



**DISTRIBUCIÓN ESPACIAL, MORFOMETRIA Y ACTIVIDAD
DE LA SUBSIDENCIA POR DISOLUCION DE EVAPORITAS
EN UN CAMPO DE DOLINAS DE COLAPSO
(VALLE DEL EBRO, ZARAGOZA)**

*Spatial distribution, morphometry and subsidence activity due to evaporite
dissolution in a collapse sinkhole field (Ebro Valley, Zaragoza)*

C. Maldonado, F. Gutiérrez-Santolalla, M. Gutiérrez-Elorza y G. Desir

*Dpto. de Ciencias de la Tierra. Facultad de Ciencias. Universidad de Zaragoza. 50009 Zaragoza
Fax: 976 76 10 88, teléfono: 976 76 10 90, E-mail: fguiter@posta.unizar.es*

Resumen: Se estudia un campo de dolinas aluviales de colapso (158 dolinas en 0,25 km²) generado por la karstificación intraestratal de evaporitas en el sector central de la Depresión del Ebro. Las dolinas muestran una dirección de alargamiento y alineación preferente N130-140E claramente controlada por el diaclasado. La elaboración en campo de una cartografía de detalle ha permitido analizar la morfometría y distribución espacial de las dolinas, así como estimar un valor medio de rebajamiento por subsidencia. Se ha evaluado la actividad de la subsidencia mediante un seguimiento sistemático del campo de dolinas. Los registros de precipitación suministrados por una Estación Experimental de Erosión de Suelos situada a unos 2 km han permitido comprobar el papel determinante que juegan las tormentas en el desencadenamiento de colapsos.

Palabras clave: *Depresión del Ebro, subsidencia, colapso, evaporitas, riesgo geológico, morfometría, karst.*

Abstract: In the Ebro Depression, a sinkhole field covering 0.25 km² with 158 collapse dolines has been studied. The subsidence features are related to the intraestratal dissolution of evaporite sediments mantled by a thin alluvial cover. Both, the elongation and alignment of the sinkholes is markedly controlled by a regional joint set trending N130-140E. Based on a detailed map elaborated in the field, the morphometry and spatial distribution of the sinkholes have been analysed. A mean value of land lowering due to solution-induced subsidence has been estimated. The activity of the sinkhole field has been assessed through periodic field surveys. The continuous precipitation record supplied by a soil erosion experimental plot located 2 km apart has allowed to prove the relevant role that storm events play in the generation of collapse sinkholes. A single storm event of 47,6 mm, lasting 48 minutes, with a maximum intensity of 108 mm/h triggered 13 sinkholes.

Key words: *Ebro Depression, subsidence, collapse, evaporite, geohazard, morphometry, karst.*



Maldonado, C.; Gutiérrez-Santolalla, F.; Gutiérrez-Elorza, M. y Desir, G. (2000). Distribución espacial, morfometría y actividad de la subsidencia por disolución de evaporitas en un campo de dolinas de colapso (Valle del Ebro, Zaragoza). *Rev. C. & G.*, 14 (3-4), 9-24. © SEG. A.E.Q.U.A. GEO-FORMA Ediciones

1. Introducción

Las formaciones evaporíticas en contacto con flujos subterráneos se disuelven a gran velocidad,

pudiendo dar lugar a vacíos subsuperficiales y a la subsidencia de los sedimentos suprayacentes. En el centro de la Depresión del Ebro existen extensos afloramientos evaporíticos constituidos fundamen-

talmente por sedimentos yesíferos como la Formación Yesos de Zaragoza (Quirantes, 1978). Esta formación presenta una paragénesis mineral formada por yeso/anhidrita y minerales altamente solubles como glauberita $[\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2]$, thenardita $[\text{Na}_2\text{SO}_4]$ y halita $[\text{NaCl}]$ (Ortí et al., 1989; Ortí, 1997; Ortí y Salvany, 1997). Las solubilidades del yeso y de la halita en agua a 25°C y 1 atm de presión son de 2,4 y 360 gr/l (Ford y Williams, 1989). Estos valores de solubilidad son respectivamente entre unas 183 y 25000 veces mayores que el de la calcita (Jackus, 1977), lo que justifica la ostensiblemente mayor intensidad y celeridad con que actúan los procesos kársticos en las rocas evaporíticas frente a las carbonatadas; la solubilidad de la thenardita es aún mayor, alcanzando 427 gr/l (Margalef, 1983).

Estas facies evaporíticas, en buena parte de su extensión, están revestidas por una cobertera detrítica aluvial correspondiente a depósitos de glacis, terraza, relleno de val o cono de deyección. Es precisamente en este escenario de karst cubierto o aluvial en el que los fenómenos de subsidencia por disolución son más frecuentes y donde tiende a concentrarse el desarrollo de las actividades humanas (Gutiérrez y Gutiérrez,

1998). Así, en diversos sectores de la Depresión del Ebro, y en especial en Zaragoza y su entorno, la subsidencia causa numerosos daños que implican cuantiosas pérdidas materiales (Benito et al., 1995; Soriano y Simón, 1995; Gutiérrez y Gutiérrez, 1998), y que afectan a construcciones, todo tipo de infraestructuras y diversas actividades como la agricultura. Estos fenómenos son especialmente peligrosos, pudiendo comprometer la seguridad humana, cuando se manifiestan de forma súbita mediante la generación de simas o colapsos (Figura 1).

En estos terrenos evaporíticos, la forma de planificación más rentable es la aplicación de medidas encaminadas a eludir las zonas de mayor riesgo de subsidencia. Para que esta planificación sea efectiva es preciso detectar las zonas afectadas por subsidencia y predecir aquellas zonas donde exista una mayor probabilidad de que ésta actúe. Esta labor podrá ser tanto más acertada, cuanto mayor sea nuestro conocimiento sobre distintos aspectos relacionados con este fenómeno: distribución espacial, pautas de evolución espacio-temporal, procesos que intervienen en el fenómeno de subsidencia y factores extrínsecos e intrínsecos que controlan la subsidencia.



Figura 1. Cartel alertando de la frecuente formación de colapsos en las inmediaciones del Burgo de Ebro, margen derecha del Valle del Ebro.
Figure 1. Warning signal of collapse risk in the surroundings of El Burgo de Ebro village.

En este trabajo se estudia en profundidad un campo de dolinas de colapso que presenta una elevada actividad. Mediante la elaboración de una cartografía a escala 1:1.000, el análisis morfométrico del conjunto de dolinas y su seguimiento temporal, se pretende realizar algunas aportaciones que contribuyan a un mejor conocimiento de este riesgo geológico.

