

LAS CUEVAS Y EL KARST:
UN VIAJE A TRAVÉS DE LOS
GEOPARQUES ESPAÑOLES



LAS CUEVAS Y EL KARST: UN VIAJE A TRAVÉS DE LOS GEOPARQUES ESPAÑOLES

Las cuevas y el karst: un viaje a través de los Geoparques Españoles

No está permitida la reproducción total o parcial de este libro, ni su tratamiento informático, ni la transmisión de ninguna forma o por cualquier medio, ya sea electrónico, mecánico, por fotocopia, por registro u otros medios, sin el permiso previo y por escrito de los titulares del copyright.

© Reservados todos los derechos, incluido el derecho de venta, alquiler, préstamo o cualquier otra forma de cesión del uso del ejemplar.

Diseño, maquetación e ilustraciones: Luna Adrados González
GEOLAG. Turismo Geológico
www.geolag.com

Depósito Legal:

Imprime:

Edita: Asociación Montañas do Courel

Este libro está basado en información científica elaborada por grupos de investigación españoles y extranjeros, a quienes estamos muy agradecidos. Ellos han aportado (y continúan mejorando) el conocimiento científico necesario para el desarrollo de los Geoparques Españoles.

AUTORÍA

Daniel Ballesteros	<i>Geoparque Montañas do Courel</i>	José Antonio Martínez	<i>Geoparque Molina-Alto Tajo</i>
Luna Adrados	<i>GEOLAG. Turismo geológico</i>	Iván Cortijo	<i>Geoparque Villuercas-Ibores-Jara</i>
Irene Pérez-Cáceres	<i>Universidad de Salamanca</i>	José María Barrera	<i>Geoparque Villuercas-Ibores-Jara</i>
Ramón Vila	<i>Geoparque Montañas do Courel</i>	Yurena Pérez	<i>Geoparque El Hierro</i>
Luis Mampel	<i>Geoparque El Maestrazgo</i>	Laura Rodríguez-Rodríguez	<i>Universidad de Oviedo</i>
Carlos Pérez-Mejías	<i>Universidad de Xi'an Jiaotong</i>	Virginia Martínez-Pillado	<i>Universidad Complutense de Madrid</i>
Xavier Mir	<i>Geoparque Orígens</i>	Martín Arriolabengoa	<i>Universidad del País Vasco</i>
Ramón Casillas	<i>Universidad de La Laguna</i>	Francisco Gutiérrez-Santolalla	<i>Universidad de Zaragoza</i>
José Ángel Sánchez	<i>Geoparque Las Loras</i>	Jorge Pedro Galve	<i>Universidad de Granada</i>
Alicia Serna	<i>Geoparque Sierras Subbéticas</i>	Montserrat Jiménez-Sánchez	<i>Universidad de Oviedo</i>
Ánchel Belmonte	<i>Geoparque Sobrarbe-Pirineos</i>	Esther Martín-González	<i>Museo de Ciencias Naturales de Tenerife</i>
Ferran Climent Costa	<i>Geoparque Catalunya Central</i>	Juana Vegas	<i>Instituto Geológico y Minero de España (CSIC)</i>
Carolina Castillo	<i>Universidad de La Laguna</i>	José María Calaforra	<i>Universidad de Almería</i>
Penélope Cruzado-Caballero	<i>Universidad de La Laguna</i>	María Luisa Calvache	<i>Universidad de Granada</i>
Antonio González-Ramón	<i>Instituto Geológico y Minero de España (CSIC)</i>	Arturo de Lombera-Hermida	<i>Universidade de Santiago de Compostela</i>
Rebeca Martín-García	<i>Universidad Complutense de Madrid</i>	Miguel Bartolomé	<i>Universidad de Colonia</i>
Andrea Martín-Pérez	<i>ZRC SAZU</i>	Matías Mudarra	<i>Universidad de Málaga</i>
Francisco Juan García-Tortosa	<i>Universidad de Jaén</i>	Ana Moreno	<i>Instituto Pirenaico de Ecología (CSIC)</i>
Alberto Gil Toja	<i>Geoparque Sierra Sevilla Norte</i>	Diego Álvarez-Lao	<i>Universidad de Oviedo</i>
Asier Hilario	<i>Geoparque Costa Vasca</i>	Martín Alemparte	<i>Geoparque Montañas do Courel</i>
Elena Mateo	<i>Geoparque Lanzarote y Archipiélago Chinijo</i>		

ÍNDICE

A. Geoparques, karst y cuevas..... 7

 ¿Qué es un geoparque? 18

B. El karst y las cuevas en los Geoparques Españoles.....23

 1. Sierras Subbéticas. La piel del karst..... 25

 El Balcón del Adarve..... 29

 2. Las Loras. Un paisaje en ruinas..... 31

 Monumento Natural Las Tuerces..... 35

 3. Sierra Norte Sevilla. El karst del pasado..... 37

 Monumento Natural Cerro del Hierro..... 40

 4. Granada. Los manantiales, fuentes de piedra..... 43

 El manatíal de Alicún de las Torres y la acequia del Toril 46

 5. Orígens. Lagos kársticos, un misterio resuelto 49

 Recorrido por las Lagunas de Basturs..... 53

 6. Montañas do Courel. Los ríos subterráneos, creadores de cuevas 55

 Centro de visitantes das Covas de Meiraos..... 59

 7. Sobrarbe-Pirineos. Las simas, gigantes subterráneos 61

 El sistema de Brujas 64

 8. Villuercas-Ibores-Jara. Los espeleotemas, maravillas subterráneas..... 67

 Centro de interpretación de la Cueva de Castañar 70

 9. Maestrazgo. Cuevas, los archivos del pasado 73

 La estalagmita Artemisa de la Cueva de El Recuenco..... 76

 10. Catalunya Central. Un karst diferente: un karst en sal 79

 La ruta de las cuevas..... 82

 11. Lanzarote y Archipiélago Chinijo. Las cuevas más calientes: los tubos volcánicos..... 85

 El tubo volcánico de La Corona..... 88

 12. El Hierro. Paleontología de cuevas, los fósiles más espeleológicos 91

 Los lagartos gigantes de El Hierro..... 94

 13. Molina-Alto Tajo. Las cuevas como formas de vida..... 97

 Cueva de Los Casares 100

 14. Costa Vasca. Arte en la oscuridad..... 103

 Valle de la Prehistoria y Ekanberri..... 106

C. Glosario..... 109

A

Geoparques,
karst y cuevas

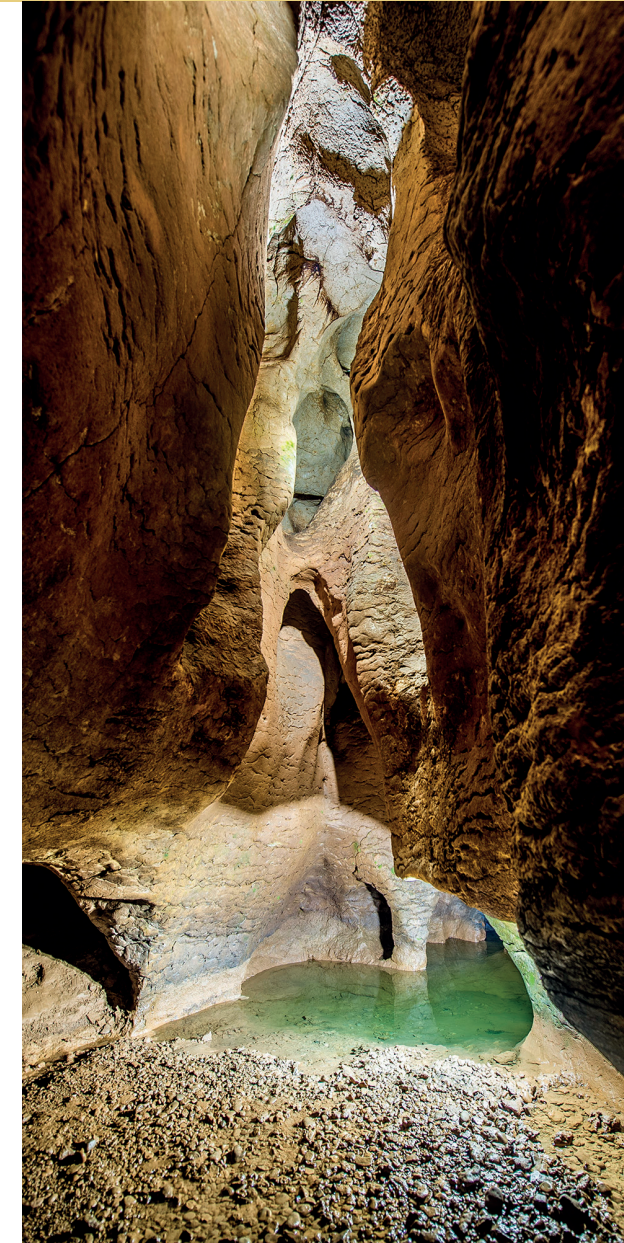
Geoparques, karst y cuevas



El **karst** o paisaje kárstico y las cuevas naturales subterráneas, tanto kársticas como volcánicas, son elementos destacados del patrimonio geológico español. El paisaje kárstico ocupa el 18% de la superficie de España y está caracterizado por un relieve irregular que incluye valles con escasos ríos, arroyos y manantiales en superficie, y abundantes cuevas escondidas en el subsuelo (Fig. 1). Este relieve deriva de la disolución de la roca por el agua. La roca debe ser permeable y se corresponde principalmente con calizas compuestas por carbonato de calcio, que es soluble en agua. Pero el karst también puede estar desarrollado en otras rocas solubles, tales como dolomías, conglomerados calcáreos, yesos y otras sales. El karst combina un paisaje superficial con ríos circulando casi exclusivamente por los valles más profundos, y un paisaje subterráneo, aún más impresionante, donde destacan las cuevas, también llamadas grutas o cavernas. De forma particular, España es un referente internacional en cuevas y espeleología, ya que incluye el 19% de las simas (cuevas verticales) de más de 1 km de profundidad del mundo.

Hasta la fecha, los equipos espeleológicos nacionales e internacionales han descubierto en torno a 4.100 kilómetros de cuevas naturales en España, cifra que aumenta alrededor de 50 km cada año debido a nuevos hallazgos. Las cuevas españolas presentan una o varias entradas e incluyen redes de galerías que pueden superar los 180 km de longitud. También existen numerosas cuevas verticales o simas (Fig. 2), formadas por pozos de hasta 435 m de caída libre y profundidades de hasta 1600 m.

Figura 2. Cuevas del Toll desarrolladas en calizas del Eoceno en el Geoparque Calalunya Central (Foto: C. Fortuny)



El karst constituye uno de los 21 contextos geológicos de relevancia internacional identificados por el Instituto Geológico y Minero de España en el proyecto Global Geosites. La relevancia del paisaje kárstico es tal que el 9,5 % del Inventario Español de Lugares de Interés Geológico (IELIG) está relacionado con el karst. Esta cifra indica que 407 Lugares de Interés Geológico de los 4.282 que hay en todo el inventario actual (mayo 2022) tienen un interés principal de tipo kárstico.

El paisaje kárstico y las cuevas son elementos destacados de la **red española de Geoparques Mundiales de la UNESCO**. Los Geoparques Españoles incluyen 15 territorios, 13 de ellos ubicados en la Península Ibérica y dos en las Islas Canarias (Fig. 1). Los geoparques peninsulares muestran una gran diversidad de relieves montañosos y costeros, desarrollados sobre una gran variedad de rocas, y de diferente edad.

