



## RASGOS SEDIMENTARIOS INDICADORES DE INESTABILIDAD CAUSADA POR ACTIVIDAD TECTÓNICA SISMOGENÉTICA. LAS CUENCAS NEÓGENAS DE LAS MINAS DE HELLÍN Y CENAJO (PREBÉTICO EXTERNO, SE DE ESPAÑA)

*Sedimentary features indicative of seismogenetic tectonic activity. Las Minas and Cenajo Neogene basins (External Prebetic Zone, SE Spain)*

José P. Calvo<sup>1</sup>, Miguel A. Rodríguez-Pascua<sup>2</sup> y David Gómez-Gras<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Departamento de Petrología y Geoquímica, Facultad CC. Geológicas, Universidad Complutense, c/ José Antonio Novais, 2, 28040 Madrid, España. [jpcalvo@ucm.es](mailto:jpcalvo@ucm.es)

<sup>2</sup>Instituto Geológico Minero de España, c/ Ríos Rosas, 21, 28003 Madrid, España. [ma.rodriguez@igme.es](mailto:ma.rodriguez@igme.es)

<sup>3</sup>Departament de Geologia, Facultat de Ciències, Universitat Autònoma de Barcelona, 08193 Bellaterra, Barcelona, España [david.gomez@uab.cat](mailto:david.gomez@uab.cat)

**Abstract:** *The sedimentary infilling of the Neogene basins of Las Minas de Hellín and Cenajo, in the External Prebetic Zone (SE Spain), shows a variety of features indicative of instability that resulted from seismogenetic tectonic activity. Soft-sediment deformation structures such as sand dikes, pillows, mushroom structures, mixed layers, disturbed varved lamination, and others are commonly recognised in the Neogene deposits and are interpreted as resulting from episodic seismic events (seismites). Redeposited beds reaching up meters to tens of meters in size are also recognised and interpreted as indicative of seismic shocks that affected the sedimentary infill of the basins. An additional feature deals with local occurrence of carbonate mounds interbedded with the sedimentary deposits of the Las Minas de Hellín Basin. The mounds consist mainly of highly lithified, strongly folded and fractured and locally replaced by silica carbonate beds that occur closely related to the main faults of the basin.*

**Key words:** *Soft-sediment deformation structures, seismites, tectonics, Neogene basins, External Prebetic Zone.*

**Resumen:** *Las sucesiones estratigráficas que constituyen el relleno de las cuencas neógenas de Las Minas de Hellín y Cenajo presentan numerosas evidencias de eventos derivados de inestabilidad tectónica. Son abundantes las estructuras de deformación sedimentaria a pequeña y mediana escala, como inyecciones de arena en filones, estructuras en champiñón, niveles de mezcla, laminación varvada disturbada y otras, que son interpretadas como respuesta a la actividad sísmica (sismitas). Aparte de estas estructuras, se reconocen depósitos resedimentados de gran escala, tales como macrobrechas y deslizamientos (slumps) de escala métrica a decamétrica, que también fueron debidos a movimientos sísmicos que afectaron a las cuencas durante su relleno. Otro aspecto considerado es la presencia de montículos carbonáticos parcialmente silicificados dentro de la sucesión estratigráfica de la Cuenca de Las Minas de Hellín, cuyo desarrollo estuvo estrechamente ligado a fallas a través de las cuales tuvo lugar la entrada de aguas termales.*

**Palabras clave:** *Estructuras de deformación, sismitas, tectónica, cuencas neógenas, Prebético Externo.*

Calvo, J.P., Rodríguez-Pascua, M.A. y Gómez-Gras, D. (2014): Rasgos sedimentarios indicadores de inestabilidad causada por actividad tectónica sismo-genética. Las cuencas neógenas de Las Minas de Hellín y Cenajo (Prebético Externo, SE de España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27(1): 205-221.

Las cuencas de Las Minas de Hellín y Cenajo forman parte de un conjunto de depresiones de edad Neógeno superior (Calvo *et al.*, 1978) situadas en la parte del Prebético Externo correspondiente a las provincias de Albacete y Murcia. La extensión de estas depresiones es variable, desde algo más de 100 km<sup>2</sup> en el caso de la Cuenca de Las Minas de Hellín, hasta el escaso número de km<sup>2</sup> que ocupan los afloramientos de las cuencas de Híjar, Cordovilla, Isso, etc. (Fig. 1). Dichas cuencas contienen un relleno sedimentario de espesor variable, localmente muy elevado, hasta de varios centenares de metros, en comparación con su extensión (Calvo *et al.*, 1978; Elízaga y Calvo, 1988; Elízaga, 1994).

La práctica totalidad del relleno sedimentario de las citadas cuencas está formada por depósitos continentales, aunque Foucault *et al.* (1987) y Servant-Vildary *et al.* (1990) sugirieron una posible conexión con el mar en algunos momentos de su evolución. Las litofacies más características que se observan dentro de las cuencas de Las Minas de Hellín y Cenajo consisten en carbonatos, tanto calizas como dolomías, margas, generalmente calcáreas, aunque en los tramos altos de la sucesión son muy diatomíticas, y evaporitas, esencialmente de carácter yesífero (Bellanca *et al.*, 1989; Calvo y Elízaga, 1990a, b; 1994; Calvo *et al.*, 2000; Rosell *et al.*, 2011). La mayoría de estos depósitos se presentan en sucesiones de capas bien definidas, generalmente de espesor centimétrico a métrico, que afloran bien a lo largo de las cuencas. No obstante, son numerosas las fallas, de mayor o menor salto, que rompen la continuidad de los conjuntos de capas y localmente dificultan su correlación (Elízaga, 1994; Rodríguez-Pascua, 2001).

En este trabajo se describe de forma resumida un conjunto de estructuras sedimentarias y depósitos cuyas características sugieren un origen directamente relacionado con la inestabilidad tectónica existente en las cuencas a lo largo de su evolución. Algunos de los elementos presentados han sido descritos de forma más o menos amplia en trabajos previos. Es el caso de los niveles *eslumpizados* a gran escala en la parte superior de las sucesiones lacustres (Elízaga y Calvo, 1988); en el presente trabajo se lleva a cabo una descripción e interpretación más pormenorizada. En lo que se refiere a estructuras de deformación relacionadas con paleosismicidad, se resume el catálogo de formas reconocidas por Rodríguez-Pascua (2001; ver en ese artículo referencias de otras publicaciones relacionadas con el tema) y se integran en análisis tectónicos regionales realizados más recientemente (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2009).

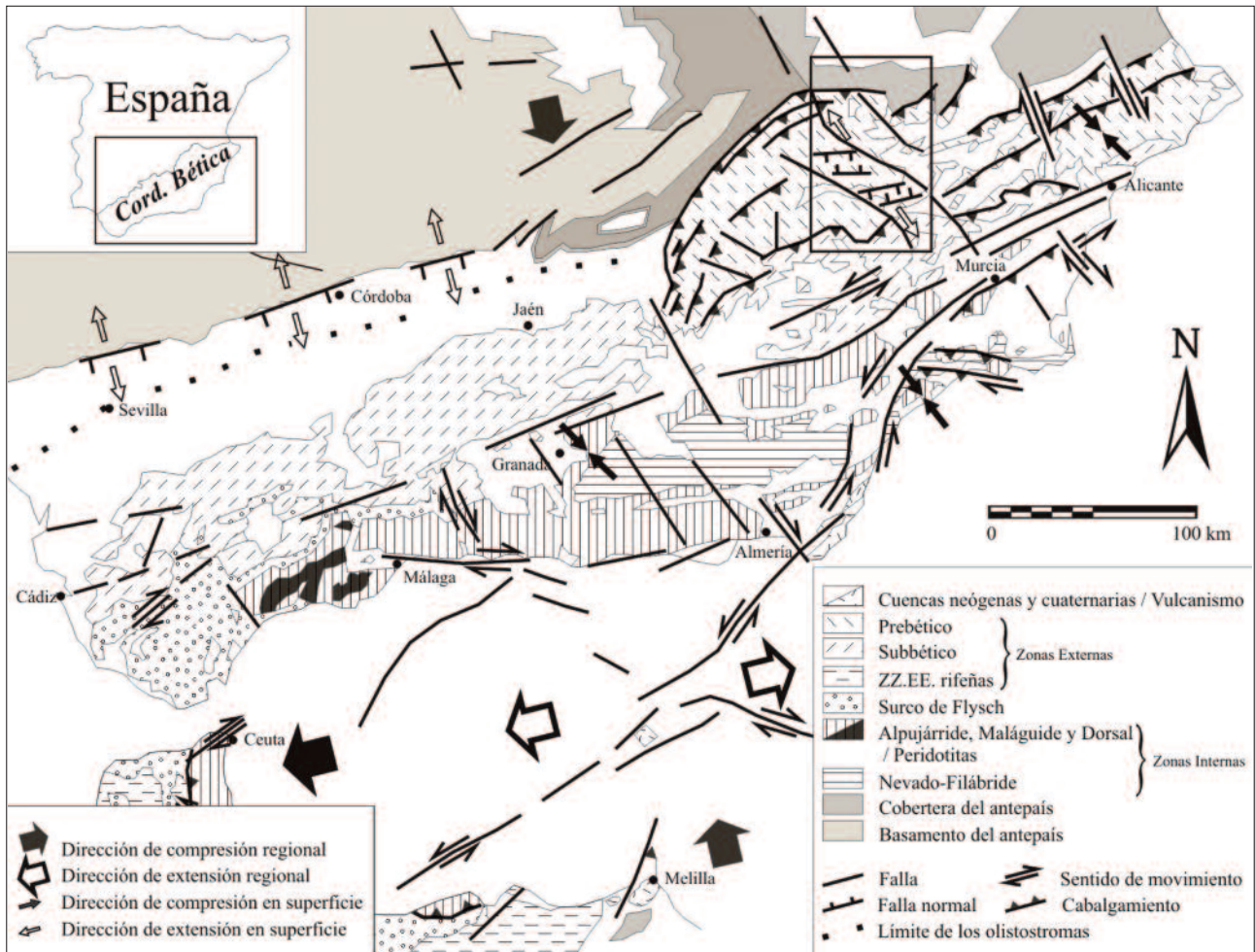


Fig. 1.- Localización de las diferentes cuencas continentales de edad Neógeno superior en la parte oriental del Prebético Externo (1 - Híjar; 2 - Elche de la Sierra-Cobatillas; 3 - Gallego; 4 - Cenajo; 5 - Las Minas de Hellín; 6 - Hellín-Isso; 7 - Pozohondo). Se indica la situación de las principales fallas de desgarre existentes en la región de estudio, señalando los dominios que delimitan.

Por último, se incluye, por su relación con fallas que afectan al relleno sedimentario de la Cuenca de Las Minas de Hellín, la descripción de varios depósitos carbonáticos con morfología de montículos, que fueron descritos de forma muy sucinta en un trabajo previo (Calvo *et al.*, 1995).

### Contexto geológico y estratigrafía de las cuencas

El área donde se ubican las cuencas de Las Minas de Hellín y Cenajo se localiza en la parte externa de las Cordilleras Béticas, en el sector denominado Prebético Externo. La Falla de Socovos - Calasparra separa los dominios del Prebético Interno y Externo. En el conjunto de las estructuras regionales, las cuencas se sitúan en la banda de transferencia norte del arco estructural Cazorla - Alcaraz - Hellín (Fig. 2), definido por Álvaro *et al.* (1975). En dicha estructura, las directrices béticas se curvan, hecho motivado por la actuación de un desgarre dextrorso del zócalo, que controla la vergencia de los pliegues (Rodríguez-Pascua, 2001).



