

EVOLUCIÓN MORFOLÓGICA DEL RÍO GADUARES Y SU RELACIÓN CON EL SISTEMA KÁRSTICO HUNDIDERO-GATO (SIERRA DE LÍBAR, MÁLAGA)

Isaac Lechuga¹, Francisco J. Gracia¹, Andrea Suma² y Pietro D. de Cosmo³

¹ Dpto. Ciencias de la Tierra, Universidad de Cádiz. ² Petreven S.A. TreviGroup, Argentina.

³ WeAR s.r.l., Ferrara, Italia. Trabajo premiado por la Academia Malagueña de Ciencias en la XIV Reunión Nacional de Geomorfología, Málaga 2016

El río Gadares forma un valle ciego que penetra en el macizo kárstico de Líbar en la cueva del Hundidero (Montejaque, Serranía de Ronda, Málaga), para salir posteriormente 8 km después en la cueva del Gato hacia el valle del río Guadiaro, que desemboca en la costa mediterránea andaluza, cerca del estrecho de Gibraltar. Para reconstruir el origen y la evolución del valle del Gadares se ha realizado una cartografía geomorfológica del valle y un análisis de su perfil longitudinal, así como una estimación altimétrica de las huellas de erosión dejadas por el río en las paredes del cañón previo a su entrada al sistema endokárstico. Se concluye que el río nació como consecuencia del rápido descenso del nivel de base regional (río Guadiaro), que provocó la incisión de un paleoponor del polje de Mures, el cual conectaba originalmente con la cueva del Gato. La posterior erosión remontante asociada al descenso del nivel de base fue ampliando el valle en su cabecera, mediante varias fases de incisión y estabilización del cauce, reflejadas en varios niveles de glacis encajados y agrupaciones de marmitas y nichos de erosión a distintas alturas en las paredes del cañón. Finalmente, llegó a capturar al polje de Campobuche, en el macizo kárstico de Grazalema. La causa de este rápido e intenso encajamiento y el desarrollo del sistema exo-endokárstico se interpreta como una manifestación tardía de las oleadas de erosión remontante que han experimentado muchos de los ríos mediterráneos, como herencia de los fuertes descensos del nivel de base regional que registró la cuenca mediterránea durante su desecación en el Messiniense, en claro contraste con los ríos de la vertiente atlántica, seguramente favorecidos por la elevación tectónica pliocuaternaria de estos macizos montañosos.

INTRODUCCIÓN

El sistema endokárstico Hundidero-Gato es uno de los más conocidos de la Cordillera Bética. Se localiza en la Serranía y Parque Natural de Grazalema, entre las provincias de Cádiz y Málaga (Fig. 1A). Constituye una cavidad longitudinal de unos 8 km y pendiente baja a moderada (en torno al 4%) desarrollada sobre calizas jurásicas del Subbético Interno malagueño (Penibético) de la Sierra del Algarrobo (MORENO et al. 1990; MARTÍN ALGARRA 2004). Consta de un sumidero (cueva del Hundidero, a 590 m s.n.m.), por el que el río Gadares penetra en el macizo kárstico formando un valle ciego o semiciego, y de una surgencia (Cueva del Gato, a 420 m s.n.m.), a través de la cual el río sale al exterior en el valle del río Guadiaro, una de las principales arterias fluviales de la Cordillera Bética, que nace en la Serranía de Ronda y desemboca en el Mediterráneo en Sotogrande. El río Gadares o Campobuche es un río efímero de unos 17 km de recorrido que en su tramo final corta transversalmente a los relieves carbonatados de las estribaciones septentrionales de la Sierra de Líbar, formando un profundo cañón en el fondo del cual penetra bruscamente en la cueva del Hundidero. En el interior del sistema Hundidero-Gato, el río Gadares desarrolla un cañón fluvial subterráneo que conecta ambos extremos.

El sistema Hundidero-Gato ha sido estudiado desde hace décadas por distintos geomorfólogos, espeleólogos e hidrogeólogos, dando lugar a una amplia bibliografía (RAMÍREZ TRILLO & SÁNCHEZ PÉREZ 1974; DELANNOY 1989, 1999; DURÁN 1994, 1996; DURÁN et al. 2008; MAYORAL 2004; ANDREO et al. 2004; GRACIA et al. 2008, entre otros).

DELANNOY (1987, 1999) interpretó la existencia de una red inicial de conductos que

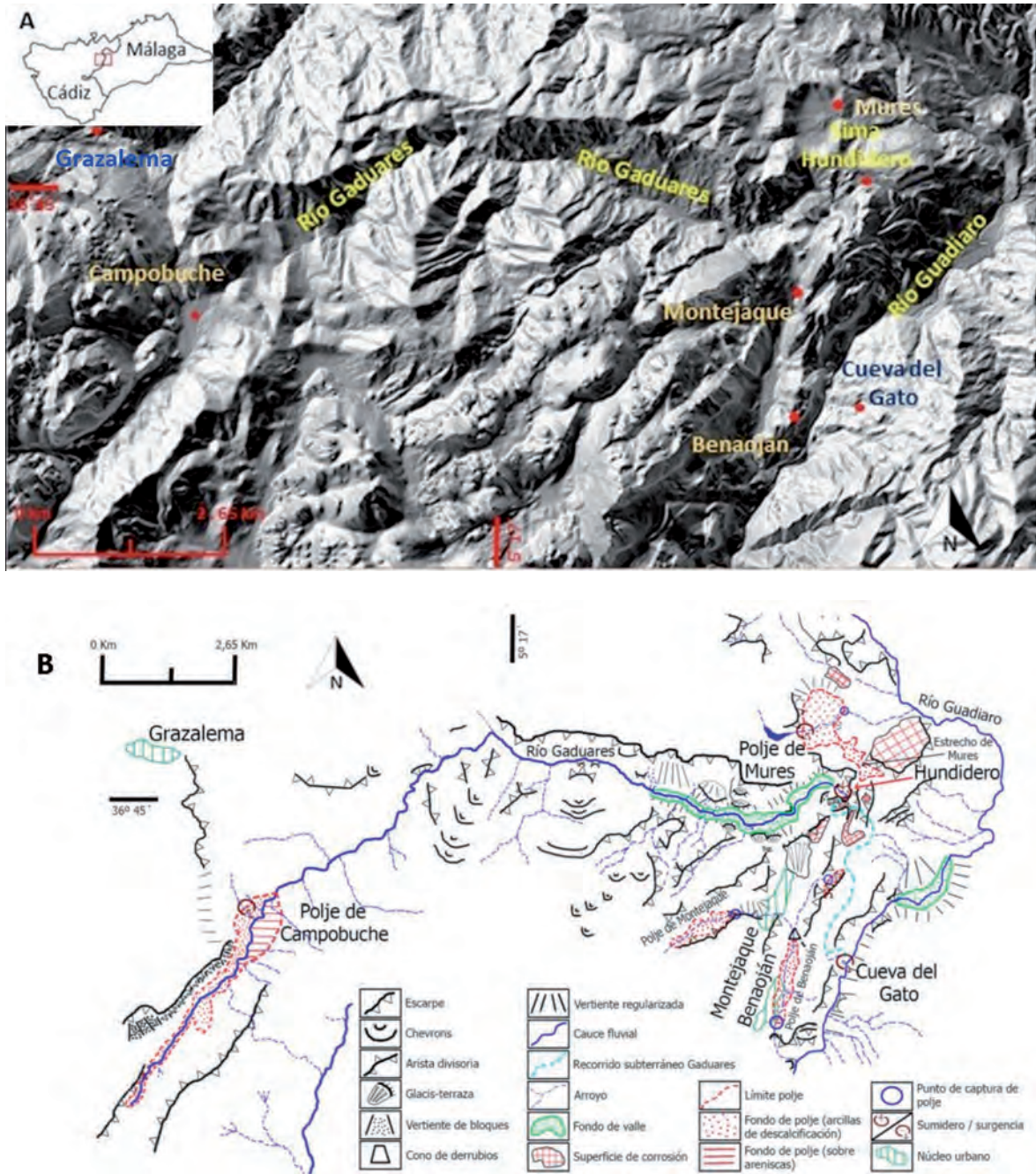


Figura 1. A: Mapa de localización y MDT del valle del río Gaduales (Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía). B: Mapa geomorfológico del valle del río Gaduales.

funcionaron bajo régimen freático profundo, y posteriormente el desarrollo de una red con circulación vadosa en la que prevalecería la erosión responsable de la excavación del cañón subterráneo. Esta sobreexcavación habría sido debida, según dicho autor, al régimen torrencial del río Gaduales y la acción abrasiva de los materiales arrastrados por el río, ricos en rocas silíceas, así como al encajamiento del

río Guadiaro. Este autor señala que, según la datación de espeleotemas en la gruta, la red endokárstica principal estaba ya funcional en el interglaciar Riss-Würm, hace unos 80.000 años. Según su interpretación, inicialmente el río Gaduales desembocaba directamente en el río Guadiaro en la cuenca de Ronda, cruzando superficialmente la Sierra del Algarrobo a través del Estrecho o Boquete de Mures (Figs.

