

“En los taludes artificiales que cortan a depósitos cuaternarios se ven deformaciones que se atribuyen a antiguas dolinas (paleodolinas). Hoy día no son activas.”

¿De qué nos hablan las paleodolinas del Valle del Ebro?



Paleodolina afectando a los yesos neógenos y a gravas cuaternarias. Cercanías de Fuentes de Ebro.

A. Pocoví

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



Figura 1: deformaciones causadas por el hundimiento continuado de una dolina situada en las inmediaciones del km 246 de la N-232. En la zona del aparcamiento se aprecia una depresión superficial, escalones en el asfalto y el basculamiento de un pilar. En este lugar se ha tenido que reparar frecuentemente la tubería de abastecimiento de agua al barrio de Casetas.

La disolución de formaciones rocosas por la acción del agua (karstificación) es un proceso geológico frecuente en la naturaleza, que es bien conocido en el sector central de la depresión del Ebro. Aquí, y muy especialmente en el entorno de la ciudad de Zaragoza, crea graves problemas en edificios y obras lineales (figura 1), tal como reflejan con frecuencia diversos medios de comunicación. En este caso es por la disolución de evaporitas (yesos y sales haloideas), muy abundantes en el subsuelo de esta región, que provoca hundimientos del terreno dando lugar al desarrollo de dolinas en la superficie (Soriano et al., 2012; Soriano y Pocoví, 2021).

Dolina es un término de origen eslavo. En nuestro idioma también se denominan simas, celadas, tinajas, balsas, ojos, pozos, cenotes o torcas, dependiendo de regiones, de su forma, su profundidad y de la presencia o no de agua en su fondo. Las dolinas del valle del Ebro son depresiones cerradas, con morfología circular o subcircular en planta, con un diámetro que puede estar comprendido entre 5 y 100 metros y una profundidad entre 1 y 20 metros, en cuyo fondo, en ocasiones, hay

agua. Estas depresiones son el reflejo superficial de la disolución que se produce en el subsuelo y que genera ensanchamiento de fracturas previas y desarrollo de galerías y cavidades subterráneas. El hundimiento del terreno se manifiesta lenta o súbitamente (lo que incrementa la peligrosidad) formando estas depresiones cerradas. El peligro es mayor cuando las evaporitas del substrato se encuentran cubiertas por materiales detríticos muy permeables, es decir, se trata de un “karst cubierto”, formándose entonces lo que se conoce como dolinas aluviales (Soriano y Simón, 1995).

Además de las dolinas que se desarrollan en la actualidad, las diversas obras civiles realizadas en la zona y las canteras de explotación de áridos en depósitos de edad cuaternaria, han expuesto los sedimentos en un gran número de taludes artificiales en los que se ven deformaciones que pueden atribuirse, sin duda alguna, a antiguas dolinas (paleodolinas) desarrolladas en épocas remotas y que hoy día carecen de actividad. Pese a ello, nuestra experiencia demuestra que el estudio de estas formas es muy interesante en diversos aspectos, tal como se irá viendo en los siguientes apartados.

CONTEXTO GEOLÓGICO

El sector central del valle del Ebro es un lugar excepcional donde la karstificación cobra gran importancia. La causa primordial es que en el subsuelo hay rocas sedimentarias ricas en yesos y otras sales que se depositaron hace unos 20 millones de años, tiempo en el que la actual zona central del valle del Ebro formaba parte de una cuenca cerrada, sin conexión con el mar (endorreica), como consecuencia de la elevación de los Pirineos al norte y de las Cordilleras Ibérica y Costero-Catalana al suroeste y sureste, respectivamente. En ese tiempo, en esta zona había lagos de escasa profundidad en los que precipitaban carbonatos, sulfatos, cloruros..., formando sucesivas capas horizontales que integran una serie sedimentaria de centenares de metros de espesor. Cuando hace entre 12 y 8,5 millones de años la cuenca se abrió hacia el Mediterráneo, se inició el desarrollo actual de la red hidrográfica del Ebro. La acción ejercida por los ríos fue doble: por una parte, excavando sus cauces erosionaron parcialmente a los materiales lacustres depositados previamente en la cuenca cerrada y, por otra, sobre estos últimos se

acumularon sedimentos fluviales (gravas, arenas y limos, figura 2). Periodos alternantes de aluvionamiento y erosión provocaron sucesivos episodios de construcción y abandono de las llanuras aluviales y, en consecuencia, el desarrollo de diversos niveles de terrazas a lo largo del curso del río Ebro y de sus afluentes. Además del papel que juegan las aguas superficiales de los cauces fluviales en el desarrollo de dolinas, hay que considerar también el de las aguas subterráneas que, simultáneamente, circulan a través de los poros de formaciones permeables (gravas, arenas...) o por conductos desarrollados a favor de las fracturas naturales de las rocas.

