

## DOLINAS DE SUBSIDENCIA Y DE COLAPSO EN EL KARST CARBONATADO-ALUVIAL DE GRÁVALOS (LA RIOJA). ORIGEN Y EVOLUCIÓN

FRANCISCO GUTIÉRREZ SANTOLALLA<sup>1</sup>  
ARSENIO MUÑOZ JIMÉNEZ<sup>1</sup>  
PABLO COLOMA LÓPEZ<sup>2</sup>

### RESUMEN

Se analizan las dolinas de subsidencia y colapso desarrolladas en un glacis y una terraza del Barranco del Sotillo en el término municipal de Grávalos. Estas dolinas aluviales son producto de la karstificación de las carniolas del Triásico superior y calizas cretácicas del Grupo Urbión. Las alineaciones de dolinas, la orientación de sus ejes mayores y el rumbo de una estructura de hundimiento observada en el interior de un colapso indican que los procesos de karstificación y subsidencia están controlados por la directriz estructural principal de la zona (NO-SE). La comparación de las cartografías de dolinas identificadas en fotografías aéreas de 1956 y en la actualidad (ortofoto de 2001 e inspección en campo) pone en evidencia que en este intervalo de tiempo la expresión morfológica de algunas dolinas ha desaparecido y que se han generado nuevos colapsos. La degradación de las dolinas reconocidas en las imágenes de 1956 está relacionada con alteraciones topográficas provocadas por prácticas agrícolas, mientras que la formación de nuevos colapsos parece responder a la evolución natural del sistema, siendo improbable que su génesis haya sido favorecida por los bombeos que recientemente han comenzado a practicarse en la zona. Cabe esperar que la propagación hacia la superficie de las cavidades kársticas existentes en el subsuelo den lugar a nuevos colapsos en un futuro próximo, planteándose el interior de una de las dolinas como la zona *a priori* más proclive a verse afectada por este proceso.

*Palabras clave:* dolinas, karst, riesgo de subsidencia, carniolas, Sierra de Cameros, Grávalos.

*The cover-subsidence and cover-collapse sinkholes developed on a mantled pediment and a terrace of the Barranco del Sotillo in the vicinity of Grávalos (La Rioja, Iberian Range) are analyzed. These alluvial sinkholes*

1. Geólogos. Departamento de Ciencias de la Tierra. Universidad de Zaragoza. C/ Pedro Cerbuna, 12. 50009 Zaragoza.

2. Hidrogeólogo. Confederación Hidrográfica del Ebro. Paseo de Sagasta, 24-26. 50071 Zaragoza.

are related to the karstification of the Upper Triassic carniolas (dissolution and collapse breccia) and Cretaceous limestones of the Urbión Group. The aligned clusters of dolines, the orientation of their major axes and the strike of a paleocollapse structure observed in one of the collapse sinkholes reveal that the karstification and subsidence processes are controlled by the NW-SE-trending prevalent structural grain of the area. Maps of the sinkholes identified in aerial photographs from 1956 and of the present-day sinkholes (orthophotographs from 2001 and field surveys) show that the surface expression of some sinkholes has disappeared and some new depressions have formed during this time span. The degradation of the sinkholes depicted in the 1956 map is attributed to topographical changes caused by agricultural practices. The generation of new holes is considered to be the result of the natural evolution of the karstic system. It seems unlikely that their genesis would be favoured by the recently initiated withdrawal of water in the area, since the piezometric level of the karstic aquifer is located 30 m below the influent river channel. The upward propagation by ravelling and breakdown processes of the nearby inferred underground cavities may give place to new sinkholes in the near future. A priori, the bottom of one of the dolines where two collapse sinkholes have occurred in the last years is considered to be the most susceptible area.

Key words: sinkholes, karst, subsidence hazard, carniolas, Cameros Range, Grávalos.

## 0. INTRODUCCIÓN

El término dolina es un vocablo de origen eslavo que emplean los geólogos para designar a las depresiones cerradas que presentan los terrenos kársticos, aquellos en los que los procesos de disolución juegan un papel determinante en la configuración del modelado. Las dolinas, comúnmente denominadas *sinkholes* por los anglosajones, pueden estar relacionadas con la disolución de rocas carbonatadas (calizas y dolomías) o evaporíticas (yesos y sales), siendo estas últimas mucho más solubles. Atendiendo a su génesis las dolinas pueden ser de dos tipos: (1) de disolución superficial (*solution dolines*), cuando son debidas a la karstificación diferencial en superficie de afloramientos de rocas solubles; (2) de hundimiento, en las que la karstificación subsuperficial de sedimentos solubles provoca la deformación gravitacional de los sedimentos suprayacentes y la subsidencia gradual o brusca de la superficie topográfica. La generación de dolinas de hundimiento puede tener lugar en distintos contextos estratigráficos según se encuentren los sedimentos solubles aflorando en superficie (karst desnudo o *bare karst*), bajo materiales litificados, generalmente insolubles, (karst interstratal o *interstratal karst*), o cubiertos por formaciones superficiales no consolidadas (karst cubierto o *mantled karst*), utilizándose el término karst aluvial (*alluvial karst*) cuando la cobertera posee un origen aluvial (Sweeting, 1972; Ford y Williams, 1989; Gutiérrez, 2003, 2004).

Las dolinas, además de tener un gran interés desde el punto de vista geológico, en determinadas zonas poseen una repercusión económica y

social muy relevante por los riesgos e impactos que pueden derivarse de las mismas. Por una parte, la deformación que experimenta el terreno durante el desarrollo de las dolinas de hundimiento puede provocar daños graves en todo tipo de estructuras (obras lineales, edificios, presas, centrales nucleares, almacenes de residuos), e incluso poner en peligro la vida de las personas cuando éstas se generan de forma catastrófica. En España, aunque existen zonas en las que la generación de dolinas por disolución de carbonatos ha causado daños (Cáceres, Cantabria), este tipo de problemas está relacionado fundamentalmente con dolinas aluviales generadas por la disolución de evaporitas terciarias. Algunas de las áreas más afectadas son el valle del Ebro en el entorno de Zaragoza, la ciudad de Calatayud, Oviedo, el diapiro de sal de Cardona, la cuenca del Lago Bañolas, o la localidad de Besalú en Gerona (Pulgar et al., 1999; Gutiérrez et al., 2001; Gutiérrez, 2003, 2004). Como ejemplos, la formación en noviembre de 2003 de un colapso en Calatayud obligó a demoler un edificio de 5 plantas superando los daños materiales directos 4,8 millones de euros (Gutiérrez et al., 2004b). En Oviedo, los asentamientos ocurridos en agosto de 1998 como consecuencia de la karstificación de evaporitas eocenas provocaron la ruina estructural de toda una manzana. El coste de la demolición y reconstrucción sobrepasó los 18 millones de euros (Gutiérrez Claverol, com. pers.).