1 y 2), un estrecho pasillo a 750 m de altitud en cuya superficie se reconocen cantos rodados procedentes de las areniscas del flysch.

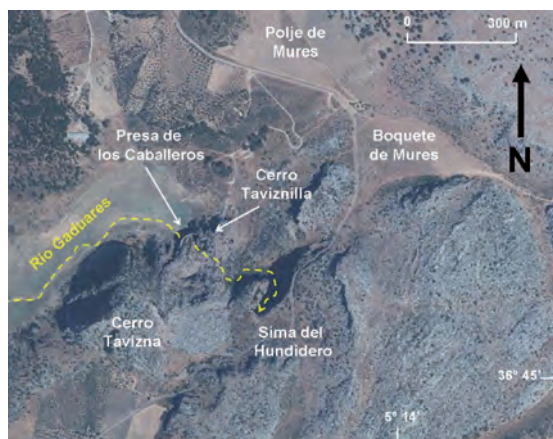


Figura 2. Imagen aérea vertical de la Sima del Hundidero y sus alrededores, donde se indican los principales topónimos que se citan en el texto. Imagen aérea vertical obtenida de PNOA 2015 mediante la aplicación Iberpix2 (Instituto Geográfico Nacional), noviembre de 2016.

La excavación de este pasillo se habría producido a finales del Plioceno, ya que se encaja en una superficie de aplanamiento que este autor atribuye a esta edad. Una elevación tectónica post-Plioceno habría hecho descender bruscamente el nivel de base kárstico regional, provocando un colapso kárstico en Hundidero que habría capturado al río Gaduares. La apertura de la cueva del Gato, desencadenada por el encajamiento del río Guadiaro, habría tenido lugar durante el Pleistoceno Medio. La cueva del Gato, no obstante, presenta varias paleosurgencias colgadas a distintas alturas, entre +46.5 y +8 m sobre el cauce del actual río Guadiaro, según RODRÍGUEZ VIDAL et al. (2008). Para estos autores, la evolución del sistema pudo partir de una red subterránea inicial controlada por la estructura, de modo que las surgencias habrían estado inicialmente controladas por factores alógenos.

El presente estudio analiza la morfología del valle del río Gaduares en su totalidad hasta su entrada en el sistema Hundidero-Gato, con el objeto de reconstruir el mecanismo por el cual se generó el valle ciego. Para ello se ha elaborado una cartografía geomorfológica del valle y se han realizado, tanto perfiles topográficos transversales como un perfil longitudinal del cauce. También se ha llevado a cabo una inspección de campo para identificar

formas y depósitos relictos que ayuden a reconstruir la evolución del río.

ZONA DE ESTUDIO, MATERIAL Y MÉTODOS

Orográficamente se trata de una zona con relieve moderado, donde las cumbres montañosas apenas alcanzan los 1000 m de altitud y el fondo del río Gaduares se desarrolla en torno a los 600 m. El clima de la zona es de tipo mediterráneo subtropical, con unas temperaturas suaves que suelen oscilar en torno a 14°C. La temperatura media anual de la zona oscila entre 13,8° (Villaluenga del Rosario) y 14° (Montejaque), mientras que la precipitación media anual fluctúa entre los 774 mm de Benaoján y los 851 mm de Villaluenga. En toda la zona las principales lluvias se desarrollan a lo largo de una única gran estación húmeda, de noviembre a marzo (CDG 2015).

Geológicamente el valle del río Gaduares se desarrolla en el Subbético Interno malagueño, cortando unidades calcáreas mesozoicas y silíceas terciarias. En su tramo inicial, de orientación SW-NE muy marcada (Fig. 1), el río se encaja sobre el contacto tectónico entre calizas jurásicas muy karstificadas de la Sierra del Caíllo, entre los municipios de Villaluenga del Rosario y Grazalema. En ese tramo, de unos 8 km de longitud, el río captura y drena parcialmente el semipolje estructural de Campobuche, desarrollado parcialmente sobre areniscas terciarias y cuyo conector principal se localiza al pie de la sierra calcárea, coincidiendo con el borde tectónico de la depresión (GRACIA et al. 2008; SUMA 2011).

Posteriormente, el río gira a una dirección WNW-ESE, dando un tramo de unos 7 km (Fig. 1) desarrollado sobre materiales silíceos de la formación Areniscas del Aljibe (flysch numídico del Mioceno Medio), de amplia extensión a lo largo del Campo de Gibraltar y que forma grandes mantos de corrimiento cabalgantes sobre las unidades mesozoicas (MARTÍN ALGARRA et al. 2004). En todo este tramo la unidad de areniscas presenta un buzamiento predominante hacia el norte, dando lugar a un relieve estructural con diversos frentes de cuesta. El río aquí forma un valle de sección marcadamente asimétrica, con desarrollo de diversos niveles coluvio-aluviales escalonados predominantemente en la margen norte.

En su último tramo (Fig. 2) el río se encaja de nuevo sobre afloramientos de calizas jurásicas similares a las anteriores, formando un angosto, sinuoso y profundo cañón de unos 420 m de longitud por 100 de altura. Estos afloramientos calcáreos corresponden a la Sierra del Algarrobo (estribación septentrional de la Sierra de Líbar que al norte da paso a la Cuenca de Ronda). Las unidades jurásicas presentan pliegues de dirección NNE-SSW y su contacto con las unidades areniscosas miocenas es complejo, tanto mediante cabalgamientos como mediante fallas de direcciones N-S a NE-SW (MORENO et al. 1990).

El cañón del Gaduares acaba bruscamente en la cueva del Hundidero, rodeada por paredes verticales excavadas en calizas jurásicas que buzan unos 70° al NE. Cerca de la entrada, el río presenta habitualmente un cauce seco debido a la progresiva infiltración de agua en el substrato calcáreo, favorecida por una presa artificial (Presa de los Caballeros) construida en 1923. Esta presa de bóveda, se sitúa unos 300 m antes de la cueva (Fig. 2), apoyada sobre dos escarpes calcáreos verticales (cerros Tavizna y Taviznilla) y hoy día está en desuso, con un avanzado estado de deterioro (NEW 2008). Por su parte, la cueva del Gato presenta un aporte continuo de agua, con un caudal medio de 1.5 m³/s con puntas de 20 m³/s (BENAVENTE & MANGIN 1984), a partir de aportes subterráneos que se incorporan al conducto principal poco antes de la salida al valle del Guadiaro (DELANNOY 1999).

La metodología empleada en el presente trabajo ha consistido en una fotointerpretación estereoscópica de fotogramas aéreos a escala 1:30.000, tomados en 2000 (Instituto de Estadística y Cartografía de la Junta de Andalucía), con ayuda de un estereoscopio de prismas Leica Wild APT2, a partir de la cual se elaboró un mapa geomorfológico de todo el valle del Gaduares. Posteriormente, el mapa se trató con el programa Adobe Photoshop CS6, sobre un fondo degradado de la ortofoto del PNOA (página web es.goolzoom.com, 2015), la cual utiliza imágenes del satélite Spot 5 de alta resolución. Sobre este fondo se representaron, capa a capa, cada uno de los elementos geomorfológicos identificados en la zona de estudio. La realización del mapa estuvo apoyada en la utilización de otros soportes informáticos que ayudaron a una mejor identificación de las formas, a su morfometría

y a la elaboración de perfiles topográficos de detalle: Google Earth, Goolzoom e Iberpix 2. Por otro lado, las cartografías de detalle de los poljes se plasmaron sobre un modelo digital del terreno al que se le aplicó la herramienta Hydrologic Surface Analysis (HSA) de ArcGIS para obtener la hidrografía superficial y localizar posibles sumideros kársticos. Paralelamente se llevó a cabo un exhaustivo trabajo de campo, para resolver problemas o indefiniciones detectadas en las imágenes.