CÓMO SE ESTUDIAN LAS PALEODOLINAS

Antes de ir desgranando la información que aportan las paleodolinas, conviene recordar que los geólogos observamos las características de los sedimentos y formaciones rocosas y también los cambios que alteran su disposición original. Con todo ello interpretamos los procesos que los han generado y dado lugar al aspecto que presentan esos materiales en la actualidad. A partir de este estudio, además, se ordenan los acontecimientos registrados o, lo que es lo mismo, la historia sufrida por dichos materiales tras su depósito. Todo ello puede hacerse mediante la observación directa del terreno, es-

tudio de imágenes, mapas, sondeos, etc. Sin embargo, la sedimentación es en sí misma un proceso discontinuo, por lo que reconstruir toda la historia no es sencillo. En definitiva, usando un símil, es como recuperar un libro destruido a partir de algunas páginas sueltas y cuanto mayor sea el número de párrafos identificados, la lectura del libro será más completa y exacta.

En el caso concreto de la Cuenca del Ebro, gracias a los cortes artificiales realizados para el trazado de carreteras, ferrocarriles y, sobre todo, los taludes de las graveras para la extracción de áridos de los depósitos aluviales del río Ebro y sus afluentes, que con frecuencia alcanzan hasta decenas de metros de espesor, se accede "al interior" de estructuras de deformación que podrían pasar desapercibidas desde la superficie del terreno. Además, en el caso de las graveras activas,

Figura 2: en la parte inferior materiales bien estratificados correspondientes a niveles de arcillas y yesos miocenos. Sobre ellos se sitúan gravas depositadas por la acción de los ríos durante el Cuaternario. Cercanías de Osera.