Las rocas solubles más antiguas del karst de los Geoparques Españoles son los mármoles y calizas del Paleozoico, originadas durante la explosión de la vida del Cámbrico. Estas rocas son bien visibles en los relieves del Geoparque Sierra Norte Sevilla (Fig. 3), en singulares cuevas del Geoparque Villuercas-Ibores-Jara, y en áreas antiguamente ocupadas por glaciares en el Geoparque Montañas do Courel. No obstante, los principales relieves kársticos de los Geoparques Españoles están asociadas a calizas marinas de todos los periodos del Mesozoico (Triásico, Jurásico y Cretácico). Las calizas del Triásico conforman sinuosas hoces y barrancos en el Geoparque Molina-Alto Tajo mientras que las calizas del Jurásico dan lugar a los agrestes relieves de los geoparques Sierras Subbéticas y Granada. No obstante, las calizas más abundantes son de edad Cretácico, que constituyen singulares cerros rocosos en el Geoparque Las Loras, impresionantes montañas en el Geoparque Sobrarbe-Pirineos, angostos cañones en los geoparques Orígens y Maestrazgo, y hermosos paisajes costeros en el Geoparque Costa Vasca. Además, existen paisajes kársticos formados sobre otras rocas, como sales y conglomerados calcáreos, que destacan en las singulares montañas del Geoparque Catalunya Central.

A la gran variedad de rocas se suma la **geodiversidad** de elementos asociados a los **paisajes kársticos**, tanto superficiales como subterráneos, de los Geoparques Españoles (Figs. 4 y 5). Elementos superficiales como lapiaces, dolinas, poljes y sumideros destacan en el Geoparque Sierras Subbéticas, mientras que las ciudades de roca, torres y callejones son las señas de identidad del Geoparque Las Loras (Fig. 6). En ocasiones, se conservan karst superficiales originados hace 520 millones de años, como en el Geoparque Sierra Norte Sevilla. También existen singulares rocas, como son las tobas y travertinos asociados a manantiales en el Geoparque de Granada, y a lagos y aguas con gran biodiversidad en el Geoparque Orígens (Fig. 7).

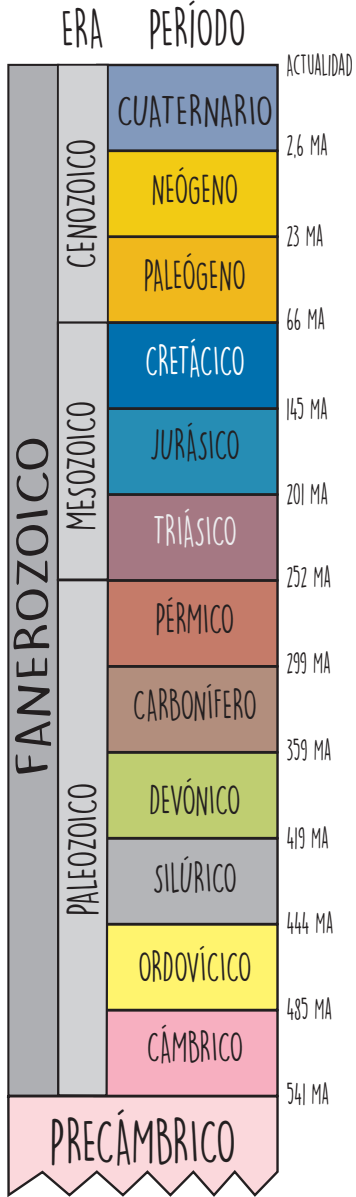
El paisaje kárstico subterráneo está dominado por cuevas, simas, galerías y pozos estrechamente relacionados con el agua subterránea. A veces, el agua del subsuelo constituye verdaderos ríos subterráneos como los investigados en el Geoparque Montañas do Courel, formando grandes simas profundas, algunas de más de 1.000 m de desnivel, exploradas en el Geoparque Sobrarbe-Pirineos. En otras ocasiones, el agua subterránea junto a la precipitación de carbonatos en disolución da lugar a los singulares depósitos de las cuevas: los espeleotemas. Estos pueden presentar una enorme y compleja variedad de formas y estar compuestos por diferentes minerales, como sucede en el Geoparque Villuercas-Ibores-Jara (Fig. 6). Además, el estudio de los espeleotemas es de gran interés ya que permite conocer el clima reinante en una región hace miles de años, tal y como se estableció en el Geoparque Maestrazgo. Toda esta geodiversidad subterránea está reforzada por las particularidades propias de las cavidades kársticas asociadas a rocas tan singulares como las sales y los conglomerados calcáreos del Geoparque Catalunya Central.



Figura 3. Paleokarst en pináculos en las calizas del Cámbrico del Geoparque Sierra Norte Sevilla.

GEOPARQUE	PRINCIPAL ROCA DEL KARST	ELEMENTOS DESTACADOS	EJEMPLOS
Sierras Subbéticas	Caliza y dolomía del Jurásico	Dolinas Poljes Sumideros	Polje de la Nava de Cabra Sumidero del río Bailón
Las Loras	Caliza del Cretácico	Callejones Karst en ruinas Ciudades de roca	Las Tuerces
Sierra Norte Sevilla	Caliza del Cámbrico	Paleokarst	Cerro del Hierro
Granada	Caliza del Mesozoico	Manantiales permanentes y temporales Manantiales termales Travertinos	Manantiales de Fuente Alta Manantial y Acequia de Alicún
Orígens	Caliza del Cretácico y del Paleógeno	Domos de toba Lagos kársticos	Lagunas de Basturs
Montañas do Courel	Mármol del Cámbrico	Conductos kársticos Ríos subterráneos	Cueva de A Ceza
Sobrarbe-Pirineos	Caliza del Cretácico	Simas Manantiales	Sistemas de Arañonera y de Fuentes de Escuaín
Villuercas-Ibores-Jara	Mármol dolomítico del Cámbrico	Espeleotemas con interés mineralógico	Cueva El Castañar
Maestrazgo	Caliza y dolomía del Cretácico	Espeleotemas con interés paleoclimático	Cueva El Recuenco
Catalunya Central	Caliza del Eoceno Yeso y sal del Eoceno y Oligoceno Conglomerado del Eoceno	Karst en sales y conglomerados	Cuevas de conglomerados de Monsterrat y Muria Karst en sales de Cardona y Súria
Lanzarote y Archipiélago Chinijo	Roca volcánica del Cuaternario	Cuevas volcánicas Jameos	Tubo volcánico de La Corona
El Hierro	Roca volcánica del Mioceno al Cuaternario	Cuevas volcánicas Restos paleontológicos	Tubo volcánico de Guía
Molina-Alto Tajo	Caliza y dolomía del Triásico Areniscas del Triásico	Yacimientos arqueológicos	Cueva de Los Casares
Costa Vasca	Caliza del Cretácico	Arte rupestre Arte mueble	Cueva de Ekain

Figura 4. Tabla-resumen de los principales elementos kársticos en Geoparques Españoles (M.a: Millones de años). Se muestra la tabla de los tiempos geológicos para ubicar los distintos tipos de roca presentes en cada geoparque.



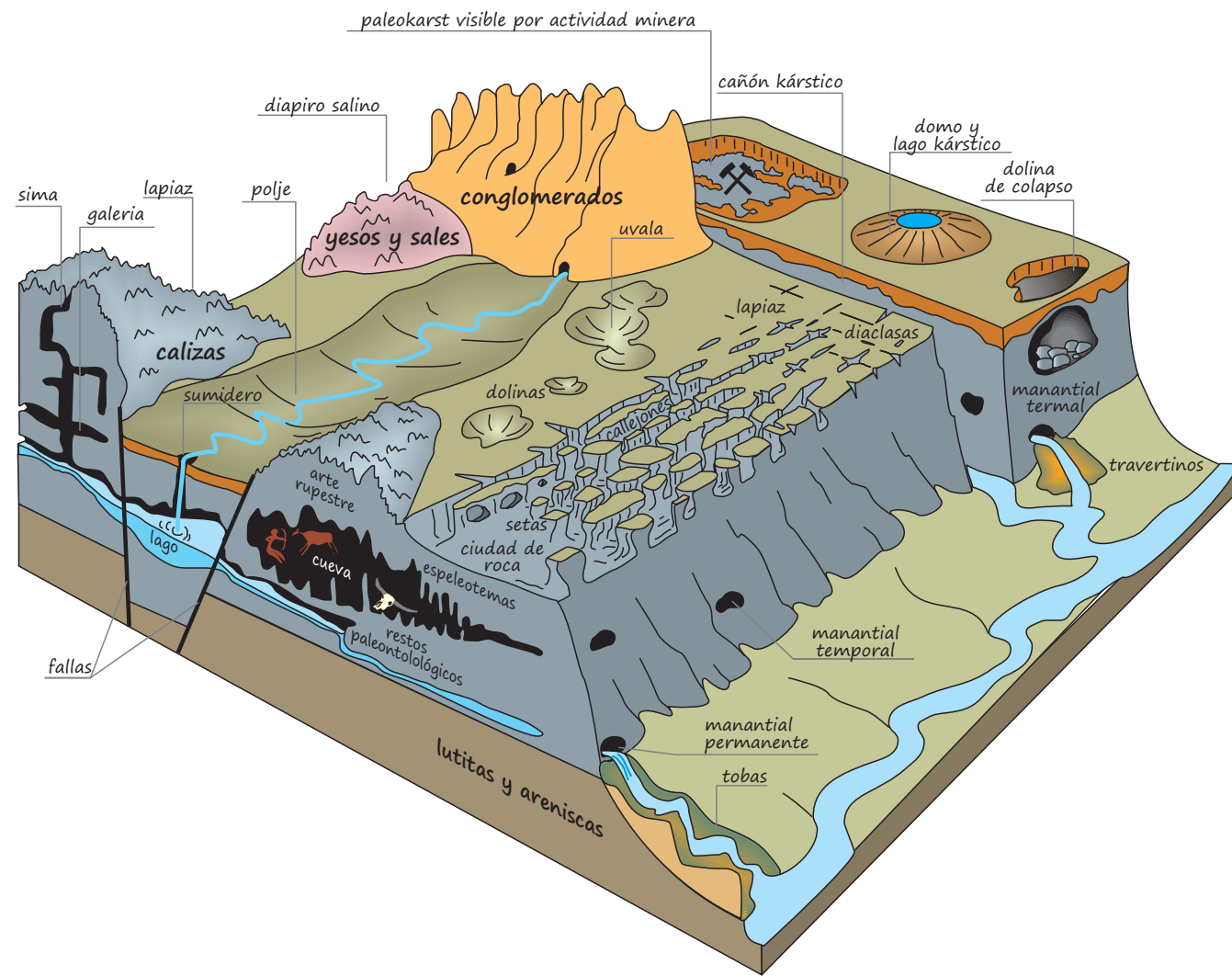


Figura 5. El karst superficial y subterráneo en los Geoparques Españoles.



Figura 6. Elementos del karst superficial y subterráneo en los Geoparques Españoles (de arriba a abajo y de izquierda a derecha): Lapiaz y dolina en el Geoparque Sierras Subbéticas; Cañón kárstico en el Geoparque Las Loras; Manantial termal y depósitos de travertinos en el Geoparque de Granada; Espeleotema en bandera Geoparque Montañas do Courel (Foto: A. Sobrino); Cascada en Geoparque Sobrarbe-Pirineos; Espeleotemas con formas fibrosas en el Geoparque Villuercas-Jara-Ibores; Lapiaz en Geoparque Maestrazgo.





Figura 7. Tobas calcáreas en el Geoparque Orígens.

Un punto y aparte lo merecen las cuevas de las Islas Canarias, cuya geología está marcada por el **vulcanismo** que originó este archipiélago. Las cuevas volcánicas (Fig. 8) nada tienen que ver con el karst, aunque pueden incluir tubos volcánicos como en el Geoparque El Hierro, algunos de ellos con partes sumergidas bajo el mar como ocurre en el Geoparque Lanzarote y Archipiélago Chinijo (Fig. 10). También existen cuevas marinas (Fig. 9) excavadas por el oleaje en los terrenos volcánicos y sedimentarios del Geoparque Cabo Gata-Níjar, cuyo volcanismo más ácido (magmas más viscosos) que el sucedido en Canarias no permitió la formación de tubos volcánicos.

Figura 8. Tubo volcánico en el Geoparque Lanzarote y Archipiélago Chinijo (Foto: M. Arthen).



Figura 9. Cuevas marinas en el Geoparque Cabo de Gata-Níjar. Al fondo materiales volcánicos (Foto: G. Jódar).