**Fig. 2.-** Esquema geodinámico general de la Cordillera Bética. El rectángulo marcado en la parte oriental del arco estructural Cazorla – Alcaraz – Hellín, en el Prebético Externo, indica la situación del área estudiada en este trabajo.

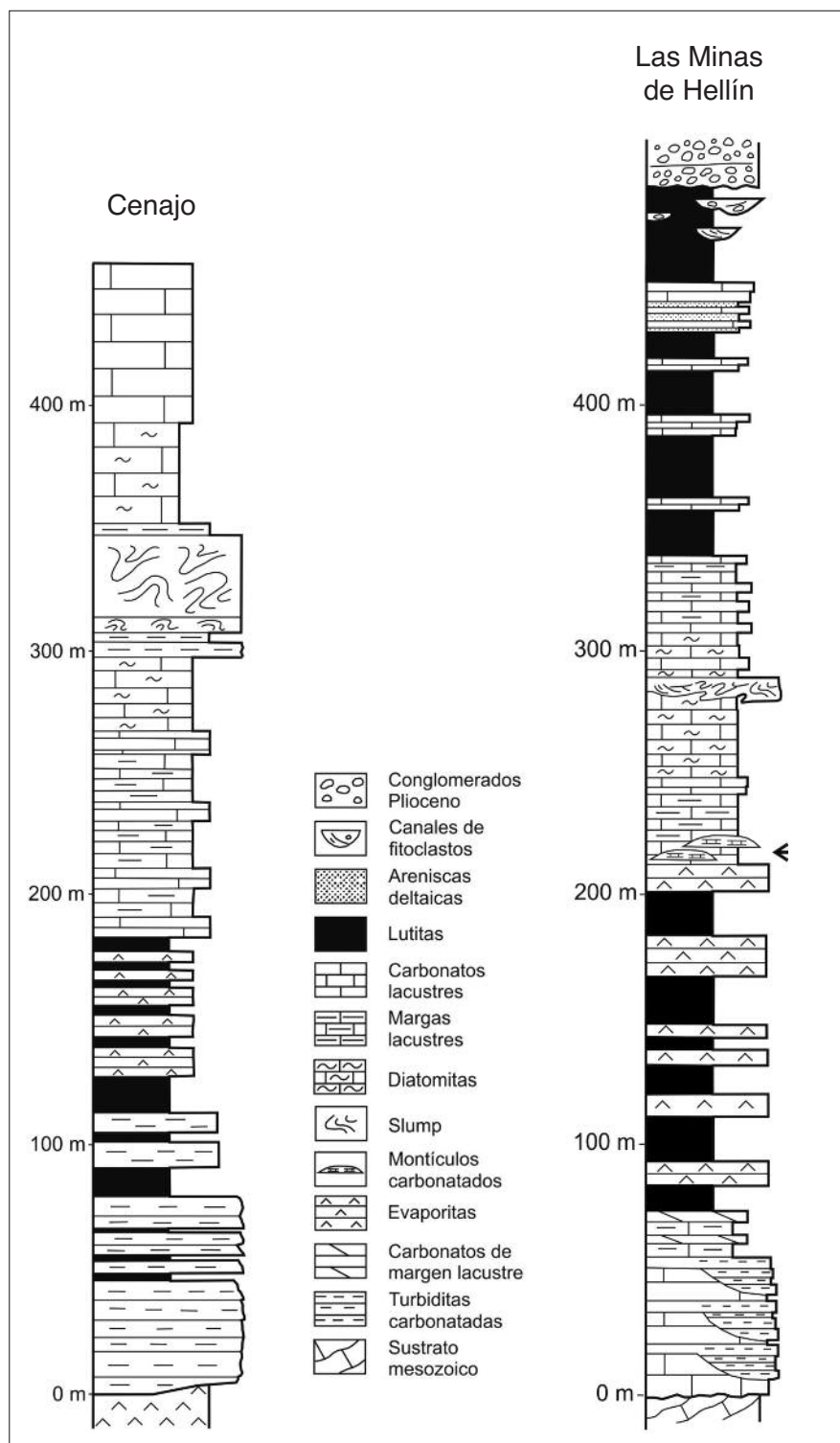
El desarrollo de las cuencas de Las Minas de Hellín y Cenajo, al igual que el de las restantes cuencas continentales del Neógeno superior en la región (Elche de la Sierra – Cobatillas, Hajar, Gallego, Molinicos, Isso, Cordobilla), estuvo condicionado por la actividad de varias fallas de desgarre, cuyas direcciones varían entre NO – SE y ONO – ESE, con orientaciones NE – SO más localizadas. Dichas fallas son esencialmente tres: Falla de Socovos – Calasparra, Falla de Liétor y Falla de Pozohondo, las cuales delimitan varios dominios, dentro de los cuales se encuentran las cuencas estudiadas (Fig. 1). Las cuencas aparecen limitadas por fallas normales de dirección O - E y presentan una fuerte asimetría como resultado de la mayor actividad de las fallas que bordean sus márgenes septentrionales (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2001). Estas direcciones estructurales y el carácter de *graben* o *semi-graben* que puede atribuirse al conjunto de las cuencas del Mioceno superior de la parte oriental del Prebético Externo (Martín Velázquez *et al.*, 1998) tienen relación con la amplia etapa de extensión tectónica de la Cordillera Bética a partir del Tortonense inferior – medio (Sanz de Galdeano y Vera, 1991, 1992; Martín Velázquez *et al.*, 1998; Vera, 2000; Rodríguez-Pascua, 2001).

Las fallas de Liétor y de Socovos – Calasparra controlaron de forma directa la evolución de las cuencas de Las Minas de Hellín y Cenajo, que son las más extensas y las que presentan rellenos sedimentarios más potentes. Su geometría alargada en dirección O – E (Fig. 1) está en clara sintonía con la orientación de las fallas de desgarre.

#### Estratigrafía

Las cuencas de Las Minas de Hellín y Cenajo presentan rellenos sedimentarios próximos a los 500 m de espesor (Fig. 3). La mayor parte de los rellenos están formados por depósitos lacustres que aparecen dispuestos en discordancia angular sobre formaciones terrígenas, evaporíticas y carbonáticas mesozoicas así como sobre materiales carbonáticos marinos de edad Mioceno medio-superior.

Los depósitos basales de la sucesión estratigráfica de las cuencas están compuestos por capas turbidíticas carbonáticas resultantes de la resedimentación de plataformas carbonáticas lacustres, en el caso de la Cuenca de Las Minas de Hellín, y por depósitos terrígenos, también de carácter turbidítico en la Cuenca de Cenajo (Fig. 3). En ambos casos, la sucesión evoluciona en la vertical a alternancias de



**Fig. 3.-** Columnas litoestratigráficas representativas del relleno sedimentario de las cuencas estudiadas. En la columna correspondiente a la Cuenca de Cenajo resalta la presencia, por encima de los 300 m, del nivel de *slump* a muy gran escala que se muestra en las figuras 9A y 10. En la columna de la Cuenca de Las Minas de Hellín se subraya la presencia de ese mismo nivel de *slump* a gran escala (algo por debajo de los 300 m; Fig. 9B) así como los montículos carbonatados (indicados con una flecha, algo por encima de los 200 m de la sucesión; los rasgos de estos montículos se muestran en las figuras 12 y 13).

margas y calizas representativas de ambientes de *shoreface* –*foreshore* lacustre. Estas secuencias pasan a una sucesión más bien monótona de lutitas, margas, localmente lamina-

das con estructura *paper-shale*, y capas de yeso, tanto de cristales precipitados químicamente como yesos de carácter detrítico. La sucesión con evaporitas alcanza unos 150 m en la parte central de la Cuenca de Las Minas de Hellín (Rosell *et al.*, 2011). Es en relación con esta unidad donde aparece el azufre nativo explotado hasta mediados del siglo XX en las dos cuencas (Elizaga, 1994; Lindtke *et al.*, 2011). Las secuencias evaporíticas son a su vez cubiertas por carbonatos, en buena parte dolomías, y margas bandeadas y/o laminadas. En la parte inferior de este conjunto, aunque tan solo en la Cuenca de Las Minas de Hellín, se reconocen montículos carbonáticos, de longitud hectométrica, interstratificados con las margas y carbonatos.

Hacia la parte alta de la sucesión, las margas presentan un mayor contenido en capas ricas en diatomeas, las cuales son muy abundantes y con alto contenido en sílice en la Cuenca de Cenajo (Bellanca *et al.*, 1989). En la Cuenca de Las Minas de Hellín, el contenido en carbonato de las diatomitas es mayor. Junto con los depósitos de la Cuenca de Elche de la Sierra, constituyen los yacimientos de diatomita más importantes en la Península Ibérica (Regueiro *et al.*, 1993). En esta última cuenca, los niveles lacustres ricos en diatomita pasan de forma bastante rápida en la vertical a una sucesión terrígena formada por lutitas y depósitos detríticos de carácter fluvio-deltaico que, en la parte oriental de la cuenca, intercala plataformas lacustres carbonatadas en forma de bermas desarrolladas sobre aparatos deltaicos de tipo Gilbert (Calvo *et al.*, 2000). Esta unidad de carácter detrítico no está bien representada en la Cuenca de Cenajo (Fig. 3).

Lo que sí se reconoce de forma coincidente en las dos cuencas estudiadas es la presencia de capas resedimentadas a gran escala (varias decenas de metros de espesor), en las que se incluyen depósitos controrionados. Elizaga y Calvo (1988) y Elizaga (1994) sugirieron que estos depósitos, situados hacia la parte alta de la sucesión, están relacionados con actividad sísmica, y a

su vez asociados con el volcanismo lamproítico rico en potasio de la región (Fúster *et al.*, 1967; Bellon *et al.*, 1981). Trabajos recientes sobre la edad de las rocas lamproíticas indican una edad radiométrica de  $7.65 \pm 0.02$  Ma (Rosell *et al.*, 2011), lo que se ajusta mejor a la datación de  $7.2 \pm 0.4$  Ma obtenida por Nobel *et al.* (1981) (ver también Playà y Gimeno, 2006) pero no así a la de  $5.7 \pm 0.3$  Ma de Bellon *et al.* (1981).

La presencia de fragmentos volcánicos directamente asociados a los niveles de capas resedimentadas permite relacionar los datos de edades radiométricas con la situación cronoestratigráfica de dichos niveles dentro de la serie. De acuerdo con ello, la edad de la parte superior de la sucesión estratigráfica de las cuencas estudiadas es, al menos, Turoliense. Ello es consistente con los restos de micromamíferos encontrados en niveles similares o algo más antiguos en la vecina Cuenca de Elche de la Sierra (Calvo *et al.*, 1978) y corrobora la edad que se atribuye en este último trabajo al relleno de las cuencas del sector oriental del Prebético Externo. A partir de estas evidencias, Vera (2000) situó las cuencas de este sector del Prebético dentro del conjunto de cuencas continentales post-orogénicas, de carácter intramontañoso, formadas en el Mioceno superior.

### Rasgos sedimentarios indicativos de inestabilidad tectónica

Las sucesiones estratigráficas reconocidas en las cuencas de Las Minas de Hellín y Cenajo muestran numerosos depósitos sedimentarios cuya formación se debió a eventos de inestabilidad tectónica a lo largo de los bordes y/o en el interior de dichas cuencas. Una descripción detallada de depósitos caracterizables como sismitas fue presentada por Rodríguez-Pascua (2001), quien además planteó el uso de las estructuras de deformación reconocidas en los depósitos lacustres de las cuencas como indicadores de la magnitud de los terremotos acaecidos en la región a lo largo del Neógeno superior y, de ahí, subrayó su interés en los estudios de paleosismicidad (Rodríguez-Pascua, 2001; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2000, 2003).