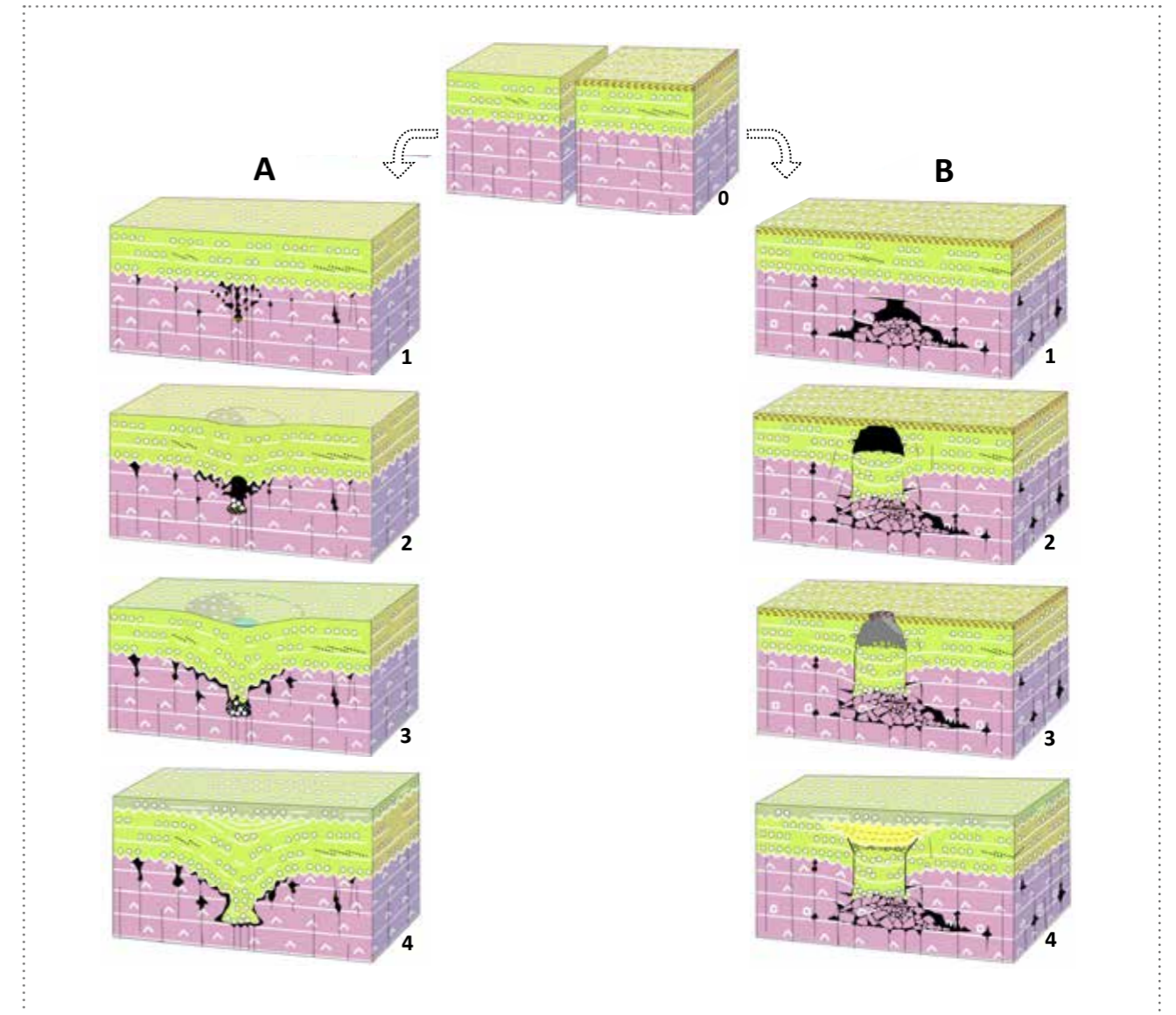


Figura 3: esquemas simplificados de formación de paleodolinas. Sobre los materiales solubles miocenos se disponen otros detríticos acumulados durante el Cuaternario. Estos pueden estar sin cementar (A) o cementados (B) con lo que su respuesta será diferente frente a la disolución y condicionará también la morfología resultante. En el primer caso (A), las partículas detríticas serán arrastradas hacia los conductos desarrollados por la disolución, lo que causará un hundimiento progresivo de los materiales (formas más tendidas). Si los niveles detríticos cuaternarios están cementados (B), su resistencia favorecerá el desarrollo de una cavidad bajo los mismos hasta que finalmente colapsen de forma repentina. Finalmente, en ambos casos, si cesa la disolución y continúa la sedimentación, los materiales deformados quedarán cubiertos por nuevos sedimentos no deformados.

la posición de los frentes varía continuamente por la extracción de materiales, lo que permite contar con información en tres dimensiones. Todo esto favorece el acceso a los sedimentos y, consecuentemente, posibilita observarlos, recoger datos, tomar imágenes, muestrearlos, analizar su disposición, estructura y en el laboratorio, incluso, sus características y edad y, con todo ello, deducir las condiciones ambientales bajo las que se depositaron y la evolución en el tiempo del conjunto estudiado (figura 3). En ocasiones, se observa el contacto directo de los sedimentos aluviales con el substrato de materiales yesíferos más antiguos (una veintena de millones de años), en otras el espesor de los depósitos cuaternarios es tan elevado que ninguno de los cortes artificiales alcanza la profundidad a la que se sitúa el substrato yesífero.

