



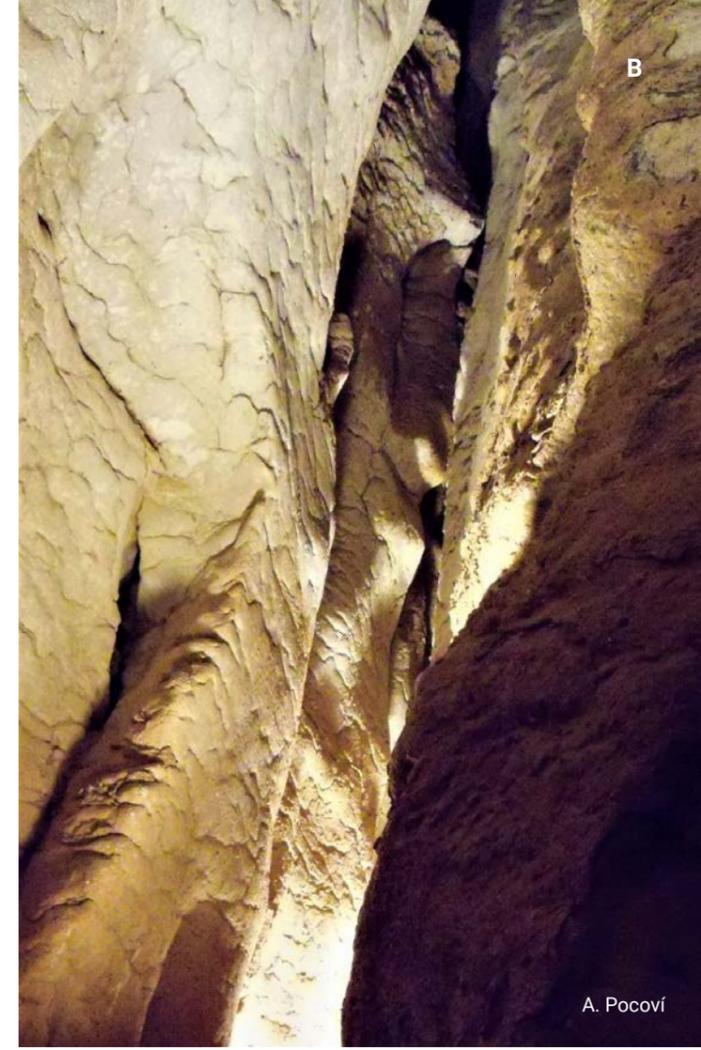
El tiempo entre dolinas

“Las dolinas son depresiones cuya forma en planta es circular o subcircular, que pueden contener agua en su fondo y cuyas dimensiones son variables.”

M^a Asunción Soriano y
Andrés Pocoví



Las diaclasas y fracturas favorecen la circulación del agua, como en esta estrecha galería de la Cova del Toll (Moyà, Barcelona / B) y pueden generar galerías y cavidades, donde además de procesos erosivos también hay sedimentación como en Cuevas de Artà, Mallorca (C). En superficie se produce formas kársticas variadas. Las de menores dimensiones son karren o lapiaz. También se ensanchan las diaclasas y se formen regueros, como en este ejemplo de Escorca, Mallorca (foto A. Pocoví / A).



Numerosos procesos naturales al interaccionar con las actividades humanas provocan graves pérdidas (terremotos, volcanes, huracanes, inundaciones, movimientos en masa, colapsos y subsidencia kársticas,...). Sin ir más lejos, recordemos los temporales en enero de 2020 en que las costas de las comunidades valenciana y catalana fueron las más afectadas. También las inundaciones causadas por las crecidas recurrentes de los cursos fluviales (como en el Ebro) o por intensas precipitaciones (noviembre de 2020 en Valencia y Andalucía). Con menor frecuencia también se han producido graves daños como consecuencia de la actividad sísmica (región de Murcia y este de Andalucía) y volcánica (Islas Canarias).

Pues bien, entre los mencionados, los procesos relacionados con el karst afectan a una extensión importante de nuestro territorio y son causa constante de destrucción o quebranto de bienes y riesgo para personas. La terminología del karst tiene su origen en Eslovenia. El término *kras* hace referencia a una zona pedregosa

y yerma y también es la denominación de la meseta eslovena de Kras, lindante con Italia, pero su uso se generalizó en la versión germánica de Karst (Cvijic, 1893). Se trata de un proceso común a nivel mundial (U.S.A, Canadá, Inglaterra, Italia, Turquía, Israel, Arabia, etc) tal como señalan por ejemplo Ford y Williams (2007). La característica más importante de las zonas en que tiene lugar este proceso es la disolución por el agua de los materiales (carbonatos, sulfatos, sales haloideas) y, además, que el drenaje es predominantemente subterráneo. Los materiales solubles pueden estar o no cubiertos por otras rocas y depósitos, denominándose al primero de ellos karst cubierto y al segundo karst desnudo. Son muy numerosos los autores que consideran que el karst cubierto es el mayor peligro geológico relacionado con el karst, ya que constituyen zonas con un terreno muy inestable (Waltham *et al.* 2005). Para que se produzca karstificación se necesitan unos elementos básicos que, de forma muy sucinta, se pueden reducir a tres. (1) Material soluble: formaciones rocosas que puedan disolverse por el agua, en muchos casos con



ayuda de CO₂, ácidos húmicos, H₂S... (2) Disponibilidad de agua: es preciso que esta siga entrando al sistema ya que, si no, se produciría su saturación y la disminución de la disolución. (3) Gradiente hidráulico: es decir, una diferencia de cotas entre los puntos de entrada y salida del agua del sistema que permita que el agua circule para que la disolución sea más efectiva (White, 1988).