2. Situación del área de estudio y antecedentes

Se analiza un campo de dolinas de colapso desarrollado en la margen izquierda del Valle del Ebro, cerca de su confluencia con el río Gállego

(Figura 2). Geológicamente, la zona objeto de estudio se encuentra en el sector central de la Depresión del Ebro, cuenca de antepaís meridional del orógeno pirenaico. En este sector, el relleno de la cuenca está constituido por una secuencia evaporítica oligo-miocena de varios cientos de metros de espesor, denominada Formación Yesos de Zaragoza (Quirantes, 1978; Riba *et al.*, 1983, Ortí, 1990). Estos sedimentos fueron depositados en un extenso sistema lacustre evaporítico de elevada concentración, en el que la salinidad alcanzó el estadio de precipitación de los cloruros. Según el mapa de distribución de facies evaporíticas de Ortí (1990), el área de estudio se localiza dentro del sector donde el yeso supera el 80% de la formación

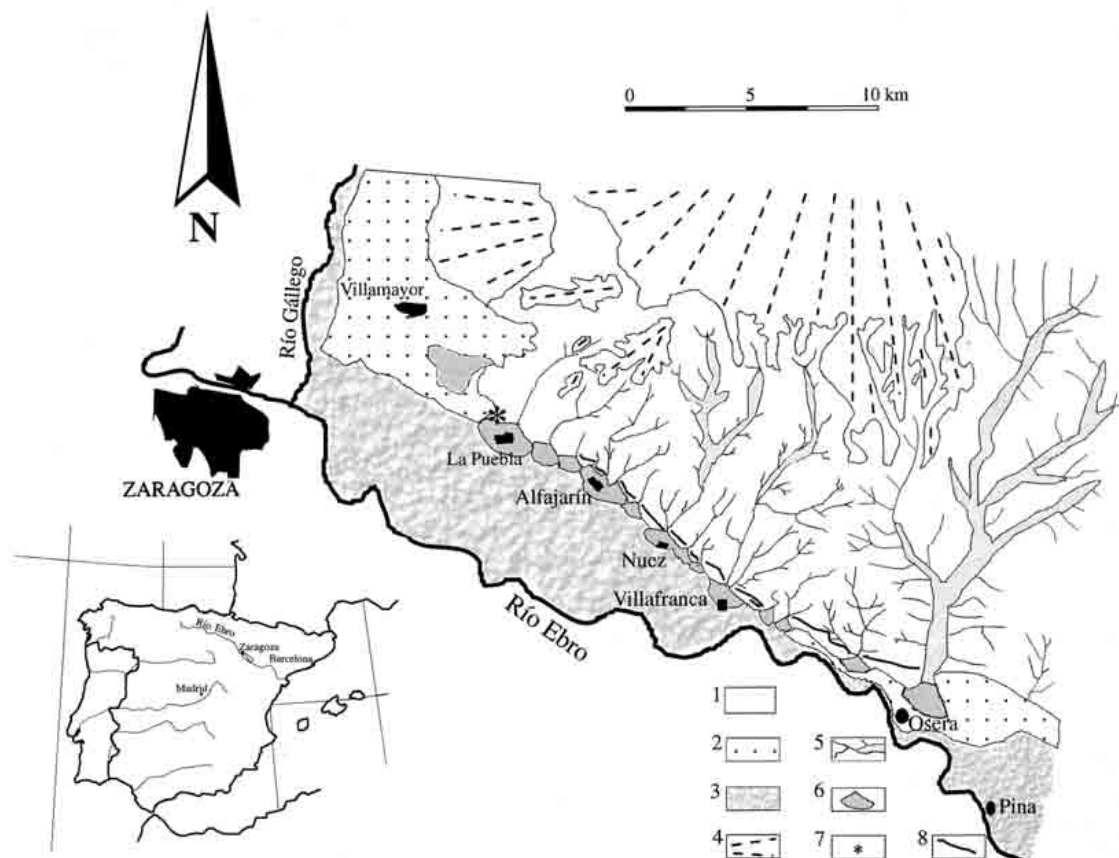


Figura 2. Marco geomorfológico del área de estudio. 1: Relieves en yesos terciarios, 2: Terrazas bajas, 3: Llanura de inundación, 4: Niveles de glacis, 5: Barrancos de incisión lineal y valles de fondo plano, 6: Conos de deyección, 7: Campo de dolinas de La Puebla de Alfindén, 8: Escarpe en yesos.

Figure 2. Geomorphological setting of the study area. 1: Reliefs of Tertiary gypsum, 2: Lower terrace levels, 3: Floodplain, 4: Pediment levels, 5: Gullies and flat bottom valleys, 6: Alluvial fans, 7: Sinkhole field, 8: Gypsum scarp.

evaporítica y se reconoce la presencia de facies de halita y sulfato sódico.

En afloramiento, las evaporitas de la zona estudiada están constituidas por yesos en facies laminado-nodular con intercalaciones margosas. Este yeso de origen secundario procede del reemplazamiento de anhidrita (por hidratación) y glauberita (por disolución incongruente) (Ortí y Salvany, 1997). En subsuperficie, como demuestran los datos de sondeo, la secuencia evaporítica además de yeso y anhidrita contiene niveles importantes de halita y sulfatos sódicos (glauberita y thenardita) (Mandado et al., 1984; García-Veigas et al., 1994; Esnaola et al., 1995; Ortí y Salvany, 1997; Benito et al., 1998). Un aspecto litoestratigráfico local que puede ejercer un control relevante en el desarrollo del campo de dolinas estudiado, es la presencia en la base de la secuencia yesífera aflorante, aguas abajo del valle, de una unidad de margas y arcillas de más de 15 m de espesor (Gutiérrez et al., 1994). El techo de esta unidad impermeable e insoluble, caso de que se extienda aguas arriba del valle, estaría situado a unos 30 m por debajo del campo de dolinas.

Estos sedimentos terciarios presentan una disposición subhorizontal, estando afectados por grandes pliegues muy laxos, pequeñas fallas de reajuste y acomodación (Quirantes, 1978) y por diversas familias de diaclasas (Arlegui, 1996). A gran escala, en este sector del Valle del Ebro, los sedimentos terciarios forman un gran sinclinal cuyo eje se sitúa a lo largo del valle y los buzamientos en ambos flancos no superan los 3° (Quirantes, 1978). Arlegui (1996), en un minucioso estudio sobre las estructuras de deformación frágil que afectan a los sedimentos terciarios del sector central de la Cuenca del Ebro, reconoce dos familias principales de diaclasas verticales, de direcciones NW-SE y N-S. Diversos autores han puesto de manifiesto el importante control morfogenético que ejerce el diaclasado de dirección NW-SE, en este sector de la Depresión del Ebro (Quirantes, 1978; Benito, 1989; Gutiérrez et al., 1994; Arauzo y Gutiérrez, 1994; Arlegui y Soriano, 1996).

Presumiblemente, durante el Neógeno superior se produjo el paso al exorreísmo de este sector de la Cuenca del Ebro (Gutiérrez y Peña, 1994). En estas nuevas condiciones exorreicas se han desarrollado los sistemas aluviales responsables de la disección de los sedimentos del relleno de la cuen-

ca y de la generación de secuencias escalonadas de niveles aluviales. Estos niveles aluviales están representados por terrazas, glacis, rellenos de vales y conos de deyección, en cuyos depósitos quedan registrados una amplia variedad de fenómenos de subsidencia relacionados con la karstificación subyacente del substrato evaporítico (Rodríguez Vidal, 1986; Arauzo y Gutiérrez, 1994, 1995; Gutiérrez y Gutiérrez, 1998; Benito et al., 1998, 2000).

Aguas abajo de Zaragoza, el Valle del Ebro muestra una acusada asimetría entre ambos márgenes. En la margen derecha, Soriano (1990) ha reconocido 8 niveles de terraza, mientras que en la margen opuesta domina un prominente escarpe en yesos y tan sólo quedan algunos restos de los niveles de terraza más recientes (T_2 y T_3) (Benito, 1989) (Figura 2). El escarpe yesífero de la margen izquierda, con desniveles de más de 120 m, sigue una traza rectilínea a lo largo de unos 16 km con rumbo N145E, similar a la dirección de los fotolineamientos descritos por Arlegui (1996).