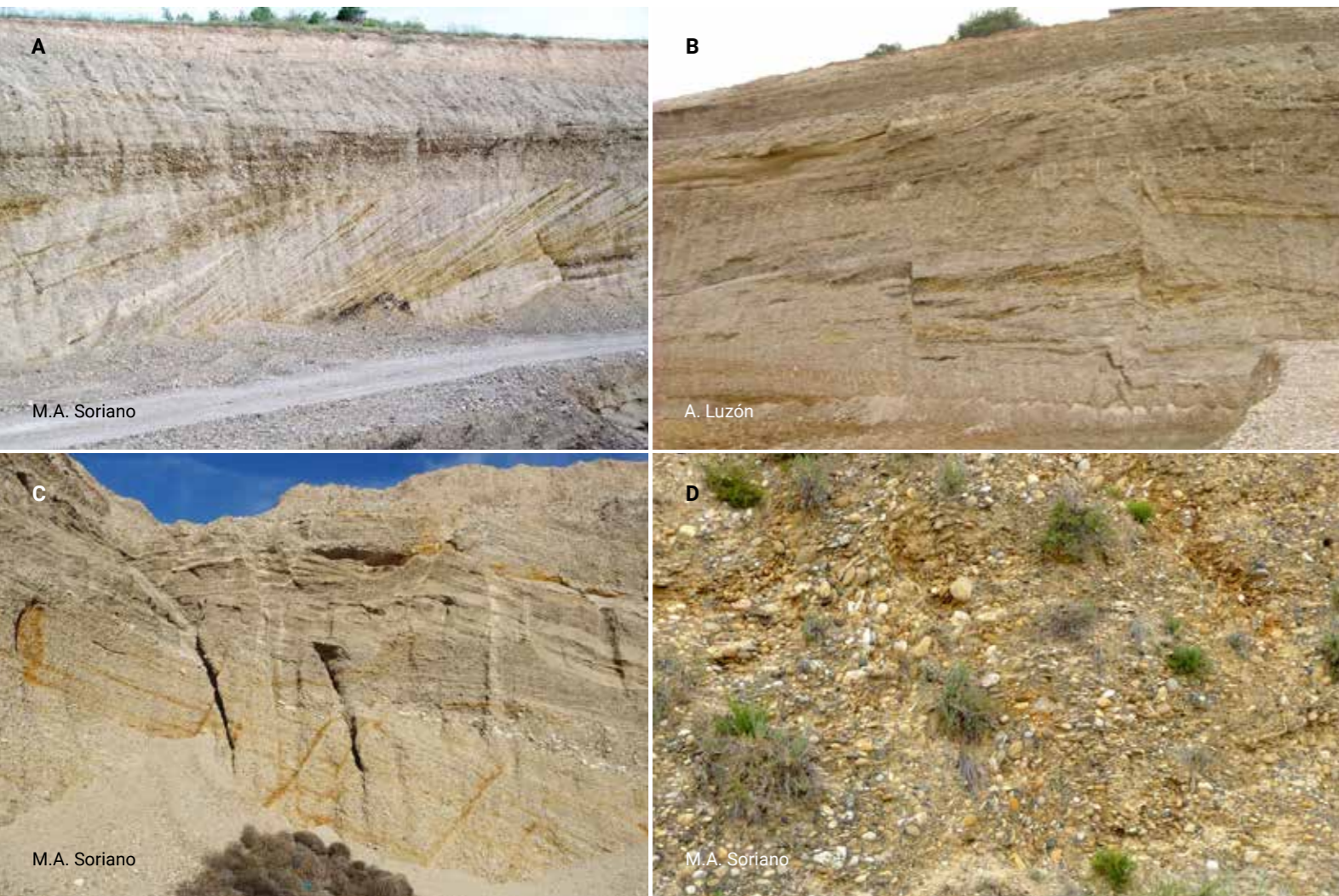


Figura 4: distintos tipos de deformaciones observadas en los sedimentos cuaternarios depositados por el río Ebro asociadas a paleodolinas.

A) Basculamiento de los niveles inferiores, básicamente gravas.

B) Niveles de gravas afectados por diversos planos de falla e incluso una banda de cizalla. Tanto en A como en B, las capas de gravas, que hay en la parte superior, no están deformadas lo que indica que el cese del hundimiento causado por la disolución se produjo antes del final de la sedimentación de estos materiales por el río Ebro. Cercanías de la localidad de Garrapinillos.

C) Basculamiento de capas y fallas conjugadas que deforman a los niveles de gravas en las cercanías de Rodén; el nivel de cantos blanquecinos refleja aportes de abanicos aluviales laterales y las intercalaciones arenosas en la parte derecha de la imagen son de origen eólico.

D) Gravas cuyo eje mayor está vertical, cercanías de Juslibol.

Nuestro estudio permite observar que, muchas veces, los sedimentos aluviales presentan deformaciones variadas que han modificado su disposición original, tales como basculamientos de capas, pliegues, fallas, bandas de cizalla, discordancias, engrosamiento de los estratos, etc. (figura 4). A veces en los depósitos se dibujan formas de cubeta (figura 5), embudo (figura 6) y también tubos verticales (figuras 7 y 8) que cortan a los sedimentos (tanto cuaternarios como miocenos). Todos ellos son totalmente coincidentes con las morfologías de las dolinas actuales, pero sin indicios de subsidencia activa, de ahí que se interpreten como paleodolinas. Muchas veces el cese del hundimiento está confirmado porque los niveles superiores de dichos depósitos conservan su disposición horizontal original (figuras 4A, 4B y 6), sin ningún tipo de deformaciones, como las ya mencionadas: (Gutiérrez et al., 2008; Luzón et al., 2008; Simón et al., 2008 y Soriano et al., 2019).

Figura 5: las paleodolinas pueden tener dimensiones variadas con diámetros.

A) De alrededor de un metro.

B) Hasta decenas de metros, e incluso en los casos extremos centenares de metros. En ambos casos se aprecian inclinaciones en los niveles cuaternarios causadas por el predominio de procesos de disolución y consiguiente subsidencia lenta. Estos ejemplos se localizan en Zaragoza y en el km 5 de la carretera A-222, respectivamente.



¿QUÉ INFORMACIÓN RELEVANTE APORTAN LAS PALEODOLINAS?

Puesto que las paleodolinas no son activas hoy día y no pueden causar daños por subsidencia, se puede pensar que su estudio tiene poco interés o es una pérdida de tiempo. Sin embargo, bien al contrario, el análisis e interpretación de los sedimentos implicados, de las estructuras de deformación observadas y su datación nos aportan información de cómo evoluciona una dolina desde su inicio, pasando por diferentes estadios de desarrollo, hasta que cesa su actividad. En definitiva, suministran conocimientos importantes en el ámbito de la Geología básica y también de la aplicada.

En primer lugar, al estudiar con detalle los materiales en que se encuentran, las terrazas aluviales en el sector central del valle del Ebro, se observa que éstos están compuestos, mayoritariamente, por gravas y arenas bien clasificadas depositadas por el río y, ocasionalmente, por gravas mal clasificadas resultado de aportes laterales desde abanicos aluviales procedentes de antiguos relieves que delimitaban el valle en esta zona (La Plana, La Muela). A partir de su análisis sedimentológico se ha concluido que el río Ebro fue anteriormente un sistema fluvial de tipo trenzado con canales someros y presencia de barras de grava entre los canales. Hoy día el trazado del río es meandriforme, por tanto, claramente diferente del que existía en el Pleistoceno. Este



◀ **Figura 6: en otras paleodolinas se observan límites verticales o subverticales y los materiales se encuentran muy desorganizados, lo que indica que además de la disolución se produjo su caída repentina. De nuevo las escalas son variadas. Se observa el cese de la disolución en ese lugar ya que los niveles superiores de gravas no se encuentran deformados. Cercanías de Garrapinillos.**



