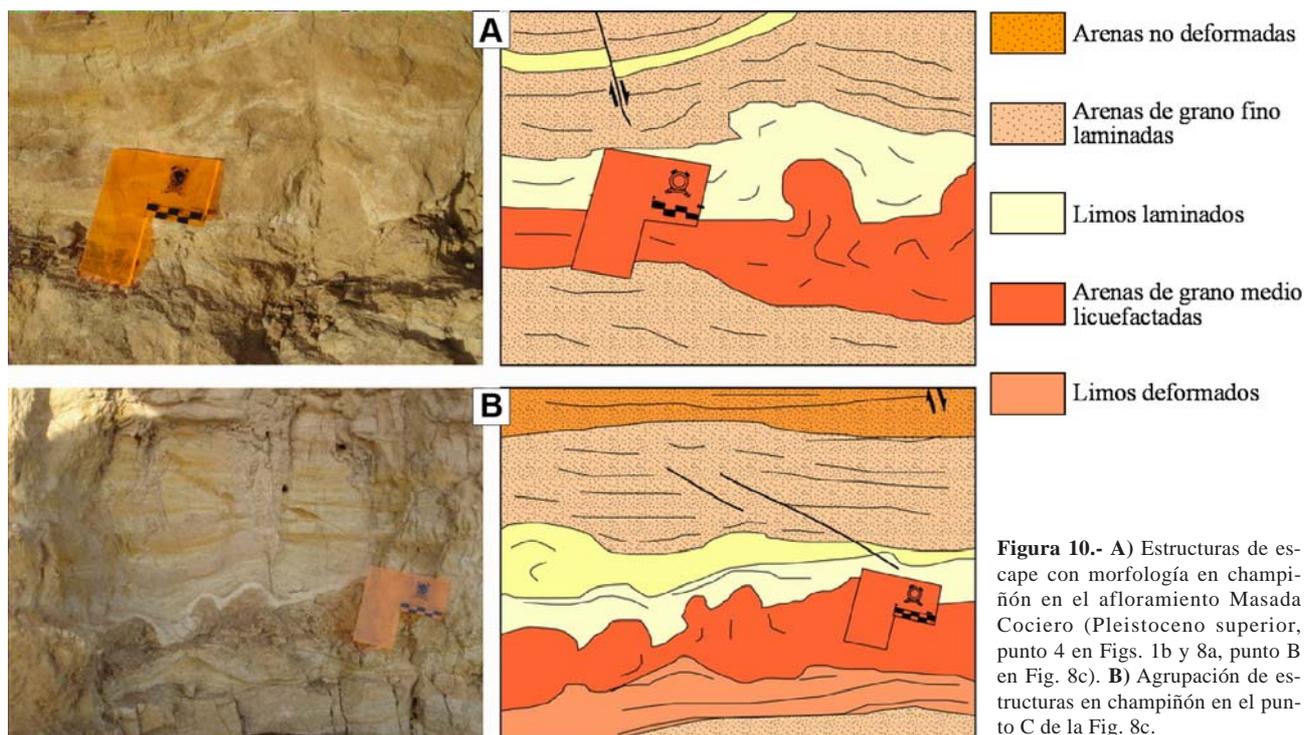
Figura 9.- A) Intrusión de arenas en gravas a favor de una falla normal en el afloramiento Masada Cociero (Pleistoceno superior, punto 4 en Figs. 1b y 8a, punto A en Fig. 8b). **B)** Detalle del plano de falla con cantos arrastrados.

es la más comúnmente registrada en los materiales recientes de este entorno (Arlegui *et al.*, 2006: fig. 5, estaciones 9, 15, 17).