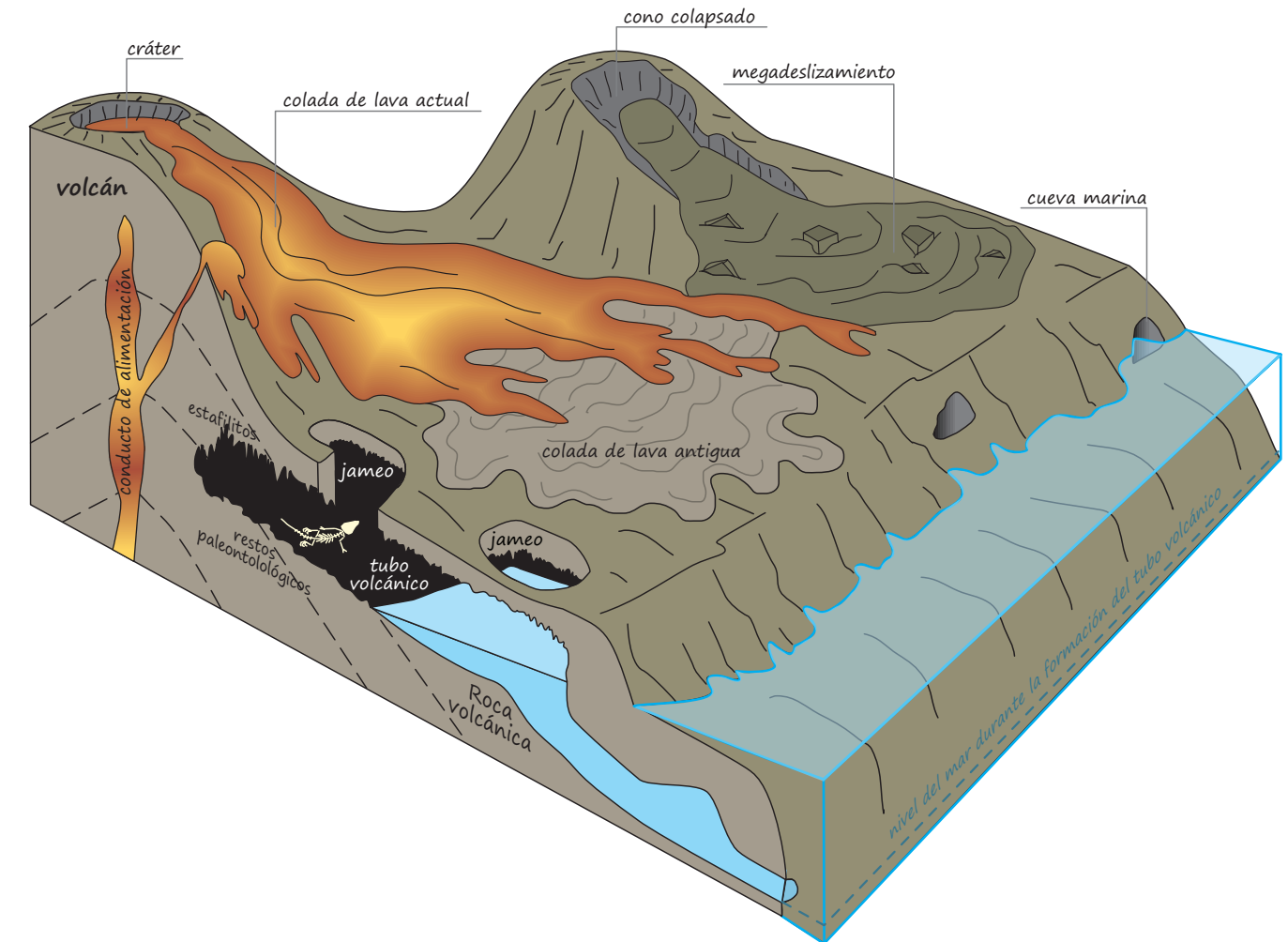


Figura 10. Las cuevas y elementos ligados a la actividad volcánica en los Geoparques Españoles.

Tanto las cuevas kársticas como las volcánicas atesoran numerosos **yacimientos arqueológicos y paleontológicos**, entre los que se encuentran los más importantes de nuestro país. El ser humano se refugió en las cuevas desde la Prehistoria, dando lugar a yacimientos arqueológicos de distintas épocas (paleolíticos, neolíticos, romanos, medievales, etc). Muchas veces, una misma cueva fue ocupada en diferentes épocas como vivienda permanente o usadas de modo temporal en relación con la temporada de caza. En el Geoparque Molina-Alto Tajo, destacan cuevas con restos de neandertales y ser humano moderno, que son clave para entender la llegada y convivencia de ambos homínidos a la Península Ibérica. Además de ocupar las cuevas, estos grupos dejaron su legado artístico en forma de grabados y pinturas en cuevas, algunos excepcionalmente preservados, como los hallados en el Geoparque Costa Vasca. La importancia de las cuevas para el ser humano se remonta a la actualidad. Así, en el Geoparque de Granada, se han excavado viviendas en el subsuelo, ya desde la Edad Media, conocidas como *casas trogloditas*. Hoy hay más de 2000 casas-cueva, algunas de ellas convertidas en hospedajes turísticos (Fig. 11). Se trata de un conjunto único en Europa.



Figura 11 Casas trogloditas excavadas en el subsuelo del Geoparque de Granada, y que actualmente constituyen viviendas y alojamientos turísticos.



En las cuevas se dan las condiciones necesarias para que se acumulen y conserven todo tipo de restos de animales y plantas, actuales o ya extintas, que convivieron o no con los homínidos. En el Geoparque Montañas do Courel se hallaron abundantes restos de osos y cabras (Fig. 12), algunas de ellas relacionados con los inicios de la ganadería en la zona.

En las cuevas volcánicas, por increíble que parezca, también se preservan numerosos restos arqueológicos y paleontológicos, algunos relacionados con especies endémicas que están actualmente en fase de recuperación, como en el Geoparque El Hierro.

Por todo ello, este libro se adentra en el mundo del karst y las cuevas de España a través de los Geoparques Mundiales de la UNESCO. Conoceremos los elementos del paisaje relacionados con el karst como son las cuevas, las dolinas, los lapiaz, las tobas y travertinos. Viajaremos al subsuelo para descubrir las cuevas y formas que el agua o la lava han excavado y/o creado en el interior de algunos tipos de rocas como calizas, dolomías, conglomerados, areniscas, sales, yesos y rocas volcánicas. Es un viaje a través del tiempo geológico, recorriendo paisajes superficiales y subterráneos a lo largo y ancho de nuestro país.



Figura 12. Parte de la mandíbula de una cabra hallada en el Geoparque Montañas do Courel.

¿Qué es un Geoparque?

Los **Geoparques Mundiales de la UNESCO** son territorios que articulan un desarrollo socioeconómico sostenible basado en su patrimonio geológico de relevancia internacional, en conexión con todos los demás aspectos del patrimonio natural y cultural de la zona. Los geoparques surgieron a principios de la década de los 90 en Europa, siendo cuatro territorios de Francia, Alemania, Grecia y España (hoy, Geoparque Maestrazgo), los socios fundadores. En el año 2000 se creó la Red de Geoparques Europeos (EGN); posteriormente, la UNESCO respaldó el programa y lo extendió a todo el mundo. En el año 2004 se creó la Red Global de Geoparques (GGN), asistida por la UNESCO como una actividad complementaria del Programa Internacional de Geociencia. Después de esta evolución, en el año 2015, UNESCO aprobó la creación del **Programa Internacional de Ciencias de la Tierra y Geoparques**, en el que se inscriben los que coloquialmente conocemos como *Geoparques*.

Al igual que otros geoparques del mundo, los Geoparques Españoles tienen límites claramente definidos y ocupan 15 áreas que van desde los 89 km² hasta los 4.520 km² de extensión. La gestión de los Geoparques Españoles se realiza generalmente desde el territorio, siguiendo una filosofía conocida como “de abajo a arriba”. Ayuntamientos, comarcas, asociaciones locales, grupos de desarrollo rural e incluso gobiernos regionales y organismos de investigación participan en la gestión. Los Geoparques Españoles no existirían sin la implicación de la población local y los miles de voluntarios que colaboran en todo tipo de acciones tanto de desarrollo local, educación, geoconservación como de investigación científica (Fig. 13).

El principal objetivo de los Geoparques Españoles es el **desarrollo local y rural** de su territorio para garantizar el bienestar de la población local y la identidad territorial. Estos geoparques son, por tanto, un modelo de desarrollo sostenible, una marca de calidad incuestionable por los servicios y productos que ofrecen al visitante, así como por el patrimonio geológico, biodiversidad y patrimonio cultural de sus territorios. Para ello, los Geoparques Españoles promueven el **geoturismo y ocio de naturaleza** mediante, entre otros, redes de centros de visitantes, de interpretación y museos, miradores y paneles de información, geo-rutas y actividades para todos los públicos (Figs. 14 y 15). También se incentiva el **emprendimiento y colaboración empresarial** con el foco en la hostelería, las empresas de turismo activo, los productores locales y otros gremios, muchos de ellos con estrecha relación con la geología local. En ocasiones, los geoparques se reinventan ofreciendo originales iniciativas que han dado como resultado platos y vinos inspirados en elementos geológicos (Fig. 16, 17 y 18).



Figura 13. Campos de ensayo de cultivo de patata en el Geoparque Las Loras.



Figura 14. Visitas en barco en el Geoparque Costa Vasca (Foto: J. Carballo).



Figura 15. Visita turística a un tubo volcánico en el Geoparque El Hierro.



Figura 16. Viñedos en el Geoparque Catalunya Central (Foto: Ö. Rodbag).



Figura 17. Vino turritela, inspirado en fósiles del Geoparque Orígens.



Figura 18. Ammonite de hojaldre en el Geoparque Sierras Subbéticas.

La **educación** es uno de los pilares claves de los Geoparques Españoles, quienes desarrollan actividades y otras acciones para escolares y para el gran público en colaboración con los centros educativos, asociaciones culturales y deportivas, empresas de geoturismo universidades y otros centros de investigación (Figs. 19 y 20). Estas actividades están centradas en el patrimonio geológico local, la biodiversidad del territorio y su patrimonio cultural, así como las relaciones entre ellas. Las escuelas de educación infantil y primaria y los institutos de educación secundaria de los geoparques juegan un papel decisivo fomentando el aprendizaje de las Ciencias de la Tierra entre los escolares y el intercambio de estudiantes con otros geoparques del mundo.

Figura 19. Grupo de escolares visitando el Geoparque Sierra Norte Sevilla.





Figura 20. Iniciativas y acciones en los Geoparques Españoles (de arriba a abajo y de izquierda a derecha): Geoturismo en el Geoparque Sobrarbe-Pirineos; Visita turística en el Geoparque Maestrazgo; Grupo de asistentes a un curso sobre patrimonio geológico en el Geoparque Cabo Gata-Níjar (Foto: G. Jódar); Concierto en el Geoparque Lanzarote y Archipiélago Chinijo; Datación realizada sobre un espeleotema de 39.000 años que ha sido muestreado mediante un microtaladro; Labores de geoconservación en el Geoparque Montañas do Courel.

La **investigación científica** es clave para el desarrollo de los geoparques. Los geoparques son conducidos considerando el conocimiento científico generado por especialistas españoles y de otros países, a la vez que fomentan nuevas investigaciones para conocer, gestionar, promover y proteger el territorio. Además, los geoparques acercan la ciencia al gran público utilizando un lenguaje sencillo y ameno. En el caso concreto de las cuevas, el trabajo de exploración y documentación de los equipos espeleológicos ha sido fundamental para conocer cómo son las cuevas de los Geoparques Españoles, donde a día de hoy se siguen descubriendo nuevas galerías y pozos (Fig. 21).

Los geoparques garantizan la **geoconservación de su patrimonio geológico**, aunque no imponen medidas ni limitan las actividades de sus habitantes. Desde los geoparques se promueven iniciativas de conservación contando con la población local, el gobierno regional y los especialistas en cada material (Fig. 20).

Los principales lugares de interés geológico están protegidos por figuras como monumentos naturales parques nacionales y naturales muchos de ellos integrados en la Red Natura 2000. La geoconservación se aborda de forma global, considerando también la biodiversidad y patrimonio cultural, cuya preservación es igualmente importante y necesaria.