M.A. Soriano

▲ **Figura 7: vista general de una paleodolina en la que están asociadas las dos formas descritas: tendida y con bordes bruscos. Se observa la flexión de las capas hacia la zona central de la imagen donde, además, se ha producido un colapso (ver en detalle en figura 8). Además de las deformaciones sinsedimentarias (basculamiento de capas, discordancias, fallas...) se aprecia que en el centro los materiales que rellenan parcialmente ese colapso corresponden con depósitos arcilloso-limosos sedimentados en zonas lacustres posteriormente al colapso. Estas zonas encharcadas se vieron favorecidas por la existencia de la karstificación que afectaba a las áreas predominantemente fluviales. Este proceso también facilitó la conservación de los materiales de grano fino que, de otra forma, habrían sido erosionados. Proximidades de Zuera. Además, en las inmediaciones de la zona representada en la fotografía, hallamos un excepcional resto de defensa de Elephantidae indet. de casi 2 m de longitud (Marazuela et al., 2014) expuesto en el Museo de Ciencias Naturales de la Universidad de Zaragoza.**

hecho indica que se ha producido un cambio notable de caudal, de carga de sedimentos y de las condiciones ambientales con relación a épocas anteriores, en las que se desarrollaron glaciares en las montañas circundantes que aportaron agua y sedimentos al sistema fluvial (Luzón et al., 2012).

Además de las estructuras de deformación, ya mencionadas en el apartado anterior, es frecuente encontrar en las terrazas sedimentos no habituales en un medio fluvial de cursos trenzados; se relacionan con el desarrollo de las depresiones y hundimientos (con límites muy tendidos o muy bruscos, similar a las dolinas actuales) que afectaron a esos cursos o sus inmediaciones, es decir, con paleodolinas. Los rellenos de esas antiguas dolinas pueden ser gravas, pero con reiteración dominan los materiales finos (arcilloso-limosos y arenosos), con o sin estructuración interna (figuras 5 y 8). En las capas que forman los sedimentos del interior de las paleodolinas con frecuencia se observan características tales como basculamientos, engrosamientos y discordancias, (figuras 4A, 4C, 7) que indican que la subsidencia en las paleodolinas fue contemporánea a la sedimentación (sinsedimentaria), tal como indican Luzón et al. (2008), Simón et al. (2014) y Soriano et al. (2019).

Dos son los depósitos que dominan en la zona y que no son propios del sistema fluvial: lacustres y eólicos



M.A. Soriano

Figura 8: foto de detalle del colapso central de la figura 7. La zona excavada corresponde a los materiales arcilloso-limosos que rellenan el colapso. En los márgenes del mismo los niveles de grava y arena están intensamente deformados y se observan basculamiento, fracturación y flexión de capas y, también, cantos verticales. Proximidades de Zuera.

que, por otra parte, pudieron representar condiciones climáticas diferentes. Las características de las arcillas y limos asociados a paleodolinas indican que se depositaron en zonas lacustres y palustres en el interior de las llanuras aluviales (figuras 7 y 8), ambientes favorecidos por la formación de zonas deprimidas de dimensiones variables causadas por la disolución del sustrato (Luzón et al., 2008). En esos sedimentos es frecuente encontrar restos de vegetación (hojas y semillas), carófitas y también gasterópodos. En definitiva, la karstificación facilitó el desarrollo de otros **subambientes** dentro del sistema fluvial o aluvial dominante.

En el caso de las arenas, sus características indican un claro origen eólico (en relación con la acción del viento). La arena sería deflactada de las llanuras aluviales cuando quedaran expuestas, y su acumulación tuvo lugar, como dunas y láminas de arena, debido a la deceleración del viento, en muchos casos, favorecida por la existencia de amplias depresiones. Estas acumulaciones

“Es frecuente encontrar en las terrazas sedimentos no habituales en un medio fluvial de cursos trenzados.”

arenosas se producirían en momentos de poco caudal en el río, sobre su llanura aluvial, posiblemente asociado a momentos áridos y fríos (Luzón et al., 2012).

Por otro lado, tanto en el caso de los depósitos arcilloso-limosos como arenosos, la karstificación ha favorecido no solo su sedimentación sino también su **conservación** hasta nuestros días, ya que la subsidencia asociada provocó que quedaran por debajo del nivel de erosión, lo que evitó su evacuación hacia otras zonas bien por la actividad fluvial o por la propia acción del viento. Este hecho es muy importante, puesto que, de otra forma, no habría quedado el registro de la existencia de estos subambientes contemporáneos con los cursos fluviales y aluviales dominantes en la región (Luzón et al., 2012; Gil et al., 2013).

Así, en periodos de mayor disponibilidad de agua serían los cursos fluviales los dominantes en la zona mientras que, en los de menor, el papel ejercido por el viento y por ende la generación de dunas, tendrían una mayor relevancia. Es un importante dato **paleoambiental** que contribuye a tener una visión más completa de los agentes y ambientes dominantes en la región en épocas pasadas y ello permite tener más información para reconstruir el aspecto que esta tenía durante el Cuaternario.

