

Degradación de terrazas sobre substrato evaporítico y relieve invertido de paleodolinas

Terrace degradation on evaporite substratum and paleodolines inverted relief

Andrés Pocoví, María Asunción Soriano, Héctor Gil, Aránzazu Luzón y Antonio Pérez

Departamento Ciencias de la Tierra. Fac. Ciencias. Universidad de Zaragoza. Pedro Cerbuna 12. 50009 Zaragoza.
apocovi@unizar.es, asuncion@unizar.es, hecgilgarbi@gmail.com, aluzon@unizar.es, anperez@unizar.es

ABSTRACT

The evolution of the fluvial and alluvial Quaternary deposits in the surroundings of Zaragoza is controlled by the dissolution of the Miocene substratum. Karstification of Miocene evaporites conditioned changes in thickness and sedimentary facies of such deposits, and, in addition, the landforms resulting from its degradation. Recently created new road and railway cuts expose, not only unconformable Quaternary remains, but also disorganized materials in ancient dolines. These increase in thickness may be the reason for the preservation of Quaternary remains in the hills, forming "inverted reliefs".

Key-words: Mantled karst, Quaternary deposits, doline, evaporite, Ebro Basin.

RESUMEN

En el entorno de Zaragoza la evolución de los depósitos cuaternarios (fluviales y aluviales) está muy influida por el comportamiento del substrato mioceno. La karstificación de dicho substrato ha condicionado los espesores y las facies sedimentarias en terrazas y glacis, así como las formas del relieve que resultan de la degradación de estos depósitos. Las nuevas obras lineales han creado cortes donde se observa que algunos cerros están coronados por restos de materiales cuaternarios disconformes y también por rellenos desestructurados de material colapsado en dolinas. Dichos rellenos han prolongado la supervivencia de los cerros dando lugar a relieves invertidos.

Palabras clave: Karst aluvial, depósitos cuaternarios, dolina, evaporitas, Cuenca del Ebro.

Geogaceta, 61 (2017), 143-146
ISSN (versión impresa): 0213-683X
ISSN (Internet): 2173-6545

Recepción: 30 de junio de 2016
Revisión: 3 de noviembre de 2016
Aceptación: 25 de noviembre 2016

Introducción

Los depósitos cuaternarios del sector central de la Cuenca del Ebro se disponen en disconformidad sobre un sustrato mioceno integrado por evaporitas, carbonatos y lutitas generados en sistemas lacustres someros y llanuras de barro evaporíticas. El origen de los sedimentos cuaternarios es diverso: dominan los fluviales y aluviales, pero excepcionalmente se reconocen facies eólicas y lacustres (Luzón *et al.*, 2012; Gil *et al.*, 2013a).

A lo largo de las últimas décadas son numerosos los trabajos realizados sobre los depósitos cuaternarios del centro de la Cuenca del Ebro, estudiando sus modelados, características sedimentológicas, deformaciones, karstificación (actual y antigua) y el riesgo subsiguiente (Soriano y Simón, 1995; Guerrero *et al.*, 2004; Gutiérrez *et al.*, 2008; Pueyo-Anchuela *et al.*, 2009, 2014; Luzón *et al.*, 2012; Soriano *et al.*, 2012; Simón *et al.*, 2014. Además la exis-

tencia de disolución durante el Pleistoceno, en muchos casos sinsedimentaria (Benito *et al.*, 1998; Luzón *et al.*, 2008), generó diferencias de espesor en las series estratigráficas.

En el sector próximo a Zaragoza se han realizado grandes obras lineales, donde muchos depósitos cuaternarios quedan expuestos en los taludes. En tales cortes se observa a menudo que dichos depósitos no son solo restos de una cubierta superficial sobre el substrato mioceno, sino que frecuentemente representan volúmenes de material deformado encajado en las capas de los materiales evaporíticos de dicho substrato. Revisados numerosos restos de depósitos cuaternarios antiguos no afectados por obras, se ha constatado que también hay indicios de deformación correspondientes a ejemplos similares a los antes mencionados. En este artículo se pretende mostrar el papel del paleokarst en la formación del relieve actual, y en la conservación de los niveles de acumulación cuaternarios generados durante el

Pleistoceno. Para ello se ha estudiado de manera detallada un sector donde afloran niveles acumulativos, incluyendo glacis y terrazas, en la margen izquierda del río Huerva, en el tramo final de su curso, muy próximo a la ciudad de Zaragoza (Fig. 1).