RESULTADOS

Desde su nacimiento hasta su entrada en Hundidero, la longitud del cauce del río Gaduares es de 13,96 km, mientras que la longitud del valle es aproximadamente de 12,91 km, lo que muestra que se trata de un río más bien rectilíneo en todo su conjunto, ya que su índice de sinuosidad apenas supera la unidad (1,08). La figura 3 muestra un perfil longitudinal detallado del río Gaduares, que permite diferenciar varios tramos a lo largo de su recorrido, con morfologías muy contrastadas. A continuación se describen los aspectos más relevantes de cada una de ellos.

El mapa geomorfológico muestra que el río Gaduares captura y excava el polje de Campobuche, cuyo fondo se localiza a unos 810 m de altitud, con una morfología controlada por un accidente tectónico de dirección NE-SW (Fig. 4). Se trata de un semipolje cuyo margen oriental está labrado sobre areniscas del flysch. Presenta varias superficies de corrosión colgadas hasta 200 m por encima del fondo actual. Aunque el polje tiene una longitud total de 4,5 km contando el tramo de río Gaduares que lo cruza de SW a NE, el fondo de la depresión kárstica presenta una ampliación importante en su zona central donde, en apenas 1 km de longitud, alcanza unos 800 m de anchura. El río cruza el polje y se encaja en las arcillas rojas de descalcificación que cubren el replano, generando un canal de muy baja pendiente longitudinal, apenas 0,6%.

Una vez fuera del ámbito del polje, el río gira hacia el este y se excava en las areniscas miocenas del flysch, tomando una dirección WNW-ESE. A continuación aumenta bruscamente su pendiente longitudinal (Fig. 3) hasta valores de en torno al 3%, lo cual hace que en esa zona el río tenga un trazado más sinuoso que en la anterior. Este valle está limitado al

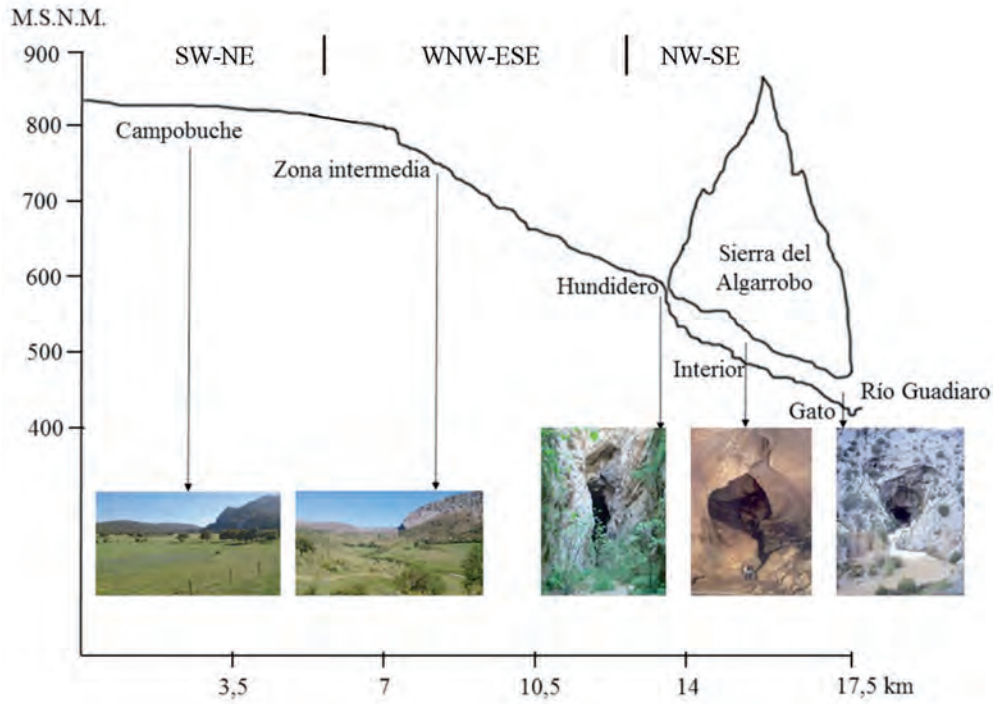


Figura 3. Perfil longitudinal del río Gadiar, elaborado a partir de Google Earth (2015), con las zonas más representativas descritas en el presente trabajo. Imagen inferior del interior de la cueva: Paso del Tornillo; foto procedente de Durán et al. (2008); imagen de la cueva del Gato tomada de Fotonatura.org (2015).

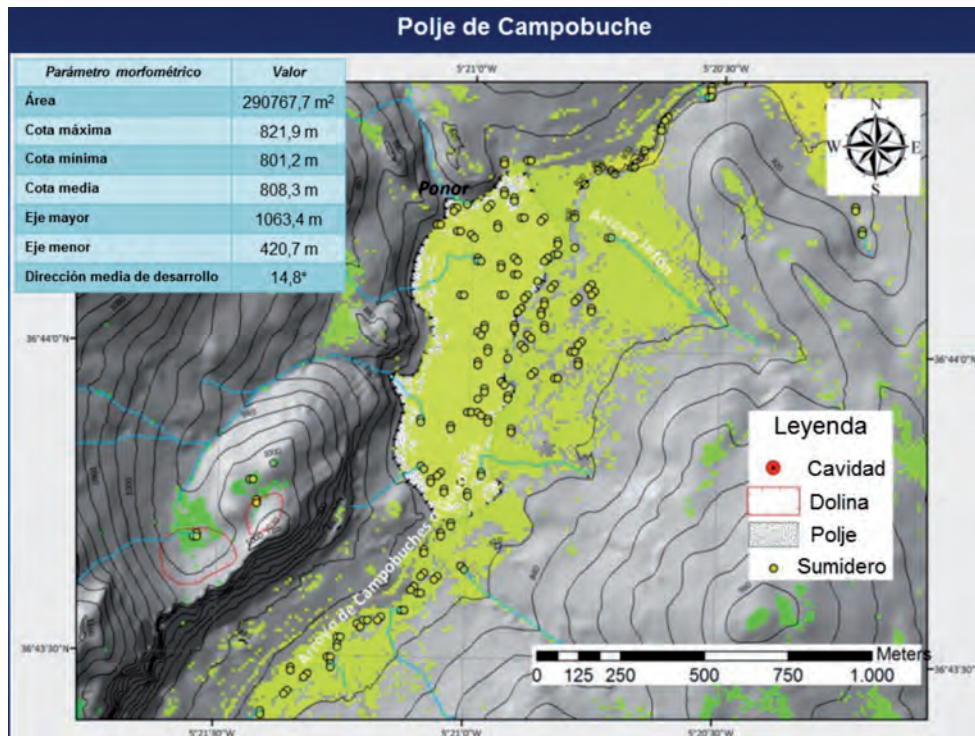


Figura 4. Mapa y morfometría del sector central del polje de Campobuche. Las zonas coloreadas representan relieves con pendientes inferiores al 5% y altitudes que oscilan desde 800 m (tonos amarillos) hasta más de 1000 m (verdes). Los puntos representados como "Sumidero" indican sumideros potenciales de pequeñas depresiones endorreicas obtenidas del modelo digital del terreno (modificado de SUMA 2011).

norte por un gran escarpe estructural, mientras que en la zona sur las laderas existentes no son tan pronunciadas. Se trata, por tanto, de un valle asimétrico condicionado por el buzamiento general de los estratos de areniscas miocenas hacia el norte.

En este tramo central, el valle del río Gadares presenta una serie de niveles de glaciares escalonados, principalmente desarrollados en la vertiente norte (Fig. 5). Se han distinguido tres niveles, cuyas alturas mínimas son de 770 m (G1), 750 m (G2) y 710 m (G3, representado en dos glaciares independientes), con pendientes que oscilan entre 5 y 10% (Fig. 6). Muestran longitudes que varían entre 107 y 293 m, de modo que los más pequeños y con mayor pendiente podrían considerarse como glaciares-vertiente, correspondientes al nivel G3.

Los depósitos asociados apenas alcanzan los 1,5 m de espesor en algunos puntos, mostrando una granulometría muy heterométrica, con cantos subangulosos de tamaño centimétrico flotantes sobre una matriz arenosa (Fig. 6).