Además, la **conservación** también se extiende a niveles **geomorfológicos**. En lugares donde las terrazas fluviales han sufrido gran erosión, solo se han conservado aquellos restos donde el espesor de sedimentos es mayor por el desarrollo de dolinas (Pocoví et al., 2017).

Pero además del estudio de los sedimentos, es necesario también examinar las deformaciones que les afectan y que están asociadas al desarrollo de paleodolinas, con el fin de completar y mejorar el conocimiento de las mismas. Cuando estas tienen morfologías muy **tendidas** (sin rotura de capas) se observan sinformes, basculamientos, engrosamientos y discordancias en las capas de sedimentos. En este caso se generan por la disolución que se produce en el subsuelo a lo largo de niveles preferentes y que causan el desarrollo de concavidades en las gravas no cementadas que los recubren por la acomodación de los sedimentos al volumen de materiales del sustrato que ha desaparecido por disolución, provocando la flexión de las capas, inclinadas hacia la zona de mayor deformación (figuras 3A y 5). Si prosigue la disolución, aumentará el tamaño de los conductos kársticos subterráneos y el arrastre a través de ellos de los materiales detríticos, lo que conlleva el aumento del volumen afectado y una deformación más intensa en superficie con el desarrollo de estructuras tales como fallas (principalmente normales) y zonas de cizalla (Soriano et al., 2019).



Morfología de un río trenzado.

Gekkert (deviantart.com)

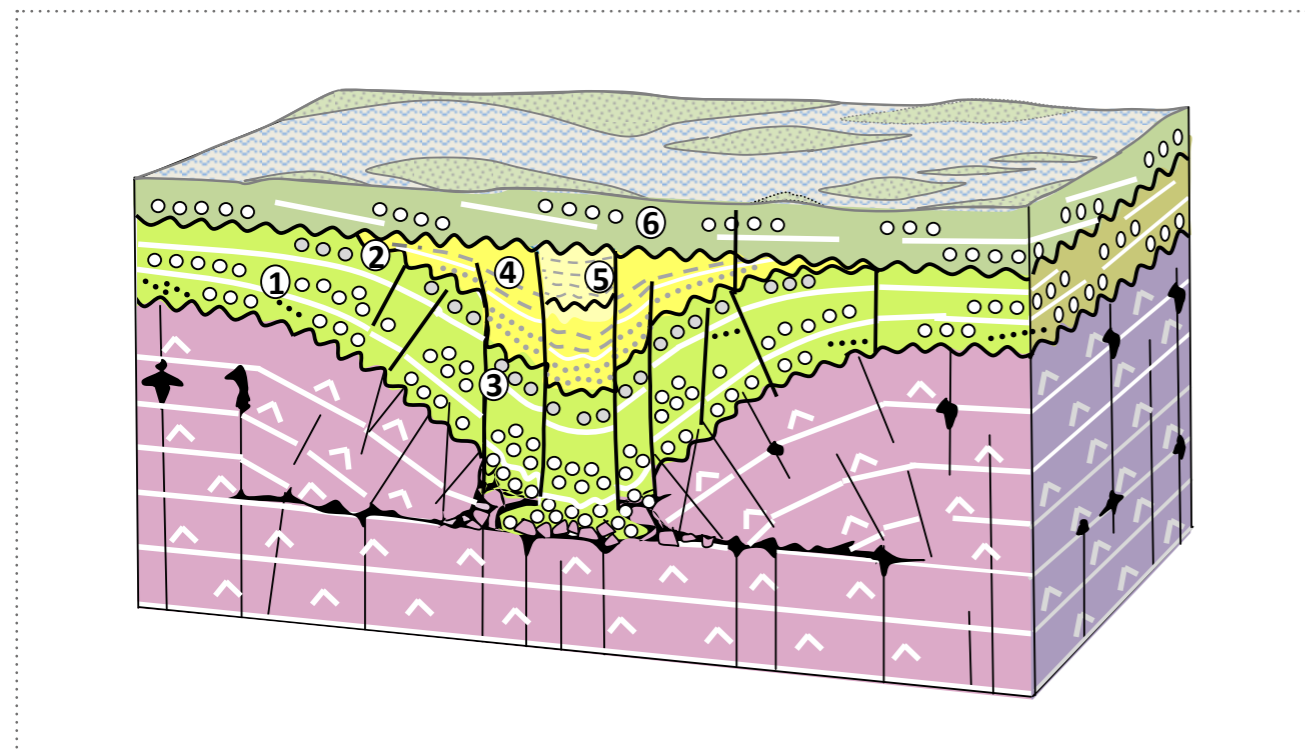
En el caso de morfologías con límites **bruscos** con roturas claras (figuras 3B y 6), las deformaciones asociadas son fallas inversas antitéticas, fallas normales, diaclisas, zonas de cizalla, cantos verticalizados o desorganizados en la zona de mayor deformación, discordancias, etc. (figuras 4B, 4C y 4D). Todo ello se interpreta como resultado no solo de la disolución en zonas preferentes sino también de la existencia de niveles cementados en la cubierta detrítica, que puede sostenerse de manera inestable sobre las cavidades desarrolladas por disolución en el subsuelo. Con el crecimiento de estas, el mantenimiento de la bóveda se tornará más precario hasta que colapsa (Soriano et al., 2019). Tanto si las formas son tendidas como si tienen límites bruscos, si se alcanzara el nivel freático la depresión generada en superficie quedaría rellena por agua y se podrían generar pequeños lagos y acumular material arcilloso.