En la margen izquierda, adosados al escarpe y a los relieves yesíferos, y solapando a depósitos de terraza, se desarrollan abanicos aluviales y pequeños glacis de acumulación en las zonas de interabanico (Rodríguez Vidal, 1986; Arauzo y Gutiérrez, 1994). En una de estas zonas de interabanico, se ha generado el campo de dolinas objeto de estudio, al que se le ha denominado «Campo de dolinas de La Puebla de Alfindén» (Figura 2). Este se encuentra situado en el término municipal de La Puebla de Alfindén, unos 10 km al Este de la ciudad de Zaragoza. Estas dolinas afectan a una zona de interabanico asociada a unos relieves yesíferos, provista de una cobertera detrítica de limos yesíferos con clastos que se superpone y posiblemente interdigita con una terraza del río Ebro situada a 20 m sobre el cauce. Esta terraza se corresponde con el nivel T_3 de la cartografía de Benito (1989). En este campo de dolinas se encuentran un gran número de formas exokársticas generadas por subsidencia (Figura 3), lo que permite un detallado análisis espacial y morfométrico de las mismas. Teniendo en cuenta la elevada actividad que presenta, su estudio puede ser de gran utilidad para profundizar en el conocimiento de los procesos y factores que intervienen en los fenómenos de subsidencia, así como sus pautas de evolución espacio-temporal.



Figura 3. Vista aérea de parte del Campo de dolinas de La Puebla de Alfindén. 1: Uvala central, con dos segmentos diferenciados, 2: Uvala alargada en la dirección del diaclasado, 3: Torre eléctrica en el borde de una dolina; las flechas indican otras dolinas de menor tamaño.

Figure 3. Aerial view of the La Puebla de Alfindén sinkhole field. 1: Central uvala, with two differentiated segments, 2: Uvala enlarged in the direction of the prevalent joint set, 3: Electrical tower in the margin of a sinkhole border; arrows show minor sinkholes.

Respecto a las condiciones climáticas, estas pueden clasificarse como propias de un ambiente morfoclimático semiárido. La Estación Experimental de Erosión de Suelos de La Puebla de Alfindén, situada 2 km al Norte, registra una precipitación media anual de 350 mm/año que se concentra en dos máximos pluviométricos de características tormentosas, en primavera y otoño. La temperatura media es de 15°C y la evapotranspiración potencial de 760 mm/año (Gutiérrez *et al.*, 1995).

3. Metodología

Para el estudio del campo de dolinas se ha realizado, mediante cartografía en campo, un mapa de detalle a escala 1:1.000. Para poder trabajar con una precisión acorde con la escala ha sido preciso emplear diversas técnicas. En primer lugar se recurrió a los servicios de un topógrafo, que a partir de datos tomados sobre el terreno con un teodolito Wild T-1 de precisión 20" centesimales y un Distanciómetro Wild

DI-1000 de lectura de 1 mm y precisión de 2 mm +/- 2 ppm, realizó un esquema topográfico de una gran parte del campo de dolinas. Posteriormente, se completó este esquema utilizando en campo una ampliación a escala 1:1.000 de la ortofoto del Centro de Gestión Catastral y Cooperación Tributaria E503840401 de escala 1:5.000. En esta ampliación se han cartografiado todas las morfologías observadas generadas por subsidencia, como dolinas y grietas (Figura 4). De cada una de las formas presentes se confeccionó una ficha con un código de identificación, en la que se anotaban sus dimensiones, geometría, dirección de alargamiento y otros aspectos importantes como las características de la vegetación desarrollada en el interior de las dolinas. Esta última puede suministrar información de interés acerca de la edad relativa de las dolinas y su actividad, según el tipo de vegetación y su desarrollo, o a partir de indicios de inestabilidad como troncos inclinados o con correcciones en su trayectoria. Probablemente la aplicación de técnicas dendrocronológicas podría arrojar datos de interés sobre la antigüedad de algu-



Figura 4. Cartografía del Campo de dolinas de La Puebla de Alfindén. Última actualización realizada el 21 de octubre de 1999.
Figure 4. Map of the La Puebla de Alfindén sinkhole field. Updated on October 21st, 1999.

nos colapsos. Por otra parte, con la ayuda de un espeleólogo, se realizó un reconocimiento del endokarst a través de varios puntos de acceso situados en grietas y dolinas (Figura 4).

A partir de los datos recogidos de cada una de las formas existentes, se ha realizado un análisis morfométrico del campo de dolinas con la intención de deducir algunas conclusiones acerca de los factores que controlan tanto la karstificación subsuperficial como la subsidencia. Este tipo de análisis morfométricos de campos de dolinas generadas por subsidencia, cuya aplicación precisa de la elaboración previa de cartografías de campo detalladas, constituyen, a esta escala y dentro del área de estudio, un avance novedoso respecto a los clásicos estudios descriptivos basados en alguna de las numerosas clasificaciones existentes. Esta metodología cuantitativa puede suministrar datos objetivos de interés sobre las características del campo de dolinas y la distribución espacial de sus elementos.

Para caracterizar morfométricamente el Campo de dolinas de La Puebla de Alfindén se ha seguido el clásico estudio de Williams (1972). Esta técnica ya ha sido utilizada por Gracia (1987, 1990, 1991), en la Cordillera Ibérica, para comparar distintos campos de dolinas desarrollados en materiales calcáreos.

Para estudiar la evolución temporal de las formas se ha llevado a cabo, tomando como base la cartografía del campo de dolinas, un seguimiento periódico tanto cartográfico como fotográfico. Para este último se realizaron dos tipos de fotografías, unas más generales y otras de mayor detalle de aquellas zonas más activas. Con el fin de garantizar la repetitividad se tomaron desde puntos fijos marcados por agujas de erosión.

Esta actividad se ha intentado correlacionar con los datos meteorológicos de la Estación Experimental de Erosión de Suelos de La Puebla de Alfindén, dotada de una estación meteorológica de registro continuo que mide la precipitación en intervalos de 2 minutos.

4. Resultados

4.1 Características del campo de dolinas. Endokarst y exokarst

De acuerdo con Gracia (1991), «campo de dolinas» puede definirse como un área de extensión

variable en cuyo interior se observa una agrupación preferencial de dolinas con respecto a las áreas circundantes. En el caso del Campo de dolinas de La Puebla de Alfindén, con una superficie de 0,25 km², se han detectado un total 158 dolinas mayoritariamente de colapso. Este es probablemente el lugar de la Depresión del Ebro donde existe una mayor densidad de dolinas de colapso.

En los trabajos realizados sobre procesos de karstificación en el sector central del Valle del Ebro (Gutiérrez y Arauzo, 1997; Gutiérrez y Gutiérrez, 1998), la subsidencia generalmente se ha observado afectando únicamente a la cobertera detrítica, concentrándose los procesos de disolución en el techo del substrato evaporítico. Sin embargo, en el campo de dolinas estudiado la subsidencia afecta tanto a la cobertera de limos yesíferos como a los yesos del substrato (Figuras 5 y 6), de forma que las cavidades generadas por disolución se forman en profundidad dentro de la secuencia evaporítica, pudiéndose caracterizar como un karst de tipo intraestratal (Jennings, 1985; Ford y Williams, 1989; Klimchouk, 1996).



Figura 5. Margen de una dolina de colapso formada junto a una pista. Se observan grietas de descarga y un escalón que evidencian la inestabilidad de esta pared extraplomada.

Figure 5. Margin of a collapse sinkhole formed next to a track. Note the unloading cracks and a step showing the instability of the overhanging wall.