#### Estructuras sedimentarias de deformación – Sismitas

En las cuencas de Las Minas de Hellín y Cenajo se han distinguido seis tipos de estructuras de deformación sedimentaria (*soft-sediment deformation structures*; Maltman, 1994) que se interpretan como generadas por movimientos de carácter sísmico. Dos de estos tipos de estructuras (inyecciones de arena en filón o *sand dikes* y estructuras en almohadilla o *pillows*) se reconocen en depósitos de facies lacustres someras, mientras que el resto de estructuras aparece en facies lacustres profundas, compuestas esencialmente por depósitos de margas laminadas, en muchos casos con abundante contenido en diatomeas. Además, en otras cuencas de la región (Híjar y Elche de la Sierra – Cobatillas) se han reconocido también estructuras de fracturación y licuefacción en gravas, pseudonódulos y *loop bedding*.

*Inyecciones de arena en filón (sand dikes)*. Estas estructuras consisten típicamente en fracturas rellenas por arena o, en general, material clástico más grueso, que cortan linealmente materiales finos. Su longitud vertical oscila entre decenas de centímetros a varios metros (Obermaier *et al.*, 1993). El relleno arenoso de las fracturas suele estar enraizado en una capa de arena bajo los depósitos que la confinan. Las morfologías varían desde muy rectilíneas a irregulares.

En las cuencas del Prebético se reconocen diques de arena en varios horizontes de la sucesión estratigráfica. En la Cuenca de Las Minas de Hellín existen numerosos afloramientos donde estas estructuras afloran de manera espectacular (ver descripción detallada en Rodríguez-Pascua, 2001). Así, en las proximidades de la estación de Las Minas se observan filones de arena de grano medio, de composición carbonática, inyectados en margas y limos calcáreos, con dimensiones que alcanzan los 30 cm de profundidad por 20 de anchura y hasta 2 m de extensión lateral (Fig. 4). En planta, los diques son rectos a ligeramente sinuosos. En detalle, las capas intruidas muestran deformación en el sentido del ascenso de la arena. Las familias de diques de arena medidas en la Cuenca de Las Minas de Hellín se disponen según dos direcciones, N150E (predominante) y N060E (subordinada), lo que está en consonancia con el campo de esfuerzos calculado para el Neógeno superior en la región (Martín Velázquez *et al.*, 1998; Rodríguez-Pascua, 2001). Ello apoya el carácter de sismita que se atribuye a esta estructura.

En la figura 4 se muestra esquemáticamente el patrón de formación de las inyecciones de arena observadas en los depósitos lacustres del Prebético, con indicación del movimiento combinado de la arena intruida hacia arriba por efecto de la sacudida sísmica que produce la licuefacción de la arena.

*Estructuras en almohadilla (pillows)*. Su morfología consiste en una sucesión de capas superpuestas con forma cóncava hacia arriba (*pillows*) compuestas de limo y arena cuyo bandeo original se dobla en relación con la superficie de base y queda truncada en su parte superior (Hempton y Dewey, 1983; Davenport y Ringrose, 1987).

Este tipo de estructura se ha reconocido de forma bastante extensa en la Cuenca de Las Minas de Hellín, donde los *pillows* aparecen a intervalos bastante fijos en una serie de sinformas y antiformal (Fig. 5). La amplitud de las sinformas oscila entre 30 y 150 cm mientras que la altura de las capas deformadas llega a ser de 80 cm (Fig. 5A, B). La figura 5C muestra un esquema tri-dimensional de los niveles de arena y arena licuefactada y la evolución de estos de abajo a arriba en un depósito que ha sido sometido a una sacudida sísmica.

Al igual que en el caso de los filones formados por inyección de arenas, la catalogación de las estructuras en almohadilla como sismitas parte de la adecuación de sus orientaciones al campo de esfuerzos calculado para el Neógeno superior en la región (Martín Velázquez *et al.*, 1998; Rodríguez-Pascua, 2001).

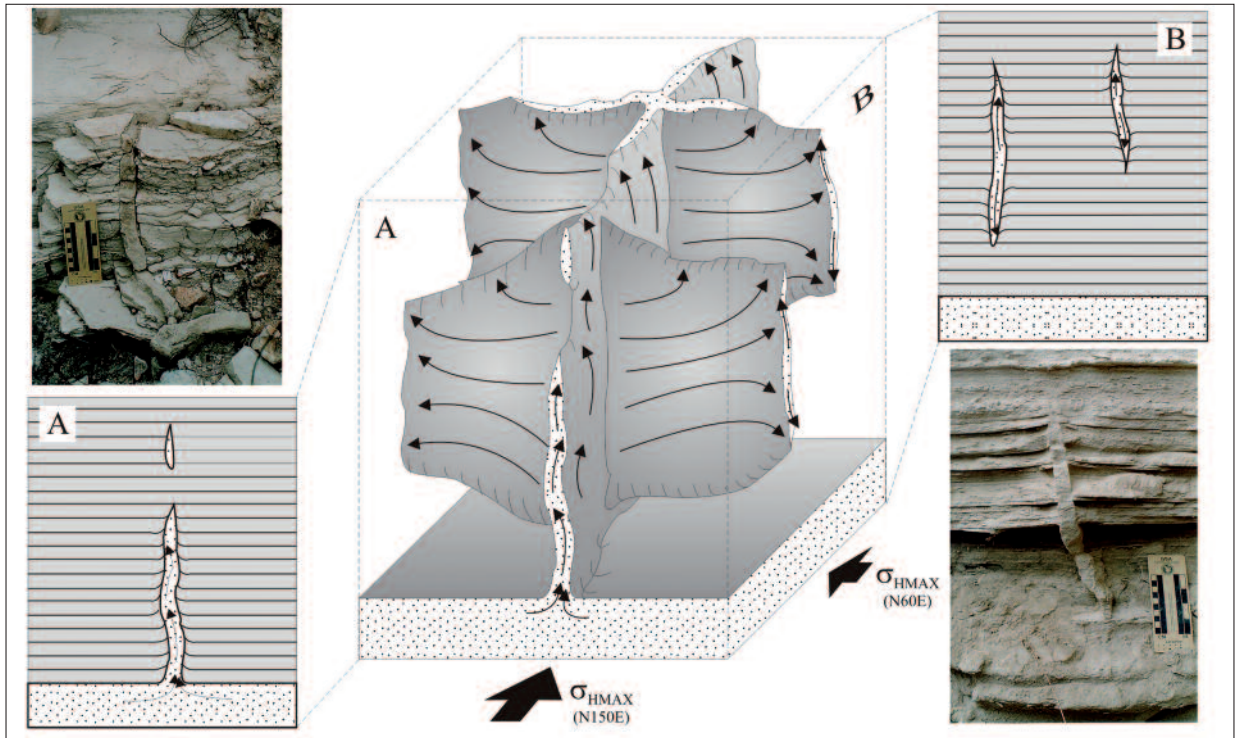


Fig. 4.- Inyecciones de arena en filón (*sand dikes*) en niveles inferiores de la sucesión estratigráfica de la Cuenca de Las Minas de Hellín. Los esquemas representados en A y B corresponden a distintas secciones según la distribución espacial de los diques (ver modelo de formación en la parte central de la figura).