Las condiciones de afloramiento no permiten observar el espesor completo de algunas de las capas inferiores, por lo que no puede determinarse si los cantos y arenas contenidos en la zona de falla representada en la Fig. 9 están asociados a procesos de licuefacción. Esos materiales podrían haber sido transportados por cizallamiento y arrastre en la zona mecanizada, sin que sea necesario recurrir a procesos de licuefacción para explicar su posición anómala. Esta hipótesis se ve reforzada por el hecho de que en niveles inferiores el grado de litificación habría sido mayor, favoreciendo su comportamiento frágil e inhibiendo la posibilidad de licuefacción. En definitiva, las únicas estructuras de licuefacción demostradas involucran materiales arenosos de grano

medio, lo que implica magnitudes sísmicas superiores a 5 ó 5,5 (Seed, 1968; Seed e Idriss, 1971; Ambraseys, 1988; Owen, 1996).

Las estructuras de menor tamaño son estructuras en champiñón (*mushroom structures*) como las definidas por Hempton y Dewey (1983). Los materiales que intruyen son arenas de grano medio en limos laminados que actúan como encajante, por lo que el gradiente de densidades es normal y no se podría haber generado la intrusión por un ascenso gravitatorio de la arena. Además, estas estructuras están limitadas a muro y techo por limos laminados no deformados, lo que permite pensar en un desarrollo 'instantáneo' a escala de tiempo geológico. Al encontrarse en el mismo nivel estratigráfico que los diques de arena, es posible atribuir todo el conjunto a un mismo evento, reforzando de este modo la hipótesis sísmica como mecanismo disparador.



Estructuras diapíricas y en champiñón similares a las nuestras, casi siempre de reducidas dimensiones, han sido descritas por varios autores, tanto en sistemas sedimentarios lacustres como fluviales. En general, su origen se interpreta como inequívocamente sísmico. Hempton y Dewey (1983) identifican estructuras en champiñón en sedimentos lacustres recientes próximos a la Falla de Anatolia (SE de Turquía), en una región con magnitud máxima potencial en torno a 7. Los materiales deformados corresponden a arcillas, limos y arenas de grano fino en estratos de potencia centimétrica a decimétrica. Scott y Price (1988) las describen en sedimentos lacustres de la cuenca plio-cuaternaria de Burdun, en el SW de Turquía. Interpretan su origen sísmico y las relacionan con magnitudes máximas entre 5 y 6 presentes en el registro histórico de la región. Alfaro *et al.* (1995) definen estructuras similares, de 4 cm de potencia como máximo, en sedimentos fluviales del Cuaternario reciente de la cuenca del Bajo Segura (Alicante), relacionándolas asimismo con terremotos de magnitudes superiores a 5.

Discusión y conclusiones

Los depósitos recientes de la cuenca de Alfambra-Teruel muestran estructuras de deformación en sedimentos blandos que pueden ser interpretadas en su mayoría como sismitas. Las estudiadas aquí se atribuyen a la licuefacción de arenas eólicas de grano fino en el Plioceno superior del sector norte de la fosa, y de arenas fluviales de grano fino a grueso en las terrazas intermedias del Alfambra (Pleistoceno medio-superior) cerca de la ciudad de Teruel. Las intrusiones de arena han deformado asimismo niveles

de gravas o limos, según los casos. Las morfologías observadas son diques, estructuras en champiñón y estructuras en almohadilla, asociadas en ocasiones a fallas normales.

Todas estas sismitas se localizan en el entorno de las fallas N-S que hunden y estructuran la propia fosa de Teruel (falla del Pobo, falla de Teruel), así como de la falla de Concud (NW-SE), que entronca con ella justo al norte de la capital. Dichas estructuras constituyen evidencias paleosísmicas que se añaden a las halladas en las propias trazas de las fallas, y que están siendo objeto en la actualidad de estudios específicos en trincheras.