En el extremo oriental de este tramo, coincidiendo con el contacto entre las areniscas terciarias y las unidades mesozoicas, se



Figura 5. Nivel intermedio de glaciares (G2) del valle del río Gadares.

levantan los relieves calcáreos de la Sierra del Algarrobo, que alcanzan 886 m de altitud en su punto más alto. El borde septentrional del valle del Gadares en este sector coincide con un polje colgado unos 100 m por encima del cauce. Se trata del semipolje de Mures, de unas 90 ha de extensión, de carácter marginal con respecto al complejo kárstico de poljes de la Sierra de Líbar (SUMA 2011). La figura 7 muestra una imagen de su fondo actual y algunos datos morfométricos.

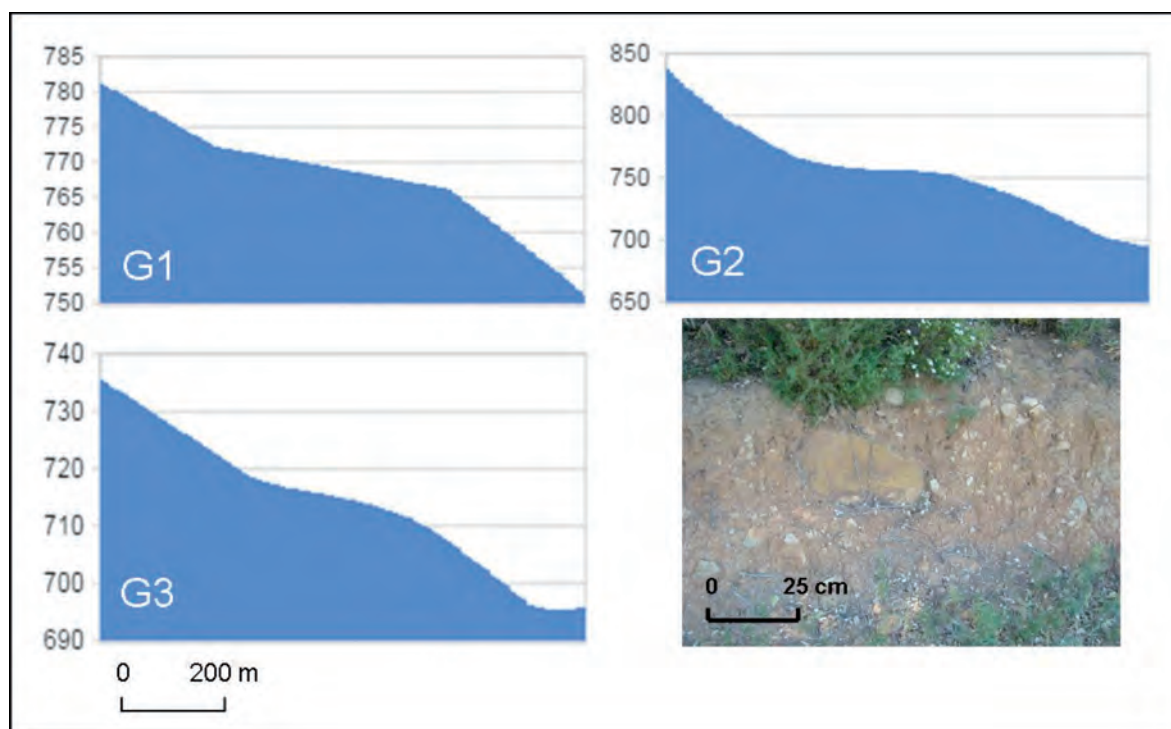


Figura 6. Perfiles de glaciares del valle del río Gadares (escala horizontal similar para los tres perfiles). Parte inferior derecha, detalle del depósito de uno de los niveles.

Se trata de una depresión compleja, de morfología irregular y articulada en al menos dos fondos principales, supuestamente conectados originalmente y separados por un umbral aplanado ligeramente elevado con respecto a ellos.

La porción septentrional (Fig. 7) está alargada en dirección N-S (Fig. 8) y define un área endorreica a 740 m de altitud (el fondo del valle del Gaduares se ubica a 645 m), limitada al oeste por las areniscas del flysch y al este por el Peñón de Mures, un relieve sobre

calizas jurásicas que constituye la terminación septentrional de la Sierra del Algarrobo. El contacto entre ambas formaciones geológicas es de tipo tectónico y da paso al norte y NE a las unidades calcareníticas Tortonienses-Messinienses de la Cuenca de Ronda. La cima del Peñón de Mures corresponde a una superficie de erosión intensamente karstificada, que bisela los estratos monoclinales de calizas. Según DELANNOY (1999), la superficie se correspondería en edad con el techo de la sedimentación postorogénica de la Cuenca de Ronda (Messiniense).



Figura 7. Polje de Mures y parámetros morfométricos principales. S.S.M. y S.S.P., se refieren a las llamadas "Superficie de Aplanamiento Messiniense" y "Superficie de Incisión Pliocena" de DELANNOY (1999).

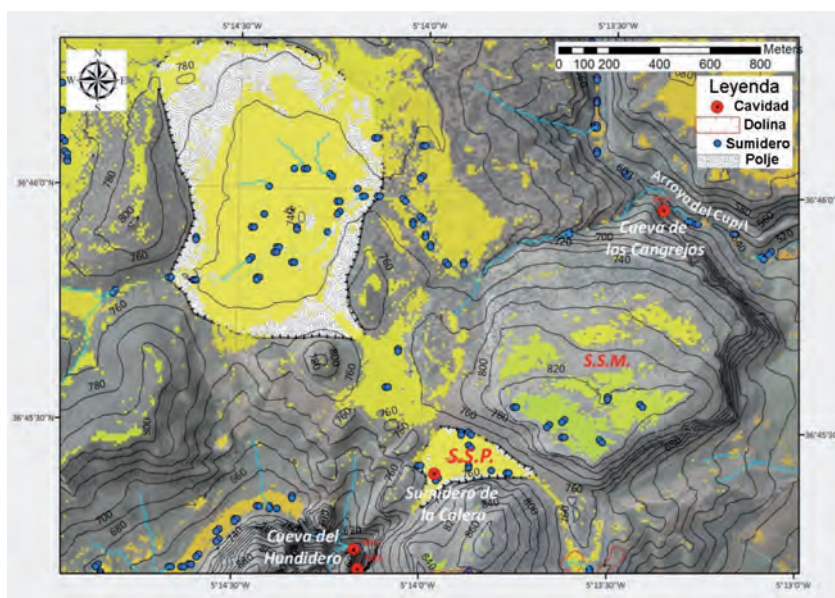


Figura 8. Mapa geomorfológico del polje de Mures; Las zonas coloreadas representan relieves con pendientes inferiores al 5%, con altitudes desde 700-750 m (tonos amarillos) hasta más de 800 m (verdes). S.S.M. y S.S.P. se refieren a las "Superficie de Aplanamiento Messiniense" y "Superficie de Incisión Pliocena" de DELANNOY (1999). Los puntos indicados como "Sumidero" indican sumideros potenciales de pequeñas depresiones endorreicas obtenidas del modelo digital del terreno (modificado de SUMA 2011).

El fondo del polje actual, aunque todavía endorreico en su sector central, se encuentra en vías de captura por el arroyo del Cupil y por el río Gaduares (Fig. 8).

La porción suroriental o Boquete de Mures (Figs. 2 y 8), de fondo claramente plano, a 747 m de altitud, está controlado por dos fallas de direcciones WNW-ESE y ENE-WSW. Al SE, el fondo se cierra mediante suaves relieves carbonatados jurásicos que desarrollan un lapiaz oqueroso exhumado y parcialmente relleno por terra rossa. En el punto de intersección de las dos fallas se abre una conexión con el vecino valle del Guadiaro (Fig. 9), si bien el fondo del estrecho no conecta con él y presenta un claro carácter endorreico. Entre las arcillas rojas que tapizan el fondo se reconocen cantos subangulosos a subredondeados de arenisca procedentes de los cercanos relieves del flysch de sector NW del polje. Toda esta superficie es interpretada por DELANNOY (1999) como incidida por una hipotética red fluvial post-Tortonense, Pliocena (S.S.P. de la Fig. 8). En el extremo SW del estrecho se reconoce un paleoponor inactivo en la actualidad (Sumidero de la Calera, Fig. 8). Otras superficies de erosión desarrolladas a esta misma altura se reconocen al SW de la Sima del Hundidero.