Por otra parte, las dolinas, al actuar como sumideros y vías de acceso a sistemas de cavidades subterráneas, pueden dificultar e incluso imposibilitar el almacenamiento de agua en embalses, arruinando costosos proyectos (Milanovic, 2000). Existe un buen número de presas en España que han encontrado este tipo de problemas (Eraso, 1989), con algunos ejemplos como los embalses de Montejaque (Málaga) y Belsué (Huesca) en los que la retención de agua ha sido inviable. Entre los impactos relacionados con las dolinas destacan la utilización de estas depresiones como puntos de vertido de residuos, lo que desemboca en la contaminación de acuíferos y el deterioro de paisaje. Sin embargo, este tipo de morfologías también puede constituir un bien patrimonial importante y reportar grandes beneficios. En este sentido, las dolinas a menudo albergan humedales de gran valor ecológico que pueden llegar a ser utilizados con fines recreativos, como el Lago Bañolas en Gerona, formado por un conjunto de dolinas coalescentes. En muchos casos estas formas exokársticas son incluidas en inventarios de puntos de interés geológico por su valor paisajístico y científico-didáctico, caso de las celadas de la Sierra de Albarracín o las torcas de la provincia de Cuenca.

En este trabajo se analiza el origen y la evolución de un conjunto de dolinas aluviales generadas por la karstificación de formaciones carbonatadas mesozoicas en el término municipal de Grávalos (Sierra de Cameros). La bibliografía sobre dolinas de hundimiento en La Rioja es muy escasa y se reduce a trabajos centrados en la Sierra de Cameros (Pellicer, 1997).

## **1. SITUACIÓN GEOGRÁFICA Y CONTEXTO GEOLÓGICO**

El karst carbonatado-aluvial objeto de estudio se encuentra situado en el extremo nororiental de la Sierra de Cameros (Cordillera Ibérica), en una

zona muy próxima a la Cuenca del Ebro y a unos 2,5 km al Este de la localidad de Grávalos (Figs. 1 y 2).

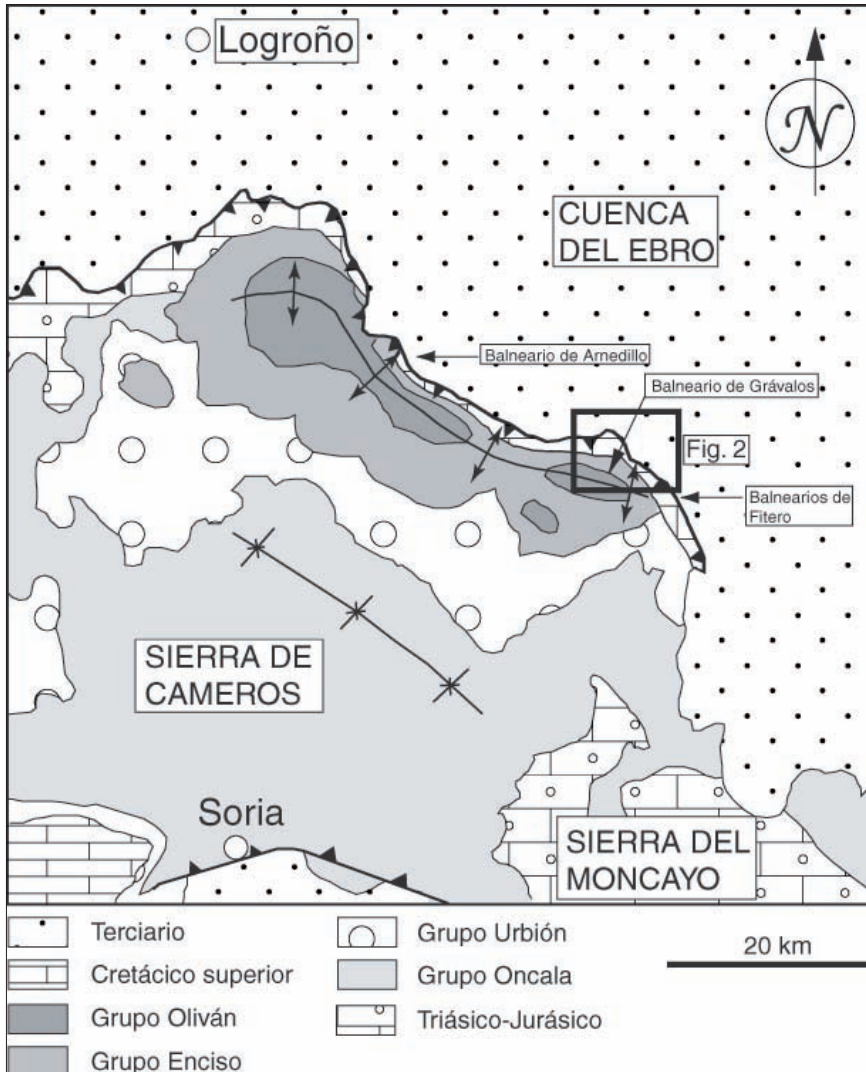


Fig. 1. Mapa geológico de las Cuencas de Cameros y del Ebro y localización de la zona de estudio.

### 1.1 Características geológicas

Los materiales carbonatados mesozoicos en los que se ha desarrollado el sistema kárstico de Grávalos corresponden fundamentalmente a las carníolas del Triásico superior, constituidas por dolomías y calizas dolomíticas,