Figura 21. Modelo 3D del sector principal de la Cueva del Tórnero (Geoparque Molina-Alto Tajo). Recientemente, la Asociación Científica Equipo para el Estudio de Cavidades y Territorio, y entidades espeleológicas colaboradoras han descubierto en torno a 4 km de galerías vírgenes.



Finalmente, los geoparques se distinguen por su capacidad de **trabajo en red**, tanto a escala nacional como internacional. El Foro de Geoparques Españoles coordina los 15 Geoparques Españoles promoviendo colaboraciones entre ellos y participando en el Comité Nacional Español de Geoparques Mundiales de la UNESCO. El Foro y los Geoparques Españoles forman parte de la Red Europea de Geoparques y de la Red Mundial de Geoparques (Fig. 22), liderando incluso grupos de trabajo y participando en órganos de dirección.

Figura 22. Los Geoparques Españoles forman parte de la Red Europea de Geoparques y de la Red Mundial de Geoparques.



B

El karst y las cuevas
en los Geoparques
Españoles



Figura 23. Depósito de toba de la plataforma sobre la que se asienta la villa de Priego.



1 La piel del karst

Algunos rasgos muy singulares del karst se forman en la superficie de la Tierra (o cerca de ésta), como son travertinos y tobas (Fig. 23), lapiaces (Fig. 24) o las depresiones cerradas de diversos tipos, como las dolinas y poljes. Como si de la piel del karst se tratara, estas formas del paisaje constituyen evidencias visibles de la lenta disolución de las rocas, tanto en superficie como en profundidad.

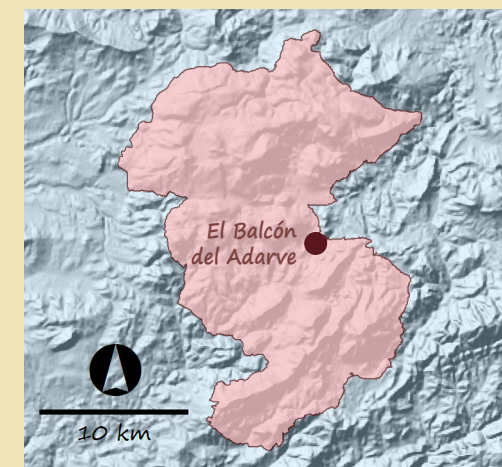


Figura 24. Macizo de Cabra desde Doña Mencía, con lapiaces desarrollados sobre calizas y dolomías.

En los Geoparques Españoles más calcáreos existen muy buenos ejemplos del karst de superficie, como es el caso de Las Loras; Sobrarbe-Pirineos, Orígens, Costa Vasca y Catalunya Central, en el norte de la Península Ibérica; Maestrazgo y Molina-Alto Tajo en la zona central; o Sierra Norte Sevilla y Sierras Subbéticas, al sur. No obstante, las formas kársticas de cada geoparque muestran diferencias de tamaño y tipología en función de la geología, el clima y la vegetación local, entre otros factores.



-  Centro de Visitantes Santa Rita Cabra (Córdoba)
-  636 30 79 00
-  juntadeandalucia.es/medioambiente/geoparque_SierrasSubbeticas
-  geoparksubbeticas.dtco.csmaea@juntadeandalucia.es
-  [pnsubbeticas](https://www.facebook.com/pnsubbeticas)
-  [@geoparksierrassubbet](https://www.instagram.com/geoparksierrassubbet)
-  [GeoParkSubbeticas](https://twitter.com/GeoParkSubbeticas)



Geoparque Sierras Subbéticas

En el Geoparque Sierras Subbéticas, las formas superficiales del karst adquieren un interés notable. Aquí, los rasgos distintivos del paisaje son las depresiones kársticas como son los poljes y las dolinas, los cañones kársticos, los extensos lapiazes o los importantes depósitos de tobas.

El origen de las formas kársticas está en las rocas calizas que afloran allí. Estas rocas se originaron en el fondo de un antiguo mar situado al sureste de la Península Ibérica durante el Mesozoico y parte del Cenozoico. En el Mioceno, hace unos 15 millones de años, se produjo la colisión entre las placas Africana e Ibérica, lo que levantó el terreno dando lugar a la Cordillera Bética. Este levantamiento causó que las calizas alcanzasen la superficie topográfica quedando expuestas al agua de lluvia, que las fue disolviendo lentamente y dando el relieve singular que podemos observar hoy en día. Debido a la deforestación, las sierras calizas están despojadas de vegetación arbórea, lo que permite contemplar “al desnudo” las formas esculpidas por la disolución durante cientos de miles de años.

Figura 25. Polje de la Nava de Cabra con el lapiaz de Los Lanchares en primer término.

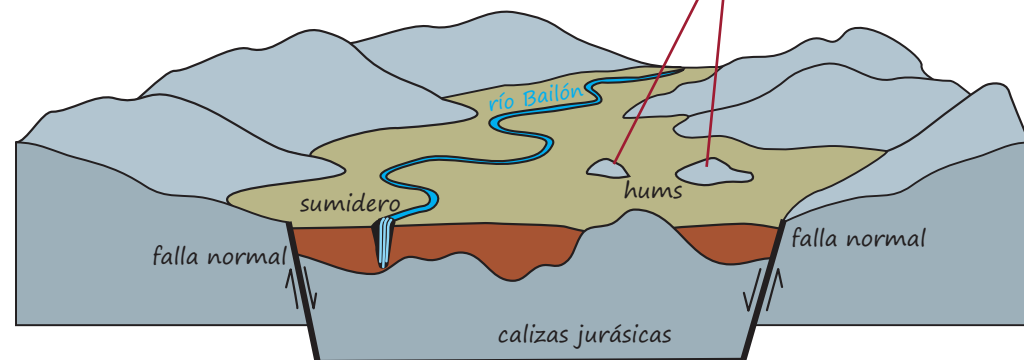


La primera forma del relieve que destaca por su tamaño en el Geoparque Sierras Subbéticas son los poljes. En general, los **poljes** son depresiones cerradas del terreno, de centenares de metros a pocos kilómetros de diámetro, de contorno irregular, con fondo llano, y al menos un borde rectilíneo. Este último carácter suele estar asociado a fallas, lo que señala la marcada influencia que tienen las estructuras geológicas en el origen de estas depresiones kársticas.

Como exponente máximo de poljes en las Sierras Subbéticas se encuentran los poljes escalonados de la Nava de Cabra – Fuenseca (Figs. 25 y 26). En ellos, la presencia de sedimentos arcillosos en su fondo, formados por residuos de la disolución de las calizas, favorece el habitual encharcamiento de estas depresiones, lo que conlleva que sean catalogados además como humedales de gran valor ecológico.



Figura 26. Esquema idealizado del Polje de la Nava de Cabra mostrando los distintos elementos. En la fotografía se muestran los **hums**, relieves residuales típicos de los paisajes kársticos, y que suelen aparecer en el fondo de los poljes.



Uno de los elementos más curiosos de los poljes del Geoparque Sierras Subbéticas es el sumidero de la Alameda Negra. Los **sumideros o ponors** son elementos característicos de los poljes, siendo los puntos por los que un río o un arroyo se sume al interior del macizo kárstico (Figs. 26 y 27). No obstante puede haber sumideros en dolinas y otros valles kársticos.

La peculiaridad del sumidero de la Alameda Negra radica en que su aparición fue repentina. En noviembre de 2012, de la noche a la mañana, surgió un sumidero en el cauce del río Bailón, haciendo desaparecer la totalidad de las aguas mediante su infiltración hacia el subsuelo, y modificando por tanto la hidrología del Macizo de Cabra (Fig. 27).

Figura 27. Sumidero del río Bailón en la Alameda Negra, días después de su aparición en 2012.



Otro elemento que configura el singular relieve de las Sierras Subbéticas son las **dolinas** (Fig. 28). Son depresiones cerradas comúnmente circulares u ovaladas, y que en ocasiones se unen formando depresiones mayores llamadas **uvalas**. Las dolinas pueden tener diferentes geometrías según su origen. Tendrán un perfil en embudo si se forman solo por disolución o con laderas muy inclinadas si se originan por colapso (Fig. 29). En las Sierras Subbéticas las dolinas se desarrollan en un tipo de roca carbonatada rica en magnesio denominada **dolomía**, que se presenta más fragmentada y disgregada que la caliza.



Figura 28. Dolina en Las Mellizas.

Uno de los geositiros de mayor espectacularidad del Geoparque Sierras Subbéticas es el paraje de Los Hoyones (Fig. 29), un campo de grandes dolinas de hasta 80 m de profundidad y con diferente grado de desarrollo. Entre ellas, las más llamativas son las **dolinas de colapso**, con paredes verticales y grandes bloques de roca en su fondo, lo que refleja que su formación ha sido relativamente reciente.

Figura 29. Gran dolina de colapso en el paraje de Los Hoyones.



En el Macizo de Cabra encontramos un caso de especial relevancia y singularidad dentro de los tipos de dolinas existentes: una **paleodolina** o dolina fósil formada en el Jurásico (Fig. 30). Por aquel entonces, se originó una dolina sobre las calizas marinas, hace más de 150 millones de años, cuando éstas dejaron de estar cubiertas temporalmente por el mar. Posteriormente, el mar cubrió de agua salada la dolina, la cual fue rellenada por sedimentos marinos depositados en su interior.

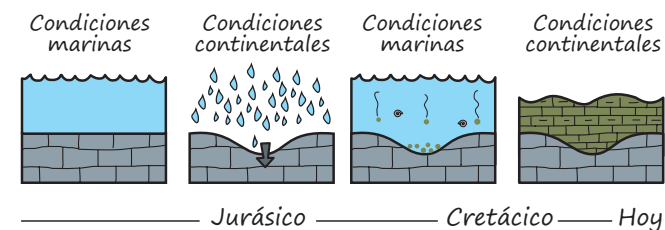


Figura 30. Formación de la paleodolina jurásica en el Llano de Arrebola (Sierra de Cabra) mostrando su aspecto actual.

Otro rasgo muy característico de las Sierras Subbéticas son los lapiares. El **lapiaz** es un microrrelieve que se desarrolla en la superficie de la caliza (u otras rocas solubles) por la acción del agua de lluvia o del deshielo, especialmente cuando está cubierta de suelo y vegetación, lo que acidifica el agua y aumenta su agresividad. El macizo de Cabra presenta extensos lapiares, aunque el más conocido, y uno de los más singulares se sitúa en Los Lanchares (Fig. 31). Éste se desarrolla sobre la caliza del Jurásico Medio, una roca muy compacta utilizada como roca ornamental. Se trata de lapiares originados cuando estaban cubiertos por suelos y vegetación en tiempos recientes.

Todas las formas anteriormente citadas son testigos de la gran permeabilidad desarrollada en las rocas carbonatadas (calizas y dolomías) que afloran en las Sierras Subbéticas. Los poljes y dolinas representan pequeñas cuencas hidrológicas que recogen el agua superficial. Los lapiares, desarrollados sobre la caliza muy fracturada, captan el agua de lluvia, sin que apenas exista escorrentía superficial. Estos elementos kársticos representan vías preferentes de entrada de las aguas superficiales hacia el subsuelo y, por tanto, lugares de alta vulnerabilidad para la contaminación de aguas subterráneas. Una de las principales razones para preservar estos parajes a salvo de cualquier tipo de contaminación, como la agropecuaria o industrial.

Figura 31. Lapiaz de Los Lanchares resultado de la disolución de la caliza por el agua. Sus formas suaves se deben a que este lapiaz estuvo cubierto por un suelo con vegetación que enriqueció de CO_2 y ácidos húmicos el agua, aumentando su capacidad de disolución de la roca.



El Balcón de Adarve

Agua, karst y Priego podrían considerarse sinónimos. El origen de la bella ciudad de **Priego de Córdoba**, cuna del Barroco Andaluz, se remonta a los manantiales de agua que hace unos 18.000 años brotaban de las faldas de la Sierra Horconera. Estos manantiales dieron lugar a cauces en los que empezaron a depositarse finas capas de calcita. Como lentas serpientes, estos cauces se fueron desplazando lateralmente, quedando atrapada y fosilizada la vegetación de ribera, construyendo la gran plataforma de **toba** sobre la que se erige la antigua villa de Priego (Fig. 32).