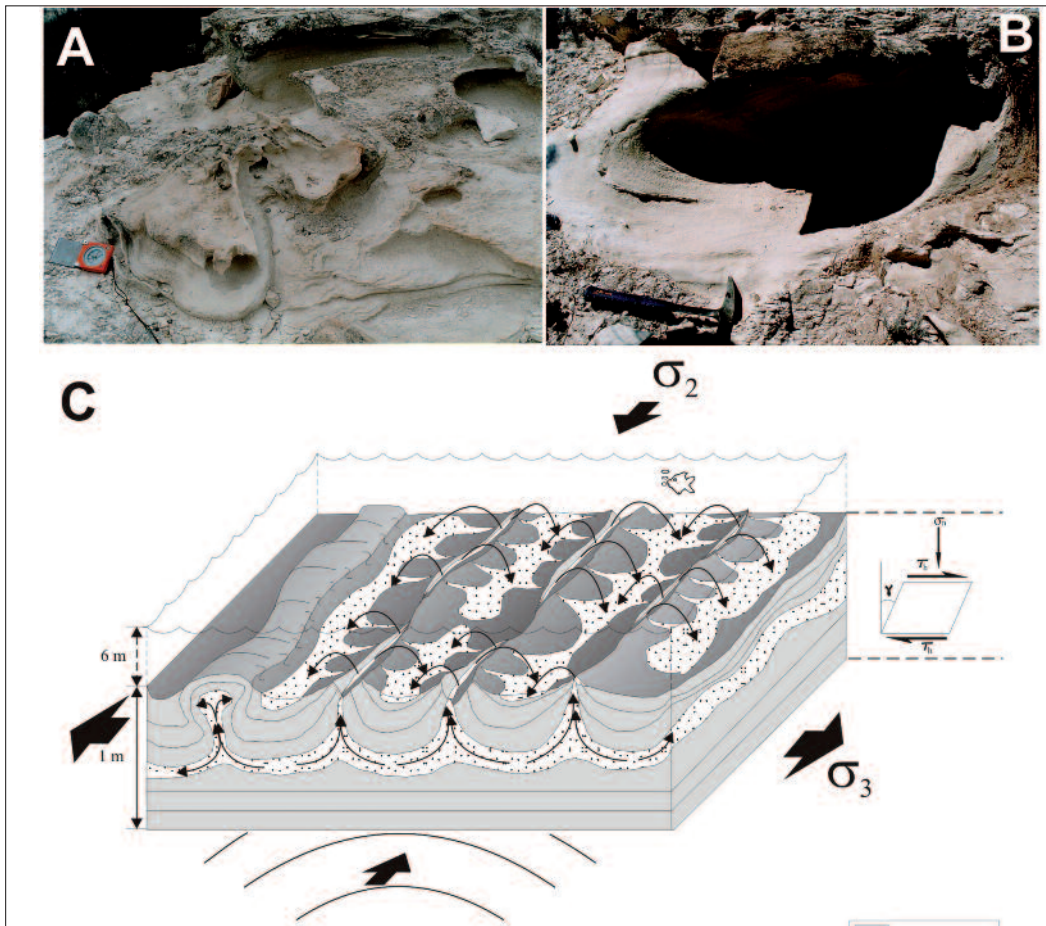


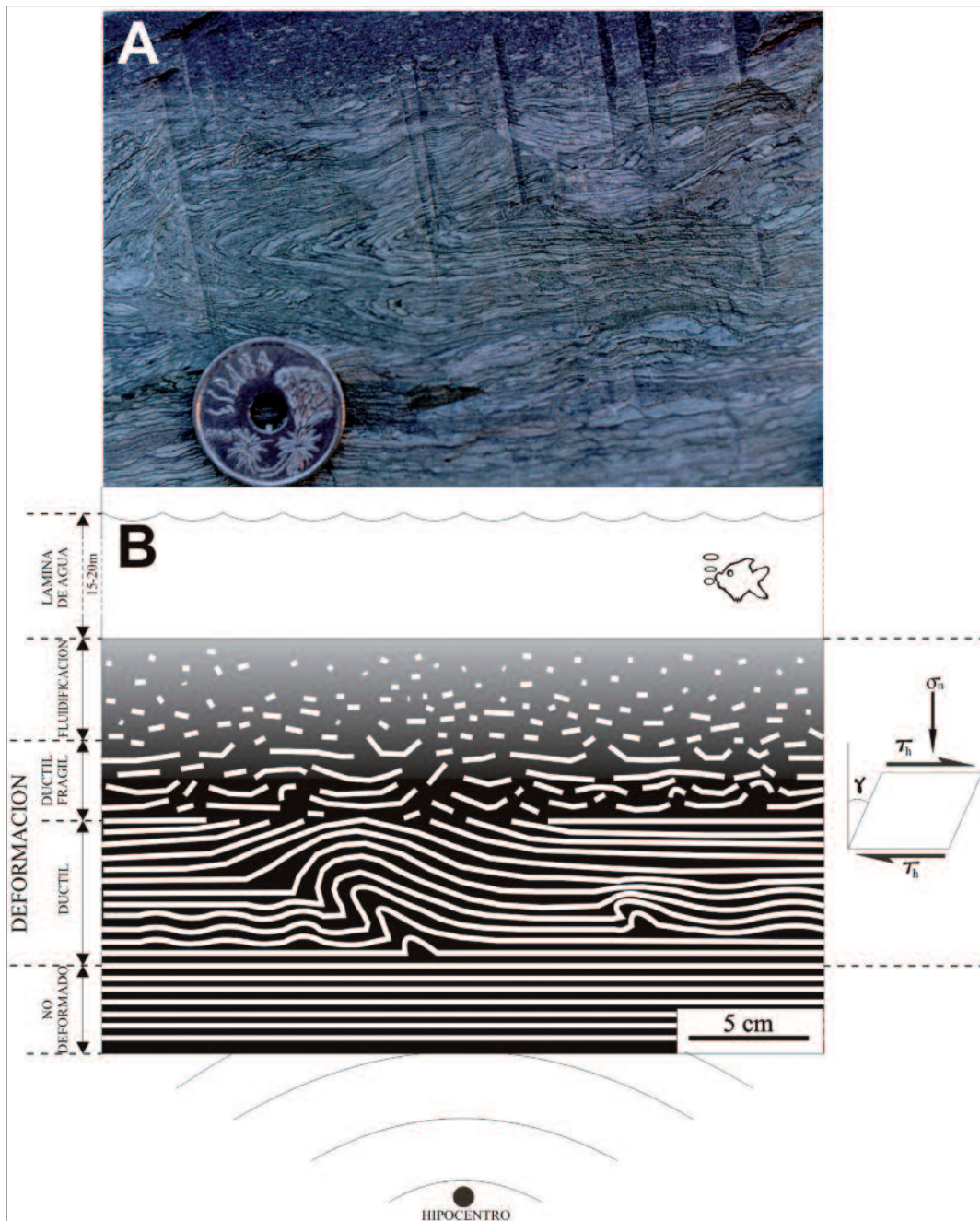
Fig. 5.- Las imágenes A y B corresponden a afloramiento de limos y margas calcáreas bandeadas en las que se generaron estructuras en almohadilla de mediana escala, dentro de niveles aflorantes en la Cuenca de Las Minas de Hellín. En C se muestra la organización interna de las estructuras en almohadilla a partir de los ejemplos estudiados en las cuencas lacustres del Prebético, con indicación de los movimientos de sedimento y su relación con los campos de esfuerzo.

*Niveles de mezcla (mixed layers).* El término, en inglés, de *mixed layer* fue usado inicialmente por Marco y Agnon (1995) para describir capas que muestran una transición gradual hacia arriba desde láminas plegadas a láminas auto-soportadas por fragmentos de sí mismas y a otras en que los fragmentos de láminas están sostenidos por matriz (Fig. 6A). Esta gradación, que suele observarse dentro de capas de espesor centimétrico, tiene lugar entre capas no deformadas y su origen está relacionado con la actividad sincrónica de fallas en que tienen lugar sacudidas sísmicas de magnitud moderada a alta.

En la Cuenca de Cenajo, este tipo de estructuras aparece representado en depósitos de laminitas lacustres. En los ejemplos observados se distinguen cuatro horizontes

que, de abajo a arriba, están formados por (1) capa basal no modificada, (2) laminitas plegadas, (3) laminitas fracturadas y fragmentadas, y (4) nivel gradado de carácter fragmento-soportado en la parte inferior a matriz-soportado en la superior (Fig. 6B). Tal como se observa en la figura, los fragmentos pueden estar formados por laminitas individuales o por conjuntos de laminitas, en general de varios milímetros de longitud. La parte superior del nivel de mezcla está cubierto de forma brusca por sedimento laminado sin deformar. El máximo espesor observado para niveles de mezcla en la zona de estudio es de 15 cm.

La gradación que se observa, de base a techo, dentro de una estructura de nivel mezcla indica que el elemento motor de la deformación afecta diferencialmente al mate-



**Fig. 6.-** (A) Imagen de un nivel de mezcla en las cuencas lacustres del Prebético; (B) Esquema simplificado de la estructura de “mixed layer” en el que se señala su relación con las direcciones de esfuerzo y la transición en vertical del comportamiento de la deformación tras el choque sísmico (modificado de Marco y Agnon, 1995).

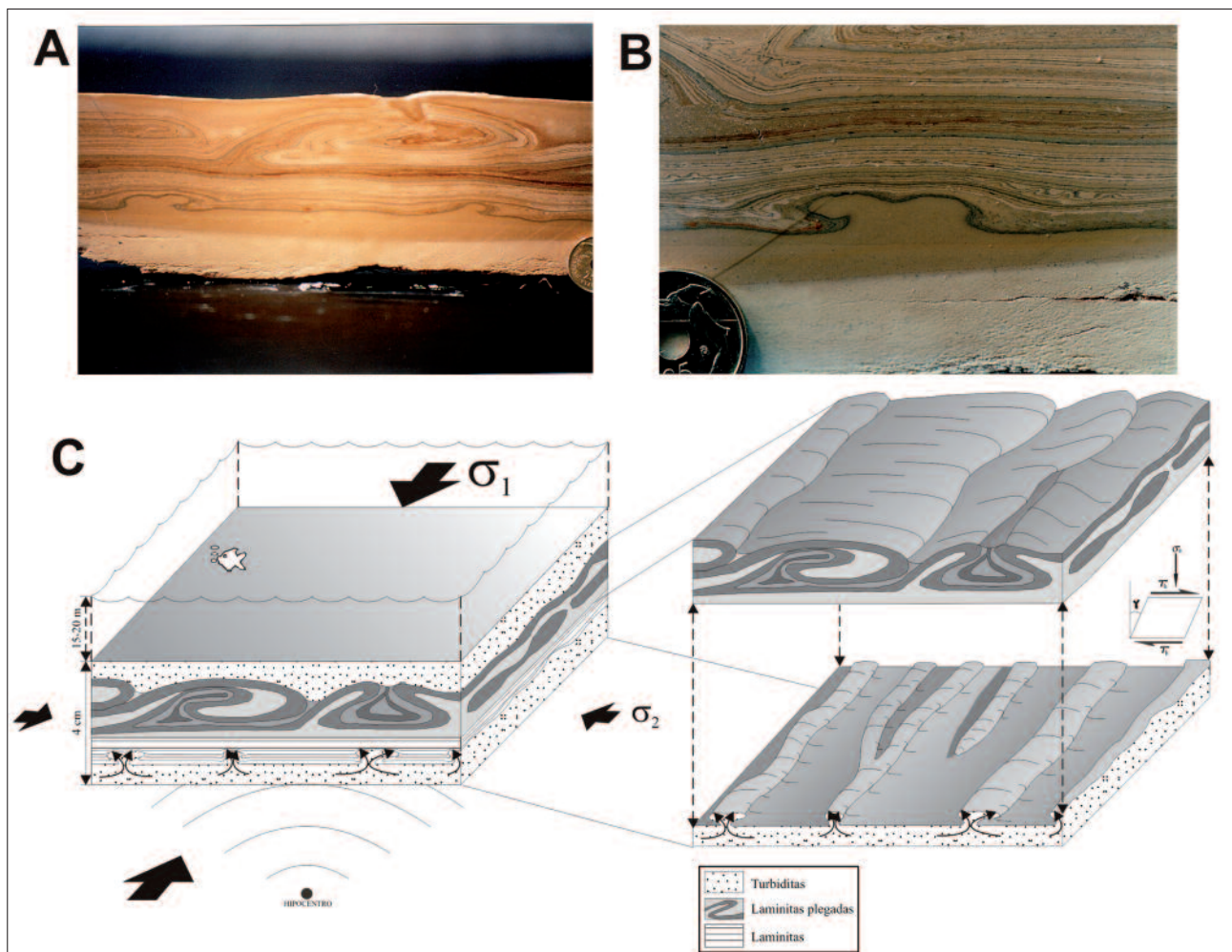
rial laminado en esa dirección. Por su similitud con las morfologías observadas por Marco y Agnon (1995) en sedimentos recientes de la región del Mar Muerto, que han sido deformados por efecto de terremotos, asumimos que las estructuras observadas en las cuencas del Prebético son asimismo sismitas. En un primer momento se produce el plegamiento de las laminitas poco o nada litificadas; según continúa el movimiento sísmico, el plegamiento se desplaza hacia abajo al tiempo que el esfuerzo de cizalla aumenta y produce la fracturación de las láminas; en un estadio final, los fragmentos de laminitas se mueven bajo efecto de la fluidificación y, tras ser ligeramente transportados y quedar en suspensión, se acumulan en el techo del nivel de mezcla.

En algunos casos, se ha observado la falta del nivel superior fluidificado, lo que permite definir niveles de mezcla sin fluidificación, que, de acuerdo con Marco y Agnon (1995), representarían sismitas formadas bajo una magnitud de terremoto inferior a la necesaria para dar lugar a fluidificación.

*Estructuras en champiñón de limos afectando niveles de laminitas.* Este tipo de estructuras consiste en pequeñas morfologías de aspecto diapírico en las que sedimento de

tamaño de grano limo presiona hacia arriba niveles de laminitas (Fig. 7). En el área de estudio, estas estructuras se han observado en diversos horizontes del relleno sedimentario de la Cuenca de Cenajo, donde aparecen a intervalos de 10 – 15 cm en la horizontal de las capas, con alturas de unos pocos centímetros (Fig. 7A). En ocasiones se observa tan solo una incipiente deformación de las capas de laminitas que cubren los limos (Fig. 7B). Cuando es posible observar el techo de la capa, las estructuras en champiñón dan lugar a lineaciones bastante rectilíneas o localmente sinuosas.

La interpretación de estas estructuras como sismitas parte de la coincidencia entre las trazas en superficie de las lineaciones con las direcciones del campo de esfuerzo regional para el Neógeno superior – Cuaternario (Fig. 7C) (Martín Velázquez *et al.*, 1998; Rodríguez-Pascua, 2001). El mecanismo de formación propuesto es consistente con la existencia de terremotos, que actuarían como elemento motor para la licuefacción del sedimento limoso, formado en buena parte por cristales de calcita, aragonito y frústulas rotas de diatomeas (Calvo *et al.*, 1998), que con esta composición tiene alta capacidad para fluir tras la sacudida sísmica. La presencia conjunta de las estructuras en champiñón con niveles de mezcla avala también su



**Fig. 7.-** (A) Estructura de deformación con morfología diapírica o en champiñón en la que el sedimento de grano fino (limo) inferior intruye los niveles de laminitas que lo cubren. (B) Forma incipiente de estructura en champiñón en la base de niveles margosos laminados. (C) Modelo de formación de las estructuras en champiñón.