El acceso al endokarst a través de los diversos puntos indicados en el mapa (Figura 4) nos ha permitido realizar algunas observaciones interesantes acerca del proceso de hundimiento. Se ha progresado hasta 10 m de profundidad sin alcanzar el nivel freático. Las cavidades exploradas son el resultado de la propagación hacia la superficie, mediante procesos de colapso, del techo de cavidades generadas por disolución a mayor profundidad. Probablemente, esta karstificación intraestratal puede estar controlada por la existencia del citado tramo arcilloso impermeable o por la presencia de un nivel evaporítico altamente soluble (halita o sulfatos sódicos). Aunque carecemos de datos de subsuperficie en el entorno inmediato de la zona de estudio, diversos sondeos practicados en puntos cercanos han demostrado la presencia de estas sales altamente solubles a relativamente escasa profundidad. A unos 25 km al Norte, un sondeo mecánico de prospección ha penetrado una unidad de halita de 120 m de espesor (Torrescusa y Klimowitz, 1990), que de tener continuidad lateral hacia el sector estudiado y mantener una disposición horizontal, se situaría a unos 100 m de profundidad respecto al nivel del río Ebro. Por otra parte, en la zona de Remolinos-Torres de Berrellén, a unos 25 km aguas arriba en el Valle del Ebro, afloran algunas capas de sal y un nivel de 12 m de halita próximo a la superficie está siendo explotado en la actualidad (Esnaola et al., 1995; Benito et al., 1998). Cabe destacar que aguas con halita en disolución pueden multiplicar por 4 la solubilidad del yeso (Ponsjack, 1940).

Las cavidades exploradas muestran abundantes indicios de inestabilidad, observándose megabrechas de colapso recientes y bloques en posición metaestable. Algunas cavidades, sin llegar a tener expresión superficial, son claramente lineales mostrando un claro control por el diaclasado. En las paredes se observan acumulaciones de arcilla y limo marrones y formas de disolución diferencial en los yesos nodulares, encontrándose los nódulos de yeso alabastrino más deprimidos que su matriz.

Puntualmente, los yesos están cubiertos por un película pulida de margas con estrías que pueden ser el resultado de la cizalla y fricción en planos de rotura gravitacional. También se han detectado grietas de más de 5 cm de anchura rellenas de limos procedentes del lavado de la cobertera detrítica superficial. A pesar de la inestabilidad del techo de estas cavidades, localmente se han desarrollado espeleotemas lineales de pequeño porte asociados a diaclasas.



Figura 6. Dolina de colapso que afecta a limos yesíferos y al substrato evaporítico, originada tras la tormenta del 15/10/99.

Figure 6. Collapse sinkhole affecting to the gypsiferous silts and the evaporitic bedrock. Its formation was triggered by the 15/10/99 storm.

A grandes rasgos, las superficies de rotura en los sedimentos yesíferos adoptan geometrías en cúpula o bóveda. En los puntos donde la propagación del techo de estas cavidades alcanza la superficie, se produce el hundimiento de la parte central de la cúpula formando dolinas de colapso. La rotura en los limos yesíferos generalmente tiene lugar mediante superficies con geometría cilíndrica (Figura 6). En los márgenes de algunas dolinas es frecuente observar paredes verticalizadas en limos yesíferos cohesivos de hasta 3 m, que dan paso a extraplomos o voladizos en los sedimentos yesíferos infrayacentes (Figura 5). En el entorno de estos colapsos activos generalmente se desarrollan sistemas concéntricos de grietas de descarga. Estos planos de discontinuidad, junto con el diaclasado, favorecen el crecimiento de las dolinas mediante vuelcos y desplomes (Benito, 1993). En las doli-

nas que aparentemente no presentan actividad, las paredes de limos yesíferos han evolucionado a taludes inclinados hasta alcanzar el ángulo de reposo del material.

Las dolinas del campo estudiado muestran gran variedad de tamaños. Tienen una profundidad media de 1,02 m, si bien los valores de profundidad fluctúan entre 0,1 y 4 m. Observando la cartografía destaca la presencia de una gran uvala central (Figura 4), con 850 m de longitud y hasta 150 m de ancho. Esta uvala, que ocupa una buena parte del área total del campo (15,58%), contrasta con la presencia de otras dolinas de menor tamaño, con diámetros incluso inferiores a 1 m. Se trata de una gran depresión cerrada, bien delimitada, que alberga abundante vegetación arbórea y arbustiva (*Populus sp.*, *Ulmus sp.*, *Crataegus sp.*, *Robus sp.*, *Tamarix sp.*). Siguiendo su perímetro se pueden encontrar taludes de 3 m de altura. A su vez, en su interior se localizan dolinas de gran tamaño con profundidades de hasta 4 m y 10 m de diámetro. En esta uvala, resultado de la coalescencia de diversas dolinas, se diferencian dos segmentos alargados de dirección N075E y N136E. Además de ésta, se reconocen otras de menor tamaño producto de la coalescencia de colapsos a menudo alineados y con vegetación arbórea en su interior (Figura 3).

También se han localizado un gran número de grietas en constante evolución. Muchas de ellas, paralelas a las paredes de las dolinas, son grietas de descarga o descompresión lateral que afectan normalmente a los limos yesíferos (Figura 5). Estas grietas se ensanchan con relativa rapidez por la erosión y movilización de los limos hacia el endokarst. También se ha detectado la presencia de grandes sistemas de grietas que afectan a los sedimentos yesíferos aflorantes, alcanzando varios metros de profundidad y constituyendo en ocasiones una vía de acceso a las cavidades subterráneas. En el relieve yesífero más meridional, rodeado por numerosos colapsos, se han cartografiado grietas asociadas a un colapso que ascienden por la ladera hasta una altura de 5 m (Figura 4).

Muy cercana a este campo de dolinas discurre la autopista A-2 que enlaza Zaragoza con Barcelona. Algunas de las dolinas se encuentran a muy poca distancia de esta vía de comunicación y en el firme de la misma se han detectado sistemas de grietas perpendiculares a la dirección de circu-

lación que pueden ser indicativas de inestabilidad. La generación de dolinas y grietas en los campos de cultivo es relativamente frecuente (Figura 7) y los colapsos también pueden afectar a acequias y pistas para vehículos. Por otra parte, existen algunas torres de tendido eléctrico muy próximas a márgenes de colapsos activos (Figura 3).



Figura 7: Dolina de colapso alargada en dirección de la fracturación dominante y generada como consecuencia de la tormenta del 15/10/99.

Figure 7: Collapse sinkhole elongated in the direction of the main joint set and generated by the 15/10/99 storm.

4.2 Análisis morfométrico del campo de dolinas

A partir de los datos tomados en campo y aplicando algunas aproximaciones geométricas se ha calculado el área y volumen de cada una de las dolinas. Así, para las dolinas subcirculares se ha tomado el diámetro medio, mientras que las elip-

soidales se han asimilado a una elipse tomando los ejes mayor y menor. La superficie de otras dolinas de geometría irregular se ha calculado mediante un planímetro digital. Otros datos, como la distancia de una dolina a la más próxima, se han medido directamente en la cartografía a escala 1:1.000. Con todos estos valores introducidos en una hoja de cálculo Excel 5.0, se han calculado los principales parámetros morfométricos propuestos por Williams (1972), reflejados en la Tabla 1.

- **Area total del campo:** 0,24945 km². Se ha calculado a partir de la cartografía mediante un planímetro digital Placom. Los límites del campo se han trazado uniendo las dolinas más alejadas y teniendo en cuenta algunas divisorias de aguas y vaguadas.
- **Número de dolinas:** 158 dolinas registradas en campo.
- **Densidad de dolinización (D):** Resulta de dividir el número de dolinas por la superficie del campo en km²; $158/0,24945 = 633,39$ dolinas/km².
- **Superficie dolinizada:** 54040,93 m². Se obtiene de la suma de la superficie de cada una de las dolinas del campo.
- **Proporción de área dolinizada:** 21,66%. Se expresa como porcentaje e indica la relación que existe entre la superficie afectada por dolinización y el área total del campo.
- **Distancia media al vecino más próximo (La):** 0,0112 km. Se mide para cada dolina la dis-

tancia entre su centro y los centros de las dolinas más próximas. Con estos valores se calcula la media para todo el campo.