Figura 32. La Villa de Priego de Córdoba construida sobre una plataforma de tobas (roca carbonatada formada por la precipitación del carbonato disuelto en el agua de manantiales cercanos, que veremos en el capítulo 5).

La **toba** es una roca carbonatada asociada a manantiales de agua dulce y temperatura ambiente. La resistencia a la compresión de la toba, su ligereza y fácil talla hacen de ella una piedra muy utilizada en construcción local, como se puede apreciar en el castillo de Priego.

Cerca de la Fuente de la Salud, brota el principal manantial de Priego, junto a la monumental Fuente del Rey, con sus 139 caños. Desde aquí es posible realizar numerosas “rutas kársticas”. Es ineludible la visita a la villa de Priego para perderse por sus estrechas callejas de cal, luz y geranios.

El Balcón del Adarve es un cortado vertiginoso en la plataforma de toba que ofrece una panorámica de las sierras circundantes. Los sillares del castillo medieval están contruidos con tobas que, en muchas ocasiones, contienen restos de la flora que acompañaba a los antiguos riachuelos, miles de años atrás (Fig. 33).

El río Salado bordea la plataforma a lo largo de un agradable paraje, **La Cubé**. En La Cubé (Fig. 23), el sobrante de una acequia produce una cascada junto a la entrada de una cavidad que quedó al descubierto tras el derrumbamiento de un bloque de toba. En ella se pueden observar los espeleotemas, las formas típicas del interior de las cuevas (estalactitas, estalagmitas, etc.) con luz natural (ver capítulo 8 donde se describen estos depósitos kársticos).

Figura 33. Durante la precipitación de la toba, la vegetación quedó atrapada en su interior y, una vez que se degradó se conservan impresos en la roca en forma de hojas, raíces, tallos, etc.





Fig. 34. Un grupo de escolares disfruta de las mágicas formas kársticas del entorno de Las Tuerces (Foto: K. Salman).

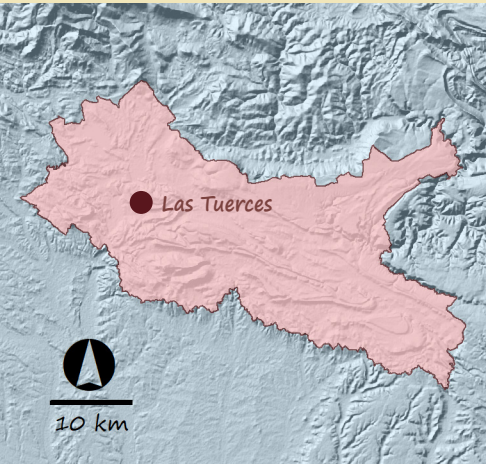
2 Un paisaje en ruínas

GEOPARQUE LAS LORAS

-  Avda. Cervera, 26 (Aguilar de Campoo)
-  659 04 67 47 / 629 05 04 57
-  geoparquelasloras.es
-  geoloras@gmail.com
-  [Geoparquelasloras](https://www.facebook.com/Geoparquelasloras)
-  [geoparquelasloras](https://www.instagram.com/geoparquelasloras)
-  [geoloras](https://twitter.com/geoloras)

El actual karst de España constituye realmente un paisaje muy antiguo, que se habría comenzado a originar en muchos casos antes que las glaciaciones cuaternarias o la llegada de los homínidos a la Península Ibérica. En general, desconocemos la edad exacta de los paisajes kársticos que vemos hoy en día, aunque sabemos que su formación estuvo ligada al levantamiento de las montañas de la Península Ibérica a lo largo de las últimas decenas de millones de años. Durante este tiempo, el agua fue disolviendo las calizas, yesos y sales y otras rocas solubles dando lugar a un paisaje relictivo: un karst con un aspecto más ruinoso a medida que avanzaba la disolución.

En muchos de los Geoparques Españoles se pueden apreciar ejemplos de las diferentes fases de evolución del karst superficial. Los estadios evolutivos más avanzados incluyen relieves denominados ciudades de roca y karst en ruinas. Ejemplos de ambos paisajes los encontramos sobre todo en los geoparques del centro de España, como Molina-Alto Tajo y Maestrazgo, así como en otras localidades situadas fuera del ámbito de los geoparques, como en la famosa Ciudad Encantada de Cuenca o el Torcal de Antequera en Málaga. No obstante, las ciudades de roca y los karst en ruinas adquieren una singular transcendencia en el Geoparque Las Loras, al norte de las provincias de Burgos y Palencia (Fig. 34).



Geoparque Las Loras

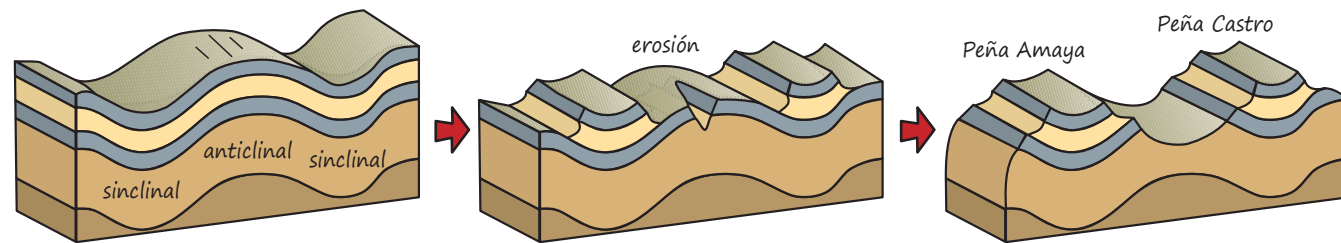


Figura 35. Los relieves de Peña Amaya y Peña Castro están relacionados con sinclinales. Estos pliegues reflejan la evolución de un paisaje plegado en el cual los anticlinales han sido erosionados formando valles anticlinales (Foto: J. Díez).

La mayoría de las formas kársticas del geoparque se encuentran relacionadas con lo que, en la toponimia local, se denominan **loras**, extensos cerros calizos situados a más de 1000 m de altitud y con forma de mesa. Sus laderas están muy verticalizadas y nos recuerdan a enormes fortalezas naturales que dominan el paisaje (Fig. 35).

La formación de las loras está relacionada con la presencia de amplios pliegues sinclinales en cuyo núcleo se sitúan rocas más resistentes a la erosión que las rocas de su entorno (Fig. 35). Por encontrarnos en el mismo núcleo de los pliegues, las capas de roca se encuentran en posiciones horizontales o con muy poca inclinación (Fig. 36).

Entre las formas kársticas superficiales destacan las ciudades de roca y los karst en ruinas. En su formación se requiere de un sustrato calizo en el cual exista una densa red de fracturas, normalmente perpendiculares entre sí. La gran cantidad de fracturas hace que el agua penetre fácilmente por las grietas ensanchándolas cada vez más.

Figura 36. Un manantial kárstico forma la cascada de Yeguamea, en la base del Alto de La Lorilla (Foto: H. Fuente).



Las **ciudades de roca** se caracterizan por la presencia de **callejones o bogaces** interconectados entre sí (Fig. 37), siguiendo un patrón determinado por los sistemas de fracturas existentes en las calizas. Los callejones se asemejan a las calles de un paisaje urbano, de ahí su nombre.



Figura 37. Callejón kárstico o bogaz desarrollado a favor de las fracturas existentes en las calizas del Cretácico Superior en el Monumento Natural Las Tuerces (Foto: N. Gallego).

El **karst en ruinas**, representa un estadio más avanzado de la erosión y presenta formas de **torres, tormos o setas** (Fig. 38).

Figura 38. Torre, tormo o seta de la Peña Mesa en Las Tuerces (Foto: N. Gallego).



En todo caso, se trata de paisajes que destacan por su espectacularidad estética apareciendo en ellos caprichosas formas del relieve como callejones, tormos o setas, torreones, puentes naturales de roca arcos de roca (Fig. 39) y viseras (Fig. 40) conformando un tipo de paisaje realmente singular y de gran belleza.

Esas formas también pueden desarrollarse en otros tipos de rocas como areniscas, tobos, conglomerados e incluso en rocas graníticas, en las que intervienen otros procesos. No obstante, los formados en calizas y dolomías son los más importantes en la generación de estos tipos de relieve.



Figura 39. Puentes de roca en Las Tuerces.

Figura 40. Viseras en Las Tuerces.



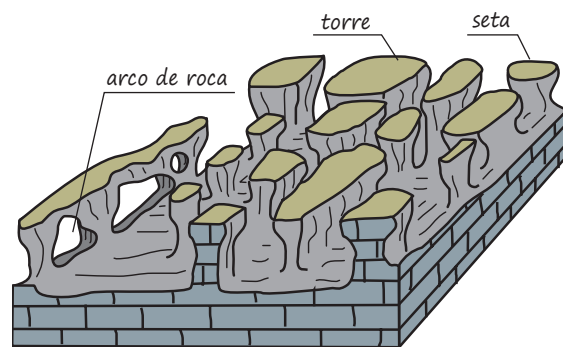
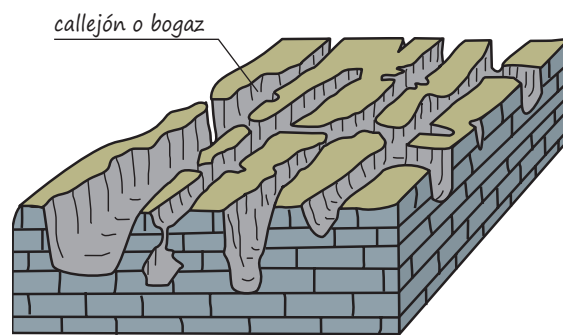
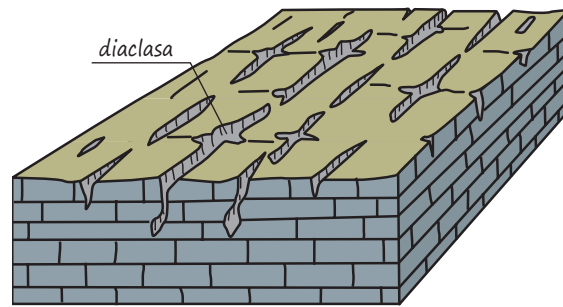


Fig. 41. Evolución idealizada de un paisaje kárstico, cuyas segunda y tercera etapa se corresponden con una ciudad de roca y un karst en ruinas respectivamente, ambos tipos de relieves característicos del entorno de Las Tuerces.

Para entender cómo se forman estas singulares formas del relieve se presenta una secuencia de la evolución de un paisaje kárstico (Fig. 41).

En las primeras etapas los procesos de disolución se concentran en las fracturas y entre los límites de las capas de roca (estratificación). Las fracturas y la estratificación se van ampliando por disolución, generándose corredores y campos de dolinas, como las de Valdivia (Fig. 42).

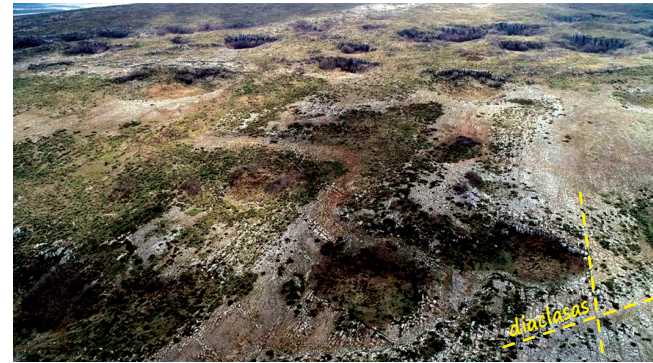


Fig. 42. Campo de dolinas en la lora de Valdivia aprovechando la fuerte fracturación de las calizas.

Los corredores seguirán aumentando en anchura y profundidad hasta dar lugar a callejones, arcos de roca (Fig. 43) y valles muertos. El desarrollo de este paisaje culmina con la aparición de relieves kársticos donde dominan los relieves residuales como hums o torres (Fig. 41).