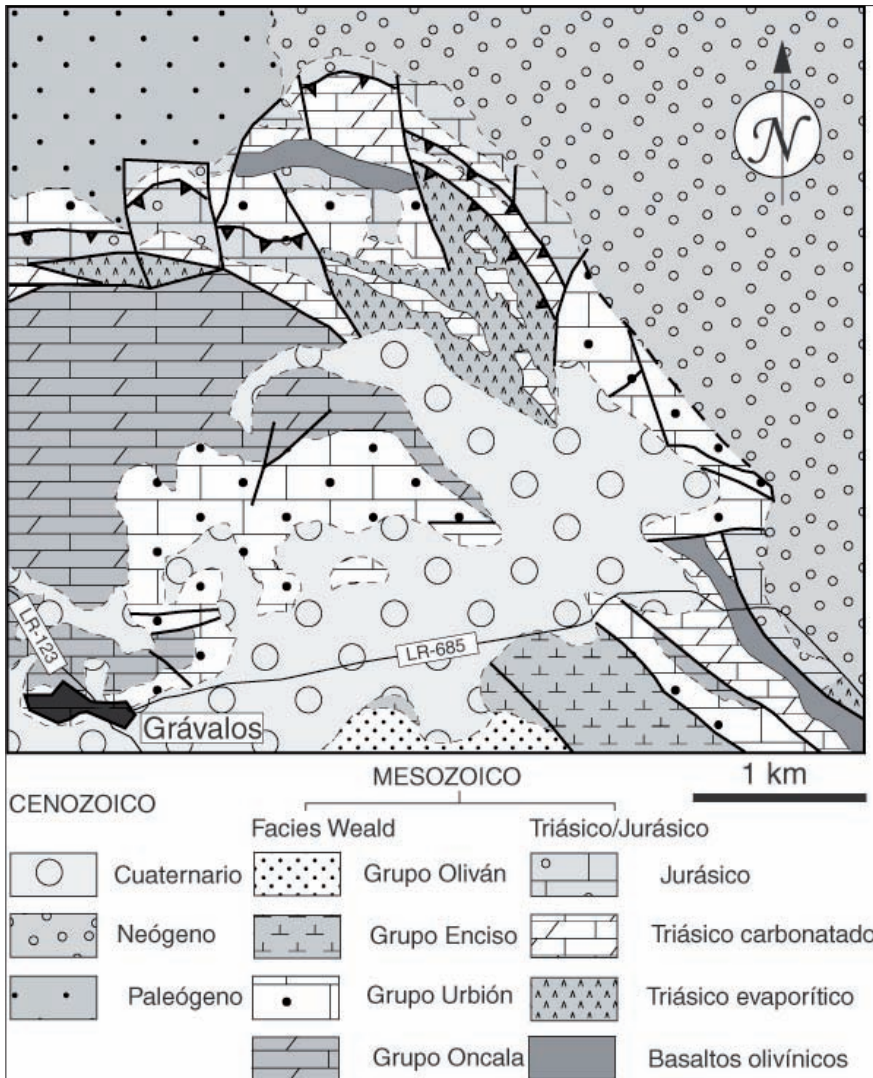


Fig. 2. Cartografía de la zona donde se localiza el karst carbonatado-aluvial de Grávalos. (Basado en IGME, 1982).

y a las calizas cretácicas, principalmente bioclásticas, de las “capas de Cabretón”, pertenecientes al Grupo Urbión (IGME, 1982). Estos sedimentos aparecen afectados por estructuras de deformación dúctiles y frágiles que a escala cartográfica presentan una dirección dominante NO-SE. Dichas formaciones, junto con extensos afloramientos de lutitas y yesos en facies Keuper (Triásico superior) que intercalan bloques de carníolas y basaltos olivínicos, y diversos afloramientos de calizas jurásicas, constituyen una franja fuertemente tectonizada de anchura irregular y dirección NO-SE que separa los

materiales cretácicos en facies Purbeck-Weald de la Sierra de Cameros de los materiales detríticos terciarios de la Cuenca del Ebro (Figs. 1 y 2).

Las facies carbonatadas del Triásico superior, denominadas “Carniolas del Infralías”, constituyen la principal unidad acuífera de la serie mesozoica. Las texturas brechoide y porosa que confieren una alta permeabilidad a esta formación carbonatada son debidas, fundamentalmente, a procesos de brechificación provocados por la karstificación interestratal de sulfatos, principalmente anhidrita (*dissolution-collapse breccia*). En testigos de sondeos y en algunos afloramientos situados en otros puntos de la Cordillera Ibérica, se han reconocido niveles de anhidrita y yeso asociados a los carbonatos de esta unidad litoestratigráfica, que no han llegado a ser evacuados por disolución (Morillo y Meléndez, 1979; Gómez y Goy, 1998; Gutiérrez et al., 2001, 2004a). La porosidad secundaria generada por estos fenómenos de disolución y colapso se ha visto acentuada por procesos de karstificación posteriores, tal y como ponen en evidencia las numerosas cavidades exhumadas de orden decimétrico y métrico que muestra esta formación en los afloramientos situados en la zona de estudio. También se han detectado conductos de disolución por los que emanan corrientes de aire caliente y húmedo con olor a azufre que dificultan la permanencia de la nieve en invierno y generan zonas de mayor humedad por condensación. Los materiales impermeables infrayacentes, constituidos por arcillas y yesos en facies Keuper, actúan como nivel de base de este acuífero kárstico.

## 1.2. Características hidrogeológicas

Los materiales del Triásico superior en facies Keuper actúan como nivel de base de los flujos regionales. Los materiales carbonatados suprayacentes del Triásico superior y del Jurásico marino forman un acuífero kárstico de tipo mixto, constituido por carniolas, dolomías, brechas dolomíticas y calizas que alcanzan unos 150 m potencia en este sector. Este acuífero se caracteriza por presentar una alta porosidad y una elevada permeabilidad debido a la existencia de una densa red de oquedades interconectadas. La transmisividad de este conjunto varía entre 600 y 3000 m<sup>2</sup>/día y los caudales específicos en las captaciones oscilan entre 6 y 30 l/s/m (Coloma, 1999).

Las unidades del Jurásico-Cretácico (facies Purbeck-Weald) incluyen diversas litologías, funcionando en ocasiones como un buen acuífero por fisuración y/o karstificación, y comportándose en otros casos como acuitardos con baja permeabilidad. Su transmisividad puede, excepcionalmente, llegar a ser de hasta 950 m<sup>2</sup>/día y permitir la captación de caudales de hasta 80 l/s con descensos del nivel piezométrico inferiores a 15 metros. Sin embargo, en otras ocasiones sólo se consiguen bombear caudales inferiores a 1 l/s con descensos de 100 m, como es el caso de varios sondeos de investigación perforados por el Gobierno de La Rioja en el noroeste del término municipal de Grávalos. Los materiales fundamentalmente detríticos del Terciario y Cuaternario se comportan como un acuitardo o acuífero pobre.