Pero, en muchas ocasiones, ambos tipos se encuentran asociados (figura 7) de tal manera que, en la zona de mayor subsidencia de una depresión con bordes tendidos, se inscribe otra con bordes verticales o subverticales que se ha producido por un colapso de los niveles infra-yacentes. Las estructuras de deformación observadas en este caso son las ya descritas por separado, aunque cabe señalar que las fallas normales se encuentran en la parte externa de la zona subsidente, mientras que las

fallas inversas se restringen a la zona central donde se encuentra el colapso (figura 8). En ocasiones, se han repetido los colapsos en el mismo lugar de tal forma que uno queda inscrito en el previo (Soriano et al., 2019).

Tras la recogida e interpretación de todos los datos anteriores, es posible elaborar un modelo de la **evolución** para las paleodolinas que se puede aplicar a las actuales. Un ejemplo es el mostrado en las figuras 7, 8 y 9, correspondientes a una terraza del río Gállego ubicada cerca de Zuera. En los primeros estadios (9.1) se produce la disolución y deformación de los niveles evaporíticos neógenos sobre los que se están sedimentando gravas fluviales en las que se interpreta subsidencia sinsedimentaria a partir del engrosamiento de algunos niveles. Más tarde (9.2) hay una erosión parcial de capas. La disolución continúa, tal como se deduce del

Figura 9: A partir de los afloramientos es posible interpretar la evolución sufrida durante el desarrollo de las paleodolinas. La numeración que aparece en la figura corresponde a las etapas evolutivas tal como está detallado en el texto del artículo.



“Las dolinas se han desarrollado a lo largo del Cuaternario, es decir, desde hace 2,6 millones de años hasta la actualidad.”

aumento de espesor de algunos niveles. Además, se observa una asimetría en la zona subsidente. Se produce la generación de fallas y fracturas (9.3) lo que incrementa la disolución en la zona de flexura y el desarrollo del colapso. En él se genera un área lacustre (9.4) donde se sedimentan arcillas y limos. Más tarde (9.5) se produce un colapso en el interior del primero que conlleva el hundimiento de los niveles de arcillas y limos y la generación de bandas de cizalla en los niveles de gravas y arenas. Por último (9.6) se depositan nuevos niveles de gravas fluviales que sellan todas las estructuras previas descritas (Soriano et al., 2019).

A partir de estas observaciones en numerosos ejemplos, se comprueba que, además de la deformación existente en la dolina propiamente dicha, el radio de influencia de las zonas deformadas se extiende claramente fuera de sus límites, donde sigue habiendo basculamientos y fallas de diverso tipo.

Por otra parte, la **datación** de los depósitos en los que se observan paleodolinas mediante diversos métodos como paleomagnetismo o luminiscencia ópticamente estimulada (OSL), entre otros, certifica que es un fenómeno frecuente desde, al menos, el Pleistoceno inferior (que comenzó hace 2,6 millones de años) y que ha continuado durante el Pleistoceno medio y superior hasta nuestros días (Luzón et al., 2008, Soriano et al., 2012). En la actualidad, la actividad humana (extracción de agua y aportes extra de agua al acuífero) contribuye a la generación de dolinas y posiblemente a reactivar otras antiguas y facilitar el colapso de cavidades inestables (Soriano et al., 2012). Por tanto, el desarrollo de dolinas durante el Pleistoceno indica que, en esa época, en algunos momentos había mayor disponibilidad de agua de forma natural en la zona (sin presencia humana). Este hecho nos aporta de nuevo información **paleoambiental**.

BIBLIOGRAFÍA:

- 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., Guerrero J., y Lucha P., 2008. A genetic classification of sinkholes illustrated from evaporite paleokarst exposures in Spain. *Environmental Geology*, 53, 993-1006
- Luzón M.A., Pérez A., Soriano M.A. y Pocoví A. 2008. Sedimentary record of Pleistocene paleodolines evolution in the Ebro Basin (NE Spain). *Sedimentary Geology*, 205, pp. 1-13.
- Luzón 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 aeolian deposits: a Pleistocene example from a proglacial outwash setting, Ebro Basin, Spain. *Sedimentology*, 59, 2199-2225.
- Marazuela M.A., Azanza B., Soriano M.A., Luzón A., Pérez A. y Gil H., 2014. Nuevo hallazgo de restos de proboscídeo en depósitos fluviales afectados por procesos kársticos. Pleistoceno inferior de la Cuenca del Ebro, Zuera (Zaragoza). *Geogaceta*, 56, 127-130.
- Pocoví A., Soriano M.A., Gil H., Luzón A. y Pérez A., 2017. Degradación de terrazas sobre substrato evaporítico y relieve invertido de paleodolinas. *Geogaceta*, 61, 43-46.
- Simón J.L., Soriano M.A., Arlegui L.E., Gracia J., Liesa C.L., y Pocoví A., 2008. Space-time distribution of ancient and active alluvial karst subsidence: examples from the central Ebro Basin, Spain. *Environmental Geology*, 53, pp. 1057-1065.
- Simón J. L., Soriano M. A., Pérez A., Luzón A., 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 Pocoví A., 2021. El tiempo entre dolinas. *Revista conCiencias* 27, 4-21.
- Soriano M.A. y Simón J.L., 1995. Alluvial dolines in the central Ebro Basin, Spain: a spatial and developmental hazard analysis. *Geomorphology*, 11, pp. 295-309.
- Soriano M.A.; Pérez A.; Simón J.L.; Luzón A. y Pocoví A., 2012. La difícil convivencia con las