Tanto la falla de Concud como la de Teruel muestran signos de actividad intensa y continuada durante el Cuaternario, con saltos de orden decamétrico en los marcadores anteriores al Pleistoceno superior (Moissenet, 1983; Simón y Soriano, 1993; Gutiérrez *et al.*, 2005). Las tasas de movimiento calculadas para la falla de Concud (a partir de datos estructurales, dataciones paleontológicas y radiométricas de los depósitos afectados, y apoyadas por el análisis de índices morfométricos), permite caracterizar su actividad. Así, según distintas clasificaciones propuestas, la falla presenta una tectónica activa (clase 1) a moderada (clase 2) (Silva *et al.*, 2003), y una actividad rápida (clase 2) a lenta (clase 3) (McCalpin, 1996), por lo que puede decirse que tiene una notable potencialidad sismogénica (Simón *et al.*, 2005; Lafuente, 2007; Lafuente *et al.*, 2007, 2008). Las tasas calculadas para el periodo post-Rusciniense tardío (3,6 Ma, 255 m), post-Pleistoceno medio (116-169 ka, 39 m) y Pleistoceno superior (entre 64 y 32 ka) están entre 0,07 y 0,33 mm/año. Teniendo en cuenta la longitud

de la falla (13,5 km), el salto cosísmico potencial se situaría entre 0,35 y 2,0 m y la magnitud momento estimada sería $M_w H \approx 6,5$.

Las estructuras de licuefacción estudiadas son coherentes, en varios sentidos, con el escenario neotectónico y paleosismológico descrito:

- (a) Se localizan a distancias pequeñas de las fallas activas que controlan o estructuran la fosa de Teruel: las del Plioceno superior de Escorihuela se sitúan a 2 km de la falla del Pobo; las del Pleistoceno medio de Los Baños, a 350-500 m de la falla de Concué; las del Pleistoceno superior, en la misma confluencia de las fallas de Concué y Teruel.
- (b) Aparecen concentradas en niveles sedimen-

tarios que tienen carácter sintectónico respecto a esas mismas fallas.

- (c) Su desarrollo requiere que se supere un umbral de magnitud sísmica M_b de 5 o de 6,5 según el tipo de estructura. Por otro lado, el hecho de no haber observado síntomas de licuefacción en gravas acotaría los valores de M_b por debajo de 7,5. Esos umbrales son compatibles con la magnitud momento estimada para la falla de Concué ($M_w H \approx 6,5$).
- (d) La geometría planar de algunos de los diques de arena, con direcciones similares a las de las fracturas dominantes en los materiales neógeno-cuaternarios (paralelas y perpendiculares a las fallas maestras de ambas fosas),