En la Cuenca de Cameros, la circulación general de flujos profundos a través del acuífero formado por los materiales carbonatados del Triásico

superior y Jurásico marino, situados bajo las facies Purbeck-Weald, origina manantiales con las características típicas de flujos regionales clásicos. Se trata de aguas con elevada temperatura de surgencia (45-50°C) y composición clorurada sódica con elevados contenidos en sales. En la región que nos ocupa estas surgencias corresponden a los manantiales de Arnedillo en el río Cidacos y a los de Baños de Fitero en el río Alhama (Fig. 1). Sin embargo, estos flujos regionales no aparecen en el sector estudiado aunque la lógica hidráulica así parezca imponer. La explicación reside en que existe una importante falla normal que en superficie pone en contacto las facies Purbeck-Weald con el Jurásico marino. Este dispositivo estructural desconecta hidráulicamente el acuífero del Triásico superior y Jurásico marino en este sector, funcionando de manera independiente como un pequeño sistema acuífero que posee sus puntos de descarga en los manantiales de Los Cantares y Fuente, situados en el Barranco del Sotillo a 560 m de altitud y a 3,5 km aguas abajo de las dolinas que afectan al nivel de terraza de dicho barranco. El caudal de estos manantiales es de unos 12 l/s y el gradiente hidráulico medio del acuífero es de 0,02% (Coloma, 1999). La recarga en este sector del acuífero procede de la infiltración del agua de lluvia en los afloramientos y subafloramientos del Jurásico y de los pequeños barrancos que los atraviesan, especialmente en el sector de Villarroya.

### **1.3. Características geomorfológicas**

Todas las dolinas identificadas son consecuencia de la karstificación de formaciones carbonatadas mesozoicas cubiertas por depósitos detríticos cuaternarios de origen aluvial (glacis y terrazas). Se trata por tanto de un karst cubierto o aluvial (Ford y Williams, 1989; Gutiérrez, 2003, 2004). La mayor parte de las dolinas afectan a un glacis desarrollado en una amplia depresión erosiva situada al pie de un relieve con orientación NO-SE, denominado con el topónimo de El Carrón, constituido por rocas mesozoicas de la Sierra de Cameros y por conglomerados miocenos pertenecientes a la Cuenca terciaria del Ebro. El glacis enlaza con un nivel de terraza del Barranco del Sotillo situado a unos 30 m sobre el cauce y en el que también se ha identificado la existencia de alguna dolina. Las superficies aluviales en las que se han desarrollado las dolinas están actualmente destinadas a diversos tipos de cultivos, principalmente almendros y vides.

## **2. DESCRIPCIÓN DE LAS DOLINAS**

La identificación y cartografía de las dolinas se ha llevado a cabo mediante inspecciones en campo y el estudio detallado de fotografías aéreas tomadas en dos fechas distintas:

- Fotografías aéreas con visión estereoscópica y escala aproximada 1:33.000 del vuelo de 1956.
- Ortofotos en color y a escala 1:5.000. tomadas en el año 2001 por encargo del Gobierno de La Rioja (<http://www.larioja.org/sig/index.html>).

A partir de estas dos fuentes de datos y de las campañas de campo realizadas se han elaborado dos cartografías que muestran la distribución

espacial de las dolinas identificables en las imágenes de 1956 y en la actualidad. La comparación de ambos mapas permite conocer las principales variaciones que han experimentado estas morfologías entre ambas fechas, debidas tanto a la formación de nuevas dolinas, como a la degradación de las previamente existentes por procesos de erosión-sedimentación y especialmente por actividad antrópica. Es importante tener presente que el número de dolinas realmente existente en cada una de las fechas puede ser mayor al representado en las cartografías debido a la dificultad que entraña su cartografía. Por este motivo, éstas pueden no reflejar todas las variaciones que han experimentado las dolinas en el tiempo considerado. A continuación se describen las dolinas o agrupaciones de dolinas representadas en ambos mapas.

*Dolinas identificadas en las fotografías aéreas de 1956 (Fig. 3a)*

1. Dolina de colapso de planta circular y paredes verticales en las que sólo aflora un depósito de glacis-coluvión (Fig. 4). En esta depresión que alberga un nogal en su interior no se aprecian evidencias de actividad reciente y de acuerdo con la información suministrada por el Sr. Miguel Muñoz, vecino de Grávalos, la dolina pudo originarse en torno al año 1900. Posee 13 m de diámetro y 8 m de profundidad. Las dimensiones de la dolina permiten inferir que el volumen de material detrítico evacuado subsuperficialmente es superior a 1.060 m<sup>3</sup>.

2. Dolina con geometría tronco-cónica (en embudo con fondo plano) alargada en la dirección NO-SE y con unos 300 y 235 m de eje mayor y menor, respectivamente. El volumen de la depresión, tomando 3 m como profundidad media, es del orden de 166.111 m<sup>3</sup>. Esta dolina está afectada por otra (dolina 3) presumiblemente posterior en su extremo SE.

3. Dolina cuyo hundimiento ha afectado a la dolina 2, encontrándose encajada respecto de ésta. Se trata de una dolina con paredes escarpadas y planta elipsoidal alargada en la dirección NE-SO. Actúa como zona de desagüe de un barranco cuyo canal desaparece dentro de la depresión y forma un pequeño cono de material detrítico en el fondo de la misma. Esta zona, en la que ocasionalmente se producen encharcamientos de agua, se conoce con el topónimo de La Lagunilla. La dimensión de sus ejes mayor y menor es de unos 210 y 135 m. Tomando una profundidad media de 1,5 m el volumen estimado es de 33.399 m<sup>3</sup>.

4. Agrupación de dolinas de escasa profundidad alineadas en dirección NNO-SSE (N150E). Definen un lineamiento muy patente en la fotografía aérea de 1956. Se identifican por su expresión topográfica o por presentar una tonalidad más oscura, posiblemente debida a la diferente textura del sedimento y a una mayor humedad. Algunas de las depresiones poseen geometrías alargadas en la misma dirección y en algún caso pueden corresponder a uvalas producto de la coalescencia de dos dolinas. Posiblemente sean las roturaciones llevadas a cabo en los campos de cultivo con posterioridad a 1956 la razón por la que estas dolinas no se identifican en la ortofoto de 2001.