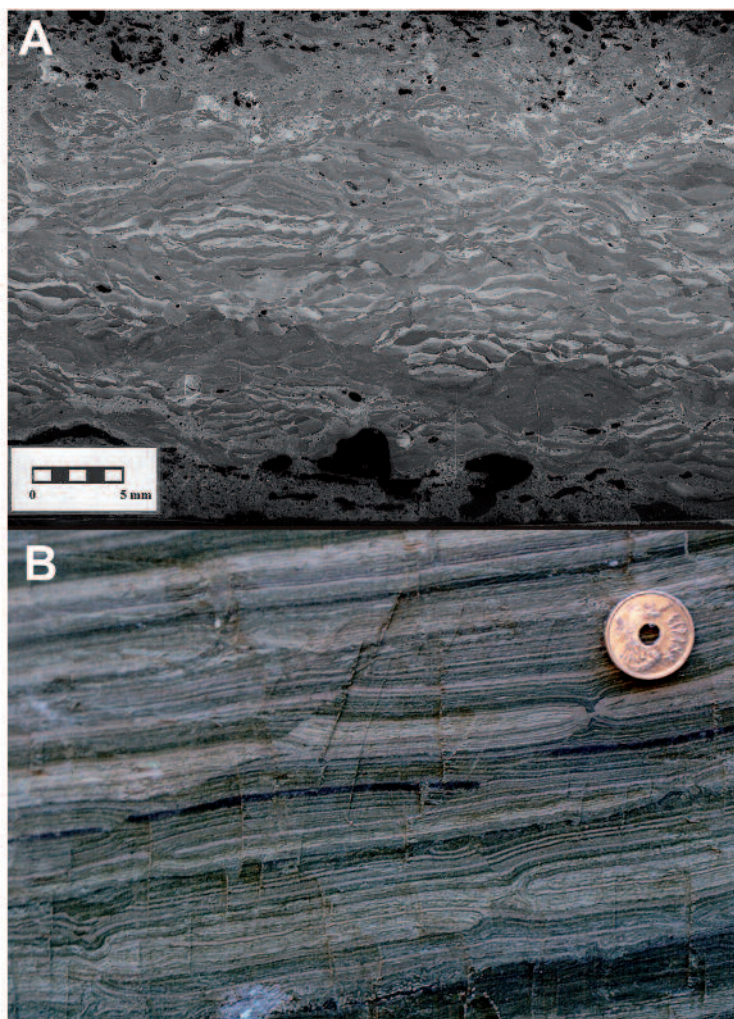
interpretación como sismitas. Hempton y Dewey (1983) y Alfaro *et al.* (1995), entre otros, han llegado a similares conclusiones sobre este tipo de estructuras de deformación.

*Láminas varvadas alteradas.* Consisten en paquetes de láminas de marga diatomítica, con espesores variables de 1 a 5 cm, que muestran adelgazamientos y engrosamientos irregulares sin perder su continuidad lateral (Fig. 8A), aunque pueden presentar microfracturas que limitan dicha continuidad. Dadas las características de este tipo de estructura, es evidente que aparecen de forma más usual en depósitos lacustres de facies profundas, siendo la deformación de carácter esencialmente dúctil. Dada la poca entidad de la deformación, la alteración de láminas diatomíticas *varvadas* se interpreta como un reflejo de actividad sísmica de baja intensidad, aunque algo mayor que otras estructuras, como es el bandeado en lazos o “*boudins*”, en su denominación en inglés, *loop bedding* (Fig. 8B).

En el presente artículo se hará tan solo una mención breve a tres tipos de sismitas (*loop bedding*, pseudonódulos y estructuras de fracturación y licuefacción en gravas) que se han reconocido en cuencas del Neógeno superior de la zona oriental del Prebético Externo, pero no en las Cuenca de Las Minas de Hellín ni en la de Cenajo. La primera de estas estructuras, *loop bedding*, fue descrita de forma muy detallada por Calvo *et al.* (1998) y su interpretación como sismita representativa de actividad sísmica de baja magnitud enlaza con lo indicado para las láminas *varvadas* alteradas. Por su parte, los pseudonódulos, consistentes en restos más o menos redondeados de sedimentos de densidad diferente a la de los que los engloban, fueron descritos por Rodríguez-Pascua *et al.* (2000). Su presencia queda en cualquier caso restringida a un solo nivel en la sucesión de la Cuenca de Híjar. También en esta cuenca se han descrito estructuras de fracturación y licuefacción en gravas, que son sin duda unas sismitas especiales, en cuanto que afectan a depósitos clásticos gruesos y, además, pueden interpretarse como representativos de la actividad de terremotos de elevada magnitud (Obermaier *et al.*, 1993; Guiraud y Plaziat, 1993).

#### Capas resedimentadas

Además de los numerosos ejemplos de estructuras de deformación a pequeña y mediana escala descritos anteriormente, destaca en cada una de las sucesiones estratigráficas de las cuencas de Las Minas de Hellín y Cenajo la presencia de un paquete fuertemente distorsionado de sedimentos que llega a alcanzar en algunos puntos un espesor superior a los 40 m (Fig. 3). Este paquete de sedimentos plegados y fracturados, que se sitúa en posición estratigráfica similar en la parte alta de las sucesiones en



**Fig. 8.-** (A) Vista de detalle de laminitas *varvadas* alteradas observables en un afloramiento de la Cuenca de Cenajo. (B) Estructura de tipo *loop bedding* que afecta a varios niveles de laminitas diatomíticas (Cuenca de Híjar).

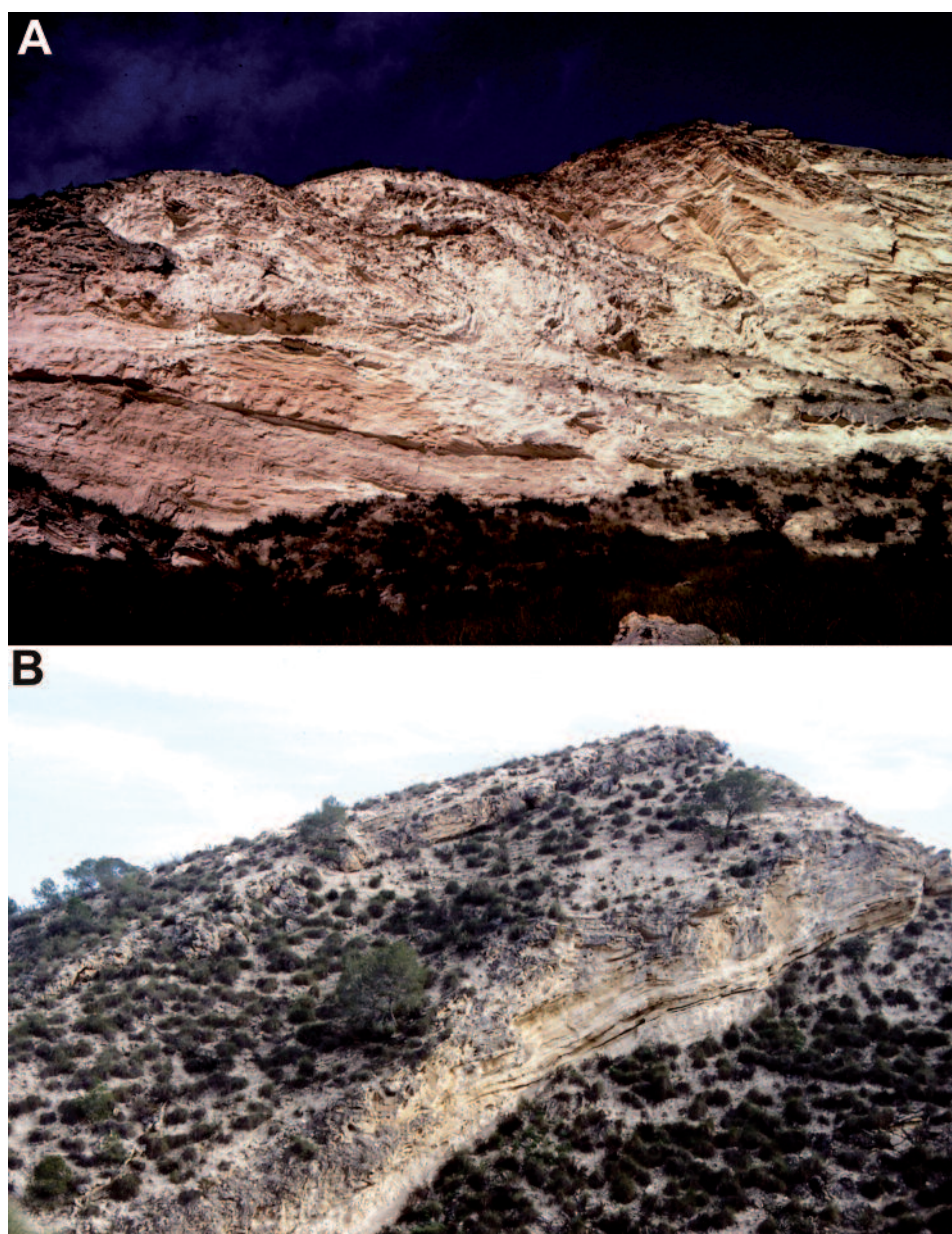
ambas cuencas, presenta varios tipos de depósitos, entre los que resaltan brechas con fragmentos de gran tamaño (macrobrechas), depósitos *eslumpizados*, con pliegues complejos y fallas de considerable entidad, depósitos de *debris flows* y capas turbidíticas.

La presencia de deslizamientos subacuáticos o *slumps* es un rasgo bastante común en todas las cuencas del Neógeno superior de la región. Elizaga (1994) describió los principales afloramientos donde aparecen estas estructuras que, de acuerdo con Stow (1986), se definen como “masas de sedimentos desplazados lateralmente, limitadas por un plano de cizalla basal, y que muestran evidencias netas de rotación y contorsión de los estratos contenidos en ellas”.

En las cuencas estudiadas se reconocen masas de sedimentos *eslumpizados* tanto a pequeña, mediana y gran escala. Los cuerpos de pequeña y mediana escala pueden representar simplemente reajustes de secuencias sedimentarias ante el exceso de carga de nuevos depósitos en márgenes de la cuenca lacustre o bien pueden interpretarse como respuesta a la inestabilidad creada por efecto sísmico. No se ha llevado a cabo un análisis sedimentológico ni estructural dirigido a sustentar uno u otro origen en las

capas deformadas a esa escala. Por el contrario, los depósitos *eslumpizados* a gran escala sí han sido interpretados como resultado de la actividad sísmica existente en la región durante el Mioceno superior. Elizaga y Calvo (1988) y Elizaga (1994) optaron claramente por atribuir a terremotos la generación de los *slumps* a gran escala reconocibles en la parte alta de la sucesión, asignándoles un carácter simultáneo en las dos cuencas y, además, una relación genética con la extrusión de rocas volcánicas, que pudo provocar el tremor o liberación de energía sísmica para desestabilizar los depósitos lacustres. Estos autores no contemplaron de forma explícita la posibilidad de un origen sísmico o tectónico para los *slumps*, cuando ese mecanismo puede llegar a ser una de las causas principales de generación de los mismos (Gibert *et al.*, 2005; García-Tortosa *et al.*, 2011).