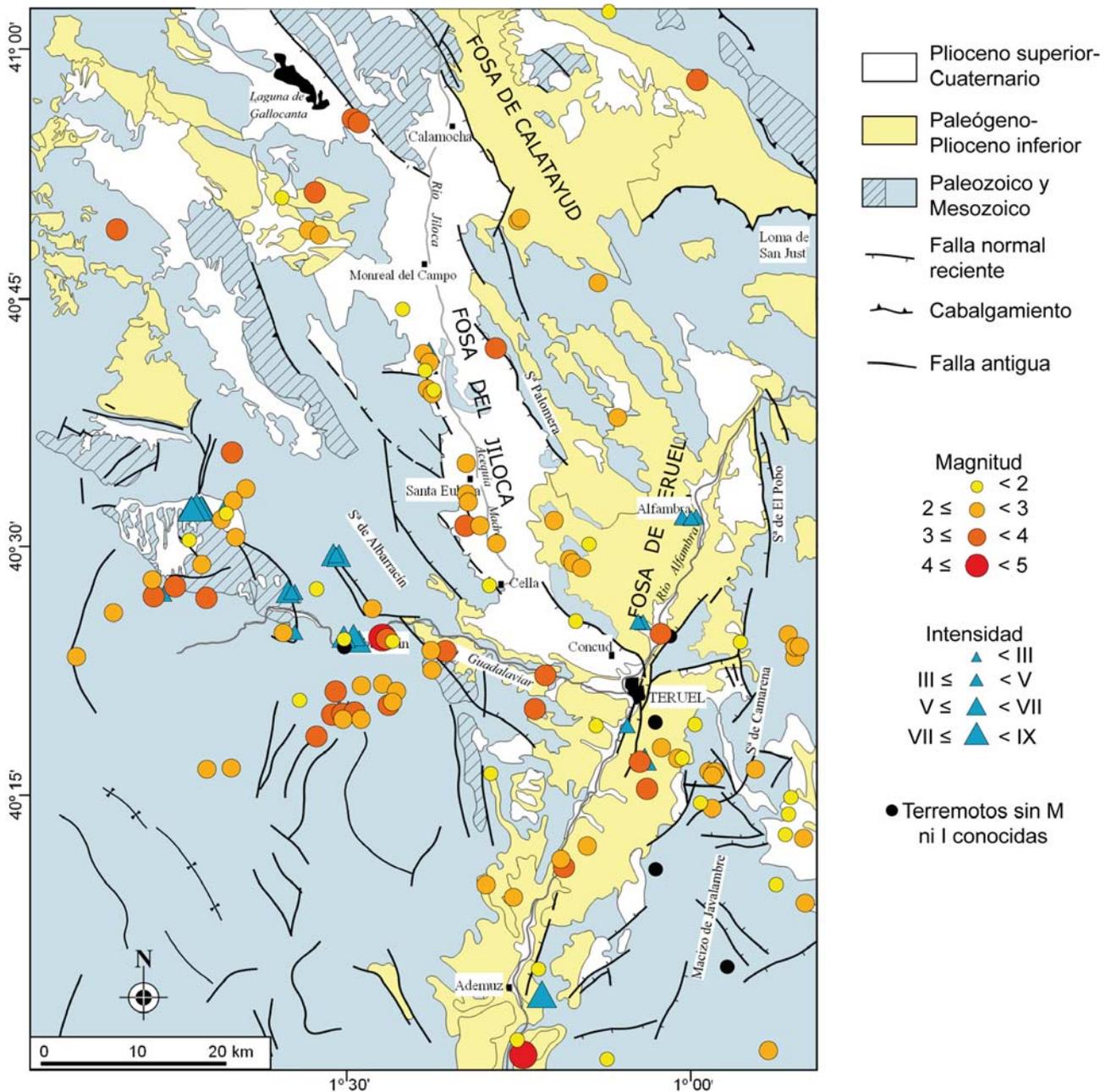


Figura 11.- Mapa de epicentros de sismos históricos e instrumentales en el entorno de las fosas del Jiloca y Teruel. Fuentes: Mezcua y Martínez Solares (1983); Servicio de Información Sísmica del IGN (2008).

sugiere que la licuefacción se produce en condiciones tensionales coherentes con el campo regional de esfuerzos.

Este escenario contrasta en cierto sentido con la sismicidad histórica y actual de la región. La distribución geográfica de epicentros (Fig. 11) sugiere un cierto control por parte de las macroestructuras extensionales de edad neógeno-cuaternaria, ya que se concentran en los márgenes de la fosa del Jiloca, en el sector centro-meridional de la fosa de Teruel, y en los dos macizos levantados de Albarracín y Javalambre. Salvo en el caso de la Sierra de Albarracín, los epicentros se pueden vincular razonablemente a fallas neógeno-cuaternarias conocidas. Sin embargo, las magnitudes e intensidades registradas dibujan un cuadro de actividad sísmica muy moderada que no se corresponde con la inferida del registro geológico. Las magnitudes medidas (M_b) en dichas zonas oscilan por lo general entre 1,5 y 3,5, con magnitudes máximas de 4,4 en la fosa de Teruel y de 3,8 en la Sierra de Albarracín. Para sismos anteriores a la época instrumental hay registradas intensidades de hasta VIII en la fosa de Teruel (1656), VI-VII en la Sierra de Albarracín (1848) y IV-V en la fosa del Jiloca (1828), que podrían corresponder a magnitudes estimadas de 4,8, 4,5 y 3,5-3,9, respectivamente, si utilizamos la relación empírica entre M_b e I propuesta por Alfaro *et al.* (1987) para el registro sísmico global de la región.