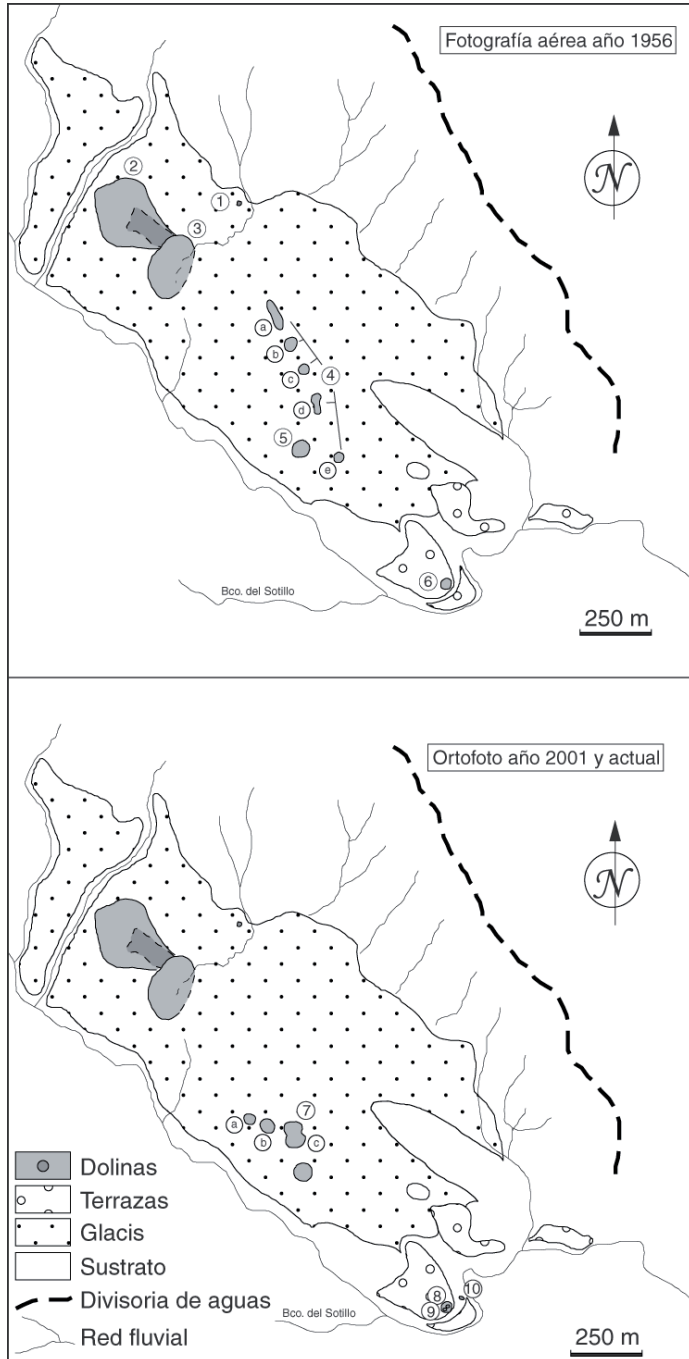


Fig. 3: a) Localización y cartografía de las dolinas identificables en las fotografías aéreas realizadas en 1956. b) Localización y cartografía de las dolinas identificables en las ortofotos realizadas en 2001 y en los trabajos de campo.



Fig. 4. Imagen de la dolina 1 tomada el 26 de octubre de 2004.

5. Dolina de planta circular de unos 60 m de diámetro. Tomando una profundidad media de 1 m podemos estimar un volumen de 2.827 m<sup>3</sup>.

6. Dolina con márgenes localmente escarpados de unos 35 m de diámetro. La morfología original se encuentra bastante alterada por la actividad antrópica. El volumen estimado para una profundidad media de 3 m es de 2.886 m<sup>3</sup>.

Dolinas identificadas en las ortofotos de 2001 y en campo (Octubre de 2004) (Fig. 3b)

7. Agrupación de dos dolinas y una uvala alineadas en la dirección N115E. Se aprecian en la ortofoto de 2001 por la diferente textura del suelo, lo que ha propiciado una práctica agrícola diferente. Aunque no se detectan en las fotografías aéreas de 1956, es probable que ya existiesen entonces. Quizás pasen desapercibidas en dichas imágenes por su escaso relieve. Sus dimensiones aproximadas de oeste a este son: 35 y 50 m de diámetro para las dolinas y 85 y 50 m de ejes mayor y menor respectivamente para la uvala.

8. Dolina de colapso reciente (en torno al año 2001) situada en el interior de la dolina 6. Posee paredes extraplomadas, planta subcircular de unos 2 m de diámetro y una profundidad de 8,3 m (Fig. 5). Con objeto de comprobar si este colapso da acceso a un sistema de cavidades subterráneas, en noviembre de 2004 se descendió al fondo del mismo con miembros de la Federación Aragonesa de Espeleología (Figs. 5 y 6). Aunque dicha posibilidad fue descartada, la inspección de la sima permitió realizar algunas observaciones de interés. En las paredes de la misma se observa una



Fig. 5. Imagen de la dolina 8 tomada durante el descenso a la cavidad de uno de los miembros de la Federación Aragonesa de Espeleología (12 de noviembre de 2004).

“falla normal” subvertical de dirección N125E y con un salto de unos 3 m que pone en contacto mecánico el depósito de gravas de la terraza (bloque SO) con sedimentos calcáreos que posiblemente pertenecen a las capas de Cabretón del Grupo Urbión (Cretácico) (Fig. 7). El depósito de terraza adyacente al plano muestra clastos reorientados con fábrica paralela al plano y algún bloque anguloso de caliza, mientras que en el sedimento calcáreo mesozoico no se observan indicios de brechificación. En este punto el depósito de terraza presenta un aumento de espesor de unos 3 m al suroeste del plano de rotura, carente de expresión superficial. La interpretación más razonable es que dicha falla corresponda al colapso de una cavidad de dirección NO-SE desarrollado durante el depósito de la terraza (subsistencia sinsedimentaria). El hecho de que la deformación afecte tanto a la cobertera detrítica cuaternaria como al sustrato calcáreo demuestra que la cavidad responsable del paleocolapso se encontraba situada en el seno del sustrato. La dolina explorada parece por tanto producto de la reactivación de un antiguo paleokarst. El fondo de la dolina está formado por un cono de detritos muy reciente generado por la acumulación del material caído de las paredes y el techo de la cavidad. En el depósito de terraza que forma las paredes extraplomadas de la sima al SO de la falla se observan grietas de descarga con una abertura de más de 10 cm que permiten anticipar el progresivo ensanchamiento que experimentarán la cavidad y la dolina en un futuro próximo. Por otra parte, en la base de la pared calcárea situada al NE de la falla se aprecia una cornisa horizontal muy nítida que trunca la estructura interna de las calizas. Esta morfología probablemente corresponda a una fracción del techo de la cavidad de disolución situada en profundidad y responsable de



Fig. 6. Vista de la dolina 8 tomada desde su interior (12 de noviembre de 2004). En la parte inferior de la fotografía se observa el ápice del cono de material detrítico acumulado en el fondo de la sima.



Fig. 7. "Falla normal" identificada en las paredes de la dolina 8 que evidencia la generación de colapsos kársticos controlados estructuralmente durante el depósito de la terraza del Barranco de Sotillo en el que se encuentra la dolina (12 de noviembre de 2004). Se observa un bloque de caliza anguloso en el interior del depósito de terraza asociado al plano de rotura.

la cavidad de hundimiento explorada. Si asimilamos la cavidad a un espacio tronco-cónico con 5 m de diámetro en su base podemos estimar un volumen de material evacuado subsuperficialmente superior a 85 m<sup>3</sup>.