Pese a que la circulación del agua se produce sobre todo en el subsuelo formando conductos y cavidades subterráneas (endokarst), los modelados desarrollados en la superficie del terreno (exokarst) son también muy importantes teniendo gran variedad de tamaños (milimétricos a kilométricos) y formas (redondeadas, tubulares, surcos, depresiones cerradas, pináculos, etc). Las denominaciones que reciben, al igual que el término karst, proceden en su mayoría del área de Eslovenia. Entre todos los modelados, las dolinas o depresiones superficiales, se considera que son los más representativos del exokarst, hallándose descritas profusamente a nivel mundial y desarrollándose en diversos contextos ambientales (Ford y Williams, 2007). Son también frecuentes en nuestra comunidad y, en algunos casos, son elementos espectaculares del paisaje que constituyen espacios naturales de gran valor. Posiblemente, las más conocidas por los problemas que han provocado y por su repercusión en los medios de comunicación, son aquellas generadas en las inmediaciones de la ciudad de Zaragoza. La causa reside en que es un área muy poblada, con numerosas edificaciones e infraestructuras de diversos tipos y donde la formación de dolinas provoca serios daños en las mismas.

Pero observando el registro geológico se constata que la karstificación no se limita a ser un fenómeno actual, sino que también tuvo lugar a lo largo del tiempo geológico. Si, en el presente, ese karst ya no es activo, se habla de paleokarst. Su importancia es no solo científica, sino también económica (yacimientos minerales) e ingenieril (Eraso, 1989; Zhao et al., 2014).

DOLINAS, ¿SON UNA MOLESTIA?

Las dolinas son depresiones cuya forma en planta es circular o subcircular, que pueden contener agua en su fondo y cuyas dimensiones son variables (desde algunos metros hasta cientos de metros de diámetro y decenas de metros de profundidad). Las generadas en el centro del valle del Ebro se han desarrollado por la disolución de evaporitas (niveles yesíferos y salinos) depositadas en el Mioceno, cuando la cuenca del Ebro

no tenía comunicación con el mar, que constituyen el sustrato en el que se excavó la actual red hidrográfica. Estos depósitos están cubiertos parcialmente por materiales detríticos cuaternarios ligados, principalmente, a la acción fluvial. Estos últimos pueden ser o no cohesivos y permiten la entrada de agua hacia los materiales solubles. La mayoría de las dolinas se encuentran sobre los niveles de terrazas más recientes del río Ebro.

Como se ha indicado, la **disolución** es el mecanismo fundamental en la formación y desarrollo de karst y, por tanto, de las dolinas. Pero no es el único ya que, entre otros, también intervienen **colapso** y **sufosión** (*suffosion*). En general, varios de ellos van a colaborar en la génesis de dolinas y, en función de cuales sean,

► Cuando la disolución es el proceso dominante se forman dolinas en cubeta y en embudo (dolina en las inmediaciones de la Piedra de San Martín / A). Es frecuente que los colapsos que se producen en las galerías subterráneas se transmitan hacia la superficie y formen dolinas en ventana como en Frías de Albarracín (B) o en la espectacular Sima de San Pedro, Oliete, Teruel (C).



A

A. Pocoví



B

M. A. Soriano



C

influirán en la morfología de las mismas. La disolución de los materiales se produce a favor de las discontinuidades de las rocas, es decir, de fisuras o fracturas. El agua percola por ellas y las trayectorias de flujo se concentran hacia esos puntos, las fisuras comienzan a ensancharse, siendo la disolución mayor donde estas intersectan y disminuyendo en profundidad. Las dolinas formadas mediante este mecanismo tendrán una inclinación de las paredes variable, respondiendo a los tipos morfológicos de dolinas en cubeta y en embudo. Su crecimiento estará limitado por la competencia con dolinas contiguas o por el cese de condiciones geológicas favorables. Este proceso se puede producir tanto directamente sobre la roca karstificable, como bajo otra roca o cobertera detrítica que esté sobre la misma. Recordemos que la disolución subterránea es fundamental en el desarrollo del karst y dará lugar a la formación de galerías y cavidades. En este caso es frecuente que se ocasionen colapsos, es decir, caída rápida de fragmentos de los estratos del techo que adquiere forma de cúpula. Los desplomes sucesivos se propagarán hacia la superficie y, en muchos casos, la alcanzará.

Las dolinas en las que interviene el colapso en su desarrollo tienen paredes con gran inclinación siendo estas verticales o subverticales (dolinas en ventana), e incluso con contrapendientes. La evolución posterior de las mismas causa la degradación y la disminución del ángulo de vertiente adquiriendo, por ejemplo, morfologías en embudo. El colapso puede también afectar a rocas y coberteras detríticas compactadas que recubran a la roca kárstica. La sufosión, que conlleva el arrastre y evacuación de sedimentos de grano fino no consolidados a través de los conductos de disolución, se producirá cuando haya una cobertera detrítica no cohesiva sobre la roca kárstica. La inclinación de las vertientes será variada y, por tanto, también las morfologías resultantes (Williams, 2003; Waltham *et al.*, 2005).

El desarrollo de dolinas causa problemas en zonas agrícolas y en urbanas. En las primeras se ha producido una coexistencia, una especie de equilibrio dinámico, entre el fenómeno y las prácticas agrícolas. Los agricultores rellenaban y explanaban las zonas deprimidas al avanzar la subsidencia, lo que enmascaraba el fenómeno.