Esta divergencia entre el nivel de la sismicidad actual y de la paleosismicidad es común en regiones intraplaca como la estudiada. En ellas los grandes terremotos suelen tener largos periodos de recurrencia, y el registro instrumental e histórico, que se remonta pocos siglos, puede no contener referencias de los mismos. Resulta por ello esencial el estudio del registro geológico para evaluar el potencial sismogénico real de las fallas activas. Las estructuras de licuefacción estudiadas aquí cobran de este modo relevancia como indicadores paleosísmicos asociados a las fallas de Conclud, Teruel y El Pobo. Los estudios de detalle que se acometan en el futuro sobre el comportamiento paleosísmico de ambas, y la valoración que de ellos pueda derivarse en cuanto a la peligrosidad sísmica de la región, parten ya de la evidencia de eventos sísmicos en el Pleistoceno medio-superior de magnitud moderada a alta (M_w posiblemente en torno a 6,5).

Agradecimientos

Agradecemos a P. Alfaro y A. M. Alonso-Zarza su valiosa revisión del manuscrito. Este trabajo se ha realizado en el marco de los proyectos CGL2006-09670/BTE, financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia y los Fondos Europeos de Desarrollo Regional (FEDER), y Consolider CGL2006-041 («Topo-Iberia»). Agradecemos a Ion Ander Somovilla su ayuda en las campañas de campo.

Referencias

- Adrover, R. (1975): Principales yacimientos paleomastológicos de la provincia de Teruel y su posición estratigráfica relativa. En: Alberdi, M.T. y Aguirre, E. (eds.). *Actas I Coloq. Intern. Biost. Cont. Neóg. Sup. Cuatern. Inf.*: 69-83.
- Adrover, R. (1986): *Nuevas faunas de roedores en el Mioplioceno continental de la región de Teruel (España). Interés biostratigráfico y paleoecológico*. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel, 433 pp.
- Alcalá, L. (1994): *Macromamíferos neógenos de la fosa de Alfambra-Teruel. Instituto de Estudios Turolenses-Museo Nacional de Ciencias Naturales*, Teruel, 554 pp.
- Alcalá, L., Alonso-Zarza, A.M., Álvarez, M.A., Azanza, B., Calvo, J.P., Cañaveras, J.C., van Dam, J.A., Garcés, M., Krijgsman, W., van der Meulen, A.J., Morales, J., Peláez, P., Pérez-González, A., Sánchez, S., Sancho, R. y Sanz, E. (2000): El registro sedimentario y faunístico de las cuencas de Calatayud-Daroca y Teruel. Evolución paleoambiental y paleoclimática durante el Neógeno. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13: 323-343.
- Alfaro, J.A., Casas, A.M. y Simón, J.L. (1987): Ensayo de zonación sismotectónica en la Cordillera Ibérica, depresión del Ebro y borde sur pirenaico. *Estudios Geol.*, 43: 445-457.
- Alfaro, P., Domènech, C., Estévez, A. y Soria, J.M. (1995): Estructuras de deformación en sedimentos del Cuaternario reciente de la cuenca del bajo Segura (Alicante). Discusión sobre su posible origen sísmico. *Geogaceta*, 17: 91-94.
- Alfaro, P., Moretti, M. y Soria, J.M. (1997): Soft-sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in the pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, Central Betic Cordillera). *Eclog. Geol. Helvet.*, 90: 531-540.
- Alonso-Zarza, A.M. y Calvo, J.P. (2000): Palustrine sedimentation in an episodically subsiding basin: the Miocene of the northern Teruel Graben (Spain). *Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology*, 160: 1-21.
- Álvaro, M., Capote, R. y Vegas, R., (1979). Un modelo de evolución geotectónica para la Cadena Celtibérica. *Acta Geológica Hispánica*, 14: 172-177.
- Ambraseys, N. N. (1988): Engineering Seismology. *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, 17: 1-105.
- Amick, D., Gelinás, R., Maurat, R., Cannon, D., Moore, D., Billington, E. y Kemppinen, H. (1990): Paleoliquefaction features along the Atlantic seaboard. *NUREG/CR-5613 RA. U.S. Nuclear Regulatory Commission*. Washington DC.
- Arlegui, L.E., Simón, J.L., Lisle, R.J. y Orife, T. (2005): Late Pliocene-Pleistocene stress field in the Teruel and Jiloca grabens (eastern Spain): contribution of a new method of stress inversion. *Journal of Structural Geology*, 27: 693-705.
- Arlegui, L.E., Simón, J.L., Lisle, R.J. y Orife, T. (2006): Analysis of non-striated faults in a recent extensional setting: the Plio-Pleistocene Conclud fault (Jiloca graben, eastern Spain). *Journal of Structural Geology*, 28: 1019-1027.
- Audemard, A. y De Santis, F. (1991): Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. *Bull. Inter. Assoc. Eng. Geol.*, 44: 5-16.
- Bowman, D., Korjenkov, A. y Porat, N. (2004): Late-Pleistocene seismites from Lake Issyk-Kul, the Tien Shan range, Kyrgyzstan. *Sedimentary Geology*, 163: 211-228.
- Capote, R., Gutiérrez, M., Hernández, A. y Olive, A. (1981):