9. Según indicaciones del Sr. Miguel Muñoz, a escasos metros del colapso previamente descrito se abrió años atrás otra dolina semejante que ha sido colmatada por los agricultores.

10. Dolina de colapso generada (en torno al año 2002) en una ladera a unos 8 m por encima del cauce del Barranco del Sotillo y situada entre las terrazas de 30 m y 5 m de dicho sistema fluvial. Las paredes escarpadas de la depresión están siendo afectadas por procesos de desplome descalzando y dañando la valla de protección instalada en su perímetro. Posee un diámetro de unos 4 m y una profundidad, difícil de estimar, de más de 3 m, lo que supone un volumen del orden de 38 m<sup>3</sup>. Ésta es la única dolina que se ha formado con posterioridad a la puesta en marcha de unas estaciones de bombeo cercanas que explotan el acuífero kárstico formado por las carnioles. Es muy improbable que la génesis de este colapso se haya podido ver afectada por el bombeo, ya que el nivel piezométrico de este acuífero, libre en esta zona, se encuentra a 30 m por debajo del cauce, actuando el Barranco del Sotillo como canal influente. Por esta razón, los descensos del nivel freático provocados por las captaciones difícilmente han podido afectar a la estabilidad de la cavidad responsable de este hundimiento, situada presumiblemente en zona vadosa por encima del nivel freático del acuífero kárstico.

Las principales características de las dolinas se muestran en la Tabla 1.

TABLA 1  
TIPOLOGÍA, MORFOMETRÍA Y CRONOLOGÍA DE LAS DOLINAS IDENTIFICADAS. D: DIÁMETRO; L: EJE MAYOR; L: EJE MENOR.

Dolina	Tipo	D o L, l	Superficie (m <sup>2</sup> )	Profundidad (P)	Volumen (m <sup>3</sup> )	Edad	Evidencias de actividad
1	Colapso	13	133	8	1061	1900?	no
2	Poligénica	300, 235	55.370	3 (media)	166.111	pre-1956	no
3	Poligénica	210, 135	22.266	1,5 (media)	33.399	pre-1956	no
4a	Subsidencia	125, 25	2454	0,2 (media)	491	pre-1956	no
4b	Subsidencia	50	1963	0,2 (media)	393	pre-1956	no
4c	Subsidencia	30	707	0,2 (media)	141	pre-1956	no
4d	Subsidencia	75, 25	1473	0,2 (media)	295	pre-1956	no
4e	Subsidencia	35	962	0,2 (media)	192	pre-1956	no
5	Subsidencia	60	2.827	1 (media)	2.827	pre-1956	no
6	Poligénica	35	962	3 (media)	2.886	pre-1956	no
7a	Subsidencia	35	962	0,2 (media)	192	1956-2001?	no
7b	Subsidencia	50	1963	0,2 (media)	393	1956-2001?	no
7c	Subsidencia	85, 50	3338	0,2 (media)	668	1956-2001?	no
8	Colapso	2	3	8,3	85	post-2001?	no
9	Colapso	?	?	?	?	1956-2001?	no
10	Colapso	4	12,5	3	37,5	2002?	si

### 3. ORIGEN Y EVOLUCIÓN DE LAS DOLINAS

Las dolinas 1, 8, 9 y 10, caracterizadas por presentar paredes escarpadas y una relación diámetro/profundidad baja (entre 0,24 y 1,6), son dolinas de colapso generadas por el hundimiento del techo de cavidades con un volumen superior al de la depresión. Este tipo de dolinas habitualmente se originan de forma súbita y sin previo aviso, pudiendo llegar a causar daños a personas (Gutiérrez, 2003, 2004). Estas depresiones pueden formarse a partir de dos tipos de cavidades:

- La karstificación del sustrato carbonatado bajo la cobertera aluvial, generalmente controlada estructuralmente, puede dar lugar a conductos o fisuras (*grikes*) de disolución (Figs. 8a). Como consecuencia de la pérdida de soporte basal, los materiales detríticos suprayacentes tienden a deformarse gravitacionalmente y migrar a través de estas vías preferenciales de flujo. Cuando la cobertera posee cierta cohesión y rigidez, ésta se deforma de manera frágil mediante desplomes, dando lugar a una **cavidad de hundimiento** en el seno del depósito aluvial. Estas cavidades, que generalmente poseen un techo con geometría en cúpula, tienden a progresar hacia la superficie mediante sucesivos desplomes favorecidos por grietas de descarga. Cuando eventualmente el peso de los materiales suspendidos sobre la cavidad supera a su resistencia mecánica, se produce el colapso manifestándose en superficie lo que en la bibliografía internacional generalmente se conoce como **dolina por colapso de cobertera** (*cover-collapse sinkhole*) (Beck, 2004) (Fig. 8a).

- También cabe la posibilidad de que existan cavidades de disolución (cuevas) en el seno del sustrato soluble (Fig. 8b). El hundimiento de los materiales carbonatados y detríticos que forman el techo de estas cavidades da lugar en superficie a dolinas con características morfológicas semejantes a las del escenario anterior. Dado que en estas situaciones los procesos de hundimiento también afectan a los materiales del sustrato, a este tipo de dolinas se las conoce como **dolinas por colapso de sustrato y cobertera** (*cover and bedrock-collapse sinkhole*). En estos casos el hundimiento del techo de la cavidad podrá ser único o episódico, formándose la dolina por un sólo desplome, o por sucesivos episodios que provocan el avance de la cavidad hacia la superficie hasta la aparición de la dolina de colapso. La dolina 8, en la que el hundimiento también afecta a las calizas mesozoicas, es atribuible a este subtipo (Fig. 8b).

Generalmente, las paredes escarpadas de estas dolinas de colapso tienden a reducir su inclinación por procesos de caída, vuelco, deslizamiento y erosión hídrica, con el consecuente aumento del diámetro de la depresión. Por esta razón, es conveniente que las balizas y vallas de protección se coloquen a cierta distancia de los márgenes de la dolina.