El aspecto que presentan en campo los depósitos resedimentados queda ilustrado en la figura 9. La buena exposición de los depósitos, con continuidad geométrica a lo largo de unos cientos de metros, permite definir la composición de los sedimentos implicados en las estructuras deformadas, su geometría, su transición y posible cambio lateral a otras facies resedimentadas, y la realización de medidas dirigidas a determinar el estilo de pliegues y direcciones de fracturas. Con ese objeto, se tomaron más de 300 medidas de buzamientos y direcciones de ejes y planos de pliegues y de fracturas a partir de una decena de estaciones de medida. Los resultados obtenidos fueron tratados de acuerdo con los esquemas de análisis estructural comúnmente utilizados en formaciones y/o conjuntos *eslumpizados* (ver, por ejemplo, Martinsen y Bakken, 1990; Bradley y Hanson, 1998; Van der Werme *et al.*, 2011). Las



**Fig. 9.-** (A) Vista general de las capas resedimentadas a gran escala en el farallón del Río Segura dentro de la Cuenca de Cenajo; (B) Afloramiento de depósitos *eslumpizados* en la parte noroeste de la Cuenca de Las Minas de Hellín; el nivel tabular a techo de la imagen corresponde a capas turbidíticas (Facies F1).

orientaciones medias de los ejes de los pliegues en la Cuenca de Las Minas de Hellín es N100°E, sobre todo en el borde norte de la cuenca, mientras que en la Cuenca de Cenajo la orientación media es N045°E, indicando direcciones de transporte paralelas al eje principal de dicha cuenca (Rodríguez-Pascua, 2011).

En las diversas secciones estudiadas, los depósitos de brechas gruesas se sitúan en la parte inferior del paquete resedimentado, que a su vez se disponen sobre capas finas de turbiditas calcáreas de grano fino con intercalaciones locales de conglomerado. Entre las brechas y las capas contorsionadas, formadas por calizas y margas fuertemente plegadas, se dispone en ocasiones un nivel calcáreo-margoso no deformado. Por encima del cuerpo del slump se sitúan capas de turbiditas que en la vertical pasan progresivamente a margas más o menos diatomíticas (Fig. 10).

*Macrobrechas*

En la Cuenca de Cenajo, el depósito de brecha tiene un espesor de casi 8 m. Los clastos son de tamaño y forma variables y están compuestos por fragmentos de caliza, marga diatomítica y sílex. La fábrica de la brecha es matriz-soportada, con porcentajes de matriz que oscilan entre el 35 y el 50% del volumen total de la roca. Las características de este depósito permiten describirlo e interpretarlo como un depósito de *debris flow* no cohesivo, asimilable a las facies F2 de Mutti (1992). Usualmente, el techo de la macrobrecha es neto y aparece cubierto por margas laminadas.

En la Cuenca de Las Minas de Hellín, estos depósitos clásticos de tamaño grueso incluyen grandes fragmentos y lajas de conglomerado y arenisca de origen aluvial mezclados con depósitos calcáreos lacustres.

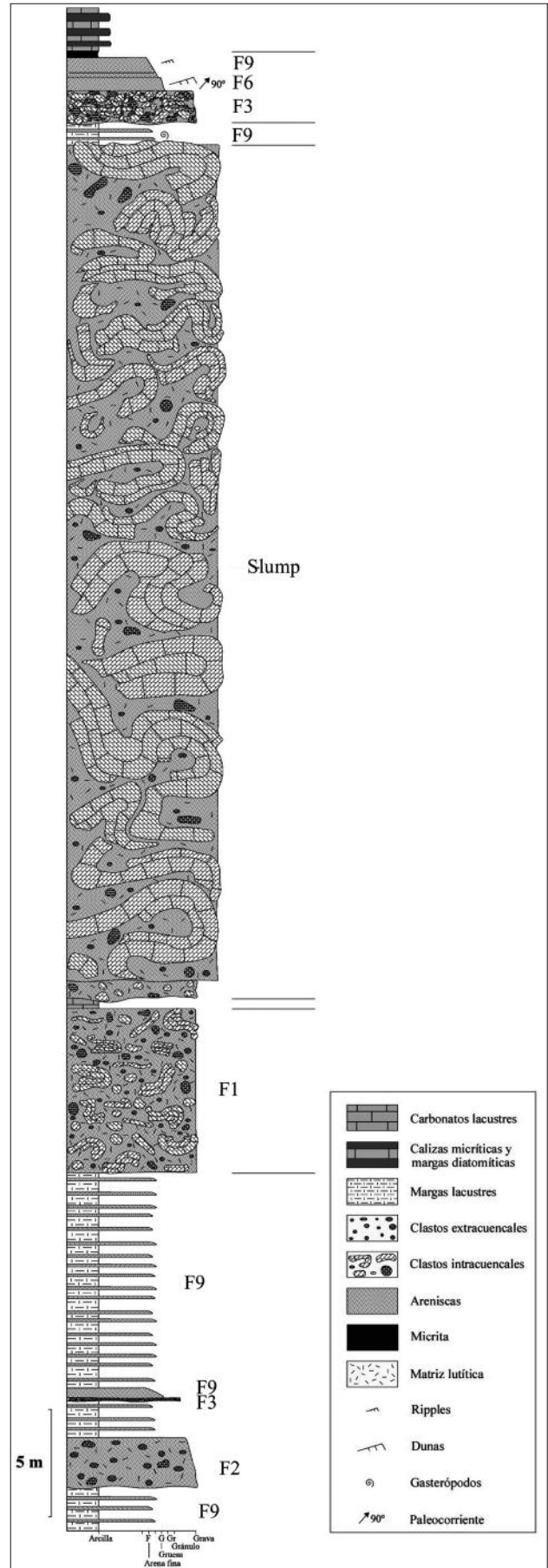
En ambas cuencas, las capas de macrobrecha muestran adelgazamiento en sentido lateral y una disminución de tamaño de grano hacia el este, dirección en la que se estima que se situaron los depocentros de las dos cuencas.

*Depósitos contorsionados*

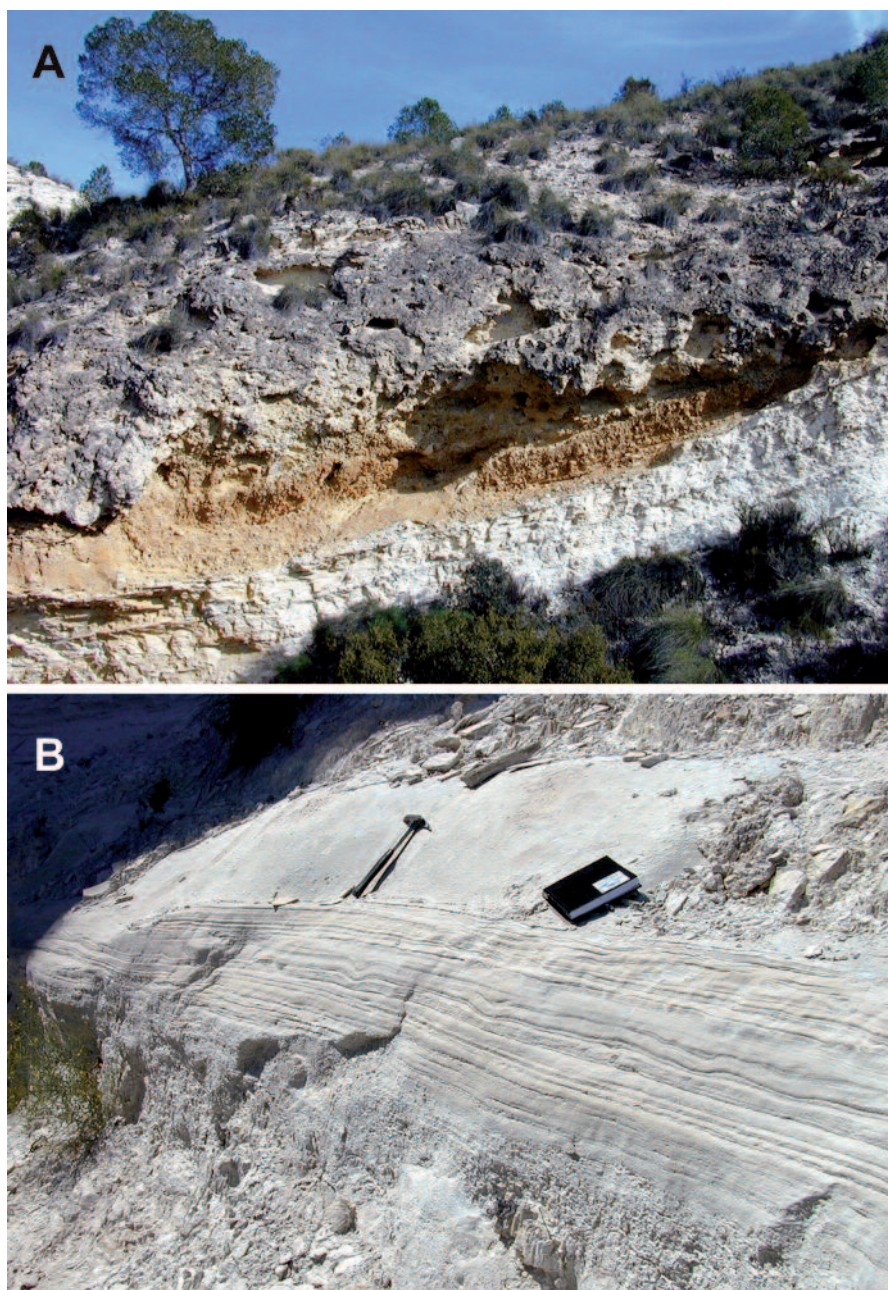
En la Cuenca de Cenajo, la base de los depósitos que forman el potente cuerpo plegado está formada por conglomerados. De ahí se pasa en la vertical a unos 35 m de capas de calizas localmente silicificadas y margas diatomíticas fuertemente plegadas y localmente fracturadas (Fig. 9). Dichos depósitos pueden ser seguidos lateralmente, siendo observable su paso a depósitos de *debris flows* y capas turbidíticas. El techo del cuerpo deslizado está cubierto en contacto neto por capas finas de turbiditas arenosas y limosas (Fig. 11A).

Los depósitos *eslumpizados* presentan una amplia variedad y complejidad de los estilos de pliegues, tanto tubulares como tumbados, fallas normales e inversas y láminas de capas de materiales no deformados.

En la Cuenca de Las Minas de Hellín, la mayor parte de los depósitos deformados son cuerpos *eslumpizados*, en particular en el lado NO de la cuenca (Fig. 9B) donde aparecen dos conjuntos superpuestos. Desde esta zona, en



**Fig. 10.-** Esquema litoestratigráfico de los depósitos resedimentados en la parte superior de la sucesión de la Cuenca de Cenajo; el esquema corresponde a la sección expuesta en la figura 9A.



**Fig. 11.-** (A) Depósito de *debris flow* en la parte norte de la Cuenca de Las Minas de Hellín. (B) Capas turbidíticas a techo del nivel contorsionado en la Cuenca de Cenajo.

dirección ESE, es muy notable un cambio dentro de los depósitos de *slump*, que van perdiendo en espesor y tamaño de los fragmentos hasta convertirse en depósitos de *debris flows* y turbiditas.

El análisis de los ejes de pliegues así como de las estructuras frágiles y dúctiles asociadas indican una orientación predominante E – O a NE – SO de los ejes de pliegues en los cuerpos *eslumpizados*, tanto en una como en otra cuenca.

#### *Turbiditas*

Las capas caracterizables como turbiditas presentan espesores, composiciones y estructuras internas variadas que pueden hacerse corresponder con diferentes tipos de

turbiditas (F1 a F9) definidas por Mutti (1992). Dentro de esa clasificación, se distinguen depósitos de tamaño de grano muy grueso (facies F1 a F3, *debris flows* matriz-soportados y clasto-soportados), grueso (F4 a F6, en conjunto mejor estructurados que los de las facies anteriores) y fino (facies F7 a F9, esta última compuesta por arena muy fina, limos y arcilla masiva).