- **Distancia media teórica a los vecinos más próximos (Le):** $1/2 \div D = 12,58$. Con esta fórmula, ideada por Clark y Evans (1954), se calcula la distancia teórica entre las dolinas más próximas en un campo teórico con la misma densidad y la máxima aleatoriedad.
- **Índice de distribución espacial (R):** $La/Le = 0,00089$. Este índice propuesto por Clark y Evans (1954) nos indica el tipo de distribución espacial (agrupamiento o dispersión) que presentan las dolinas del campo. Su valor puede variar entre 0 y 2,1491. Cuando La y Le son iguales y R es 1 nos indica una dispersión aleatoria al azar, mientras que el valor 0 representa un máximo agrupamiento (todas las dolinas en contacto) y 2,1491 la máxima dispersión posible con un patrón hexagonal. En el caso del Campo de dolinas de La Puebla de Alfindén se ha obtenido un valor cercano a 0 ($R = 0,00089$), lo que concuerda con la cartografía realizada en la que se observa cómo las dolinas aparecen claramente agrupadas.
- **Orientación preferente del eje mayor de las dolinas:** Tanto en campo como en gabinete se ha medido este valor en cada una de las dolinas que presentaban un cierto alargamiento. Utilizando el programa Stereonet 4.9.5 se han

Tabla 1. Parámetros morfométricos y valores obtenidos para el Campo de dolinas de La Puebla de Alfindén.
Table 1. Morphometric data of the sinkhole field in La Puebla de Alfindén.

Area total del campo	0,24945 km ²
Número de dolinas	158
Densidad de dolinización (D)	633,39
Superficie dolinizada	0,054041 km ²
Proporción de área dolinizada	21,66%
Distancia media al vecino más próximo (La)	0,0112 km
Distancia teórica al vecino más próximo (Le)	12,58 km
Índice de distribución espacial (R)	0,00089
Orientación preferente del eje mayor	N136E
Orientación de la alineación preferente de dolinas	N136E
Elongación	2,37

representado estos valores en un diagrama de rosa de orientaciones en el que se distingue el intervalo N130-140E como la dirección prevalente de alargamiento (Figura 8.A).

- **Orientación preferente de alineación de dolinas:** Sobre el mapa se ha medido la orientación de la unión entre los centros de aquellas dolinas más próximas. Los valores se han representado en una rosa de orientaciones y aunque la dirección dominante de nuevo ha sido el intervalo N130-140E, los valores en este caso muestran una mayor dispersión (Figura 8.B).

estimado un volumen dolinizado total de $114569,64 \text{ m}^3$. Este valor corresponde al rebajamiento en volumen que ha experimentado la superficie del campo de dolinas por fenómenos de colapso. Esto supone, sin tener en cuenta la subsidencia general que parece afectar a la zona, un rebajamiento medio por subsidencia de 45,93 cm. Por otra parte, los 45,93 cm de rebajamiento medio pueden tomarse como un valor mínimo de espesor medio de sedimentos evaporíticos evacuados por disolución subsuperficial. Sin embargo, considerando la densa red de cavidades subte-

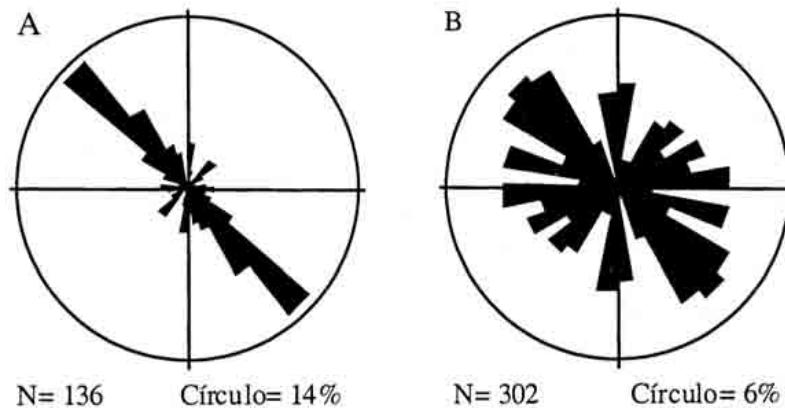


Figura 8: A. Rosa de orientación de los ejes mayores de dolinas alargadas. B. Rosa de orientación de alineación de dolinas.
Figure 8: A: Rose diagram of major axis orientation from elongated sinkholes. B: Rose diagram of the alignment between closest sinkholes.

- **Elongación media:** La elongación de una dolina viene dada por la división entre sus ejes mayor y menor. La elongación media de las dolinas del campo es de 2,37, lo que indica que nos encontramos ante un conjunto de dolinas claramente alargadas.

Este acusado alargamiento de las dolinas, con una clara orientación preferente N130-140E, así como la tendencia a alinearse en dicha dirección, demuestran el papel que juegan las discontinuidades NW-SE en el desarrollo de estos colapsos.

- **Volumen y rebajamiento por subsidencia:** Conociendo las características geométricas de las dolinas, su superficie y profundidad, se ha

rráneas existentes, podemos asegurar que bajo el campo de dolinas se ha evacuado en solución un espesor medio de sedimentos terciarios muy superior a 0,5 m. Obviamente, este valor se está incrementando en la actualidad.

4.3 Actividad de la subsidencia y su relación con la precipitación

Gracias al pluviógrafo instalado en la Estación Experimental de Erosión de Suelos, se ha podido analizar el papel que juegan los eventos de precipitación de carácter tormentoso en la formación de nuevos colapsos y en la modificación de los existentes. El 15 de octubre de 1999 cayó una fuerte