Metodología

Para la caracterización del paleokarst en la zona de estudio se realizó una revisión detallada mediante trabajo de campo de los diferentes niveles de depósitos cuaternarios conservados (Esnaola y Gil, 1998; Guerrero, 2009), para analizar sedimentológicamente los niveles de terrazas y localizar e identificar los indicios de deformación kársticas sin- y postsedimentaria. La caracterización sedimentológica de dichos niveles se llevó a cabo a partir de la metodología propuesta por Miall (1996), atendiendo a criterios de litología, textura, geometría y estructuras sedimentarias

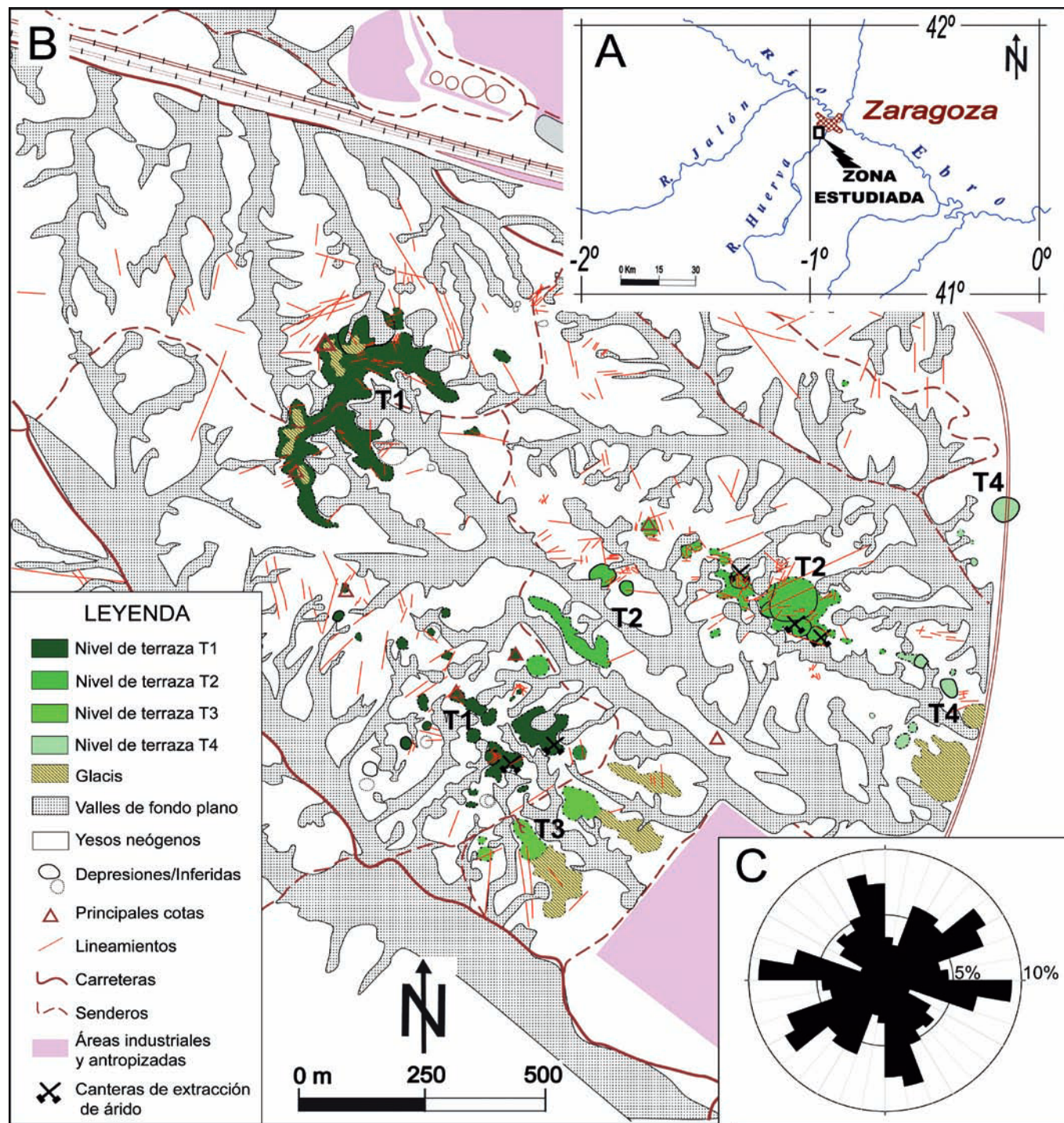


Fig. 1.- A) Esquema de situación general. B) Mapa detallado del sector estudiado. C) Direcciones de lineamientos en este sector.

Fig. 1.- A) General location scheme. B) Detailed map of the studied area. C) Main trends of lineaments.

de los depósitos. En lo concerniente a los marcadores de deformación se ha estudiado la fracturación, bandas de cizalla con cantos verticales, pequeños abanicos de capas, cambios bruscos de espesor de niveles, etc. Por último, para cartografiar estos depósitos y las fracturas que les afectan, además del trabajo de campo, se utilizaron fotografías aéreas obtenidas de los vuelos de 1956 y 1984 de escala 1:33.000 y 1:30.000 (pertenecientes al Cen-

tro Cartográfico y Fotográfico del Ejército del Aire) y ortoimágenes con una resolución de 0,5 m/píxel (PNOA del año 2012).

Resultados y discusión

En el área analizada, se identifican cuatro niveles acumulativos cuaternarios en relación con el río Huerva (T1, T2, T3 y T4) (Fig. 1B). Sus cotas relativas sobre dicho

cauce son aproximadamente de +105, +90, +75 y +55 m. Los restos de dichos niveles están limitados a las crestas de los interfluvios entre los valles de fondo plano que conforman la red secundaria en esta área (Fig. 2A). En la mayoría de los afloramientos se reconoce un espesor muy diferente según la vertiente que se analice.