Una vez que el río Gaduares se excava en los relieves calcáreos de la Sierra del Algarrobo, superada la Presa de Los Caballeros (Fig. 2) aumenta su sinuosidad a la vez que excava el cañón del Hundidero, que salva un desnivel de unos 94 m antes de entrar en el sistema endokárstico con una pendiente longitudinal del 27% y algunos pequeños tramos de casi 100%. En las proximidades de la entrada a



Figura 9. Vista del Boquete de Mures hacia el SE.

la sima la pendiente desciende mucho; no obstante, en el interior del sistema Hundidero-Gato el cañón subterráneo del Gaduares desarrolla una pendiente muy similar a la de este último tramo (Fig. 3).

Las paredes del cañón del Hundidero presentan un conjunto de marmitas y abrigos de erosión fluvial de mayor o menor desarrollo, escalonados desde alturas considerables. Por un lado, la parte suroccidental del Cerro Taviznilla (Fig. 2) presenta 5 niveles a distintas alturas, alguno de ellos con gran desarrollo lateral, cubriendo más de 25 m de escarpe vertical, medido por encima de un replano intermedio que ha servido como superficie de referencia (Fig. 10). Si bien se reconocen otras marmitas colgadas en las paredes del Cerro Tavizna (Fig. 2), su profusión y conservación no son tan buenas como las de aquel. La cumbre del Cerro Taviznilla, a unos 750 m de altitud, prácticamente enrasa con la superficie principal del polje de Mures.

Por otro lado, en la pared occidental del cañón próxima a la entrada a la sima, se reconocen hasta 17 marmitas y pozas colgadas, algunas de gran tamaño. Las principales pueden ser agrupadas en al menos 6 niveles, reconocibles con claridad hasta 25 m por encima del cauce actual del Gaduares. Su determinación altimétrica resulta problemática debido a la estrechez del cañón (apenas 5-6 m en algunos puntos) y su importante desnivel vertical (Fig. 11). La pared oriental también presenta un cierto número de marmitas, algunas de dimensiones notables, si bien aparecen en un número claramente inferior y en general con peor desarrollo.

La razón de esta asimetría se debe al control estructural que ejercen los estratos de caliza en la entrada de la cueva, que buzan más de 50° hacia el SE. Se trata del flanco oriental de un anticlinal de dirección NE-SW cuyo núcleo puede observarse en el interior de la cueva, cerca de la entrada (Fig. 12).

La entrada a la sima presenta una abertura vertical de unos 22-24 m de altura por 5 m de anchura. En su techo se observan los restos de un gran canal de bóveda, que conecta con un conducto kárstico exhumado y que está igualmente controlado por la inclinación de la serie calcárea (Fig. 13). Otros canales de bóveda menores se observan también en el techo de la cavidad, a lo largo de su interior próximo a la entrada.



Figura 10. Presa de los Caballeros y Cerro Taviznilla. Obsérvese la secuencia de marmitas y abrigos colgados y escalonados en la pared meridional del cerro sobre el que se apoya la presa.

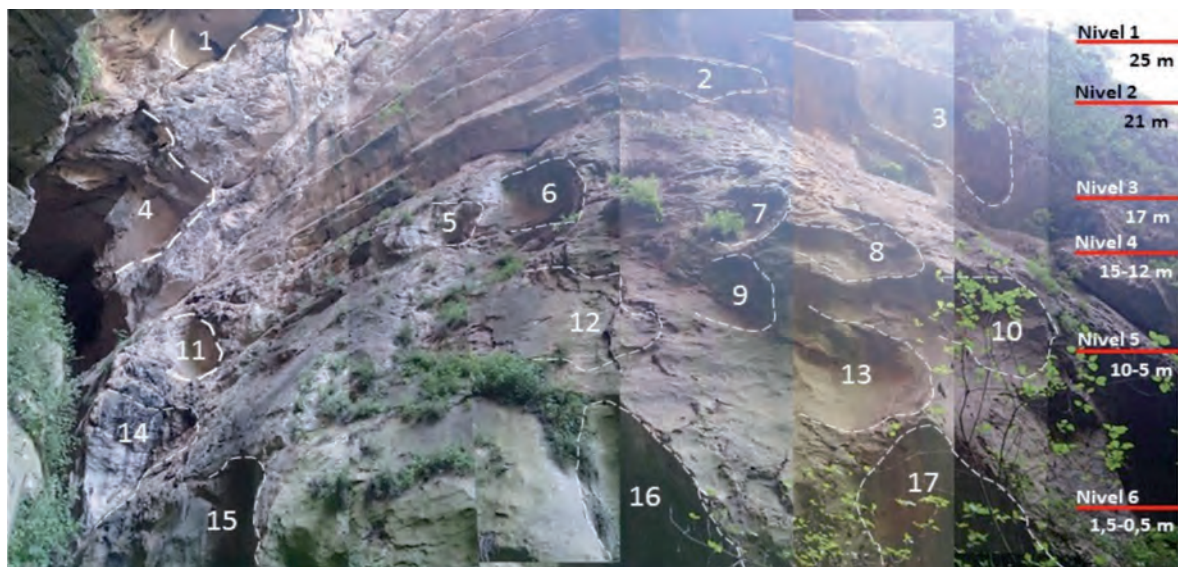


Figura 11. Abrigos y marmitas de erosión turbillonar fluvial a diferentes niveles en la entrada de la sima de Hundidero.



Figura 12. Eje anticlinal sobre calizas jurásicas en la entrada de Hundidero.

DISCUSIÓN

La presencia de marmitas, pozas y abrigos escalonados en las paredes del Cerro Taviznilla y de la entrada a Hundidero son claros indicadores de un proceso progresivo

de encajamiento del río Gadares, desde una altura muy próxima a la del fondo del polje de Mures, hasta la situación actual. En el presente estudio se han diferenciado 11 niveles distintos de marmitas (los 5 de la Fig. 10 más 6 de la Fig. 11), aunque su análisis se ha concentrado en los lugares en los que mejor se conservan. En otras porciones del cañón se observan, igualmente, marmitas a diferentes alturas. En total el rango de altitudes a las que aparecen estas huellas de incisión fluvial va de 705 m hasta 590 m, cubriendo más de 110 m de evolución vertical del río Gadares durante su incisión progresiva. Debemos descartar, por tanto, la hipótesis de DELANNOY (1999) de un colapso kárstico súbito o rápido que capturara al río Gadares. Por el contrario, estas evidencias demuestran que la incisión del río fue progresiva y que comenzó a una altitud muy superior a la de la Sima del Hundidero. Entre el techo de la actual sima y la marmita fluvial más alta todavía existen unos 90 m de paredes rocosas con huellas de incisión fluvial.

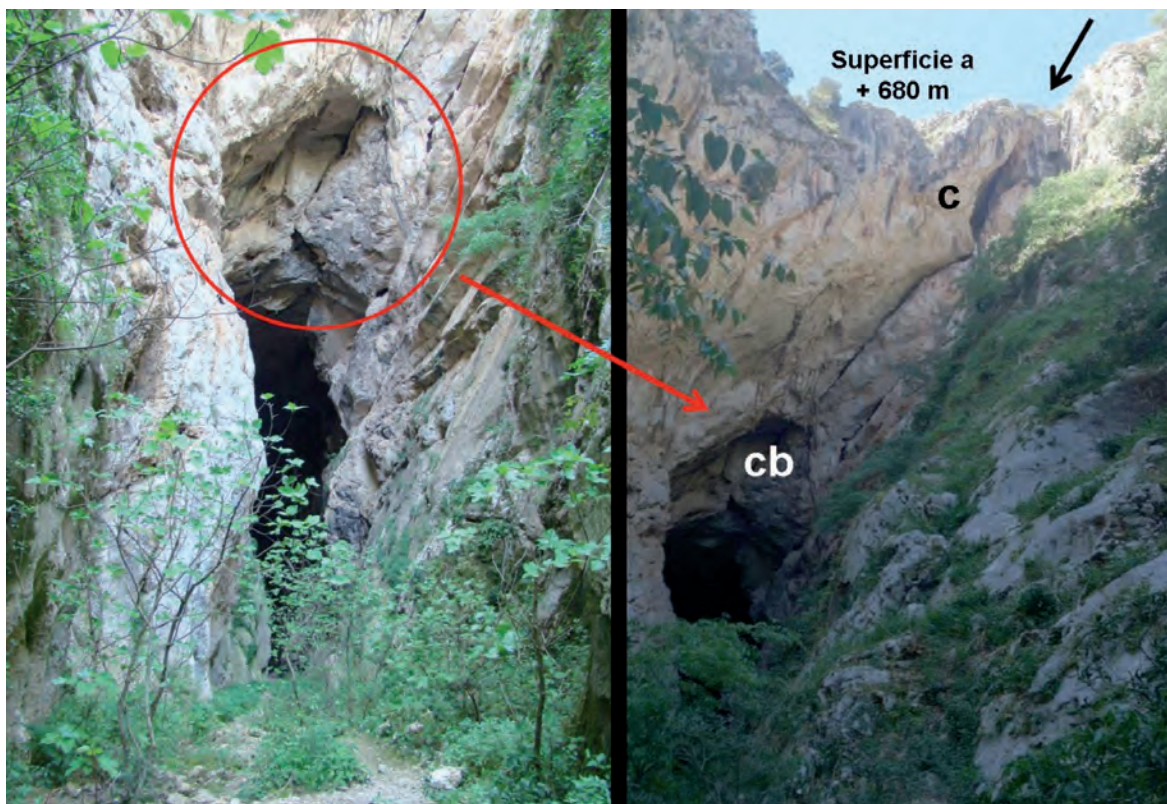


Figura 13. Izquierda: entrada a la sima del Hundidero. Derecha, detalle de su zona superior donde se observa un canal de bóveda (cb) y un antiguo conducto exhumado (c), que parte de la superficie de erosión desarrollada a 680 m de altitud.