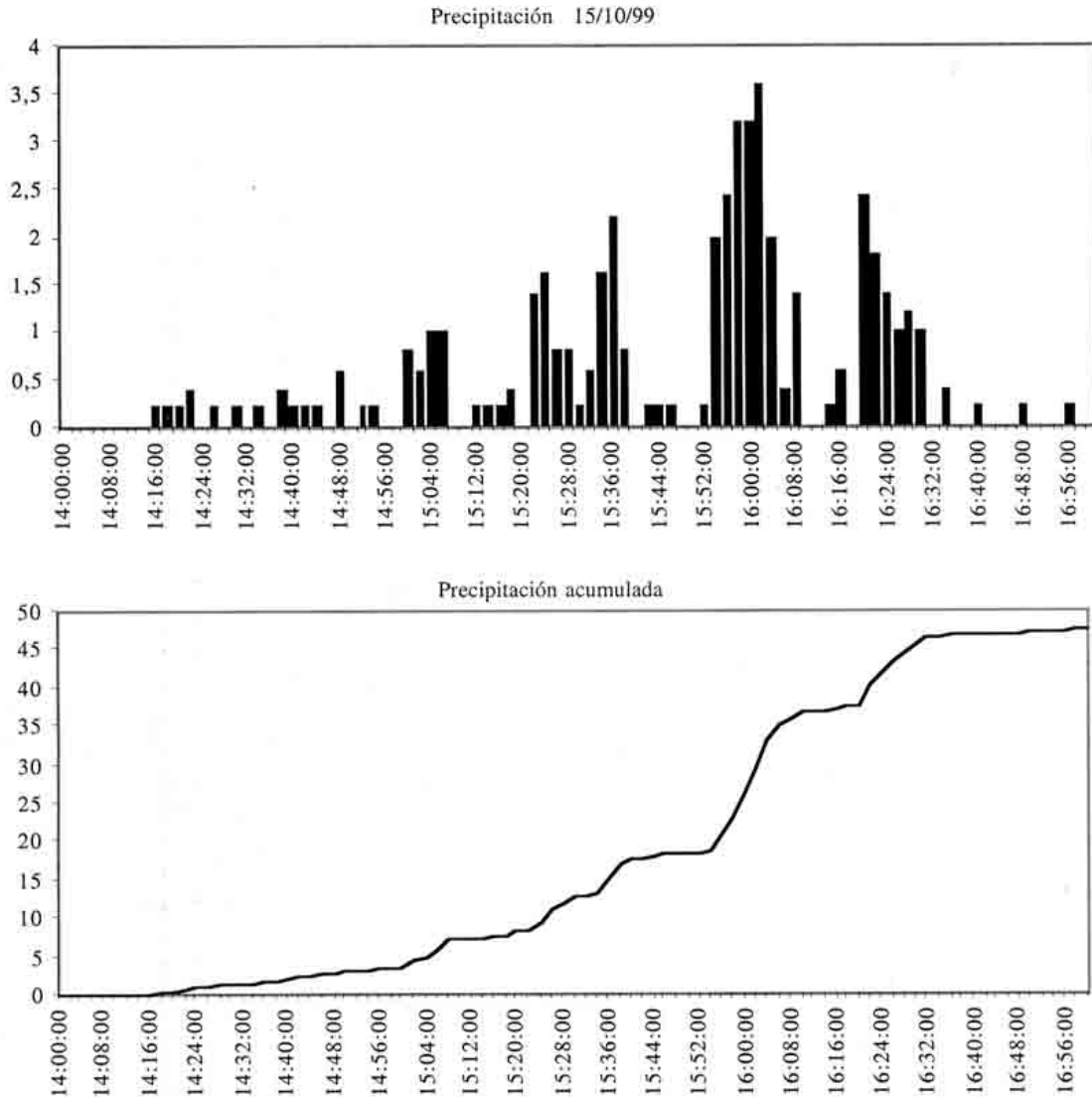


Figura 9: Hidrograma de la tormenta del 15 de octubre de 1999 registrada en la Estación Experimental de Erosión de Suelos de La Puebla de Alfindén.
Figure 9: Hydrograph of the 15/10/99 storm recorded in the soil erosion experimental plot of La Puebla de Alfindén.

tormenta en la zona, registrándose 47,6 mm en 48 minutos y una intensidad máxima de 108 mm/h (Figura 9). Unos días más tarde se visitó el campo de dolinas para comprobar los efectos geomorfológicos provocados por el evento de precipitación, observándose modificaciones muy patentes. Se reconocieron 13 dolinas nuevas de 4 a 10 m de diámetro y de hasta 3 m de profundidad (Figura 6).

Dos de ellas afectaban a un campo de labor vecino (Figura 7) y todas se situaban en una zona concreta próxima al extremo occidental de la gran uvala central. Todos estos nuevos colapsos presentaban formas alargadas con orientaciones subparalelas a la dirección preferente del campo. En algunos podía observarse el plano de rotura en los yesos del substrato, mostrando geometrías hemiesféricas.

Otros colapsos habían provocado la coalescencia de otras dolinas preexistentes (Figura 6).

Además de los colapsos desencadenados por la tormenta, en el periodo de tiempo comprendido entre la finalización del mapa, octubre de 1998, y el evento tormentoso, se reconoció la generación de otras 8 dolinas menores de hasta 1,5 m de diámetro y 75 cm de profundidad. En este periodo también aparecieron algunas grietas nuevas y otras se han ensanchado. Buena parte de estas nuevas dolinas se han formado a partir de la presencia de grietas anteriores. Por otra parte, algunas de las dolinas preexistentes han modificado su forma y ampliado sus dimensiones, generalmente por procesos relacionados con la inestabilidad de sus paredes. En la Estación Experimental de Erosión de Suelos, entre el 1 de octubre de 1998 y el 1 de octubre de 1999, se ha registrado una precipitación total de 232,65 mm, siendo un valor de precipitación anual relativamente bajo.

5. Discusión

Una de las principales cuestiones que se plantean al estudiar este campo de dolinas de colapso, dentro del contexto regional, es explicar su densidad anómalamente elevada. Posiblemente exista algún condicionante litoestratigráfico, hidrogeológico o estructural que favorezca los procesos de karstificación intraestratal y la generación de un sistema de cavidades inestables. Sin embargo, por el momento carecemos de argumentos que nos permitan resolver este interrogante. Cabe la posibilidad de que la elevada concentración de dolinas activas que presenta este sector sea debida a un factor extrínseco relacionado con la variación de las condiciones hídricas. En esta zona existe un antiguo «escorredero» ciego que drenaba los retornos de riego de los campos vecinos, desembocando en el extremo occidental de la gran uvala central (Figura 4). Recientemente, a menos de 1 km de este campo de dolinas, los campos de cultivo se transformaron en uno de los polígonos industriales más importantes de Zaragoza, el Polígono de Malpica. Algunas de las industrias instaladas en este polígono han aprovechado la existencia de este antiguo «escorredero» para verter aguas residuales. Esta actividad supone un aporte hídrico suplementario que sin duda acelera el proceso de disolución sub-

superficial. Aunque el aporte no es continuado, en determinados momentos se han estimado caudales de unos 300 l/sg. Este argumento es reforzado por el hecho de que gran parte de los nuevos colapsos se han formado en el extremo occidental del campo de dolinas (Figura 4). Por otra parte, en este polígono probablemente se realicen extracciones de agua subterránea alterando las condiciones hidrogeológicas (nivel freático, gradiente hidráulico) y favoreciendo los procesos de disolución y subsidencia (Lamoreaux y Newton, 1986; Waltham, 1989; Benito *et al.*, 1995; Gutiérrez, 1998).

Con relación a la morfología de las dolinas, destaca su elevada elongación. Esta es mucho más marcada en las dolinas de mayor tamaño, en cuyo fondo incluso se han llegado a desarrollar bosques, lo que revela su relativa antigüedad (Figura 3). Este alargamiento parece estar en relación con la evolución temporal de las dolinas, que normalmente se generan como colapsos circulares y adoptan formas alargadas por su ampliación en la dirección NW-SE y/o por la coalescencia con otras dolinas adyacentes preferentemente alineadas en dicha dirección.

La clara coincidencia en la dirección de alargamiento y alineación de las dolinas (Figura 3) pone de manifiesto el control determinante que ejercen discontinuidades de rumbo N130-140E en los procesos de disolución subsuperficial y subsidencia. Estas discontinuidades actúan como vías preferenciales para los flujos subsuperficiales y como planos de debilidad mecánica. Esta dirección coincide con el rumbo de la familia de diaclasas NW-SE con claro reflejo morfológico, descrita por diversos autores en este sector de la Depresión del Ebro. La red de cavidades subterráneas generadas por disolución, a las que no se ha podido acceder, supuestamente debe tomar direcciones preferentes NW-SE, quedando éstas reflejadas en el exokarst. Un aspecto importante es que en la margen opuesta del Valle del Ebro se ha comprobado cómo la familia de diaclasas NW-SE es la más penetrativa, no sólo en sedimentos terciarios sino también en depósitos de relleno de val de posible edad Holocena, lo que demuestra que la génesis de estas discontinuidades ha operado en tiempos recientes (Arauzo y Gutiérrez, 1995).

Como se puede observar en la cartografía (Figura 4), las dolinas muestran una clara tendencia tanto a la formación de uvalas alargadas en la dirección NW-SE, como al agrupamiento, dando un índice de dis-

tribución espacial muy próximo a 0 ($R=0,00089$). Estas pautas de distribución espacial tienen un gran interés aplicado como criterio de predicción.

Se ha intentado obtener correlaciones entre los parámetros morfométricos estudiados por Williams (1972), como la relación entre el volumen de la dolina y la distancia al vecino más próximo, sin embargo los valores de correlación obtenidos para la curva de ajuste son lejanos a 1. Esto puede estar relacionado con la naturaleza genética del campo de dolinas (colapso) y la fuerte tendencia a formar cúmulos o agregados, lo que se opone a una jerarquización de las dolinas por posición y tamaño.