- Movimientos recientes en la fosa del Jiloca (Cordillera Ibérica). *V Reunión Grupo Español de Trabajo del Cuaternario*, Sevilla: 245-257.
- Caputo R. (1995): Evolution of orthogonal sets of coeval extension joints. *Terra Nova*, 7: 479-490.
- Carrillo, L. y Gisbert, J. (1979): Análisis sedimentológico de unos depósitos tipo «wadi» en el Plio-Cuaternario de Escorihuela (Teruel). *Boletín Geológico y Minero*, IV: 329-332.
- Cojan, I. y Thiry, M. (1992): Seismically induced deformation structures in Oligocene shallow-marine and eolian coastal sands (Paris Basin). *Tectonophysics*, 206: 79-89.
- Davenport, C.A., Lap, J.M.J., Maurenbrecher, P.M. y Price, D.G. (1994): Liquefaction potential and dewatering injection structures at Herkenbosch: field investigations of the effects of the 1992 Roermond earthquake, the Netherlands. *Geol. Mijnbouw*, 73: 365-374.
- Godoy, A., Moissenet, E., Ramírez, J.I., Olivé, A., Aznar, J.M., Jerez Mir, L., Aragonés, E., Aguilar, M.J., Ramírez del Pozo, J., Leal, M.C., Adrover, R., Alberdi, M.T., Giner, J., Gutiérrez Elorza, M., Portero, J.M. y Gabaldón, V. (1983a): *Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja n° 542 (Alfambra)*. IGME, Madrid.
- Godoy, A., Ramírez, J.I., Olivé, A., Moissenet, E., Aznar, J.M., Aragonés, E., Aguilar, M.J., Ramírez del Pozo, J., Leal, M.C., Jerez Mir, L., Adrover, R., Goy, A., Comas, M.J., Alberdi, M.T., Giner, J., Gutiérrez Elorza, M., Portero, J.M. y Gabaldón, V. (1983b). *Mapa Geológico de España 1: 50.000, hoja n° 567 (Teruel)*. IGME, Madrid.
- Guiraud, M. y Plaziat, J.C. (1993): Seismites in the fluviate Bima sandstones: identification of paleoseisms and discussion of their magnitudes in a Cretaceous synsedimentary strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria). *Tectonophysics*, 225: 493-522.
- Gutiérrez, F., Gutiérrez, M. y Gracia, F.J. (2005): Karst, neotectonics and periglacial features in the Iberian Range. *Field Trip Guide-C5, Sixth International Conference on Geomorphology*, Zaragoza, 64 pp.
- Gutiérrez, M. y Peña, J.L. (1976): Glacis y terrazas en el curso medio del río Alfambra (provincia de Teruel). *Bol. Geol. y Min.*, 87: 561-570.
- Gutiérrez, M., Peña, J.L., y Simón, J.L. (1983): Los valles tectónicos recientes de Rubielos de la Cérida (Teruel). *Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe*, 5: 449-459
- Hempton, M.R. y Dewey, J.S. (1983): Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, Southeast Turkey. *Tectonophysics*, 98: T7-T14.
- Herraiz, M., De Vicente, G., Lindo-Ñaupari, R., Giner, J., Simón, J.L., González-Casado, J.M., Vadillo, O., Rodríguez-Pascua, M.A., Cicuéndez, J.I., Casas, A., Cabañas, L., Rincón, P., Cortés, A.L., Ramírez, M. y Lucini, M. (2000): The recent (upper Miocene to Quaternary) and present tectonic stress distributions in the Iberian Peninsula. *Tectonics*, 19: 762-786.
- Kattenhorn, S.A., Aydin, A. y Pollard, D.D. (2000): Joints at high angles to normal fault strike: an explanation using 3-D numerical models of fault-perturbed stress fields. *J. Struct. Geol.*, 22: 1-23.
- Lafuente, P. (2007): *Actividad reciente de la falla de Concud (Teruel, Cordillera Ibérica): criterios estructurales, geomorfológicos y paleosismológicos*. Memoria Postgrado de Investigación, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 127 p.