En la Cuenca de Las Minas de Hellín, el cuerpo contorsionado inferior (ver descripción más arriba) se transforma lateralmente en turbiditas en facies F2 (*debris flows* no cohesivos o propios de flujos hiperconcentrados) (Fig. 11A). Por su parte, la masa resedimentada termina en un nivel de unos 2 m de espesor que evoluciona lateralmente, en sentido O a E, desde facies F1 a facies de turbiditas muy diluidas (F8 - F9), con una reducción significativa de su espesor en esa dirección.

En la Cuenca de Cenajo, las capas de turbiditas son particularmente vistosas en la parte alta del cuerpo resedimentado, donde se observa una secuencia de algo más de 3 m de espesor (Fig. 11B) en la que turbiditas de facies F3 aparecen cubiertas por turbiditas de facies F6 y éstas, a su vez, por turbiditas de facies F9. Dicha superposición indica una dilución progresiva en la vertical de los flujos turbidíticos (Mutti, 1992).

#### *Montículos carbonáticos*

En la parte central de la Cuenca de Las Minas de Hellín, próximas a la localidad de Moharque y a un lado y otro del río Segura, se reconocen varias estructuras con geometría convexa hacia arriba que, por su mayor grado de litificación y estructura de las capas que contienen, se diferencian netamente de la sucesión sedimentaria que constituye el relleno de la cuenca (ver situación estratigráfica en la columna de la figura 3, hacia el metro 200 de la sucesión). Por los rasgos que presentan, estas estructuras corresponden a montículos carbonáticos.

Se han observado 4 montículos. El de mayor desarrollo, con una longitud de unos 200 m, una anchura de 30 m y una altura de unos 15 m, se sitúa junto a las casas de Moharque (Fig. 12). Otro montículo bastante bien expuesto es el inmediato a la Casa de Maeso, con unas dimensiones aproximadas de 300 x 40 x 10 m. En ambos casos, los



**Fig. 12.-** Vista general, desde el norte, del montículo carbonático junto a las casas de Moharque, unos 2 km al oeste de Las Minas de Hellín; obsérvese el límite neto del montículo en su parte derecha, coincidente con un plano de falla.

materiales que forman los montículos presentan buena calidad de afloramiento. Otros dos montículos quedan expuestos muy parcialmente y su presencia se detecta por el contraste de litologías con la sucesión de margas y carbonatos dolomíticos bien estratificados que rodean los montículos. Es notable el hecho de que, en Moharque, el lado norte del montículo aparece netamente limitado por una falla de dirección NE – SO. Dicha falla separa la unidad formada por alternancia de margas y dolomías de la unidad infrayacente constituida por evaporitas.

Los materiales que forman tres de los montículos (todos excepto el de la Casa de Maeso) consisten en capas de dolomía y caliza muy endurecidas, fuertemente plegadas y localmente brechificadas, con zonas silicificadas (Fig. 13). La estructura bandeada de estos carbonatos es netamente similar a la de la serie sedimentaria con que aparecen asociados los montículos, con la diferencia, aparte del grado de endurecimiento, de que las bandas aparecen usualmente separadas y rellenas por películas de calcita con morfología drusiforme (estructura de tipo *box-work*). A ello se suma la presencia, importante según las zonas, de sílex.

En lámina delgada, la fábrica de estos carbonatos se compone de dolomías laminadas a bandeadas, similares a las de la roca caja, afectadas por recristalización, reemplazamiento y/o cementación por calcita, a lo que se añade la presencia de mosaicos de cuarzo microcristalino y fibroso; localmente hay ópalo que tapiza y rellena parcialmente los huecos entre el carbonato.

En el caso del montículo de la Casa de Maeso se observa el paso lateral desde carbonatos en capas replegadas a zonas en que los carbonatos aparecen estratificados de forma más continua, intercalando localmente bolsadas de cantos calcáreos de composición similar a la de los estratos que forman los montículos. El origen de estas acumulaciones de gravas está actualmente en estudio. Una

característica que diferencia este montículo de los otros es la ausencia en él de silicificación.

La formación de los montículos carbonáticos en la Cuenca de Las Minas de Hellín pudo estar relacionada con el rezume de flujos de aguas subterránea (*seepage groundwater*), lo que dio lugar a la transformación local de los materiales que forman el relleno de la cuenca. Dicha transformación, tanto mineralógica como mecánica de los materiales, está también asociada con la precipitación de nuevas fases de carbonato y sílice.

Por el momento, no se ha podido definir en todos sus extremos un modelo de los mecanismos de flujo y del desarrollo en el tiempo de los procesos de transformación que condujeron a la instalación de los montículos. Teniendo en cuenta la coincidencia espacial con fallas de considerable entidad dentro de la cuenca, sí parece evidente una relación genética entre los montículos y dichas fallas, que pudieron constituir las vías de circulación de fluidos con cierta temperatura. Este último aspecto vendría avalado por la presencia de sílex en los montículos, un rasgo bien documentado en los depósitos carbonáticos relacionados con manantiales de aguas termales (Renaut y Jones, 2000; Jones y Renaut, 2010). De acuerdo con ello, se considera que la formación de los montículos tuvo lugar en o cerca de la superficie de la cuenca a partir de fluidos artesianos de posible naturaleza hidrotermal, en relación con fallas de notable entidad. Ejemplos de esta situación han sido descritos en regiones sometidas a tectónica distensiva donde la salida de aguas de manantiales da lugar a montículos carbonáticos con mayor o menor contribución orgánica (Nelson *et al.*, 2001; Miner *et al.*, 2006). Esta propuesta modifica la mantenida por Calvo *et al.* (1995), sobre todo en lo que se refiere a la relación del volcanismo lampróptico de la cuenca con los fluidos generadores de los montículos.



**Fig. 13.-** Aspecto de la estructura a mesoescala del montículo de Moharque, formado por carbonatos fuertemente litificados que, por zonas, se disponen verticalmente. Al fondo se observa el relieve del Cerro del Monagrillo, constituido por rocas volcánicas lamprofíticas.

### Discusión

Las dos cuencas estudiadas corresponden a *grabens* en los que las tasas de sedimentación fueron elevadas, dando lugar a potentes rellenos sedimentarios. La sedimentación tuvo lugar esencialmente en ambientes lacustres, tanto someros como de relativa profundidad.

El conjunto de estructuras de deformación analizadas se orientan de acuerdo con las direcciones mayores, NO-SE y NE-SO, del campo de esfuerzos reciente y actual (Martín Velázquez *et al.*, 1998; Rodríguez-Pascua, 2001; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2009), lo que es particularmente evidente en el caso de las sismitas (Rodríguez-Pascua, 2001; Rodríguez-Pascua *et al.*, 2003). Estas direcciones preferentes coinciden también con la de los depósitos resedimentados, que evolucionan de facies proximales a distales en las dos cuencas (Rodríguez-Pascua, 2001). Así

mismo, las fallas a las que se asocian los montículos carbonáticos reconocidos en la Cuenca de Las Minas de Hellín siguen esas direcciones de carácter regional. Se concluye, por tanto, que existe una relación muy marcada entre las estructuras de deformación y las orientaciones mayores del sistema de fracturación.

Un aspecto añadido a la consideración anterior es que las estructuras de deformación se disponen con una cierta periodicidad en la vertical de las sucesiones, lo que permite, dada la relación entre las sismitas y los movimientos tectónicos, establecer periodos de recurrencia de terremotos a lo largo del Mioceno superior. Los resultados obtenidos a partir de esos análisis indicaron que el intervalo de recurrencia media es de alrededor de 130 años, con intervalo máximo de unos 454 años (Rodríguez-Pascua *et al.*, 2001). Esta valoración de los periodos de recurrencia de terremotos unida a la relación de las estructuras de deformación

producidas por dichos terremotos supuso un avance importante en el análisis paleosismológico de la parte suroriental de la Península Ibérica.

Un aspecto derivado asimismo del estudio de las estructuras de deformación en las cuencas del Mioceno superior del Prebético Externo es la posibilidad de distinguir valores de la magnitud de los terremotos que representan dichas estructuras. Una propuesta de ordenación por rangos de magnitud de terremotos que dieron lugar a las sismitas fue publicada por Rodríguez-Pascua *et al.* (2000) y buena parte de los análisis conducentes a esa clasificación parten de los depósitos existentes en las dos cuencas presentadas en este trabajo.

El análisis de las estructuras de deformación observadas en las sucesiones de las dos cuencas con relleno sedimentario predominantemente lacustre subraya la importancia de este tipo de registro como archivo de los rasgos de paleosismicidad. La excelencia de los registros sedimentarios lacustres en este tipo de análisis ha sido puesta de manifiesto en tiempos recientes por un considerable número de investigadores (Monecke *et al.*, 2004; Schnelmann *et al.*, 2005; Moretti y Sabato, 2007; Gibert *et al.*, 2011).

## Conclusiones

El registro sedimentario, esencialmente con facies lacustres, de las cuencas neógenas de Las Minas de Hellín y Cenajo presenta numerosos rasgos, en particular estructuras sedimentarias de deformación y capas resedimentadas. Además de esos rasgos, interpretables como sismitas, en la Cuenca de Las Minas de Hellín se reconocen montículos carbonáticos que se interpretan como resultado de la salida de aguas termales estrechamente ligadas a fallas mayores dentro de la cuenca. Dichas fallas y otras en los bordes de las cuencas ponen de manifiesto la simultaneidad de su relleno sedimentario con una persistente actividad tectónica en la región a lo largo del Mioceno superior.

## Agradecimientos

Este artículo fue concebido como un sincero homenaje de los autores al científico y amigo Juan Antonio Vera. Agradecemos a José Miguel Molina la invitación a participar en la confección de esta publicación y al Editor Principal de la SGE, Luis M. Nieto, sus adecuadas indicaciones para la preparación de una nueva versión del manuscrito. Los comentarios de los revisores Pedro Alfaro y Lluís Cabrera han contribuido a mejorar notablemente la calidad del trabajo. Rendimos también un entrañable reconocimiento a nuestro colega Emilio Elízaga, quien tanto contribuyó al análisis sedimentológico de las cuencas tratadas en este artículo. Agradecemos asimismo a Manuel Pozo su participación en la actualidad en el estudio de los montículos carbonáticos, en colaboración con uno de los autores. A María Luz García Lorenzo por su ayuda en la preparación del manuscrito. Damos las gracias también a Federico Ortí, Laura Rosell, Lluís Gibert, Elisabet Playà y

Javier García Veigas por sus comentarios sobre diversos aspectos relacionados con la evolución geológica de las cuencas. Algunas ideas planteadas en el trabajo son resultado de una reciente campaña de trabajo en compañía de Jean-Marie Rouchy, con quien se ha colaborado de forma intensa en muchos momentos de la investigación llevada a cabo en la región. El trabajo forma parte de las actividades científicas de los grupos de investigación UCM-910607 y UCM-910404.