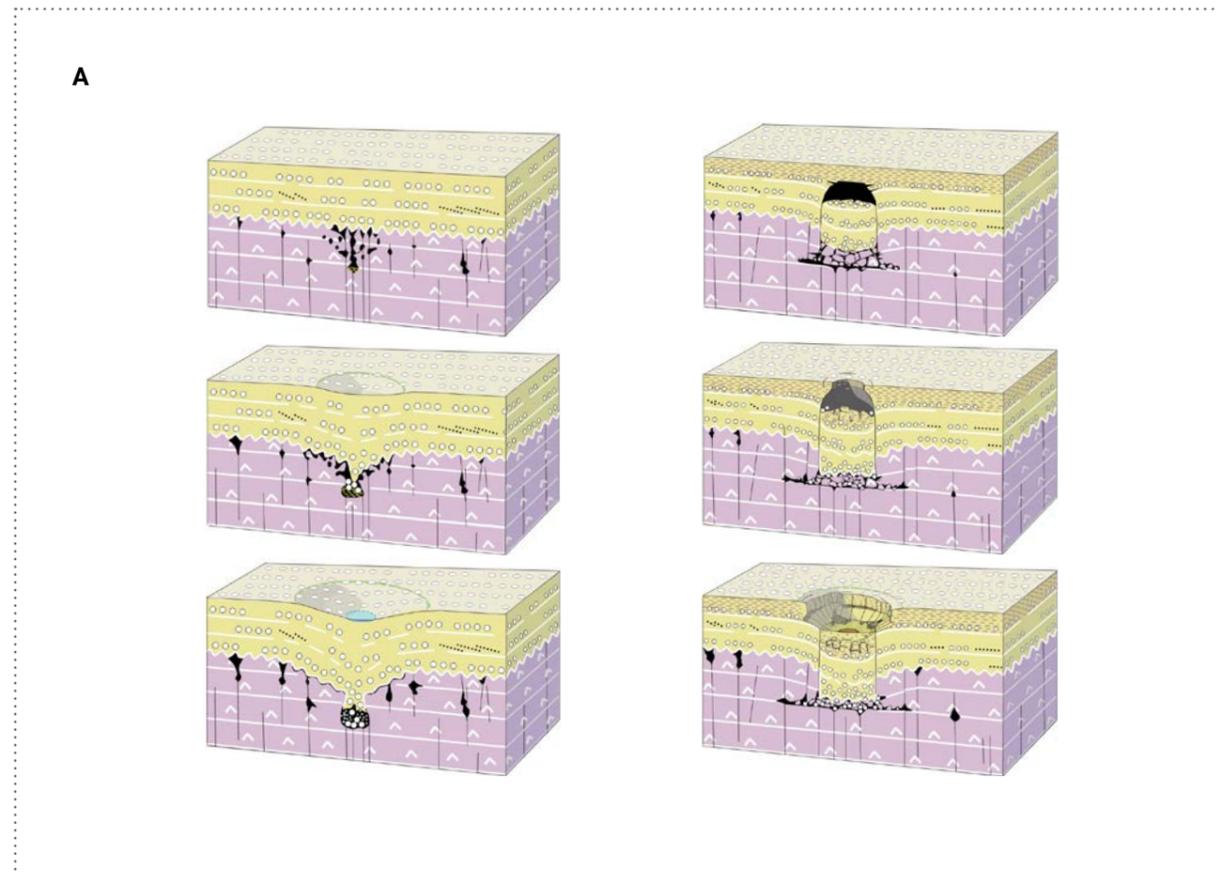


A. Casas

B

B. La disolución producida bajo cobertera de gravas sueltas sin cohesión, favorece el desarrollo de dolinas en cubeta (cerca de la Feria Muestras de Zaragoza).

C. Si las gravas están cementadas (cobertera cohesiva) forman dolinas en ventana, proximidades de Gallur.



A. Esquemas simplificados de formación de dolinas en el valle del Ebro. Sobre el material soluble (p. ej. Yesos de la Formación Zaragoza, en color fucsia), por lo general, hay una cobertera detrítica aluvial (p. ej. gravas, en color amarillo). La morfología de las dolinas estará muy condicionada por la presencia de niveles cohesivos en la cubierta. Si no los hay (izquierda), la disolución provocará un hundimiento lento que se transmitirá hacia la superficie. Parte de esos depósitos podrán ser introducidos hacia el interior del sistema kárstico por, entre otros procesos, sufosión. En superficie se desarrolla una dolina en cubeta. Cuando hay niveles cohesivos (derecha), estos sustentan el techo de las cavidades kársticas que crecen (sin afectar a la superficie) hasta que la bóveda se hace inestable y se produce su desplome (súbito o por sucesivos pulsos). La vertiente es vertical e incluso con contrapendientes (dolina en ventana). Con el tiempo la zona colapsada puede ir incrementando su diámetro y los materiales que caen al interior de la dolina favorecen una disminución de la inclinación de la vertiente (dolina en embudo).



C

En los casos de rápida y extensa subsidencia y de colapso, la renivelación del terreno puede ser más costosa por el volumen de material de aporte requerido o por la inclinación de las paredes. A menudo se optaba por abandonar el cultivo en el terreno afectado o acondicionar una parcela para otros cultivos dentro de la misma, siempre que las dimensiones lo permitiesen. Ahora bien, recordemos que el desarrollo del karst está ligado a la circulación de agua infrasaturada en el subsuelo para que la disolución de la roca sea eficiente. La lenta circulación y las oscilaciones de nivel de los acuíferos relacionados con el río y, sobre todo en los niveles próximos a la superficie, el riego, las fugas de conducciones y las extracciones e inyecciones provocan variaciones en los parámetros hidrológicos y contribuyen al desarrollo de dolinas (Soriano y Simón, 1995, Soriano *et al.*, 2012).