Por otro lado, el Estrecho o Boquete de Mures presenta todas las características morfológicas típicas de poljes (BONACCI 2013): fondo plano y cerrado, cambio muy brusco de pendiente con los márgenes rocosos circundantes, substrato rocoso carbonatado (si bien este indicador no siempre se cumple en poljes) y presencia de sumideros o ponors que drenan el flujo superficial. En el caso del estrecho de Mures la apertura hacia el valle del Guadiaro está en nuestra opinión ligada a la erosión remontante de los afluentes occidentales del río Guadiaro. Una situación muy similar se da en el pequeño polje de la Escarihuela (Montejaque), localizado a unos 1,8 km al SSW de Hundidero. Constituye un polje abierto parcialmente al valle del Guadiaro a través de otro collado. La presencia de cantos de arenisca en el fondo del Estrecho de Mures, que DELANNOY (1999) aducía como prueba para interpretar un origen fluvial para la depresión, se explica perfectamente por la continuidad altitudinal que tiene esta zona con el fondo del polje de Mures, cuyo flanco occidental está formado por afloramientos de areniscas del flysch. El sumidero o poner de La Calera, localizado en el sector meridional del estrecho (Fig. 8) podría haber sido en su momento el punto más bajo del fondo del polje de Mures, favoreciendo el desarrollo de una paleored de drenaje dirigida hacia ese sector, con el consiguiente transporte de cantos de arenisca hacia el actual estrecho. Además, su fondo está formado por una capa continua de arcillas de descalcificación (terra rossa) que en el Boquete o apertura hacia el valle del Guadiaro se cierra con afloramientos calcáreos que asoman en el fondo, caracterizados por un típico microlapiaz exhumado (hohlkarren), muy característico de fondos de poljes (GRACIA y BENAVENTE 2006).

Desconocemos la extensión original que tuvo el polje de Mures, ya que en buena parte ha sido compartimentado y erosionado por la incisión del río Gaduares. No obstante, al SW de la Sima del Hundidero se reconocen varias superficies de corrosión desarrolladas a la misma altura (740-750 m), que si bien se encuentran en la actualidad degradadas, indicarían una mayor extensión del polje de Mures alrededor de Hundidero. Los restos de estas superficies parecen indicar un marcado control estructural ligado a un accidente de dirección NNE-SSW. Este accidente conecta el poner de La Calera con Hundidero y se continúa formando el borde

oriental del polje de Benaoján, que presenta un claro control estructural. Muchos sumideros se alinean a lo largo de los bordes tectónicos de los poljes, lo que constituye una característica común de la mayoría de los poljes del Parque Natural de Grazalema (Manga de Villaluenga, Navazo Hondo, polje del Republicano, polje de Pozuelo, polje de Zurraque, etc.; GRACIA et al. 2000).

Dado que las marmitas más altas asociadas al Gaduares, que llegan hasta los 710 m, se encajan levemente en el fondo del polje de Mures (a 740 m), parece evidente que el río Gaduares inicialmente formó parte de la red fluvial que a menudo se desarrolla sobre los fondos de los poljes y que drena hacia los sumideros o ponors, tal y como sucede en la actualidad en otros poljes cercanos, como el de Republicano o el de Navazo Hondo. Un descenso del nivel de base kárstico habría provocado un aumento del gradiente hídrico del arroyo inicial, cuyo poder erosivo habría favorecido la ampliación de las dimensiones del sumidero original. El conducto kárstico exhumado por encima del techo de la Sima del Hundidero (Fig. 13) podría ser un vestigio de una red inicial de conductos que habría drenado el flujo del primitivo Gaduares. Este encajamiento tuvo que provocar una muy activa erosión remontante, que sin duda se aceleró cuando la cabecera del Gaduares alcanzó los afloramientos de areniscas del flysch, mucho más erosionables que las calizas jurásicas. El descenso del nivel de base debió de ser muy prolongado en el tiempo, para justificar una incisión fluvial vertical de 100 m a partir del primitivo poner y sobre todo para generar marmitas erosivas tan ampliamente distribuidas en la vertical, ya que si la incisión hubiera sido brusca fruto de un colapso, se observarían pocos niveles y concentrados en un rango de altitudes mucho más limitado.

No obstante, el encajamiento tuvo momentos de interrupción o de ralentización. Los agrupamientos de marmitas en torno a un mismo nivel altimétrico en las paredes de entrada a la cueva de Hundidero (Fig. 14) permiten deducir al menos seis fases de estabilización relativa del cauce del Gaduares. Igualmente, el desarrollo de hasta tres niveles de glacis escalonados en el tramo medio del valle del Gaduares es indicativo de fases en las que el encajamiento fluvial se vio detenido o ralentizado.

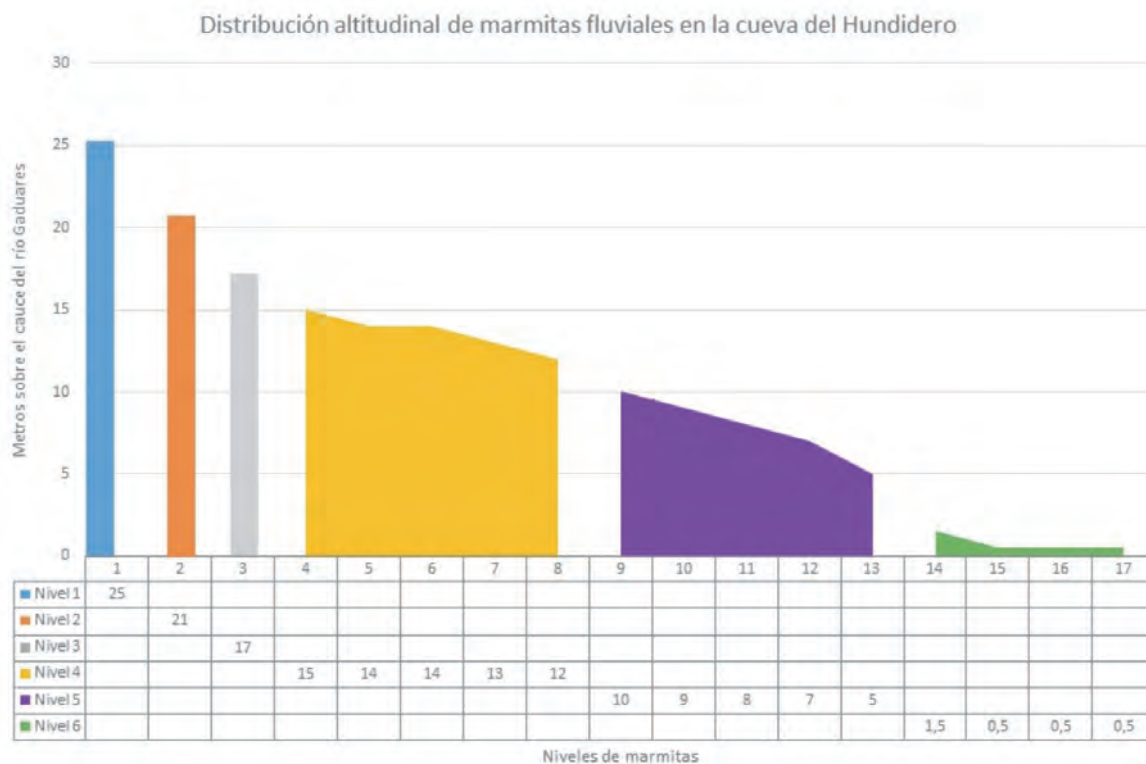


Figura 14. Distribución altitudinal de huellas de erosión fluvial en la entrada de la cueva de Hundidero.