- Lafuente, P., Simón, J.L., Rodríguez Pascua, M.A., Arlegui, L.E. y Liesa, C.L. (2007): Aproximación al comportamiento paleosísmico de la falla de Concud (Teruel, Cordillera Ibérica). *Actas III Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica*, Girona, Asociación Española de Ingeniería Sísmica: 211-223.
- Lafuente, P., Lamelas, T. y Soriano, M.A. (2008): Caracterización morfotectónica de la actividad de la falla de Concud (Cordillera Ibérica, Teruel). *Geo-Temas*, Vol. 10: 1027-1030.
- 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.
- Mezcua, J. y Martínez Solares, J.M. (1983): *Sismicidad en el Área Ibero-Magrebí*. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, 299p.
- Mohindra, R. y Bagati, T.N. (1996): Seismically induced soft-sediment deformation structures (seismites) around Sumdo in the lower Spiti valley (Tethys Himalaya). *Sedim. Geol.*, 10: 69-83.
- Moissenet, E. (1983): Aspectos de la neotectónica en la fosa de Teruel. En: Comba, J.A. (ed.), *Geología de España, Libro Jubilar J.M. Ríos*, IGME, Madrid, vol. II: 427-446.
- Moissenet, E. (1985): Le Quaternaire moyen alluvial du fossé de Teruel (Espagne). *Physio-Géo.*, 14/15: 61-78.
- Obermeier, S.F. (1996): Use of liquefaction – induced features for paleoseismic analysis. An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. *Eng. Geology*, 44: 1-76.
- Opdyke, N., Mein, P., Lindsay, E., Pérez-González, A., Moissenet, E. y Norton, V.L. (1997): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 133: 129-148.
- Owen, H.G. (1996): Experimental soft-sediment deformation: structures formed by the liquefaction of unconsolidated sands and some ancient examples. *Sedimentology*, 43: 279-293.
- Peña, J.L. (1981): Las acumulaciones cuaternarias de la confluencia de los ríos Alfambra y Guadalaviar en las cercanías de Teruel. *Actas VII Col. Geografía*, Pamplona: 1-13.
- Peña, J.L., Sánchez, M. y Simón, J.L. (1981): Algunos aspectos de la tectónica cuaternaria en el margen oriental de la fosa de Alfambra-Teruel. *Teruel*, 66: 31-46.
- Roca, E. y Guimerà, J. (1992): The Neogene structure of the eastern Iberian margin: structural constraints on the crustal evolution of the Valencia trough (western Mediterranean). *Tectonophysics*, 203: 203-218.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Calvo, J.P., De Vicente y G., Gómez Gras, D. (2000): Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in lacustrine sediments of the Prebetic Zone, SE Spain, and their potential use as indicators of earthquake magnitudes during the Late Miocene. *Sedimentary Geology*, 135: 117-135.
- Rubio, J.C. y Simón, J.L. (2007): Tectonic subsidence vs erosional lowering in a controversial intramontane depression: the Jiloca basin (Iberian Chain, Spain). *Geological Magazine*, 144: 127-141.
- Santonja, M., Moissenet, E., Pérez-González, A., Villa, P., Sesé, C., Soto, E., Eisenmann, V., Mora, R. y Dupré, M. (1994): Cuesta de la Bajada: un yacimiento del Pleistoceno Medio en Aragón. *Arqueología Aragonesa*, 21: 61-68.
- Seilacher, A. (1969): Fault-graded beds interpreted as