Respecto a la relación de la actividad de la subsidencia con la pluviosidad, comparando el número de dolinas formadas durante más de un año bajo condiciones pluviométricas «normales» (8 nuevas dolinas de pequeña dimensión), con el número de dolinas desencadenadas por un breve evento de tormenta (13 grandes dolinas), se puede afirmar, de forma preliminar, que si bien la funcionalidad del campo es continua, sobre todo en lo que se refiere a la evolución de las formas ya existentes, su actividad es catalizada de forma notable por eventos de precipitación de elevada magnitud e intensidad.

Esto ha sido puesto de manifiesto en otros lugares del mundo, también en condiciones de karst aluvial. Así, en Julio de 1994, en las cercanías de la ciudad de Albany (EEUU), el paso de la «Tormenta Tropical Alberto» provocó importantes inundaciones y la generación de 312 nuevas dolinas, de las cuales el 88% se situaba dentro de los límites de inundación. La formación de estas nuevas dolinas, fundamentalmente de colapso y claramente controladas por el diaclasado de los materiales calizos subyacentes, se relacionó con las bruscas variaciones que experimentó el nivel freático como consecuencia de la inundación (Hyatt y Jacobs, 1996; Hyatt *et al.*, 1999). En el caso de La Puebla de Alfindén, la fuerte precipitación pudo aumentar el peso de bóvedas inestables, provocar situaciones de sobrepresión, facilitar arrastres subsuperficiales y disminuir los esfuerzos normales efectivos en planos potenciales de rotura (Gutiérrez, 1998).

6. Consideraciones de carácter aplicado

En el entorno de la ciudad de Zaragoza, la subsidencia por disolución de evaporitas es el riesgo

geológico que ejerce mayor impacto sobre el desarrollo, causando numerosos daños y cuantiosas pérdidas materiales. Sin embargo, estos fenómenos de carácter puntual, suelen ser obviados o infravalorados en los planes de ordenación territorial, con las graves consecuencias e inconvenientes que esto conlleva. Como se ha demostrado en diversos países que sufren este tipo de problemas, la planificación más rentable se basa en evitar las zonas más peligrosas o susceptibles de experimentar subsidencia (Cooper y Calow, 1998; Paukstys *et al.*, 1999). Obviamente, para aplicar este tipo de estrategias es preciso elaborar cartografías que permitan identificar las áreas de mayor peligrosidad, tarea para la que los mapas geomorfológicos constituyen una herramienta esencial. Sin embargo, en ocasiones no es posible evitar el desarrollo en áreas afectadas por subsidencia. En estos casos, a pesar de la aparente aleatoriedad del fenómeno, los estudios morfométricos y de distribución espacial de dolinas nos pueden suministrar algunos criterios objetivos que nos permitan elaborar zonaciones de peligrosidad. Estas zonaciones, además de indicar las zonas afectadas por subsidencia, pretenden establecer rangos de probabilidad de formación de dolinas (Beck, 1991). Para este propósito, en el ejemplo del Campo de dolinas de La Puebla de Alfindén podemos plantear los siguientes criterios:

- Las superficies afectadas por una dolina son altamente peligrosas. En el Polígono de Malpica, a unos 2 km del Campo de dolinas de La Puebla de Alfindén, se han construido recientemente naves sobre un colapso relleno de escombros que puede identificarse en fotos aéreas de los años 50 y 70. Estas naves actualmente están sufriendo daños severos.
- Como las dolinas tienden a formar agrupaciones, las zonas adyacentes a los colapsos existentes son especialmente problemáticas.
- Dado que los colapsos tras su formación tienden a alargarse en la dirección N130-140E, podemos delimitar en el entorno de cada dolina un sector de mayor peligrosidad asociado a sus extremos NW y SE.
- Puesto que las dolinas tienden a formar alineaciones de dirección NW-SE, cuando existan dos o más dolinas cercanas alineadas en esta dirección, podremos delinear bandas de mayor riesgo potencial.

Otro aspecto importante en la gestión de zonas afectadas por fenómenos de subsidencia por disolución consiste en adoptar medidas de prevención encaminadas a controlar aquellas actividades humanas que favorezcan los procesos de subsidencia, especialmente las que suponen alteraciones en las condiciones hidrogeológicas, como aportes adicionales de agua o variaciones del nivel freático.

Agradecimientos

Este trabajo ha sido elaborado gracias a la financiación del Proyecto ROSES (Risk Of Subsidence due to Evaporite Solution, ENN4-CT97-0603) de la Unión Europea. Los autores desearían expresar su agradecimiento al geólogo-espeleólogo Fernando Lorén Blasco, de la Federación Aragonesa de Espeleología, por su ayuda en la exploración del endokarst.

Referencias bibliográficas

- Arlegui, L.E. (1996). *Diaclasas, fallas y campo de esfuerzos en el sector central de la Cuenca del Ebro*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 308 pp. (Inédita).
- Arlegui, L.E. & Soriano, A. (1996). Lineamientos y su influencia en los modelados del centro de la Cuenca del Ebro. En: *IV Reunión Nacional de Geomorfología* (A. Grandal d'Anglade y J. Pagés Valcarlos, eds.). Cuadernos do Laboratorio Xeolóxico de Laxe, 21, 11-21.
- Arauzo, T. & Gutiérrez, M. (1994). Evolución de los valles de fondo plano del centro de la Depresión del Ebro. En: *Geomorfología en España* (J. Arnáez; J.M. García Ruiz y A. Gómez Villar, eds.). III Reunión de Geomorfología. Logroño, Vol. I, 277-290.
- Arauzo, T. & Gutiérrez, F. (1995). Fenómenos recientes de subsidencia kárstica sinsedimentaria en el Barranco de Torrecilla (Depresión del Ebro, Zaragoza). *Cuaternalio y Geomorfología*, 9 (1-2), 73-90.
- Beck, B.F. (1991). On Calculating the Risk of Sinkhole Collapse. En: *Appalachian Karst* (E.H. Kastning y K.M. Kastning, eds.). Proceedings of the Appalachian Karst Symposium. National Speleological Society. Radford, Virginia, 231-236.
- Benito, G. (1989). *Geomorfología de la Cuenca Baja del río Gállego*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 764 pp. (Inédita).
- Benito, G. (1993). Sinkhole Development and its environmental problems within the Ebro Basin. En: *Second European Intensive course on Applied Geomorphology: Arid Regions*. (M. Gutiérrez; C. Sancho y G. Benito, eds.). Erasmus UCP-91/93-I-1226/07 publ. nº5. Universidad de Zaragoza, 169-174.
- Benito, G.; Pérez del Campo, P.; Gutiérrez-Elorza, M. y Sancho, C. (1995). Natural and human-induced sinkholes in gypsum terrain and associated environmental problems in NE Spain. *Environmental Geology*, 25, 156-164.
- Benito, G.; Pérez-González, A.; Gutiérrez, F. & Machado, M.J. (1998). River response to Quaternary subsidence due to evaporite solution (Gállego River, Ebro Basin, Spain). *Geomorphology*, 22, 243-263.
- Benito, G.; Gutiérrez, F.; Pérez-González, A. & Machado, M.J. (2000). Morpho-sedimentological features in Quaternary fluvial systems affected by solution-induced subsidence in the Ebro Basin, NE Spain. *Geomorphology*, 39, 209-224.
- Clark, P. & Evans, F.C. (1954). Distance to nearest neighbour as a measure of spatial relationships in populations. *Ecology*, 35, 445-453.
- Cooper, A.H. & Calow, R.C. (1998). *Avoiding gypsum geohazards: guidance for planning and construction*. British Geological Survey Technical Report WC/98/5, 57 pp.
- Eснаоla, J.M.; Santos, J.A.; Gil, C. & Marqués, L.A. (1995). *Memoria y Mapa Geológico de España, 1:50.000*. Alagón (354). ITGE, Madrid, 46 pp.
- Ford, D. & Williams, P. (1989). *Karst Geomorphology and Hydrology*. Unwin Hyman. London, 601 pp.
- García Veigas, J.; Orfí, F. & Fernández-Nieto, C. (1994). Modelo hidroquímico de sedimentación de glauberita-halita: sondeo PURASAL, Formación Yesos de Zaragoza (Mioceno inferior, Cuenca del Ebro). *Geogaceta*, 16, 136-139.
- Gracia, F.J. (1987). Controles morfométricos de los campos de dolinas en el sector central de la Cordillera Ibérica. *Cuaternalio y Geomorfología*, 1, 119-134.
- Gracia, F.J. (1990). *Geomorfología de la Región de Gallocaña (Cordillera Ibérica Central)*. Tesis Doctoral. Universidad de Zaragoza, 660 pp. (Inédita).
- Gracia, F.J. (1991). Criterios de clasificación morfométrica de campos de dolinas. *Cuaternalio y Geomorfología*, 5, 65-76.
- Gutiérrez, F. (1998). Subsidencia por colapso en un karst aluvial. Análisis de estabilidad. En: *Investigaciones recientes de la Geomorfología española*. (A. Gómez Ortíz, y F. Salvador Franch, eds.). Barcelona, 47-58.
- Gutiérrez, F.; Arauzo, T. & Desir, G. (1994). Deslizamientos en el escarpe en yesos de Alfajarín (Zaragoza). *Cuaternalio y Geomorfología*, 8 (1-2), 57-68.
- Gutiérrez, F. & Arauzo, T. (1997). Subsidencia kárstica sinsedimentaria en un sistema aluvial efímero: El Barranco de Torrecilla (Depresión del Ebro, Zaragoza). *Cuadernos de Geología Ibérica*, 22, 349-372.
- Gutiérrez, M. & Peña, J.L. (1994). Depresión del Ebro. En: *Geomorfología de España*. (M. Gutiérrez, coord.). Rueda. Madrid, 305-349.
- Gutiérrez, M.; Sancho, C.; Desir, G.; Sirvent, J.; Benito, G. & Calvo, A. (1995). *Erosión hídrica en terrenos arcillosos y yesíferos de la Depresión del Ebro*. Proyecto Lucdeme. Ministerio de Agricultura. Zaragoza, 389 pp.