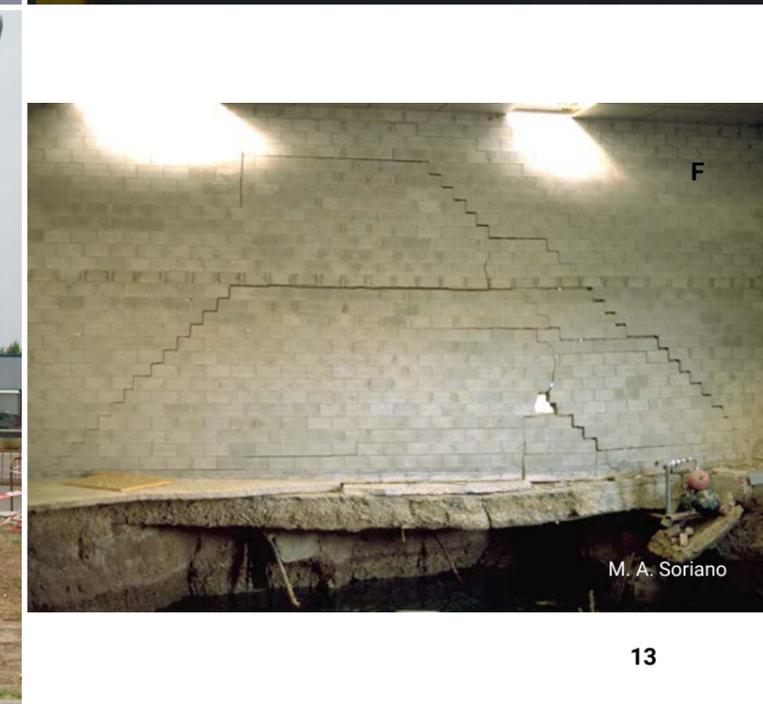
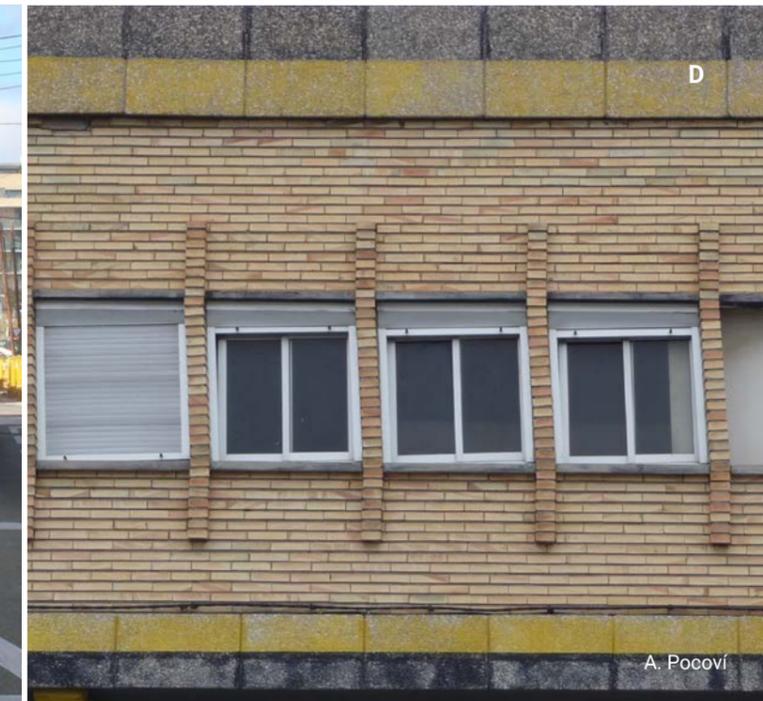
En el valle medio del Ebro, buena parte de las áreas agrícolas transformaron su uso a zonas urbanas y polígonos industriales a partir de los años 70. Terrenos en los que había dolinas se explanaron y se construyó sin prestar la debida atención a la localización de las dolinas y su relleno. Al cabo de unos años, como la karstificación sigue activa, se formaban nuevas depresiones y algunas de las antiguas se reactivaban con el consiguiente daño en vías de comunicación, edificios y sistemas de abastecimiento (Soriano y Simón, 1995; Soriano y Simón, 2002; Simón *et al.*, 2008; Soriano *et al.*, 2012). En buena parte de ellas el hundimiento es gradual. Sin embargo, también se han producido algunos colapsos repentinos que, afortunadamente, además de los daños materiales solo han causado algunos heridos leves.

El estudio de las dolinas implica diversas metodologías y fases, entre ellas señalamos: 1) Identificación, localización, delimitación de cada caso en la superficie del territorio investigado, así como las características geológicas del subsuelo. Para su reconocimiento se utilizan mapas y fotografías aéreas de distintos años, campañas de campo para localizar indicios directos e indirectos (mayor humedad, grietas, rellenos extraños, etc) de su presencia y daños que afectan a zonas urbanizadas. Además, es preciso conocer las variables geológicas e hidrogeológicas que contribuyen a incrementar la susceptibilidad del terreno a la karstificación (bajo espesor de la cubierta cuaternaria, tipo de materiales que la integran, oscilaciones importantes del nivel freático, pozos de extracción o inyección, etc). 2) Determinar su evolución y comportamiento recurriendo a documentos antiguos (mapas y fotos), mediante sucesivas mediciones topográficas y por interferometría a partir de imágenes

de satélite. 3) Reconocimiento de la estructura interna por métodos geofísicos que midan las variaciones de parámetros físicos debidas a peculiaridades del terreno. 4) En casos escogidos, campañas de sondeos mecánicos o excavación de trincheras para la lectura directa de la historia registrada en los niveles del relleno y del terreno encajante, con posibilidad de toma de muestras y realización de dataciones absolutas. 5) Previsión de endokarst antes de que tenga manifestación en superficie (Soriano y Simón, 1995; Pueyo *et al.*, 2010; Gutiérrez *et al.* 2011).

“¿Es posible prevenir la formación de dolinas? Ello conllevaría reducción de la peligrosidad y un ahorro económico significativo.”

Las dolinas se rellenaban, aunque transcurrido poco tiempo daban muestras de su actividad con la aparición de grietas y vegetación (cercañas polígono Europa / A). En muchas ocasiones se ha construido sobre dolinas activas sin tomar medidas correctoras especiales y tarde o temprano se han manifestado patologías que, en ocasiones, han acabado con los edificios en ruinas. Algunos ejemplos como los viales anejos a la autovía de Logroño son testigos de esta actividad (B). Los edificios pueden tener grietas y abombamientos en muros (barrio de Miralbueno / C) y deformaciones en ventanas (polígono El Portazgo / D). Los colapsos son menos frecuentes pero también se han generado en el exterior (autovía Logroño / E) y en el interior de edificios industriales (polígono Europa / F).