Los depósitos se encuentran constituidos mayoritariamente por gravas poligéni-

cas, con predominio de cantos cuarcíticos (procedentes del zócalo de la Cordillera Ibérica) y de caliza neógena (de los niveles superiores de la propia Cuenca del Ebro). Su diámetro medio es de 10 cm, aunque se pueden encontrar bloques de calizas neógenas de hasta 50 cm. Las gravas presentan una cantidad variable de matriz arenosa dando lugar tanto a texturas granosostenidas (facies Gcm) como ocasionalmente sostenidas por la matriz (facies Gmm). Estas facies se organizan en cuerpos tabulares o irregulares de potencia métrica y extensión decamétrica que pueden mostrar estratificación horizontal, dada por variaciones granulométricas de las gravas o estratificación cruzada en surco. Ocasionalmente, incorporan niveles lenticulares o tabulares de arena con estratificación cruzada en surco y laminación horizontal, que pueden llegar hasta los 80 cm de potencia. Estos materiales se han interpretado como barras de grava (GB) y canales (CH), (Miall, 1996), que se generarían en un sistema flu-

vial de tipo entrelazado muy torrencial con aportes aluviales laterales.

Varios de los depósitos anteriores se encuentran remodelados, observándose suaves rampas hacia el valle actual del río y, en ocasiones, están recubiertos parcialmente por depósitos poco cementados de cantos angulosos y heterométricos de caliza neógena con escasa matriz arenosa que pueden alcanzar 4 m de potencia. Ello demuestra la existencia de aportes laterales al río, procedentes de los cercanos relieves configurados sobre materiales neógenos. En el caso de la superficie del nivel de T2 se observa un suave descenso de las cotas hacia el río, lo que indica su posterior remodelación. Al pie del nivel T3 se desarrolla un glacis con cobertera détrica.