Muy posiblemente las dolinas 4(a-e), 5 y 7(a-c) son debidas a un proceso de subsidencia lento provocado por el rebajamiento diferencial del techo del sustrato por corrosión y el desarrollo de conductos de disolución por los que migran las partículas de la cobertera. Este tipo de dolinas comúnmente

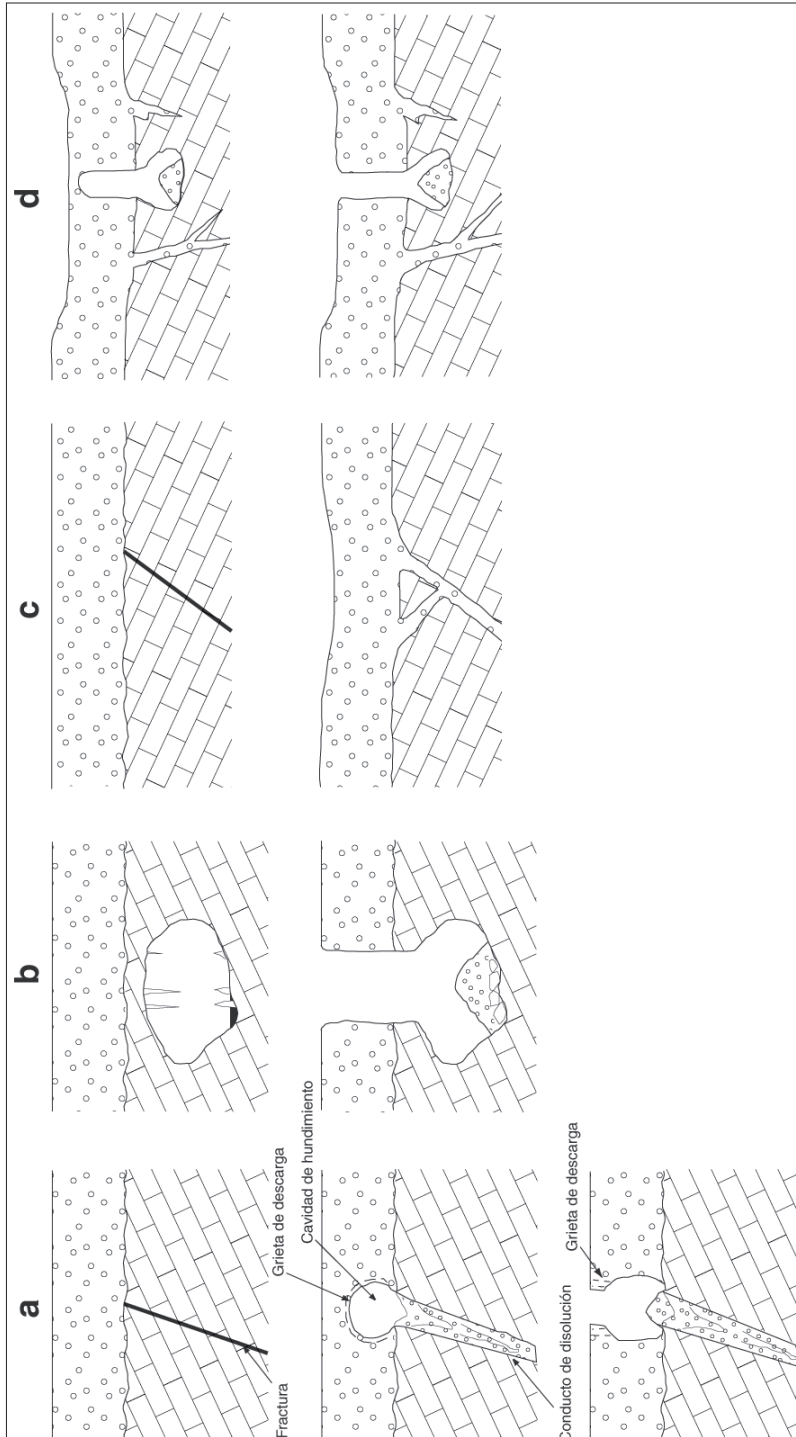


Fig. 8: a) Generación de una dolina por colapso de cobertera (cover-collapse sinkhole). b) Generación de una dolina por colapso de sustrato y cobertera (cover and bedrock-collapse sinkhole). c) Generación de una dolina por subsidencia lenta de cobertera (cover-subsidence sinkhole). d) Generación de un ejemplo de dolina poligénica (polygenic sinkhole) siguiendo la terminología de Beck (2004).



se denominan **dolinas por subsidencia de cobertera** (*cover-subsidence sinkhole*) (Beck, 2004) y se caracterizan por presentar una relación diámetro/profundidad mucho mayor que las de colapso y márgenes poco escarpados (Fig. 8c). La evacuación del material detrítico del depósito aluvial a través de conductos de disolución puede llevarse a cabo mediante diversos tipos de procesos (flujos hídricos, flujos de sedimento viscosos o granulares, desplomes) que en conjunto suelen designarse con términos como erosión mecánica subsuperficial, *piping* o *ravelling*. En este tipo de dolinas, a diferencia de las de colapso, la cobertera se comporta de forma dúctil, acomodándose a medida que el material granular se desplaza subsuperficialmente.

Lógicamente, en la génesis de determinadas dolinas de un karst cubierto o aluvial han podido intervenir de forma combinada varios de los procesos y mecanismos arriba mencionados, dando lugar a lo que Beck (2004) denomina dolinas poligénicas (Fig. 8d). A este tipo de dolinas, que generalmente presentan tamaños y geometrías diferentes a los tipos previamente mencionados, pueden corresponder las dolinas 2, 3 y 6. Así por ejemplo, en la dolina 6, además de actuar el asentamiento gradual de la cobertera, se han producido fenómenos de colapso dando lugar a las dolinas 8 y 9 que alberga en su interior, encontrándose actualmente la primera de ellas colmatada.

#### 4. CONSIDERACIONES FINALES

Las direcciones de las alineaciones de dolinas, la orientación de sus ejes mayores y el rumbo de la estructura de colapso observada en el interior de una de las dolinas indican que tanto los procesos de karstificación como los de hundimiento están controlados por estructuras NO-SE, coincidiendo esta dirección con la orientación principal de las estructuras en la zona. El volumen estimado de forma conservadora para las dolinas identificadas (~209.171,5 m<sup>3</sup>) indica que el rebajamiento medio que han experimentado las superficies aluviales afectadas (~1,25 km<sup>2</sup>) desde su formación por procesos de subsidencia es superior a 16 cm. El desconocimiento de la edad de la terraza del Barranco del Sotillo situada a 30 m sobre el cauce y del glacis correlativo imposibilita transformar este valor en una tasa de rebajamiento medio.

Las cartografías de las dolinas identificadas en la actualidad y en las fotografías aéreas de 1956 revelan cómo en un intervalo de aproximadamente medio siglo estas morfologías han experimentado cambios importantes, desapareciendo unas y originándose otras. La degradación de las dolinas está fundamentalmente relacionada con alteraciones provocadas en la topografía por prácticas agrícolas. La formación en los últimos años de varios colapsos en las cercanías del Barranco del Sotillo demuestra la funcionalidad actual de los procesos de hundimiento en este sector. Es muy improbable que los bombeos iniciados recientemente en las inmediaciones hayan podido influir en la formación de estas dolinas por encontrarse el nivel piezométrico del acuífero kárstico 30 m por debajo del cauce del Sotillo y hasta 60 m por debajo de las dolinas.