Hasta el momento se ha visto que el estudio de las paleodolinas generadas a lo largo del Cuaternario en el valle del Ebro informa de variaciones ambientales, subambientes no habituales en relación con el sistema fluvial, y que estas formas han favorecido la conservación de los depósitos asociados a estos subambientes. Pero además, y dado que las estructuras de deformación y los procesos que actuaron para generar las paleodolinas son los mismos que los que intervienen en el desarrollo de dolinas en la actualidad, es lógico pensar que las pautas evolutivas deducidas de las paleodolinas se puedan aplicar para realizar predicciones acerca de la posible evolución de las generadas hoy en día. Los ejemplos oscilan entre los casos más sencillos, como procesos de reactivación de la disolución, hasta aquellos en los que se deduce que los procesos de disolución con frecuencia varían con el tiempo, de tal manera que a un episodio de subsidencia le puede seguir uno de colapso y viceversa. Por tanto, al establecer las orlas de seguridad en torno a las dolinas, especialmente en entornos urbanos, hay que tratar de tener en cuenta todo lo anterior y realizar un seguimiento de la misma (auscultación, nivelación del terreno...). Considerar esta información es determinante a la hora de **delimitar zonas de peligro**, debiéndose limitar en torno a las dolinas, en la medida de lo posible, los usos del terreno, redundando así en una mejor **planificación urbana**. Ello es especialmente importante en el área de influencia de la ciudad de Zaragoza, la más densamente poblada y donde más se incrementa la peligro-

sidad del fenómeno. En definitiva, el estudio de las paleodolinas tiene una vertiente ambiental pero también una clara aplicación práctica ya que contribuye a minimizar el riesgo en aquellas zonas donde la karstificación tiene gran importancia (Soriano et al., 2019).

CONCLUSIONES

Dentro de los depósitos fluviales cuaternarios del centro del valle del Ebro se han reconocido morfologías asociadas al desarrollo de dolinas que no son activas hoy día (paleodolinas), que se pueden identificar gracias a la existencia de estructuras de deformación asociadas y que, en ocasiones, contienen depósitos que no son propios de un contexto fluvial.

Las dolinas se han desarrollado a lo largo del Cuaternario, es decir, desde hace 2,6 millones de años hasta la actualidad.

El estudio detallado de los sedimentos aporta relevante información paleoambiental.

Asociados a las paleodolinas se desarrollaron subambientes sedimentarios, como los lacustres y eólicos, en el interior de llanuras aluviales.

Se ha podido establecer la evolución detallada de las paleodolinas y se comprueba que los procesos que las generaron son los mismos que controlan el desarrollo de las dolinas actuales.

Es frecuente que se produzcan cambios en los procesos a lo largo del tiempo en el mismo lugar, de tal forma que, tras una subsidencia lenta, se puede producir un hundimiento brusco y viceversa.

Dado que en las paleodolinas se sigue su evolución completa, pueden utilizarse para predecir posibles evoluciones futuras de las dolinas actuales y ayudar a establecer franjas de seguridad que eviten daños, sobre todo en aquellos lugares donde la obra civil tenga un papel destacado.

María Asunción Soriano¹, María Aránzazu Luzón^{1,2},
Andrés Pocoví¹ y Antonio Pérez¹

1. Dpto. de Ciencias de la Tierra
Universidad de Zaragoza
Grupo Geotransfer

2. Instituto Universitario de Ciencias Ambientales (IUCA)

asuncion@unizar.es,
aluzon@unizar.es
apocovi@unizar.es
anperez@unizar.es

dolinas del entorno de Zaragoza. *Naturaleza Aragonesa* 28, 18-25.

- Soriano M.A., Pocoví A., Gil H., Pérez A., Luzón A. y Marazuela M.Á., 2019. Some evolutionary patterns of palaeokarst developed in Pleistocene deposits (Ebro Basin, NE Spain): Improving geo-hazard awareness in present-day karst. *Geological Journal*, 54, 333–350.

“Las paleodolinas pueden utilizarse para predecir posibles evoluciones futuras de las dolinas actuales y ayudar a establecer franjas de seguridad que eviten daños.”