En alguno de los afloramientos la disposición de las acumulaciones cuaternarias es subhorizontal y no se aprecia ninguna deformación. Sin embargo, en buena parte de ellos se ha constatado que los niveles de gravas y arenas están verticalizados, con direcciones

cambiantes que delimitan áreas circulares. Son frecuentes bandas con el eje mayor de los cantos en disposición vertical, que atestiguan su movimiento una vez depositados y además, se observan fracturas netas con direcciones E-O, NO-SE y NE-SO. Por otro lado, el análisis a partir de ortoimagen de gran resolución ha permitido identificar gran número de pequeños lineamientos. Pese a que éstos muestran varias direcciones, las dominantes son la E-O, NE-SO y N-S (Fig. 1C) coherentes con las anteriores. En la figura 2C se muestra uno de los afloramientos analizados. En este caso se ubica en el nivel T2. En él se aprecian tres zonas muy deformadas de dimensiones métricas. En la localizada al oeste (detalle en la figura 2D) se observan capas de gravas y arenas subverticales dibujando un sinforme cuyo borde oriental se encuentra delimitado por una fractura. La deformación es sinsedimentaria como demuestra la variación de espesor de la capa inferior de arenas. Pero además, tanto en la zona central como en la oriental del afloramiento, se aprecian otras