Las observaciones realizadas en las dolinas de colapso 8 y 10 indican que estas dolinas continuarán ampliando su diámetro. Sería recomendable señalar el colapso 8 con una baliza alejada de sus márgenes con el fin de evitar que alguna persona o animal pueda caer en su interior.

Diversos aspectos como la existencia de dolinas de colapso con volumen y profundidad elevadas, paleocolapsos que afectan tanto a la cobertera detrítica como al sustrato, o conductos de disolución por los que manan flujos de aire caliente y húmedo, indican la existencia de sistemas de cavidades en el interior de sustrato a las que desafortunadamente no se ha tenido acceso.

La actividad relativamente elevada que presenta la subsidencia en la zona de estudio, considerando que se trata de un karst carbonatado, indican que la probabilidad de que se formen nuevas dolinas en un futuro próximo no es despreciable. Obviamente la mejor manera de evitar posibles daños a personas y bienes sería anticipar el lugar y el momento en el aparecerán las futuras dolinas. Aunque en la actualidad la predicción temporal de este tipo de fenómenos es inviable, sí que pueden plantearse algunas consideraciones sobre la posible distribución espacial de las futuras dolinas. Por una parte, parece que el fondo de la dolina 6, en el que se han formado dos colapsos recientemente, es una zona especialmente proclive a verse afectada por este tipo de inestabilidades. Por otra parte, la distribución espacial de las dolinas y uvalas cartografiadas sugiere que las bandas que definen las alineaciones de las dolinas son zonas relativamente más susceptibles que el resto. También existe la posibilidad de recurrir a la aplicación de métodos de geofísica con el fin de detectar la existencia de cavidades que no han llegado a manifestarse en superficie. El georadar permitiría identificar vacíos con bastante precisión situados a escasa profundidad. La tomografía eléctrica, aunque de interpretación más compleja, puede ser utilizada para la prospección de cavidades a mayor profundidad. La microgravimetría también permitiría detectar vacíos dentro de unos rangos limitados de tamaño y profundidad (Hoover, 2003).

## **AGRADECIMIENTOS**

Los autores desean agradecer a los espeleólogos Mario Gisbert y Marcos Pastor (Federación Aragonesa de Espeleología) la colaboración prestada para el reconocimiento del fondo de una de las dolinas de colapso existentes en la zona de estudio y agradecen a D. Miguel Muñoz el haber compartido con nosotros sus conocimientos geológicos sobre la zona estudiada. Este trabajo ha sido subvencionado por el proyecto de investigación CGL2004-02892/BTE del Ministerio de Educación y Ciencia cofinanciado con fondos FEDER.

## **BIBLIOGRAFÍA**

Beck, B.F., 2004. Soil piping and sinkhole failures. In: White, W.B. (Ed.). *Encyclopedia of Caves*. Elsevier. Nueva York, 523-528.

- Coloma, P., 1999. *Funcionamiento Hidrogeológico de las Cuencas Riojanas Orientales: Iregua, Leza, Cidacos y Albama*. Ciencias de La Tierra I.E.R. (21). 1-506.
- Eraso, A., 1989. Problemas geotécnicos de presas construidas en terrenos kársticos. En: Durán, J.J., López-Martínez, J. (Eds.). *El karst en España*. Monografías de la Sociedad Española de Geomorfología. (4), 361-371.
- Ford, D.C., Williams, P., 1989. *Karst Geomorphology and Hydrology*. Unwin Hyman. 1-601.
- Gómez, J.J., Goy, A., 1998. Las unidades litoestratigráficas del tránsito Triásico-Jurásico en la región de Lécerca (Zaragoza). *Geogaceta*. (23), 63-66.
- Gutiérrez, F., 2003. El riesgo de dolinas de subsidencia en terrenos evaporíticos. *Historia Natural*. (3), 52-60.
- Gutiérrez, F., 2004. El riesgo de dolinas de subsidencia en terrenos evaporíticos. Investigación y mitigación. En: Nisio, S., Panetta, S., Vita, L. (Eds.). *Stato dell'arte sullo studio dei fenomeni di sinkholes e ruolo delle amministrazioni statali e locali nel governó del territorio*. Apat-Dipartimento Difesa del Suolo, 367-378.
- Gutiérrez, F., Ortí, F., Gutiérrez-Elorza, M., Pérez-González, A., Benito, G., Gracia-Prieto, J., Durán, J.J., 2001. The stratigraphical record and activity of evaporite dissolution subsidence in Spain. *Carbonates and Evaporites*. (16, 1), 46-70.
- Gutiérrez, F., Calaforra, J.M., Cardona, F., Ortí, F., Durán, J.J., Garay, P., 2004a. El karst en las formaciones evaporíticas españolas. En: Andreo, B., Durán, J.J., (Eds.). *Investigaciones en sistemas kársticos españoles*. IGME, Madrid, 49-87.
- Gutiérrez, F., Lucha, P., Guerrero, J., 2004b. La dolina de colapso de la casa azul de Calatayud (noviembre de 2003). Origen, efectos y pronóstico. En: Benito, G., Díez Herrero, A., (Eds.). *Riesgos naturales y antrópicos en Geomorfología*. VII Reunión Nacional de Geomorfología. Toledo, 477-488.
- Hoover, R.A., 2003. Geophysical choices for karst investigations. En: Beck, B.F. (Ed.). *Sinkholes and the engineering and environmental impacts of karst*. ASCE, Reston, 529-538.
- IGME, 1982. Mapa Geológico de España. E. 1:50.000. *Cervera del Río Albama (Hoja n° 281)*. Servicio de publicaciones del Ministerio de Industria y Energía. Madrid.
- Milanovic, P., 2000. *Geological engineering in karst*. Zebra, Belgrado, 1-347.
- Morillo, M.J., Meléndez, F., 1979. El Jurásico de La Alcarria, La Mancha. *Cuadernos de Geología*. (10), 149-166.
- Pellicer, F. (1997). El karst: cuevas, simas y dolinas. En: Nueva Rioja S.A. (Ed.). *Naturaleza de La Rioja*, 89-104.

- Pulgar, J.A., Gutiérrez Claverol, M., Torres Alonso, M., 1999. Constitución geológica y características geotécnicas del subsuelo urbano de La Tendencia-Ventanielles (Oviedo). *Trabajos de Geología*. (21), 295-307.
- Sweeting, M.M., 1972. *Karst landforms*. Macmillan Press, 1-362.