En la actualidad el perfil longitudinal del río Gadaúres se encuentra lejos del equilibrio, tal y como aparece en la Fig. 3. El diseño rectilíneo a levemente convexo del perfil caracteriza a ríos con fuerte tendencia a la incisión, ya sea por elevación tectónica de la zona de cabecera o por rápido descenso del nivel de base (WHIPPLE 2004). El salto brusco de pendiente, que actualmente se observa entre la zona de cabecera y el tramo medio, parece asociado a un control litológico, al pasar de erosionar calizas (polje de Campobuche) a incidir sobre las areniscas del flysch. El segundo cambio brusco de pendiente, que aparece en el cañón y entrada a la sima del Hundidero, podría estar más bien condicionado por procesos de erosión remontante más recientes, desencadenados por encajamientos tardíos del río Gadaúres, como los citados por RODRÍGUEZ VIDAL et al. (2008) a partir de las sucesivas salidas que tuvo el flujo kárstico en la Cueva del Gato.

La causa general de desarrollo del cañón subterráneo y de la erosión remontante del río Gadaúres está ligada a un prolongado descenso del nivel de base regional, en este caso representado por el río Guadiaro, y que

ya fue invocado por autores precedentes (DELANNOY 1987, 1989, 1999; DURÁN 1994; RODRÍGUEZ VIDAL et al. 2008; SUMA 2011, entre otros). El río Guadiaro presenta numerosos signos de haber sufrido una intensísima incisión ligada a descensos relativos de su nivel de base. El vaciado erosivo de la Cuenca de Ronda, el encajamiento profundo del cañón del río Grande responsable de la formación del Tajo de Ronda, la formación del profundo Tajo de las Buitreras en Gaucín, los encajamientos del río Hozgarganta, afluente del Guadiaro, etc., son manifestaciones de una prolongada excavación que tuvo que ocurrir a lo largo del Cuaternario y que muy posiblemente comenzó en el Plioceno. La desecación del Mediterráneo tras el cierre del estrecho de Gibraltar durante el Messiniense supuso un descenso del nivel de base regional evaluable en 1500 m (LOGET et al. 2006), lo que desencadenó una intensísima erosión remontante en todos los ríos vertientes a este mar. Desfiladeros, cañones y vaciados erosivos intensos se reconocen en ríos cercanos al Guadiaro (como el Guadalhorce o el Guadalfeo) en comparación con otros ríos atlánticos (GRACIA et al. 2012). Una vez desencadenada la erosión remontante asociada

a un fuerte descenso del nivel de base, la oleada erosiva que se propaga hacia la cabecera no cesa hasta que el perfil fluvial no alcance un equilibrio con las nuevas condiciones. Por tanto, a pesar de que el estrecho de Gibraltar se abrió de nuevo en el Plioceno, la erosión remontante sin duda se propagó hacia la cabecera de los ríos mediterráneos. Probablemente los ríos principales actuales de la vertiente mediterránea española comenzaron a individualizarse como consecuencia de esta fase de profunda incisión (ARCHE et al. 2010).

A ese factor hay que añadir los pulsos tectónicos pliocenos y cuaternarios que pudieron elevar los macizos montañosos de Líbar y de Grazalema, y que habrían acentuado aún más los desequilibrios de los perfiles fluviales, aumentando la tendencia a la incisión (DELANNOY 1999). En ese sentido, el trazado muy rectilíneo del río Guadiaro en todo este tramo coincide con un contacto mecánico muy notorio entre las calizas jurásicas de la Sierra del Algarrobo y las unidades cretácicas y terciarias de capas rojas que se extienden ampliamente hacia el este. Dicho accidente, de dirección NE-SW, limita también otras sierras carbonatadas del macizo de Líbar hacia el SW, como la Sierra del Palo o Sierra Blanquilla, y continúa hacia el NE constituyendo el cierre occidental de la Cuenca de Ronda. En este último sector el accidente tectónico desarrolla escarpes morfoestructurales muy espectaculares y con evidencias morfológicas de actividad tectónica reciente, como son las facetas triangulares y trapezoidales asociadas al dicho frente tectónico en la Sierra de las Cumbres, así como los perfiles fluviales anómalos de los arroyos que descienden de dicha sierra cortando el frente de falla. El mismo frente tectónico continúa hacia el NE al pie de la Sierra de las Salinas (Arriate). Se trata por tanto de un accidente tectónico de más de 30 km de longitud con diversas evidencias de actividad neotectónica. Otro accidente de dirección paralela al anterior, y también con una marcada expresión morfológica, limita por el sur la Sierra del Caíllo (Villaluenga del Rosario) y la Sierra del Reloj, a cuyo pie se desarrolla el polje de Campobuche, en la cabecera del Gaduares. Estos accidentes y otros menores sin duda tuvieron actividad durante el Plioceno-Cuaternario, contribuyendo al desequilibrio del joven río Gaduares y llevando a una rápida e intensa incisión de su cauce. Una vez desarrollado el valle principal y constituida la

cuenca fluvial tal y como la conocemos en la actualidad, oscilaciones menores del nivel de base, asociadas probablemente a los cambios climáticos cuaternarios y las correspondientes oscilaciones del nivel del mar, habrían provocado fases de incisión o de estabilización relativa del cauce, llevando a la generación de los tres niveles de glaciares escalonados identificados en la zona intermedia de la cuenca. Hoy día, no obstante, el río continúa con su tendencia a la incisión, buscando un equilibrio morfodinámico que todavía no ha alcanzado.