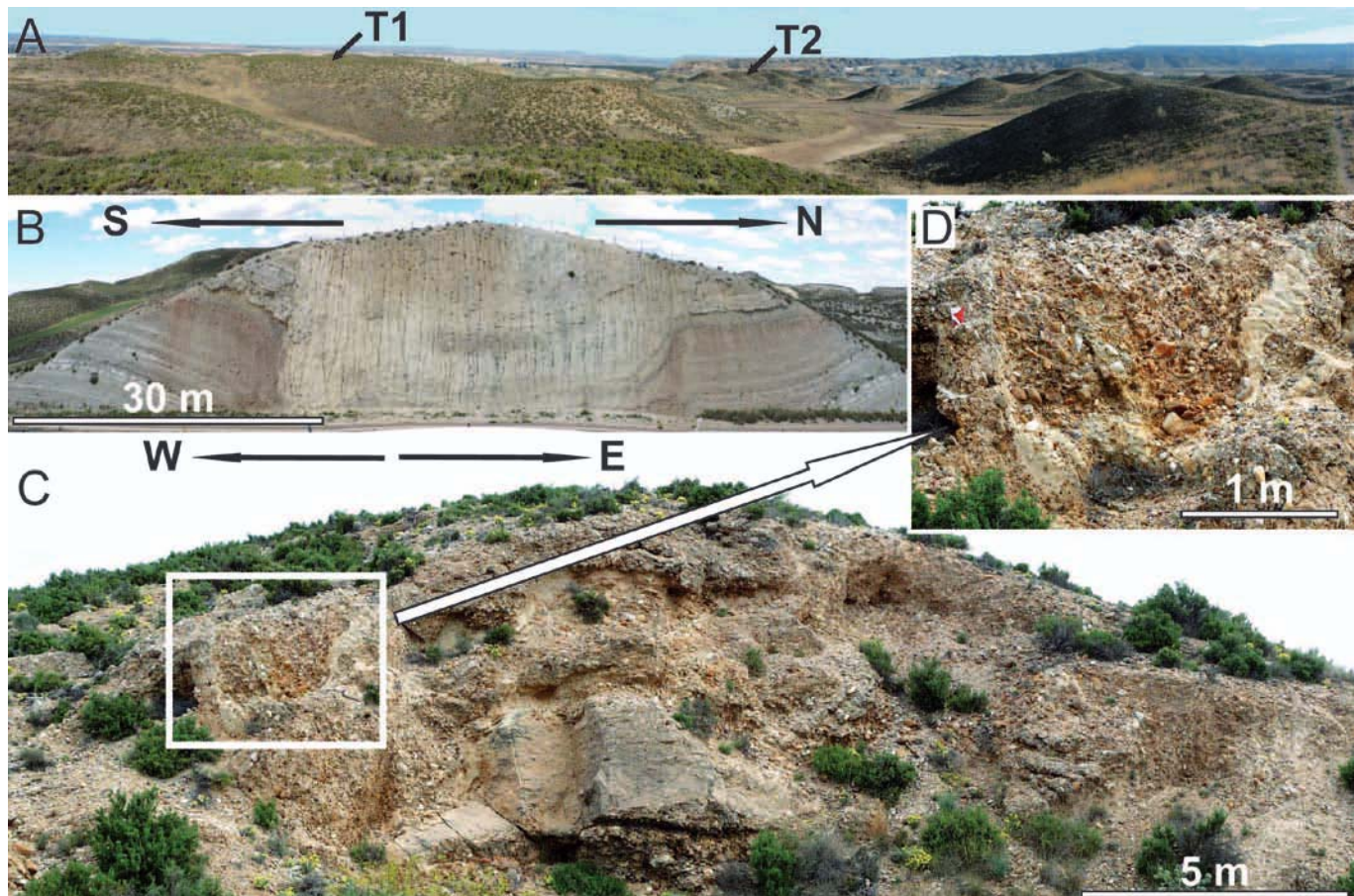


Fig. 2.- A) Vista panorámica desde el Cerro Casellas (centro de la figura 1) hacia el SE. Las colinitas de la derecha levantan unos 40 m sobre el fondo de la val central. B) Paleocolapso en una trinchera de ferrocarril. C) Estructuras de deformación en T2. D) Detalle de banda con cantos verticales.

Fig. 2.-A) General view from "Cerro Casellas" (centered in Fig. 1) to the SE. Hills at right hand are 40 m high over the central valley. B) Paleocollapse in a railway trench. C) Deformation structures in T2. D) Detail of a shear band with vertical pebbles.

dos estructuras de deformación en las que los niveles de gravas presentan inclinación variable, disponiéndose incluso subverticales. Deformaciones similares se observan repetidamente en los otros depósitos conservados. A partir de las observaciones en los afloramientos y la utilización de la ortoimagen se ha constatado que el tamaño de las estructuras de deformación oscila desde métrico a hectométrico.

Se aprecia por tanto en las deformaciones descritas una morfología en 3D cilíndrica y cónica, como puede observarse en la figura 2B, en este caso encajada en sustrato mioceno. Además existe cierta componente dúctil que favorece la pérdida de la textura y estructura original de los depósitos afectados. Estas son alguna de las características que Arlegui y Simón (2000) proponen para diferenciar estructuras de origen kárstico de otras con génesis distinta. Por otra parte, el detalle que aporta la ortoimagen permite comprobar que muchas de las cabeceras de los valles de fondo plano de este sector tienen también una forma circular a modo de dolina capturada. Por tanto, parece que el principal proceso que ha intervenido en el desarrollo de las deformaciones descritas es la disolución de las evaporitas infrayacentes a los materiales detríticos cuaternarios, si bien la fracturación ha podido favorecer su desarrollo. En efecto, cuando se comparan las direcciones principales de las fracturas con la del eje mayor de dolinas de este sector del valle del Ebro (Gil *et al.*, 2013b) se observa que el mayor número de dolinas presentan un alargamiento aproximadamente E-O.

Como se puede ver en la figura 1, los restos de depósitos cuaternarios analizados están en su mayor parte deformados. Es evidente que la antigua karstificación favoreció la creación de relieves negativos con relación a la superficie topográfica original, generando depresiones de tamaño variable desde métricas a hectométricas, donde se acumuló un mayor espesor de sedimentos durante las etapas de agradación fluvial y aluvial con respecto a las zonas no afectadas por disolución. Los periodos de degradación posterior causaron la profundización del curso del río y la consiguiente desconexión con sus antiguos depósitos. La red de drenaje secundaria compartimentó el relieve inicial y, avanzado el proceso, restos de acumulaciones detríticas

quedaron restringidos a los interfluvios, formando alineaciones de colinas que conservaron esos depósitos en su parte superior. La erosión prosiguió eliminando la mayor parte de los depósitos cuaternarios originales, conservándose, casi exclusivamente, aquellos que originalmente rellenaban las depresiones kársticas, dando lugar al desarrollo de relieves positivos, es decir, se ha producido una inversión del relieve.