Fig. 43 Morfología caprichosa con porciones de roca individualizadas por callejones y arcos de roca.



Monumento Natural Las Tuerces

El Monumento Natural Las Tuerces, ubicado dentro del Paisaje Natural Protegido del mismo nombre (Fig. 44), se encuentra en la parte occidental del Geoparque Las Loras, muy cerca de la localidad de Aguilar de Campoo.



Fig. 44. Paisaje protegido Las Tuerces (Foto: Google maps).

Este espacio se caracteriza por tener una gran diversidad de formas del karst. Así, en poco más de 20 km² se pueden encontrar valles kársticos sin o con ríos y arroyos, como el Valle de Recuevas (Fig. 44) y el Cañón de la Horadada (Fig. 45).

Fig. 45. Cañón de la Horadada y karst en ruinas (Foto: J. Fernández).



En este paraje también se han desarrollado numerosas cuevas subterráneas así como un espectacular karst en superficie.

Entre las morfologías superciciales destaca por su singularidad la ciudad de roca con callejones (Fig. 46) desarrollado sobre las calizas del Cretácico Superior en el sector occidental de este Espacio Natural. "El laberinto de las Tuerces" constituye el ejemplo más característico de ciudad de roca de toda Castilla y León, siendo uno de los mejores desarrollados en la Península Ibérica, comparable a los desarrollados en la Ciudad Encantada de Cuenca o en el Torcal de Antequera.



Figura 46. Ciudad de roca del Monumento Natural Las Tuerces (Foto: K. Salman).

La evolución del paisaje kárstico nos va descubriendo multitud de rincones con caprichosas formas en las rocas, pasadizos naturales, puentes y arcos de roca y estrechos callejones que se entrecruzan formando un auténtico laberinto rocoso (Figs. 46). A todas estas formas kársticas se puede acceder a través de una amplia red de senderos señalizados dentro del propio Espacio Natural o utilizando la aplicación gratuita Wosphere.



Figura 4-7. Paisaje kárstico y minero en el Monumento Natural Cerro del Hierro. En primer término parte del sendero adaptado que recorre el sector suroccidental del Monumento Natural.



3 El karst del pasado

Aunque nos pueda sorprender la actualidad de los paisajes kársticos, lo cierto es que este tipo de morfologías se han formado a lo largo de toda la Historia de la Tierra. En el registro geológico encontramos evidencias de karsts desarrollados hace millones de años, existiendo buenos ejemplos en numerosos Geoparques Españoles, como ocurre en el Geoparque Sierra Norte Sevilla (Figs. 47 y 48). Durante el Paleozoico y Mesozoico, las regiones que luego formarían parte de la Península Ibérica se hallaban más cerca del Ecuador que en la actualidad, desarrollándose paisajes kársticos en ambientes tropicales. Posteriormente, estas áreas fueron desplazadas por el movimiento de las placas tectónicas hasta la posición que ocupan hoy en día en el hemisferio norte.

Figura 48. Vista panorámica aérea del Cerro del Hierro en 2007.



-  Avda. de Constantina, Km 1
41450 El Pedroso, Sevilla
-  600 16 36 53
-  www.juntadeandalucia.es/medioambiente/geoparque_SierraNorteSevilla
-  geosierranorte.cagpds@juntadeandalucia.es
-  PNsierraNorteSevilla



Geoparque Sierra Norte Sevilla

En el Cerro del Hierro se ha formado un extraordinario ejemplo de **paleokarst**: un karst de un pasado muy remoto que fue cubierto por sedimentos más jóvenes, actualmente transformados en rocas (pizarras). El espectacular paisaje geológico se conforma como un laberinto labrado sobre la roca caliza, con formaciones kársticas como pináculos, torreones, simas, callejones, dolinas y lapiaces (Fig. 49).



Figura 49. Karst en pináculos de Cerro del Hierro. Estas morfologías se originaron hace unos 520 millones de años.

Este paleokarst se originó sobre calizas del Cámbrico inferior (entre 541 y 521 millones de años), que se corresponde a los niveles superiores de la unidad geológica denominada **Capas de Campoallá** (Fig. 50). Esta unidad formada por calizas, pizarras y areniscas, aflora con gran extensión en la región oriental del geoparque y se dispone con las capas ligeramente plegadas. Estos materiales se acumularon en un mar somero, cercano a la costa, donde se formaron arrecifes de organismos marinos como estromatolitos y arqueociatos.

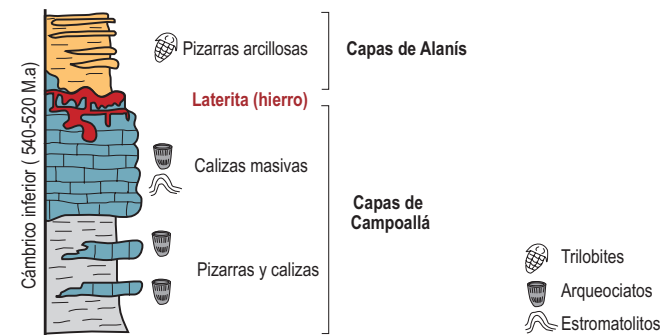


Figura 50. Columna estratigráfica mostrando las rocas y capas del Monumento Natural Cerro del Hierro (basado de Mayoral y colaboradores).

Los **estromatolitos** son depósitos laminados de carbonatos creados por la acción de comunidades de microorganismos que incluyen organismos fotosintéticos como las cianobacterias (Fig. 51). Estas comunidades cubren determinados fondos marinos someros, fijan el sedimento y provocan la precipitación de los carbonatos. Aunque actualmente viven solo en ambientes muy salinos (en Australia, Brasil, México, Chile, por ejemplo), en el pasado dominaron otros hábitats.



Figura 51. La presencia de estromatolitos viene marcada por la laminación de la roca en forma de pirámides.

Por su parte, los **arqueociatos** forman un grupo extinto de animales del Cámbrico (Fig. 52). De ellos se conoce su esqueleto, usualmente con forma de copa constituida por dos paredes (una externa y otra interna), atravesadas por numerosos poros y unidas por estructuras sólidas. Dado que presentan una morfología similar a las esponjas, actualmente se consideran una clase perteneciente al filo Porífera.

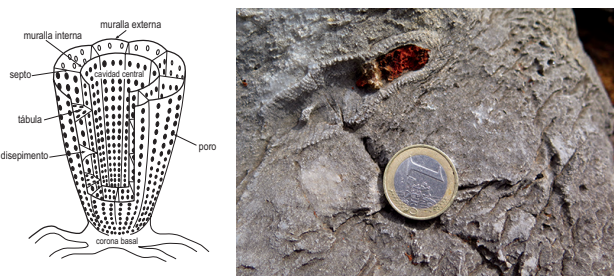


Figura 52. Estructura interna de un arqueociato y sección longitudinal mostrando su cavidad central parcialmente rellena de materiales rojizos ricos en hierro.

Tras la sedimentación de las calizas se produjo la retirada generalizada del mar, por lo que las calizas dejaron de estar cubiertas por las aguas durante un período del Cámbrico inferior. En este momento, se inició el paleokarst por la disolución de las calizas por el agua de lluvia, que debido a su enriquecimiento en CO_2 atmosférico, es ligeramente ácida. Al encontrarse en una zona tropical muy húmeda, la disolución fue intensa y se desarrolló un **karst en pináculos**, con torres de hasta 30 m de altura y diámetros de 1 a 20 m y puntas agudas, así como lapiaces de gran extensión, con fisuras de disolución de varios metros de ancho y hasta 500 m de largo, formando redes laberínticas de callejones (Fig. 49).

El clima tropical también favoreció la formación de un suelo rico en óxidos de hierro. Este suelo se convirtió posteriormente en un tipo de roca denominado **laterita**, que muestra un característico e intenso color rojizo, situado justo por encima de las calizas karstificadas (Fig. 53). El espesor de la laterita es mayor del que podría haberse formado a partir del sustrato rocoso local, habiéndose propuesto la acumulación de polvo arrastrado por el viento, como un mecanismo de aporte para el alto contenido en hierro de esta zona. Todos estos depósitos ferruginosos dieron lugar posteriormente a las concentraciones de hierro objeto más tarde de la actividad minera.

Figura 53. Laterita relleno los huecos existentes en el paleokarst y por encima de las calizas.



Posteriormente el área quedaría nuevamente sumergida bajo el mar, pero esta vez a mayor profundidad, por lo que los procesos de karstificación se detuvieron. En estas condiciones se produjo la sedimentación de grandes espesores de arcillas, limos y arenas que se transformaron en las pizarras arcillosas y carbonatadas de la unidad llamada **Capas de Benalija** o **Capas de Alanís** (Fig. 50), con fauna fósil de trilobites bien estudiada. Se puede observar en múltiples lugares cómo las pizarras rellenan los huecos del antiguo karst, adaptándose la estratificación de las pizarras a la morfología precedente (Fig. 54).



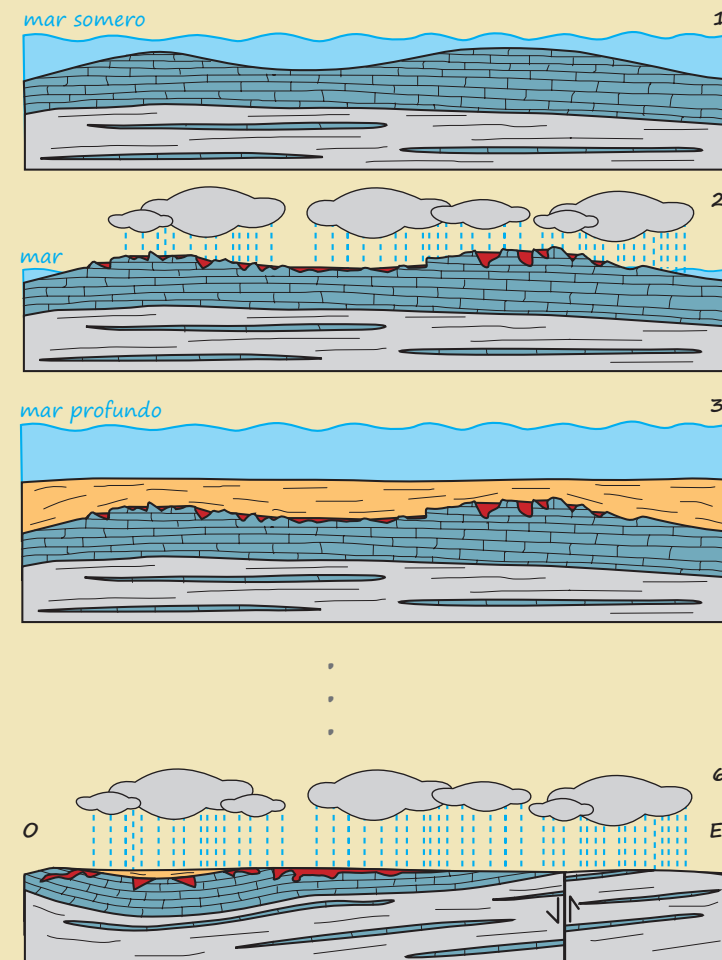
Figura 54. Pizarras relleno los huecos del paleokarst entre las calizas.

Las calizas y su paleokarst permanecieron enterradas por materiales sedimentarios hasta el Devónico Superior - Carbonífero inferior (380-330 millones de años). En este momento, se originó la cordillera Varisca que causó la mayor parte de los plegamientos y fracturas de la región, así como su levantamiento (Fig. 55). Pero no es hasta más tarde, durante el Neógeno y Cuaternario (hace entre 23 millones de años y la actualidad), cuando las calizas del Cerro del Hierro fueron expuestas de nuevo a la superficie terrestre, y volvieron a estar afectadas por procesos de disolución dando lugar a nuevas morfologías kársticas: depresiones profundas, crestas y bordes afilados, y formación local de estalagmitas y otros depósitos de calcita.