A. Pocoví



A. Pocoví



M. A. Soriano



M. A. Soriano

◀ Los ejemplos de paleodolinas que se observan en la cuenca del Ebro son muy variados. Cuando domina la subsidencia lenta, las capas se encuentran claramente basculadas hacia el centro de la estructura dibujando una forma en cubeta (N-II en las cercanías de PLA-ZA / A). En ocasiones, es posible ver el contacto de los depósitos cuaternarios sobre los estratos miocenos solubles karstificados (cercanías de Rodén / B). En otros casos no se accede a ese contacto, pero las deformaciones en los depósitos son claras. En este ejemplo se ve una forma tubular, formada como consecuencia del colapso de una cavidad kárstica, delimitada por fallas que tiende a cerrarse mediante una cúpula en la parte superior, si bien sedimentos sin deformar depositados por un canal la erosionan parcialmente (cercanías de Fuentes de Ebro / C). También es frecuente que las capas de sedimentos estén basculadas y falladas y con colapsos de decenas de metros en la zona central como el de la imagen (cercanías de Zuera / D).

Llegados a este último punto, ¿es posible prevenir la formación de dolinas? Ello conllevaría reducción de la peligrosidad y un ahorro económico significativo. En el subsuelo puede haber una cavidad importante por disolución que no se ha propagado todavía hacia la superficie. Se trata de utilizar herramientas que sean capaces de determinar en qué lugares se está produciendo disolución y todavía no se aprecian sus efectos, o bien aquellos ocultados deliberadamente por la actividad humana y pueden ser proclives a tener problemas en el futuro. Para ello, se utilizan diversas herramientas de geofísica (punto 3). La aplicación de cada método geofísico dependerá de la extensión de la zona, tiempo disponible y grado de detalle requeridos. Mencionaremos alguno de ellos.

La magnetometría mide el campo magnético terrestre (geomagnetismo) con precisión suficiente para determinar pequeñas variaciones locales del terreno. La radiación electromagnética, y el geo-radar emiten pulsos de ondas electromagnéticas de distintos intervalos de frecuencias y recogen parte de la misma señal que se ha propagado a través del terreno. La prospección sísmica se basa en medir cambios de la velocidad a que se transmiten las señales sísmicas. La microgravimetría mide la atracción gravitatoria con suficiente precisión para reconocer pequeñas variaciones de densidad del terreno. Todos estos métodos están muy al límite de su capacidad de resolución en la mayoría de casos de aplicación al estudio de dolinas, por lo que se potencia su eficacia aplicando una rutina que combina varios de ellos. En muchos casos, un planteamiento eficaz es empezar la campaña geofísica aplicando un método de ejecución rápida (p. ej. geomagnética) y, a partir de sus resultados, limitar los métodos más laboriosos a las zonas con anomalías o indicios (p. ej. microgravimetría, que implica mucho tiempo invertido en su aplicación para obtener un gran detalle) como proponen (Pueyo *et al.*, 2010).

PALEODOLINAS, LA INFORMACIÓN QUE NOS APORTA EL PASADO

Una vez que de forma breve se ha explicado qué son y qué implica la existencia de dolinas en un territorio, vamos a considerar los vestigios del pasado de este fenómeno en esta zona de la cuenca del Ebro.

En los taludes, fundamentalmente artificiales, de obras lineales y de graveras se observan buenos cortes de los depósitos sedimentados, principalmente, por la actividad del río Ebro y sus afluentes. En numerosas ocasiones, estos presentan deformaciones y se advierten estructuras con formas variadas (tubos, embudos, cubetas) que atraviesan tanto a los depósitos cuaternarios, como a los materiales miocenos infrayacentes. Frecuentemente, su parte superior no está deformada. Por tanto, dichas estructuras se generan durante la sedimentación (sinsedimentarias). Depósitos y estructuras son análogos a los observados en las dolinas activas y se interpretan como paleodolinas (dolinas formadas en el pasado y que no son activas ya que están desconectadas de actual sistema hidrológico).

Las paleodolinas ofrecen facilidades para su estudio que no tienen las dolinas actuales, ya que la altura de los taludes puede superar la decena de metros. Además, cuando se trata de taludes de graveras, visitándolas

con regularidad, se puede acceder a cortes sucesivos y completar una imagen 3D de estas estructuras. Por otra parte, cuando las obras lineales cortan una paleodolina, no se generan los mismos problemas geotécnicos que cuando la actividad humana interfiere con las actuales. En todo caso, puede haber diferencias de cohesión entre los materiales del relleno de la dolina respecto al terreno circundante. Las medidas estabilizadoras (revestimiento o adecuación de la inclinación), suelen tener resultados duraderos.

Pero, ¿para qué sirve el estudio de esas antiguas dolinas si hoy día carecen de actividad y no van a producir daños? No hay una sola respuesta a esta pregunta ya que la información que nos proporcionan es muy variada y, como se verá, resultan un buen complemento al estudio de las dolinas actuales.

Es obvio que su presencia indica que la **karstificación** no se limita a ser un fenómeno actual en la cuenca del Ebro, sino que ya era muy activo, al menos, desde el **inicio del Cuaternario** (hace 2,5 m. a), puesto que hay materiales del Pleistoceno inferior afectados por el mismo (Luzón *et al.*, 2008; 2012; Soriano *et al.*, 2012; Gil, 2017).

A partir del estudio de los taludes analizados se comprueba que los depósitos cuaternarios de las terrazas del río Ebro están integrados, en su mayoría, por gravas con estratificación horizontal y canales con estratificación cruzada. Entre estas gravas se encuentran también niveles de arenas con estructuras variadas y, esporádicamente, arcillas o lutitas que están rellenando cubetas. El análisis de las características sedimentológicas de los mismos muestra que se depositaron en un medio fluvial de cursos trenzados (*braided*), mientras que hoy día el curso del río es meandriforme. Se ha producido un cambio en las condiciones **ambientales** a lo largo de este periodo de tiempo hacia otras menos energéticas con menor disponibilidad de agua y de carga (Luzón *et al.*, 2008 y 2012).