- seismites. *Sedimentology*, 13: 155-159.
- Scott, B. y Price, S. (1988): Earthquake-induced structures in young sediments. *Tectonophysics*, 147: 165-170.
- Seed, H.B. (1968): Landslides during earthquakes due to solid liquefaction. *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, 94, SM5: 1055-1122.
- Seed, H.B. e Idriss, I.M. (1971): Simplified procedure for evaluating soil liquefaction potential. *Proc. Am. Soc. Civ. Eng.*, 97, SM9: 1249-1273.
- Seed, H.B. e Idriss, I.M. (1982): *Ground motions and soil liquefaction during earthquakes*. Earthquake Eng. Res. Inst., Berkeley: 134 p.
- Servicio de Información Sísmica del Instituto Geográfico Nacional (2008): <http://www.ign.es/ign/es/IGN/SisCatalogo.jsp>
- Sims, J.D. (1975): Determining earthquake recurrence intervals from deformational structures in young lacustrine sediments. *Tectonophysics*, 29: 141-152.
- Simón, J.L. (1982): *Compresión y distensión alpinas en la Cadena Ibérica Oriental*. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza. Publ. Instituto de Estudios Turolenses, Teruel (1984), 269 pp.
- Simón, J.L. (1983): Tectónica y neotectónica del sistema de fosas de Teruel. *Teruel*, 69: 21-97.
- Simón, J.L. (1989): Late Cenozoic stress field and fracturing in the Iberian Chain and Ebro Basin (Spain). *Journal of Structural Geology*, 11: 285-294.
- Simón, J.L. y Paricio, J. (1988): Sobre la compresión neógena en la Cordillera Ibérica. *Estudios Geológicos*, 44: 271-283.
- Simón, J.L., Serón, F.J. y Casas, A.M. (1988): Stress deflection and fracture development in a multidirectional extension regime. Mathematical and experimental approach with field examples. *Annales Tectonicae* 2: 21-32.
- Simón, J.L., Lafuente, P., Arlegui, L.E., Liesa, C.L. y Soriano, M.A. (2005): Caracterización paleosísmica preliminar de la falla de Concud (fosa del Jiloca, Teruel). *Geogaceta*, 38: 63-66.
- Simón, J.L. y Soriano, M. A. (1993): La falla de Concud (Teruel): actividad cuaternaria y régimen de esfuerzos asociado. En: Aleixandre, T., Pérez González, A. (Eds.), *El Cuaternario de España y Portugal*. Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid, 2: 729-737.
- Sukhija B.S., Rao, M.N., Reddy, D.V., Nagabhushanam, P., Hussain, S., Chadha, R.K. y Gupta, H.K. (1999): Paleoliquefaction evidence and periodicity of large prehistoric earthquakes in Shillong Plateau, India. *Earth and Planetary Science Letters*, 167: 269-282.
- Takahama, N., Otsuka, T. y Brahmantyo, B. (2000): A new phenomenon in ancient liquefaction – the draw-in process, its final stage. *Sedim. Geol.*, 135 (1-4): 157-165.
- Vegas, R., Fontboté, J.M. y Banda, E. (1979): Widespread neogene rifting superimposed on alpine regions of the Iberian Peninsula. *Proceedings Symposium Evolution and Tectonics of the Western Mediterranean and Surrounding Areas*, EGS, Viena. Instituto Geográfico Nacional, Madrid, Special Publication 201: 109-128.
- Weerd, A. van de (1976): Rodent faunas of the Mio-Pliocene continental sediments of the Teruel-Alfambra region, Spain. *Utrecht Micropaleontol. Bulletin*, Special Publication 2, 217 pp.

Manuscrito recibido el 1 de octubre de 2008

Aceptado el manuscrito revisado el 24 de marzo de 2009