Monumento Natural Cerro del Hierro

El Cerro del Hierro se localiza a unos 5 km al sur de la población de San Nicolás del Puerto (Fig. 56). Este Monumento Natural constituye un peculiar y bello paisaje kárstico, que ha quedado expuesto por las sucesivas explotaciones mineras que extrajeron el hierro de su interior, desde la época romana hasta finales del siglo XX. En este lugar, la naturaleza y la historia se han aliado para construir este hermosísimo paraje, pues las antiguas formas kársticas y las explotaciones mineras han dado lugar a singulares micro hábitats, que contrastan con el entorno que lo circunda.

La creación de este paisaje kárstico comenzó hace más de 500 millones de años bajo un mar poco profundo cuya evolución se muestra en la Fig. 55.



1. Hace 540 millones de años

Depósito de arcillas y limos y precipitación de carbonatos que se transformarán en pizarras y calizas (Capas de Campoallá).

2. Hace 520 millones de años

Rerirada del mar.

Formación del karst (futuro paleokarst).

Formación de suelos (*laterita*) y relleno de los huecos kársticos con minerales de hierro.

3. Hace 514 millones de años

Subida del nivel del mar.

Sedimentación de arcillas, carbonatos, limos y arenas que dará lugar a las pizarras carbonatadas y areniscas (Capas de Benalija o de Alanís).

4. Hace 300 millones de años

Plegamiento y fracturación de las rocas durante la formación de la cordillera Varisca, ya desaparecida.

5. Hace 50 millones de años

Plegamiento y fracturación de las rocas relacionados con la formación de la cordillera Alpina.

6. Desde hace 23 millones de años hasta la actualidad

Erosión y nueva karstificación.

Figura 55. Historia geológica del Cerro del Hierro.

En el Cerro del Hierro destacan los restos del periodo de mayor actividad minera, desde finales del siglo XIX hasta mediados del XX (Fig. 57), iniciado por la compañía escocesa William Bairds Mining. Estos restos incluyen elementos culturales de gran interés, como la arquitectura inglesa del poblado donde vivían los trabajadores y sus familias. Se conservan también la línea del ferrocarril, cuadras, estaciones, talleres y cargaderos, junto con la iglesia baptista, a lo que se suman las casas de los ingenieros, conocidas como las “Casas de los Ingleses”.

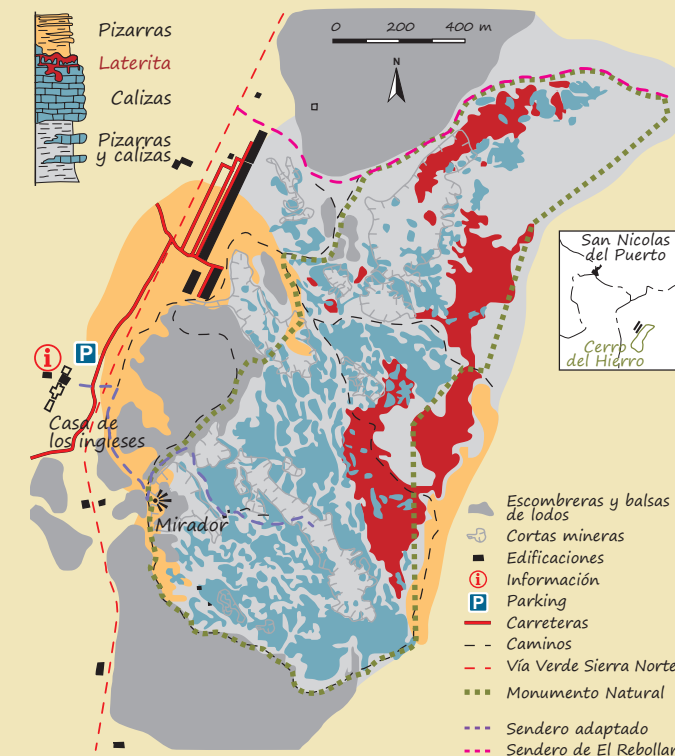


Figura 56. Geología del Monumento Natural Cerro del Hierro. Sobre este paisaje se superponen las infraestructuras realizadas por la actividad minera, como son las cortas de explotación, plataformas de trabajo, torres de electrificación, talleres, galerías y caminos para la extracción del mineral. Todos estos elementos forman parte del patrimonio minero ligado al paleokarst.

En el antiguo edificio de la administración de la mina, una de las “Casas de los Ingleses”, se encuentra el Punto de Información del Cerro del Hierro. Aquí se ofrece información sobre el origen geológico del lugar, su historia minera, biodiversidad y las posibilidades turísticas y recreativas que ofrece este singular espacio, así como puede acceder a información útil sobre los Geoparques Mundiales de la UNESCO y los Espacios Naturales Protegidos de Andalucía. La entrada es gratuita, y el edificio está adaptado para personas con movilidad reducida. También se puede contactar con empresas locales de turismo activo y de alquiler de bicicletas. Dentro del Monumento Natural hay más de doscientas vías de escalada.

Desde el Punto de Información parten tres senderos geoturísticos abiertos, ideales para sumergirse en el Geoparque Sierra Norte Sevilla. Estos senderos son la Vía Verde de la Sierra Norte Sevilla (el antiguo ferrocarril de la mina), el sendero de El Rebollar y el sendero adaptado del Cerro del Hierro (Fig. 56).

La visita al interior de la mina de hierro se puede realizar a través de empresas turísticas autorizadas, debido a los riesgos por la existencia de múltiples huecos y grandes taludes.

Figura 57. Imagen aérea del Cerro del Hierro en los años 50 (Fuente: Paisajes Españoles).



Figura 58. Galería kárstica asociada al manantial de Fuente Alta, donde se alcanza el nivel freático del acuífero (Foto: B. Rodríguez Cerezuela).



4 Los manantiales, fuentes de piedra

El agua constituye un elemento enigmático en los paisajes kársticos, ya que frecuentemente, desaparece tras infiltrarse en las calizas u otras rocas permeables, a veces en profundos sumideros, o simas impenetrables. No obstante, tras un viaje subterráneo que puede durar días, meses o incluso décadas, el agua vuelve a aparecer en forma de manantiales o fuentes naturales de agua. Los manantiales son la manifestación más evidente de la existencia de acuíferos en el subsuelo, es decir, de rocas y sedimentos que son capaces de almacenar y transmitir agua en cantidades significativas. Esto es debido, en gran parte, a la existencia de cuevas y otros conductos subterráneos por donde circula el agua (Figs. 58 y 59). El interés de los manantiales es máximo ya que alimentan humedales y ríos durante los periodos secos, facilitando el desarrollo de la vida fuera del mar. Podemos encontrar ejemplos de manantiales kársticos en la mayoría de los Geoparques Españoles, con surgencias con caudales que superan incluso los 500 litros por segundo de media, como es el caso de los geoparques Las Loras o Sobrarbe-Pirineos.



Figura 59. Cueva kárstica asociada al manantial de Fuente Alta, uno de los puntos donde nace el río Guardal (Foto: B. Rodríguez Cerezuela).



GEOPARQUE
GRANADA



Diputación Provincial de Granada, edificio
CIE. Avda de Andalucía s/n - Granada



615 66 97 32



geoparquedegranada.com



hola@geoparquedegranada.com



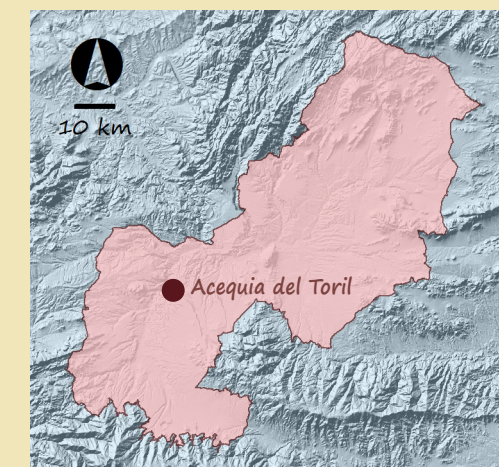
GeoparqueGranada



geoparquedegranada



GranadaGeopark



Geoparque de Granada

Los **manantiales kársticos** se caracterizan por sufrir repentinas variaciones de caudal ligadas a periodos de lluvia y/o fusión de nieve, llegando a brotar grandes cantidades de agua en pocas horas. Este fenómeno se denomina “reventón” y, sin duda, el más famoso de España es el que ocurre periódicamente en la Cueva de los Chorros, donde nace el río Mundo (Albacete), cuyo caudal puede pasar de 1.000 a 75.000 litros por segundo en pocas horas.

En el Geoparque de Granada, el manantial de Fuente Alta también sufre reventones, y su caudal puede pasar de 100 a más de 15.000 litros por segundo en cuestión de horas (Fig. 60). Fuente Alta se ubica al pie de Sierra Seca (Fig. 61), en cuya parte alta las lluvias procedentes del Océano Atlántico y del Mar Mediterráneo descargan grandes cantidades de agua en cortos periodos de tiempo. Estas aguas se infiltran rápidamente en el karst a través de las abundantes dolinas, poljes, uvalas, lapiazes y sumideros situados entre 1.500 y 2.000 m de altitud. Ésto provoca súbitas y grandes crecidas de caudal en Fuente Alta, muchas veces de solo tres o cuatro días de duración. Pero el agua no solo surge en este manantial permanente, sino que también se activan otros puntos, que fueron antiguos manantiales en el pasado geológico, que normalmente están secos (**manantiales temporales**) (Fig. 62).

A veces, los manantiales temporales son bocas de entrada a cuevas que se pueden explorar, como ocurre en la Cuevas Alta y Cueva Baja del Nacimiento del Guardal, situadas a mayor cota que Fuente Alta (Fig. 63).

Figura 60. Manantial kárstico de Fuente Alta que da origen al río Guardal en la ladera oriental de Sierra Seca. También se muestran los manantiales temporales y cuevas documentadas por la Asociación Espeleológica Velezana, Grupo de Espeleólogos Granadinos y Grupo Espeleológico Ilíberis (Foto: Google Maps).



Figura 61. Manantial en el río Guardal durante una época de crecida (Foto: A. Lope Morales).

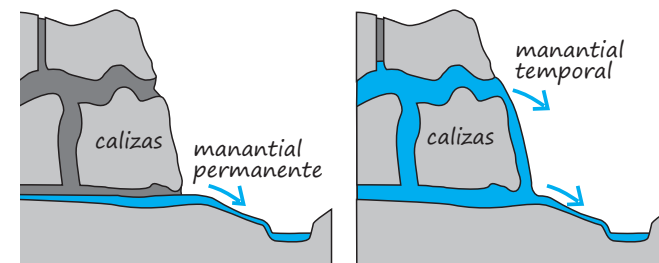


Figura 62. Durante los periodos secos, el agua subterránea sale al exterior por los manantiales permanentes, pero en épocas de lluvia y deshielo, estos manantiales no dan abasto y se activan los manantiales temporales, ubicados a mayor altitud.



Figura 63. Boca de entrada a la Cueva Baja del Nacimiento del río Guardal, en invierno con el cauce totalmente seco y durante una época de alto caudal donde se observa el importante arrastre de sedimentos que aumenta la turbidez del agua (Fotos: A. Lope Morales).

Manantial de Alicún de las Torres y Acequia del Toril

En el Geoparque de Granada, en pleno corazón de la casi desértica depresión de Guadix-Baza, surge un asombroso manantial de aguas termales utilizadas como balneario desde hace muchos años. Se trata del **manantial de Alicún de las Torres**, que es muy diferente al de Fuente Alta, ya que su caudal es mucho más estable, con valores medios de 80-90 litros por segundo. El manantial de Alicún de las Torres está alimentado por aguas infiltradas en un terreno situado a decenas de kilómetros de distancia (Fig. 64). Estas aguas circulan lentamente alcanzando profundidades que llegan a superar los 1000 m y temperaturas de entre 53 y 58°C. En su trayecto, el agua subterránea se enriquece en carbonatos, sulfatos y cloruros por la disolución de calizas y yesos con los que entra en contacto durante su recorrido. Posteriormente, el agua asciende por fallas hasta la superficie topográfica y en ese recorrido se va enfriando hasta los 33-34°C. A esta temperatura brota el agua en superficie formando el manantial termal de Alicún de las Torres (Fig. 65).