Conclusiones

Un gran número de los restos de terrazas y glaciais del centro de la Cuenca del Ebro están deformados como consecuencia de procesos de karstificación, buena parte de los cuales fueron sinsedimentarios. Los niveles más antiguos de la margen izquierda del río Huerva, ubicados en las cercanías de Zaragoza, están integrados por niveles de gravas y arenas cuyas características indican que se acumularon en un medio fluvial de tipo entrelazado con aportes aluviales laterales. Estos depósitos se encuentran claramente deformados por karstificación y fracturación, lo que conlleva: engrosamiento de la serie, basculamiento de los niveles y desarrollo de depresiones con dimensiones de métricas a hectométricas.

Esa paleokarstificación favoreció la creación de relieves negativos con respecto a la superficie inicial, la deformación de los materiales y el aumento de espesor acumulado en esos lugares. Tras las etapas de acumulación identificadas en el sector analizado, se produjeron sendas etapas de degradación que provocaron la desconexión de dichos niveles con el curso principal activo y la erosión de buena parte de esos sedimentos. Sin embargo, en aquellos lugares en los que inicialmente se habían desarrollado depresiones, ese mayor espesor de sedimentos y un mayor grado de diagénesis ha favorecido que hayan podido conservarse hasta nuestros días, pasando a generar un relieve positivo, mientras que el resto de las acumulaciones fluviales y aluviales han sido, en su mayor parte, erosionadas.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido financiado parcialmente por los grupos de investigación del

Gobierno de Aragón: Geotransfer y Análisis de Cuenas Sedimentarias Continentales y fondos FEDER. Los comentarios de J.P. Rodríguez-López y otro revisor anónimo han contribuido a mejorar este artículo.

Referencias

- Arlegui, L. E. y Simón, J. L. (2000). *Cuaternario y Geomorfología* 14, 11-20.
- Benito, G., Pérez-González, A., Gutiérrez, F. y Machado, M. J. (1998). *Geomorphology* 22, 243–263.
- Esnaola, J. M. y Gil, C. (1998). *Mapa Geológico de España 1:50.000, hoja nº 383 (Zaragoza) y memoria*. IGME, Madrid, 47 p.
- Gil, H., Luzón, A., Soriano, M. A., Casado, I., Pérez, A., Yuste, A., Pueyo, E. y Pocoví, A. (2013a). *Sedimentary Geology* 296, 122–141.
- Gil, H., Pepe, M., Soriano, M. A., Parise, M., Pocoví, A., Luzón, A., Pérez, A. y Basso, A. (2013b). *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia* 93, 215-238.
- Guerrero, J. (2009). *Dinámica fluvial y riesgos naturales derivados de la subsidencia kárstica en los valles del Huerva y Ebro*. Tesis doctoral, Universidad de Zaragoza. 300 p.
- Guerrero, J., Gutiérrez, F. y Lucha, P. (2004). *Engineering Geology* 72, 309-329.
- Gutiérrez, F., Guerrero, J. y Lucha, P. (2008). *Environmental Geology* 53, 993-1006.
- Luzón, M. A., Pérez, A., Soriano, M. A. y Pocoví, A. (2008). *Sedimentary Geology* 205, 1-13.
- Luzón, M. A., Rodríguez-López, J.P., Pérez, A., Soriano, M. A., Gil, H. y Pocoví, A. (2012). *Sedimentology* 59, 2199–2225.
- Miall, A. D. (1996). *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin analysis, and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, 582 p.
- Pueyo-Anchuela, Ó., Pocoví Juan, A., Soriano, M. A. y Casas Sainz, A. M. (2009). *Engineering Geology* 108, 225–236.
- Pueyo-Anchuela, Ó., Luzón, A., Gil, H., Pérez, A., Pocoví, A. y Soriano, M. A. (2014). *Journal of applied geophysics* 102, 81-95.
- Simón, J.L., Soriano, M.A., Pérez, A., Luzón, A., Pocoví, A. y Gil, H. (2014). *Geological Magazine* 151, 1115–1134.
- Soriano, M. A. y Simón, J. L. (1995). *Geomorphology* 11, 295–309.
- Soriano, M.A., Luzón, A., Yuste, A., Pocoví, A., Pérez, A., Simón, J. L. y Gil, H. (2012). *Journal of Cave and Karst Studies* 74, 173–185.