El estudio sedimentológico detallado también muestra que hay diversos elementos que no son característicos del ambiente fluvial y que han debido intervenir otros agentes ajenos al mismo (Luzón *et al.*, 2008). Por otra parte, es frecuente observar que la disposición original de los sedimentos propiamente fluviales está alterada por basculamientos de los niveles, pliegues, fallas de diverso tipo y de escala variable incluso con desplazamientos decamétricos. En definitiva, la geometría de las

“En muchas ocasiones se aprecia que los episodios de subsidencia y colapso han ido sucediéndose en el tiempo, dando lugar a estructuras más complejas, como cubetas que en su interior presentan uno o varios colapsos.”

Panorámica de depósitos fluviales en una terraza del río Ebro en las cercanías de Garrapinillos. Dominan los niveles de gravas depositadas por un curso trenzado. Hacia el centro de la imagen se aprecia que los niveles están basculados e incluso fracturados fruto de la subsidencia. Además, en la zona más deprimida se ha generado un colapso que está relleno por sedimentos de grano fino lacustres prueba de que la zona colapsada estaba inundada. En la parte superior se depositaron de nuevo sedimentos fluviales que no están deformados, lo que indica que los episodios de karstificación fueron sinsedimentarios. El hundimiento central facilitó, no solo la formación de un subambiente no habitual en este contexto, sino también la conservación de los sedimentos de grano fino. En este colapso se realizaron dos dataciones mediante OSL (Optically Stimulated Luminescence), una en la base accesible de la zona colapsada y otra en la base de los sedimentos no deformados (cese de la subsidencia). A partir de ello se estima que el relleno natural de esta paleodolina se prolongaba durante varios miles de años (Luzón *et al.*, 2008), al menos unos 5.000 años ya que no se tenía acceso al contacto de la cubierta con el material karstificado que constituye la base del colapso.



A. Pocovi

paleodolinas nos informa de los **procesos** que actuaron en su desarrollo e incluso permite ordenarlos temporalmente. Con todo ello se puede establecer la **historia evolutiva** de estas estructuras (Soriano et al., 2019).

Así, cuando domina la **subsistencia** lenta, las capas están basculadas hacia el centro de la estructura dibujando una forma en cubeta (simétrica o asimétrica). Se aprecian variaciones laterales en el espesor de las capas y discordancias entre ellas. Es frecuente el desarrollo de estructuras de deformación tales como fallas cuyos planos suelen ser subverticales y cuya vergencia es en sentidos opuestos.

Si el proceso importante es el **colapso**, hay una intensa deformación en los materiales afectados (material desorganizado, bloques basculados, sedimentos blan-

dos intensamente plegados, variación de espesor de las capas, etc). También son frecuentes los rellenos con características sedimentológicas muy distintas a las del entorno (arcillas lacustres, arenas eólicas,...) dentro de la zona colapsada. En la periferia de los volúmenes colapsados son frecuentes las estructuras de deformación, como fallas (sobre todo con componente inversa), bandas de cizalla en las que los ejes mayores de las gravas pueden estar verticales, pliegues, cúpulas, cubetas limitadas por fallas, etc (Luzón et al., 2008; Simón et al., 2014; Soriano et al., 2019).

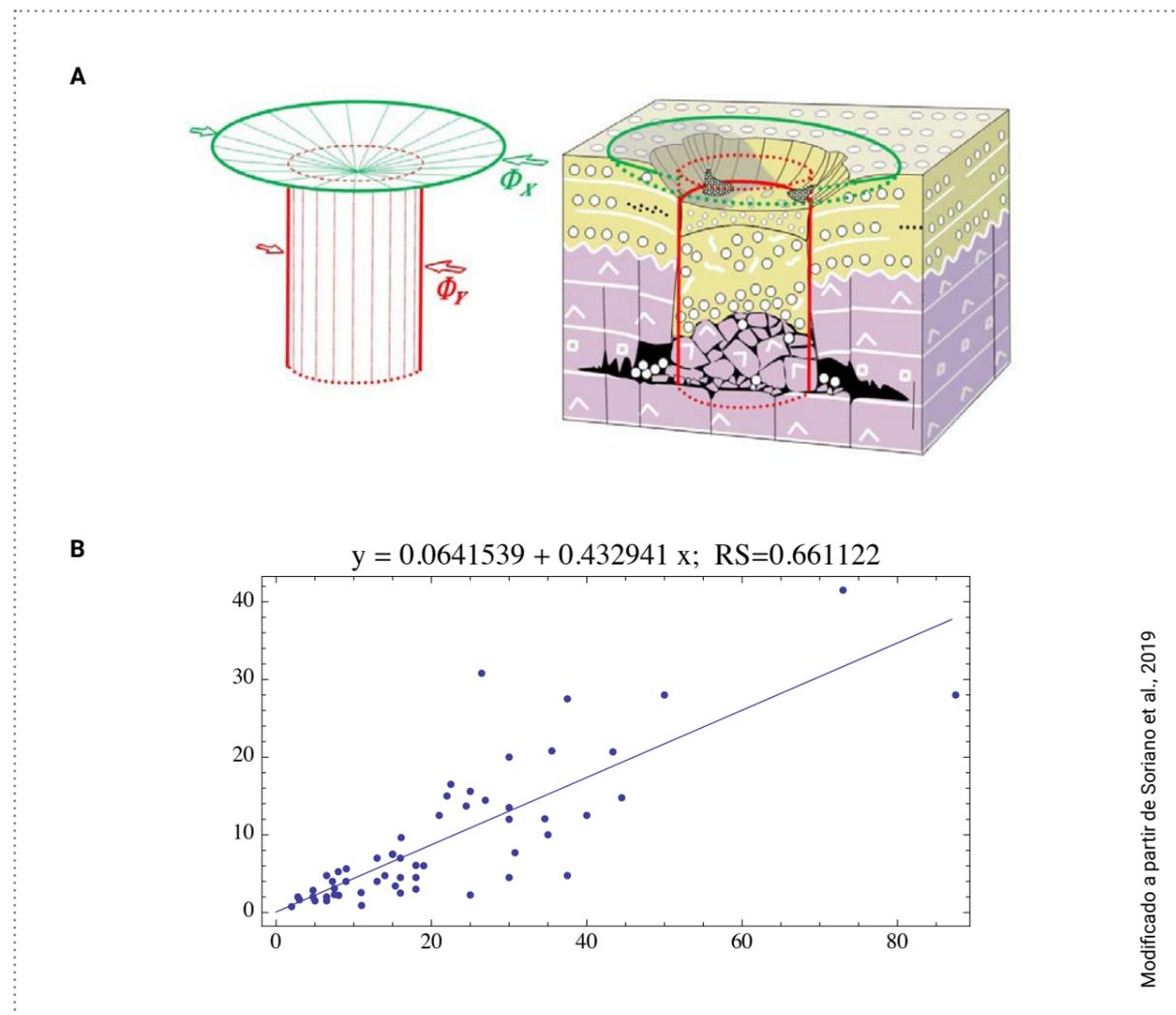
En muchas ocasiones se aprecia que los episodios de subsistencia y colapso han ido **sucedándose** en el tiempo, dando lugar a estructuras más complejas, como cubetas que en su interior presentan uno o varios colapsos sucesivos de considerables dimensiones y sobre ellos