## Bibliografía

- Alfaro, P., Doménech, 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.
- Álvaro, M.G., Argüeso, J.M. y Elízaga, E. (1975): La estructura del borde prebético de la zona de Alcaraz (Provincia de Albacete, España). *Boletín Geológico y Minero*, 86: 467-477.
- Bellanca, A., Calvo, J.P., Censi, P., Elízaga, E. y Neri, R. (1989): Evolution of lacustrine diatomite carbonate cycles of Miocene age, southeastern Spain: petrology and isotope geochemistry. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59: 45-52.
- Bellon, H., Bizon, G., Calvo, J.P., Elízaga, E., Gaudant, J. y López, N. (1981): Le volcan du Cerro del Monagrillo (Prov. de Murcia): Âge absolu et corrélation avec les sédiments néogènes du Bassin d'Hellín (Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 292: 1035-1038.
- Bradley, D. y Hanson, L. (1998): Paleoslope analysis of slump folds in the Devonian Flysch of Maine. *Journal of Geology*, 106: 305-318.
- Calvo, J.P. y Elízaga (1990a): *Cuencas lacustres del Mioceno Superior del Área Prebética*. Libro Guía 7ª Reunión de Campo del Grupo Español IGCP-219, UCM, Madrid, 77 p.
- Calvo, J.P. y Elízaga, E. (1990b): Sedimentación evaporítica en las cuencas de Cenajo y Las Minas-Camarillas (región de Hellín, Mioceno superior del área Prebética). En: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante* (F. Ortí y J. Salvany, Eds.) *Enresa-U.C.B.*: 246-250 y 292-293.
- Calvo, J.P. y Elízaga, E. (1994): The Cenajo and Las Minas-Camarillas Basins (Miocene), Southeastern Spain. En: *A Global Geological Record of Lake Basins* (E. Gierlowski-Kordesch y K. Kelts, Eds.) *Cambridge University Press*. 319-324.
- Calvo, J.P., Elízaga, E., López-Martínez, N., Robles, F. y Usera, J. (1978): El Mioceno superior continental del Prebético Externo: Evolución del Estrecho Norbético. *Boletín Geológico y Minero*, 89: 407-426.
- Calvo, J.P., Gómez-Gras, D., Alonso-Zarza, A.M. y Jiménez, S. (2000): Architecture of a bench-type carbonate lake margin and its relation to fluvially-dominated deltas, Las Minas Basin, Upper Miocene, SE Spain. *Journal of Sedimentary Research*, 70: 240-254.
- Calvo, J.P., Pozo, M. y Jones, B.F. (1995): Preliminary report of seepage mounds occurrences in Spain. Comparison with carbonate mounds from the Amargosa Desert, western USA. *Geogaceta*, 18: 67-70.
- Calvo, J.P., Rodríguez-Pascua, M.A., Martín-Velázquez, S., Jiménez S. y De Vicente, G. (1998): Microdeformation of lacustrine laminite sequences from Late Miocene formations of SE Spain: an interpretation of loop bedding. *Sedimentology*, 45: 279-292.

- Davenport, C.A. y Ringrose, P.S. (1987): Deformation of Scottish Quaternary sediment sequences by strong earthquake motions. En: *Deformation of Sediments and Sedimentary Rocks* (M.E. Jones, y R.M.F. Preston, Eds.) *Geological Society Special Publication*, 29: 299-314.
- Elizaga, E. (1994): *Análisis de las facies y petrología de los depósitos lacustres de edad Neógeno superior*. Instituto de Estudios Albacetenses "Don Juan Manuel" Excma. Diput. Albacete, Serie I, nº 74: 216 p.
- Elizaga, E. y Calvo, J.P. (1988): Evolución sedimentaria de las cuencas lacustres neógenas de la Zona Prebética (Albacete, España). Relación, posición y efectos del vulcanismo durante la evolución. *Boletín Geológico y Minero*, 99: 837-846.
- Foucault, A., Calvo, J.P., Elizaga, E., Rouchy, J.M. y Servant-Vildary, S. (1987): Place des dépôts lacustres âge Miocène supérieur de la region d'Hellín (province de Albacete, Espagne) dans l'évolution géodynamique des Cordillères Bétiques. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Paris*, 305, 2: 1163-1166.
- Fúster, J.M., Gastesi, P., Sagredo, J. y Feroso, J.L. (1967): Las rocas lamproíticas del sudeste de España. *Estudios Geológicos*, 22: 35-69.
- García-Tortosa, F.J., Alfaro, P., Gibert, L. y Scott, G. (2011): Seismically induced slump on an extremely gentle slope (<1°) of the Pleistocene Tecopa paleolake (California). *Geology*, 39: 1055-1058.
- Gibert, L., Alfaro, P., García-Tortosa, F.J. and Scott, G. (2011): Superposed deformed beds produced by single earthquakes (Tecopa Basin, California): Insights into paleoseismology. *Sedimentary Geology*, 235: 148-159.
- Gibert, L., Sanz de Galdeano, C., Alfaro, P., Scott, G. y Lopez-Garrido, A.C. (2005): Seismic-induced slump in Early Pleistocene deltaic deposits of the Baza Basin (SE Spain). *Sedimentary Geology*, 179: 279-294.
- Guiraud, M. y Plaziat, J.C. (1993): Seismites in the fluvial Bima sandstones: identification of paleoseisms and discussion of their magnitudes in a Cretaceous strike-slip basin (Upper Benue, Nigeria). *Tectonophysics*, 225: 493-522.
- Hempton, M.R. y Dewey, J.S. (1983): Earthquake-induced deformational structures in young lacustrine sediments, East Anatolian Fault, southeast Turkey. *Tectonophysics*, 98: T14-T17.
- Jones, B. y Renaut, R.W. (2010): Calcareous spring deposits in continental settings. En: *Carbonates in Continental Settings: Facies, Environments and Processes* (A.M. Alonso-Zarza y L.H. Tanner, Eds.) *Developments in Sedimentology*, 61: 177-224.
- Lindtke, J., Ziegenbalg, S.B., Brunner, B., Rouchy, J.M., Pierre, C. y Peckmann, J. (2011): Authigenesis of native sulphur and dolomite in a lacustrine evaporating setting (Hellín Basin, Late Miocene, SE Spain). *Geological Magazine*, 148: 655-669.
- Maltman, A. (Ed.) (1994): *The Geological Deformation of Sediments*. Chapman & Hall, London, 362 p.
- Marco, S. y Agnon, P. (1995): Prehistoric earthquake deformations near Masada, Dead Sea graben. *Geology*, 23: 695-698.
- Martín Velázquez, S., De Vicente, G., Rodríguez-Pascua, M.A. y Calvo, J.P. (1998): Análisis dinámico del sistema de desgarres NO-SE del Prebético de Albacete. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 11: 369-382.
- Martinsen, O.J. y Bakken, B. (1990): Extensional and compressional zones in slumps and slides in the Namurian of County Clare, Ireland. *Journal of Geological Society London*, 147: 153-164.
- Miner, R.E., Nelson, S.T., Tingey, D.G. y Murrell, M.T. (2006): Using fossil spring deposits in the Death Valley region, USA to evaluate palaeoflow paths. *Journal of Quaternary Sciences*, 22: 373-386.
- Monecke, K., Anselmetti, F., Becker, A., Sturm, M. y Giardini, D. (2004): The record of historic earthquakes in lake sediments of central Switzerland. *Tectonophysics*, 394: 21-40.
- Moretti, M. y Sabato, L. (2007): Recognition of trigger mechanisms for soft-sediment deformation in the Pleistocene lacustrine deposits of the Sant'Arcangelo Basin (Southern Italy): Seismic shock vs. overloading. *Sedimentary Geology*, 196: 31-45.
- Mutti, E. (1992): *Turbidite Sandstones*. AGIP - Istituto di Geologia Università di Parma, 275 p.
- Nelson, S.T., Karlsson, H.R., Paces, J.B., Tingey, D.G., Ward, S. y Peters, M.T. (2001): Paleohydrologic record of spring deposits in and around Pleistocene pluvial Lake Tecopa, southeastern California. *Geological Society of America Bulletin*, 113: 659-670.
- Nobel, F.A., Andriessen, P.A.M., Hebeda, P.H., Priem, H.N.A. y Rondeel, E.H. (1981): Isotopic dating of the postalpine neogene volcanism in the Betic cordilleras, Southern Spain. *Geologie en Mijnbouw*, 60: 209-214.
- Obermaier, 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 Wasahb Valley of southern Indiana and Illinois, with a preliminary estimate of magnitude. *US Geological Survey Professional Paper* 1536. 27 p.
- Playà, E. y Gimeno, D. (2006): Evaporite deposition and coeval volcanism in the Fortuna Basin (Neogene, Murcia, Spain). *Sedimentary Geology*, 188-189: 205-219.
- Regueiro, M., Calvo, J.P., Elizaga, E. y Calderón, V. (1993): Spanish diatomite. Geology and economics. *Industrial Minerals*, 306: 57-67.
- Renaut, R.W. y Jones, B. (2000): Microbial precipitates around continental hot springs and geysers. En: *Microbial Sediments* (R.E. Riding y S.M. Awramik, Eds.) Springer Verlag, Berlin. 187-195.
- Rodríguez-Pascua, M.A. (2001): *Paleosismicidad y sismotectónica de las cuencas lacustres neógenas del Prebético de Albacete*. Instituto de Estudios Albacetenses "Don Juan Manuel" Excma. Diput. Albacete, Serie I, nº 123: 285 p.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Bischoff, J., Garduño-Monroy, V.H., Pérez-López, R., Giner-Robles, J.L., Israde-Alcántara, I., Calvo, J.P. y Williams, R.W. (2009): Estimation of the tectonic slip-rate from the Quaternary lacustrine facies within the intraplate Albacete province (SE of Spain). *Sedimentary Geology*, 222: 89-97.
- Rodríguez-Pascua, M.A., Calvo, J.P., De Vicente, G. y 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.
- Rodríguez-Pascua, M.A., De Vicente, G. y Calvo, J.P. (2001): Paleoseismological analysis of late Miocene lacustrine successions in the Prebetic Zone, SE Spain. *Acta Geológica Hispánica*, 36: 213-232.
- Rodríguez-Pascua, M.A., De Vicente, G., Calvo, J.P. y Pérez-López, R. (2003): Similarities between recent seismic activity and paleoseismites during the late Miocene in the external Betic Chain (Spain): relationship by 'b' value and the fractal dimension. *Journal of Structural Geology*, 25: 749-763.



- Rosell, L., Ortí, F., Gibert, L., Deino, A. y Gimeno, D. (2011): Las Minas de Hellín Gypsum: Cyclicality and age. *IAS-2011 Meeting of Sedimentology, Zaragoza, Spain, Abstracts Volume*.
- Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1991): Una propuesta de clasificación de las cuencas neógenas béticas. *Acta Geológica Hispánica*, 26: 205-227.
- Sanz de Galdeano, C. y Vera, J.A. (1992): Stratigraphic record and palaeogeographical context of the Neogene basins in the Betic Cordillera, Spain. *Basin Research*, 4: 21-36.
- Schnellmann, M., Anselmetti, F., Giardini, D. y McKenzie, J.A. (2005): Mass movement-induced fold-and-thrust belt structures in unconsolidated sediments in Lake Lucerne (Switzerland). *Sedimentology*, 52: 271-289.
- Servant-Vildary, S., Rouchy, J.M., Pierre, C. y Foucault, A. (1990): Marine and continental water contributions to a hypersaline basin using diatom ecology, sedimentology and stable isotopes: an example in the Late Miocene of the Mediterranean (Hellin Basin, southern Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 79: 189-204.
- Stow, D.A.V. (1986): Deep clastic seas. En: *Sedimentary Environments and Facies* (H.G. Reading, Ed.). Blackwell, Oxford. 399-444..
- Van der Merwe, W.C., Hodgson, D.M. y Flint, S.S. (2011): Origin and terminal architecture of a submarine slide: a case study from the Permian Vischkuil Formation, Karoo Basin, South Africa. *Sedimentology*, 58: 2012-2038.
- Vera, J.A. (2000): El Terciario de la Cordillera Bética: Estado actual de conocimientos. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 13: 345-373.

MANUSCRITO RECIBIDO EL 10-10-2013

RECIBIDA LA REVISIÓN EL 11-02-2014

ACEPTADO EL MANUSCRITO REVISADO EL 12-02-2014