CONCLUSIONES

El origen del valle del río Gaduares parece ligado a la excavación de un cañón subterráneo que conectó el paleopolje de Mures con el valle del Guadiaro. El rápido e intenso encajamiento de este último río tuvo como resultado un proceso de erosión remontante que llevó a la compartimentación del polje de Mures, de cuya presencia quedan hoy restos de superficies de corrosión escalonadas y un fondo colgado a unos 150 m por encima del cauce del Gaduares. El río Gaduares ha seguido desarrollando su valle mediante una activa erosión fluvial en cabecera, hasta llegar a capturar un segundo polje, el de Campobuche, localizado a unos 15 km de Hundidero. El perfil longitudinal de este río muestra esta activa erosión remontante, desencadenada y controlada por su nivel de base, representado por el río Guadiaro. Se trata, en definitiva, de un ejemplo notable de erosión remontante exo-endokárstica desencadenado por un rápido descenso del nivel de base kárstico. Se plantea el origen de estos fuertes encajamientos regionales como una consecuencia tardía de los intensos procesos de erosión remontante que comenzaron durante la desecación del Mediterráneo en el Messiniense y ayudados por la elevación tectónica pliocuaternaria de los macizos rocosos de Grazalema y Líbar, y que una vez iniciados, provocaron una desestabilización de los perfiles de equilibrio fluviales vertientes a la cuenca mediterránea, cuyo reajuste completo no ha finalizado aún.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo es una aportación al grupo RNM 328 del Plan Andaluz de Investigación.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANDREO B., VADILLO I., CARRASCO F., NEUKUM C., JIMÉNEZ P., GOLDSCHIEDER N., HÖTZL H., VÍAS J.M., PÉREZ I. & GÖPPERT N. 2004. Precisiones sobre el funcionamiento hidrodinámico y la vulnerabilidad a la contaminación del acuífero kárstico de la Sierra de Líbar (provincias de Málaga y Cádiz, Sur de España) a partir de un ensayo de trazadores. *Revista de la Sociedad Geológica de España* 16(3-4): 187-197.
- ARCHE A., EVANS G. & CLAVELL E. 2010. Some considerations on the initiation of the present SE Ebro river drainage system: Post- or pre-Messinian? *Journal of Iberian Geology* 36: 73-85.
- BENAVENTE J. & MANGIN A. 1984. Aplicación del análisis espectral de series de tiempo al sistema espeleológico Hundidero-Gato. *I Congreso Español de Geología*, ICOG, Segovia, pp. 541-553.
- BONACCI O. 2013. Poljes, ponors and their catchments. En: J.F. Shroder & A. Frumkin (eds.), *Treatise on Geomorphology*, Vol. 6, Karst Geomorphology. Academic Press, San Diego, pp. 112-120.
- DELANNOY J.J. 1987. *Reconocimiento biofísico de espacios naturales de Andalucía. Serranía de Grazalema, Sierra de las Nieves*. Junta de Andalucía y Casa de Velázquez, Sevilla, 50 pp.
- DELANNOY J.J. 1989. La sierra penibética de Líbar (Serranía de Grazalema). En: J.J. Delannoy, F. Díaz del Olmo & A. Pulido Bosch (eds.), *Reunion franco-espagnole sur les karst méditerranéens d'Andalussie*. Librería Andaluza, Sevilla, pp. 155-181.
- DELANNOY J.J. 1999. Contribución al conocimiento de los macizos kársticos de las serranías de Grazalema y de Ronda. En: J.J. Durán Valsero & J. López Martínez (eds.), *Karst en Andalucía*. Instituto Geológico y Minero de España, pp. 93-129.
- DURÁN J.J. 1994. Sistema Hundidero-Gato. En: R. Fernández Rubio (ed.), *Mundo subterráneo*, pp 121-128.
- DURÁN J.J. 1996. *Los sistemas kársticos de la provincia de Málaga y su evolución: contribución al conocimiento paleoclimático del Cuaternario en el Mediterráneo occidental*. Tesis Doctoral, Universidad Complutense, Madrid, 409 pp.
- DURÁN J.J., ANDREO B. & JIMÉNEZ P. 2008. Sistema Hundidero-Gato. En: J.M. Calaforra & J.A. Berrocal (eds.), *El karst de Andalucía*. Federación Andaluza de Espeleología y Junta de Andalucía, Córdoba, pp. 216-223.
- GRACIA F.J. & BENAVENTE J. 2006. Origen y evolución geomorfológica de los poljes del macizo de Líbar (provincia de Málaga). *Boletín de la Sociedad Española de Espeleología y Ciencias del Karst* 6: 42-53.
- GRACIA F.J.; BENAVENTE J. & ANFUSO G. 2000. Implicaciones endokársticas de la evolución geomorfológica de los poljes de Zurraque y Burfo (Sierra de Líbar, Málaga). En: A. Santiago, A. Martínez & J. Mayoral (eds.), *I Congr. Andaluz de Espeleología*, Excmo. Ayuntamiento de Ronda, FAE, p. 341 - 351.
- GRACIA F.J., DURÁN J.J., JIMÉNEZ P., ANDREO B., CARRASCO F., BENAVENTE, J. & RODRÍGUEZ VIDA J. 2008. El Parque Natural de Grazalema. En: F.J. Gracia (ed.), *Geomorfología de los espacios naturales protegidos de la provincia de Cádiz*. S.E.G., Universidad de Cádiz, 23-55.
- GRACIA F.J., VÁZQUEZ J.T., PALOMINO D., FERNÁNDEZ PUGA M.C., ERCILLA G., FERNÁNDEZ SALAS L.M.; DÍAZ DEL RÍO V., MEDIALDEA T. & SANDOVAL N. 2012. Herencia morfológica emergida y sumergida de la desecación del Mediterráneo y de la apertura del estrecho de Gibraltar en los relieves gaditanos y en su margen continental. *International Symposium in Marine Sciences*, Cádiz, p. 62.
- LOGET N., DAVY P. & VAN DEN DRIESSCHE J. 2006. Mesoscale fluvial erosion parameters deduced from modeling the Mediterranean sea level drop during the Messinian (late Miocene). *Journal of Geophysical Research* 111 (F3), F03005.
- MARTÍN ALGARRA A. 2004. El subbético de las provincias de Málaga y Cádiz. En: J.A. Vera (ed.), *Geología 2. Proyecto Andalucía XXVI*, Ed. Hércules, Sevilla, pp. 49-110.
- MAYORAL J. 2004. *Investigaciones espeleológicas en Montejaque y Benaoján (Málaga)*. Excmo. Ayuntamiento de Montejaque, 153 pp.

- MORENO F., GARCÍA DUEÑAS V., CAMPOS J., GARCÍA ROSELL L., OROZCO M., SANZ DE GALDEANO C., JEREZ MIR L., CABRA P., RIVAS P., MARTÍNEZ J., MARTÍNEZ C., MORENO E. y HERNÁNDEZ J. 1990. *Mapa geológico de España, E. 1:50.000, hoja nº 1.050, Ubrique*. IGME, Madrid, 55 pp.
- NEW C. 2008. *Risk assessment of the Hundedero Dam failure (Spain)*. Degree Thesis, Geophysical Hazards MSc, University College, London, 121 pp.
- RAMÍREZ TRILLO F. y SÁNCHEZ PÉREZ E. 1974. Complejo Hundedero-Gato. *Jábega*, 6: 22-27. Málaga.
- RODRÍGUEZ VIDAL J., CÁCERES L.M. y SANTIAGO A. 2008. Rasgos geomorfológicos fluviales en cuevas de meandro. Río Guadiaro (Málaga, España). Implicaciones paleo-hidrologías. *II Congreso Andaluz de Espeleología*, Priego de Córdoba, pp. 3-12.
- SUMA A. 2011. *Geomorfologia e geodiversità della Sierra de Grazalema (Andalusia, Spagna)*. Tesis Doctoral, Università di Ferrara, 278 pp.
- WHIPPLE K.X. 2004. Bedrock rivers and the geomorphology of active orogens. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 32: 151-185.

RECURSOS WEB

- CDG (2015). Climate-Data.Org, AM Online Projects - Alexander Merkel, Oedheim, Alemania, Clima: Grazalema. <http://es.climate-data.org/location/57013/>
- Fotonatura (2015). Consultado en: <http://www.fotonatura.org/galerias/>
- Google Earth (2015). DigitalGlobe. Servidor: kh.google.com. Consultado en 2015 en: <http://www.google.es/intl/es/earth>
- Iberpix2 (2015). Instituto Geográfico Nacional, Ministerio del Interior. Consultado en 2016 en: <http://www.ign.es/iberpix2/visor/>

GLOSARIO

Glacis: superficie plana y ligeramente inclinada, con una pendiente generalmente inferior a 5°, que se desarrolla entre un relieve montañoso y un área baja (valle de un río, zona

costera, etc.). Se forma por la acción de las aguas de arroyada, que divagan lateralmente y van labrando la bajada suave.

Karst: proceso natural consistente en la disolución química de determinadas rocas, como la caliza, dolomía, yeso, etc., compuestas por minerales solubles en agua, y que origina formas particulares que se pueden encontrar tanto en el interior de la tierra (endokarst) como en la superficie (exokarst).

Lapiaz: microforma de disolución kárstica generada sobre la superficie calcárea o bien bajo un suelo. Da lugar a morfologías muy diversas, algunas de ellas exclusivas de un origen bajo suelo.

Marmita o marmita de gigante: cavidad circular muy común en lechos rocosos de los cauces de los ríos de montaña. Se genera por la acción erosiva que realizan algunos cantos de rocas duras que caen en pequeños huecos en el cauce del río, por lo que al girar debido a la corriente del agua van desgastando la roca, profundizando y redondeando la oquedad.

Messiniense: periodo geológico que ocurrió hace unos 6 millones de años, en el que se produjo la casi total desecación del mar Mediterráneo debido al cierre del estrecho de Gibraltar.

Nivel de base: es el punto más bajo de un río. Si se considera para toda la cuenca fluvial, se trataría de su desembocadura. El nivel de base marca siempre el límite inferior del trabajo erosivo del río.

Polje: depresión cerrada de grandes dimensiones en un macizo kárstico, a modo de valle alargado y de fondo plano, en cuyos bordes afloran escarpes de roca caliza. Se forma por disolución de la roca calcárea bajo una cobertera edáfica (por corrosión o disolución criptokárstica).

Ponor: abertura natural en el terreno, por la que una corriente superficial fluye total o parcialmente hacia el interior de un sistema kárstico; a menudo es sinónimo de sumidero. Es el lugar donde el agua superficial pasa a ser subterránea.

Superficie de corrosión: replano labrado sobre rocas solubles o karstificables, en los alrededores de un polje, generado por la disolución de roca bajo una cobertera edáfica. La profundización del fondo del polje deja

abandonados algunos retazos del antiguo fondo, que quedan colgados a cierta altura sobre el fondo actual. Estas superficies colgadas

pierden la cobertera edáfica por erosión hídrica y dejan al descubierto microformas erosivas muy características.