hay una nueva subsistencia (inferida a partir del aumento de espesor de los materiales y de las discordancias). La subsistencia inicial concentra mayor disolución en su zona central y es ahí donde se generará el/los colapsos sobrepuestos. La progresión de disolución y compactación del material generará la última subsistencia (Soriano et al., 2019). En las áreas colapsadas, además de material desestructurado por el proceso, se conservan materiales arcilloso-limosos y arenas. En estos casos complejos se distinguen todas las estructuras de deformación ya mencionadas.

De forma idealizada, las paleodolinas se pueden ajustar a figuras **geométricas** sencillas: conos y cilindros y su superposición. Así, una cubeta de subsistencia lenta se asimila a un cono cuyo ápice se sitúa en el punto más activo. Los volúmenes colapsados se asimilan a cilindros de eje vertical. La posibilidad de asociar la realidad encontrada sobre el terreno a figuras geométricas simples, permite **cuantificar** y establecer relaciones sencillas entre los parámetros de dichas formas. Por ejemplo, los datos estadísticos sugieren que hay una proporcionalidad entre la extensión de los colapsos y las zonas de subsistencia que, generalmente, los rodean (Soriano et al., 2019).

BIBLIOGRAFÍA

- Cvijic J,1893. Das Karstphänomen. *Geographische Abhandlungen*, 5, (1/1891-96): 217-329. También en: Penck A., ed. (2018): *Geographische Abhandlungen*, Vol 5 (Classic Reprint). Forgotten Books, London, 562 p.
- Eraso A., 1989. Paleokarst in civil engineering. In P. Bosák, D. C. Ford, J. Glazek, & I. Horáček (Eds.), *Paleokarst. A systematic and regional review* (pp. 549–557). Praha: Elsevier and Academia.
- Ford D., Williams P. D. , 2007. *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Willey & Sons Ltd. Chichester, 562 p.
- Gil H., 2017. *Los depósitos cuaternarios en el sector central de la Cuenca del Ebro: Arquitectura estratigráfica, paleokarst, su interacción con la sedimentación y cronología*. Tesis doctoral 354 p. Universidad de Zaragoza.
- Gil H., Luzón M., A. Soriano, M. A., Casado, I., Pérez, A., Pueyo, E. y Pocoví, A. 2013. Stratigraphic architecture of interfering alluvial-eolian systems developed on active karst terrains: an Early Pleistocene example in the Ebro basin (NE Spain). *Sedimentary Geology*, 296 : 122-141.
- Gutiérrez F.; Galve J.P.; Lucha P.; Castañeda C.; Bonachea J.; Guerrero J. 2011. Integrating geomorphological mapping, trenching, InSAR and GPR for the identification and characterization of sinkholes in the matled evaporite karst of the Ebro Valley (NE Spain) *Geomorphology* 134, 144-156.
- Luzón M. A., Pérez, A., Soriano, M. A. y Pocoví A. 2008. Sedimentary record of Pleistocene paleodoline evolution in the Ebro basin (NE Spain). *Sedimentary Geology*, 205: 1-13.
- Luzón M. A., Rodríguez López, J. P., Pérez, A., Soriano, M. A., Gil, H. y Pocoví, A. 2012. Karst subsidence as a control on the accumulation and preservation of eolian deposits: A Pleistocene example from a proglacial outwash setting. Ebro basin, Spain. *Sedimentology*, 59 (7): 2199-2225.
- Pueyo Anchueta Ó., Casas Sainz A. M., Soriano M. A. y Pocoví A., 2010. A geophysical routine for detection of doline areas in the surroundings of Zaragoza (NE Spain). *Engineering Geology*, 114: 382-396.
- Simón J. L., Soriano M. A., Arlegui L., Gracia J., Liesa C. L. y Pocoví A. 2008. Space-time distribution of ancient and active karst subsidence: examples from the central Ebro Basin, Spain. *Environmental Geology*, 53 :1057-1065.
- Simón J. L., Soriano M. A., Pérez A., Luzón A.,