- Gutiérrez, M. & Gutiérrez, F. (1998). Geomorphology of the Tertiary gypsum formations in the Ebro Depression (Spain). *Geoderma*, 87, 1-29.
- Hyatt, J.A. & Jacobs, P.M. (1996). Distribution and morphology of sinkholes triggered by flooding following Tropical Storm Alberto, Georgia, USA. *Geomorphology*, 17, 305-316.
- Hyatt, J.A.; Wilkes, H.P. & Jacobs, P.M. (1999). Spatial relationships between new and old sinkholes in covered karst, Albany, Georgia, USA. En: *Hydrogeology and Engineering Geology of Sinkholes and Karst* (B.F. Beck, A.J. Pettit y J. Gayle Herring eds.). Proceedings of the seventh multidisciplinary conference on sinkholes and the engineering and environmental impacts of karst. Harrisburgh, Pennsylvania, 37-44.
- Jackus, L. (1977). *Morphogenetics of karst regions*. Adam Hilger, 248 pp.
- Jennings, J.N. (1985). *Karst Geomorphology*. Blackwell, 293 pp.
- Klimchouk, A. (1996). The tipology of gypsum karst. According its geological and geomorphological evolution. En: *Gypsum karst of the world*. (A. Klimchouk; D. Lowe. A. Cooper y U. Sauro, eds.). *International Journal of Speleology*, 25, 49-60.
- Lamoreaux, P.E. & Newton, J.G. (1986). Catastrophic Subsidence: An Environmental Hazard, Shelby County, Alabama. *Environmental Geology and Water Sciences*, 8, 1/2, 25/40.
- Mandado, J.; Rodríguez-Vidal, J. & Tena, J.M. (1984). La disolución de rocas evaporíticas: Un importante factor geomorfológico en el Valle del Ebro. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 10, 139-148.
- Margalef, R. (1983). *Limnología*. Omega. Barcelona, 1010 pp.
- Ortí, F.; Salvany, J.M.; Rosell, L. & Inglés, M. (1989). Sistemas lacustres evaporíticos del Terciario de la Cuenca del Ebro. *Geogaceta*, 6, 103-104.
- Ortí, F. (1990). Introducción a las evaporitas de la Cuenca Terciaria del Ebro. En: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas y de la zona de Levante* (F. Ortí y J.M. Salvany, eds.). ENRESA-GPPG. Barcelona, 62-66.
- Ortí, F. (1997). Evaporitic Sedimentation in the South Pyrenean Foredeeps and the Ebro Basin During the Tertiary: A General View. En: *Sedimentary Deposition in Rift and Foreland Basins in France and Spain* (G. Busson y B.Ch. Schreiber, eds.). Columbia University Press. Nueva York, 319-334.
- Ortí, F. & Salvany, J.M. (1997). Continental Evaporitic Sedimentation in the Ebro Basin during the Miocene. En: *Sedimentary Deposition in Rift and Foreland Basins in France and Spain* (G. Busson y B.Ch. Schreiber, eds.). Columbia University Press. Nueva York, 420-429.
- Paukstys, B.; Cooper, A.H. & Arustiene, J. (1999). Planning for gypsum geohazards in Lithuania and England. *Engineering Geology*, 52, 93-103.
- Ponsjack, E. (1940). Deposition of calcium sulfate from sea water. *American Journal of Science*, 238, 559-568.
- Quirantes, J. (1978). *Estudio sedimentológico y estratigráfico del Terciario continental de Los Monegros*. Institución Fernando el Católico. Zaragoza, 207 pp.
- Riba, O.; Reguant, S. & Villena, J. (1983). Ensayo de síntesis estratigráfica y evolutiva de la cuenca terciaria del Ebro. *Libro Jubilar J.M. Ríos*. I.G.M.E. Madrid, II, 131-159.
- Rodríguez Vidal, J. (1986). Deformaciones recientes en los depósitos cuaternarios de la Puebla de Alfindén (Zaragoza). *Boletín Geológico y Minero*, 97 (1), 3-8.
- Soriano, A. (1990). *Geomorfología del sector centromeridional de la Depresión del Ebro*. Institución Fernando el Católico. Zaragoza, 268 pp.
- Soriano, M.A. & Simón, J.L. (1995). Alluvial dolines in the central Ebro basin, Spain: spatial and environmental hazard analysis. *Geomorphology*, 11, 295-309.
- Torrescusa, S. & Klimowitz, J. (1990). Contribución al conocimiento de las evaporitas miocenas (Fm. Zaragoza) de la Cuenca del Ebro. En: *Formaciones evaporíticas de la Cuenca del Ebro y cadenas periféricas, y de la zona de Levante* (F. Ortí, y J.M. Salvany, eds.). ENRESA-GPPG. Barcelona, 120-122.
- Waltham, A.C. (1989). *Ground subsidence*. Blackie. Nueva York, 202 pp.
- Williams, P.W. (1972). The analysis of spatial characteristics of karst terrains. En: *Spatial analysis in geomorphology* (R.J., Chorley, ed.). Butler & Tanner. London, 135-163.

Recibido el 23 de febrero de 2000
Aceptado el 4 de mayo de 2000