◀ **De manera simple, las paleodolinas se pueden asimilar a figuras geométricas sencillas. Los conos representan formas subsidentes y los cilindros formas colapsadas, tal como muestra el esquema (mediante Φ_x se indica el diámetro del cono y Φ_y el del cilindro / A). La comparación entre los radios de conos (subsistencia) y cilindros (colapso) a partir del análisis de 123 paleodolinas muestra una buena correlación (B). La longitud del radio del cono es, en promedio, unas 1,7 veces la del cilindro.**



M. A. Soriano

El desarrollo de la karstificación no solo condiciona la existencia de elementos extraños al contexto sedimentológico principal, sino que también se acumulará mayor espesor de sedimentos en las zonas subsidentes y la formación de subambientes (Gil *et al.*, 2013). La formación de esos espacios de acumulación peculiares ha permitido la **conservación** de sedimentos, especialmente los de grano fino que, de otra forma, habrían sido erosionados en ese ámbito tan energético por los cursos *braided* del Pleistoceno y, por lo tanto, habrían salido de este sistema. Es el caso de arcillas lacustres y arenas eólicas ya mencionadas, como se señala en Luzón *et al.*, 2012 y Soriano *et al.*, 2019 (figuras página 17 y 20).

COMPARANDO PALEODOLINAS Y DOLINAS ACTUALES

A la vista de lo anterior, se constata que los procesos naturales que intervienen en la karstificación no han variado a lo largo del tiempo. Las estructuras resultantes de estos procesos son similares tanto en depósitos cuya edad es Pleistoceno inferior, como Pleistoceno superior, y coinciden con aquellos que causan el desarrollo de las dolinas actuales.

Ahora bien, el estudio de las paleodolinas muestra una cierta complejidad. Por ello, el mejor conocimiento de la sucesión de procesos actuantes en la evolución de dolinas puede ayudar a delimitar con más precisión las zonas peligrosas y, por lo tanto, contribuir a la planificación urbana. Así, la existencia de discordancias en los sedimentos por causas naturales indica la reactivación de los procesos de disolución, algo que puede ocurrir en dolinas actuales consideradas “inactivas”. Hoy en día, no solo las causas naturales sino también las antrópicas (por el relleno de estas depresiones con materiales poco cohesivos) pueden producir este hecho al ser expuestas a sufosión y posterior subsidencia de la zona. En otras ocasiones, se ha visto cómo la morfología superficial no refleja siempre los procesos intervinientes en su génesis. Una interpretación errónea sobre aquellos relacionados con las dolinas actuales puede causar importantes problemas en las zonas más pobladas.

Pero además, se ha observado que los procesos que coadyuvan en la génesis de las dolinas varían a lo largo del tiempo. Tal como hemos visto, tras una subsidencia lenta se pueden desarrollar colapsos de grandes di-



En el interior del colapso producido durante la sedimentación de los materiales del río Ebro se encuentran arenas eólicas. Precisamente el desarrollo del karst facilita la conservación de las mismas (Luzón *et al.* 2013) ya que de otra forma al tratarse de sedimentos de grano fino, hubieran sido evacuados de la zona por los agentes exógenos (gravera cercana a Rodén).

mensiones y, viceversa, tras un episodio de colapso una subsidencia lenta que afectará a una mayor superficie de terreno (recordemos la relación existente en su extensión, figura página 18). Por tanto, esta información aporta objetividad para establecer perímetros de seguridad en torno a las dolinas actuales, algo básico en planificación urbana. Así pues, un mejor conocimiento de la sucesión de procesos kársticos que se obtienen del estudio de antiguas estructuras de deformación es útil, no solo para delimitar las actuales zonas peligrosas, con lo que se mitiga la exposición frente a este riesgo geológico, sino también para ser conscientes de que la evolución (incluso de las dolinas subsidentes que se consideran menos peligrosas) puede modificar su comportamiento con el aumento de la peligrosidad en el área afectada (Soriano *et al.*, 2019).

M^a Asunción Soriano y Andrés Pocoví
Dpto. de Ciencias de la Tierra
Facultad de Ciencias
Universidad de Zaragoza

Pocoví A. y Gil H. 2014. Interacting tectonic faulting, karst subsidence, diapirism and continental sedimentation in Pleistocene deposits of the central Ebro Basin (Spain). *Geological Magazine* 151 : 1115-1134.

- Soriano M.A. y Simón J.L., 1995. Alluvial dolines in the central Ebro Basin, Spain: a spatial and developmental hazard analysis. *Geomorphology* 11, 295-309.
- Soriano M.A. y Simón J.L., 2002, Subsidence rates and urban damages in alluvial dolines of the Central Ebro basin (NE Spain). *Environmental Geology*, 42: 476-484.
- Soriano M. A., Luzón A., Pérez A., Yuste A., Pocoví A., Simón J. L. y Gil H. 2012. Quaternary alluvial sinkholes: record of environmental conditions of karst development. Examples from the Ebro basin, Spain. *Journal of Cave and Karst Studies*, 72 : 173-185.
- Soriano M.A., Pocoví A., Gil H., Pérez A., Luzón A. y Marazuela M.A., 2019. Some evolutionary patterns of palaeokarst developed in Pleistocene deposits (Ebro Basin, NE Spain): Improving geohazard awareness in present-day karst. *Geological Journal*, 54: 333-350.
- Waltham T., Bell F., & Culshaw M. 2005. Sinkholes and subsidence: Karst and cavernous rocks in engineering and construction. Berlin: Springer.
- White W. 1988. *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. New York:Oxford University Press.
- Williams, P. 2003. Dolines. In J. Gunn (Ed.), *Encyclopedia of caves and karst science* (pp. 304-310). New York: Fitzroy Dearborn.
- Zhao W., Shen A., Qiao Z., Zheng J. & Wang X (2014). Carbonate karst reservoirs of the Tarim Basin, northwest China: Types, features, origins, and implications for the hydrocarbon exploration: Interpretation. *Journal of subsurface characterization*, 2, SF 65-SF90.