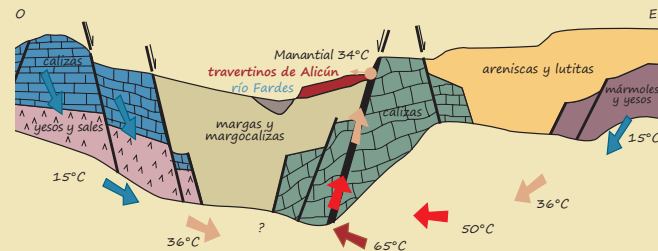


Figura 64. Corte geológico a través del manantial de Alicún de las Torres. El agua subterránea procedente de zonas distantes asciende por fallas hasta salir a superficie del terreno, a 33-34°C de temperatura (modificado de Prado Pérez).

Cuando el agua subterránea brota en el manantial de Alicún de las Torres libera el CO₂ que llevaba en disolución, produciéndose la precipitación del carbonato cálcico también disuelto en el agua. Como consecuencia, este precipitado da lugar a una roca llamada travertino, que lleva formándose en esta zona desde hace más de 216.000 años. Durante este tiempo, el relieve del entorno fue cambiando, de tal forma que el manantial ha migrado de posición y el río Fardes ha excavado un valle cada vez más profundo. Estos cambios han dado lugar a la formación de tres **plataformas de travertinos** situadas a diferentes alturas (Fig. 65). Estas rocas se pueden datar, es decir, se puede saber el tiempo que ha pasado desde que se formaron. La plataforma de travertinos superior es la más antigua, y se formó hace entre 216.000 y 133.000 años. La más moderna tiene entre 25.000 y 5.000 años.



Figura 65. El manantial de Alicún de las Torres está asociado a una falla por donde asciende el agua termal. Este agua cargada de carbonato cálcico produjo la formación de las acequias del Toril y de las tres plataformas de travertinos (T1, T2 y T3) desde hace unos 216.000 años (Foto: Google Maps).

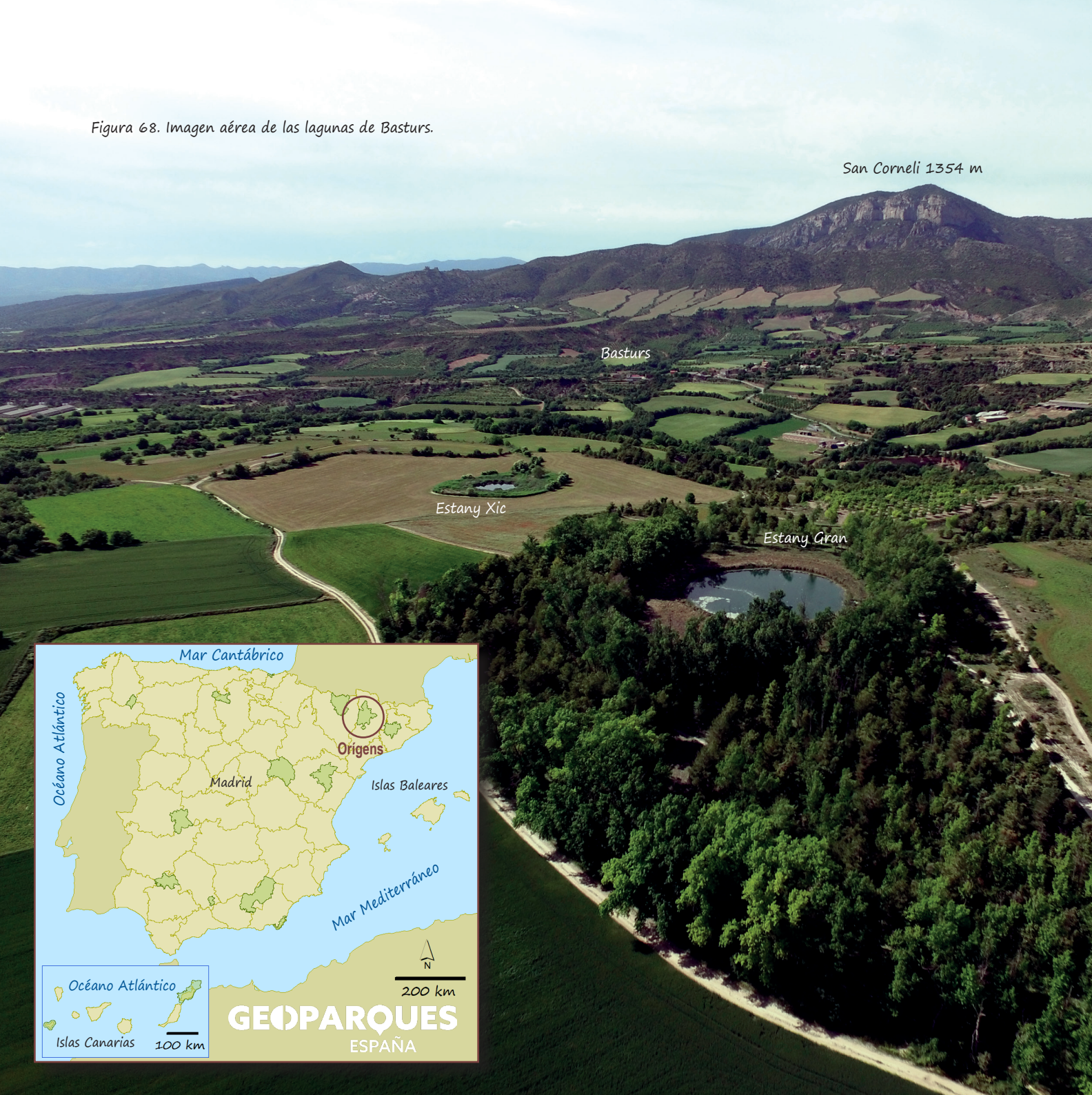
También existen travertinos más modernos, que datan al menos desde la Edad del Cobre hasta la actualidad, ya que aún se están formando. Se destacan los travertinos de la **Acequia del Toril**, asociados a la intervención del ser humano hace más de 3.500 años. La acequia comenzó a formarse cuando se canalizó el agua del manantial termal. Poco a poco la canalización fue creciendo en la vertical, debido a la precipitación del carbonato cálcico en el mismo lecho, mientras se reducía la pendiente por la que discurría originalmente (Fig. 66). Actualmente, esta acequia tiene más de 15 m de altura y 4 m de anchura en algunos puntos, dando lugar a una construcción seminatural única en el mundo (Fig. 67).

Posiblemente, el manantial de Alicún de las Torres y la Acequia del Toril fueron considerados lugares espirituales por las sociedades prehistóricas, como hace pensar la presencia de megalitos (sepulcros, dólmenes) en su entorno, algunos de ellos perfectamente conservados. En las paredes de la acequia se han ido instalando diferentes comunidades vegetales capaces de adaptarse y aguantar la elevada salinidad del agua, lo que ha favorecido la existencia de plantas endémicas que sólo aquí podemos contemplar, como la *Limonium alicunense*.



Figura 67. Atardecer en la Acequia del Toril (Foto: I. Medina Cascales).

Figura 68. Imagen aérea de las lagunas de Basturs.



5

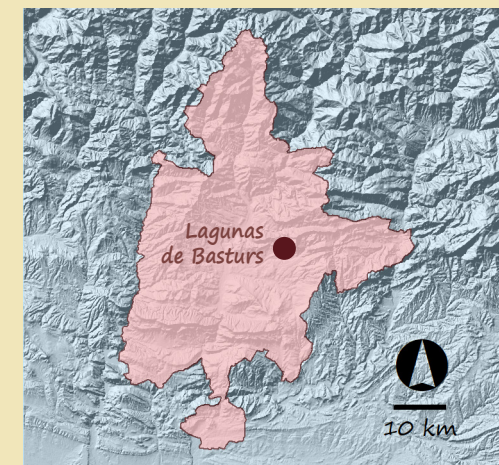
Lagos kársticos, un misterio resuelto



-  Carrer de Soldevila, 3
25620 Tremp (Lleida)
-  973 65 10 88 / 636 86 87 13
-  www.geoparcorigens.cat/es
-  info@geoparcorigens.cat
-  GeoparcOrígens
-  geoparcorigens
-  GeoparcOrígens

La mayoría de las veces, cuando el agua subterránea aflora en la superficie del terreno forma manantiales como los que acabamos de ver en el apartado anterior. En contadas ocasiones, se desarrollan lagos y lagunas kársticas como si fueran pequeños “oasis” en el desierto. En España existen lagos kársticos de relevancia internacional, ya que constituyen importantes hábitats para la fauna, especialmente para las aves migratorias. Encontramos algunos ejemplos en las lagunas de Ruidera (Ciudad Real), Gallocanta (Teruel – Zaragoza), Estaña (Huesca) y Fuente de Piedra (Málaga), así como el Estany de Banyoles (Girona) y el de Montcortés en el propio Geoparque Orígens. Estos espacios son reservas de biodiversidad muy apreciadas para los amantes del ecoturismo.

En el Geoparque Orígens, en pleno Pirineo catalán, se encuentran las lagunas o Estanys de Basturs (Fig. 68), un lugar geológico único en Europa (localización en el mapa de detalle del geoparque). Este lugar, además de incluir dos lagunas kársticas activas, también alberga lagunas fósiles situadas en el Mont de Conques, formando un paisaje muy singular.



Geoparque Orígens

Tanto las lagunas activas como las fósiles están formadas por **toba calcárea**. La toba es una roca caliza que localmente se denomina *pedra tosca*. Esta roca se ha formado a partir de aguas subterráneas con un alto contenido en carbonatos. Cuando el agua llega a la superficie, pierde el dióxido de carbono (CO₂) que transporta y pasa a estar sobresaturada en carbonatos. En estas condiciones, parte de los carbonatos disueltos en el agua precipitan y se depositan sobre musgos, algas, o plantas vasculares. Estos soportes vegetales se calcifican y dan lugar a las tobas calcáreas, una roca porosa y resistente.

La formación de las tobas calcáreas es completamente distinta a las tobas volcánicas constituidas por piroclastos de pequeño tamaño, como las que se pueden encontrar en los geoparques canarios del Hierro o de Lanzarote y el Archipiélago Chinijo. Las tobas calcáreas se forman en manantiales, ríos y lagos, a partir de aguas a temperatura ambiente y con un alto contenido en carbonato cálcico.

Las tobas calcáreas pueden formar acumulaciones con formas muy diversas, como domos asociados a manantiales artesianos (Estans de Basturs), barreras con cascadas en ríos (lagunas de Ruidera entre Albacete y Ciudad Real) o "cortinas" de toba en cascadas verticales (Río Mesa y Monasterio de Piedra en Zaragoza).

En las zonas de cascada, se produce un aumento de la turbulencia del agua, lo que acelera la liberación del CO₂ (desgasificación) y la precipitación de carbonato. Semejantes a las tobas calcáreas son los **travertinos**, si bien este término se suele usar para denominar rocas constituidas por carbonatos que precipitan a partir de aguas termales.

Las lagunas activas de Basturs se denominan Estany Gran y Estany Xic. Tienen una morfología cónica, con un diámetro de 32 y 74 m, respectivamente, y unos 16 m de profundidad (Figs. 68 y 69). Estas **lagunas kársticas** están alimentadas por aguas subterráneas a temperatura ambiente con altos contenidos en carbonato y calcio disueltos, con caudales de entre 50 y 200 metros cúbicos por hora. Durante los períodos de sequía, la llegada de agua subterránea disminuye provocando bajadas del nivel del agua en las lagunas.

El alto contenido de carbonatos del agua condiciona las especies que habitan en estos ecosistemas, incluyendo algunas rarezas como una planta carnívora flotante (*Ceratium cornutum*) o la madrillera roja (*Achondrostoma arcasii*), un pez en peligro de extinción en Cataluña. Asimismo, los carrizales de su entorno son refugio y zona de alimentación de aves, murciélagos y libélulas.

Figura 69. Mirador en el Estany Gran en el recorrido autoguiado por las lagunas de Basturs cuenta con señales, paneles para tener una experiencia completa de ecoturismo. Mirador en el Estany Gran (Foto: O. Clavera).

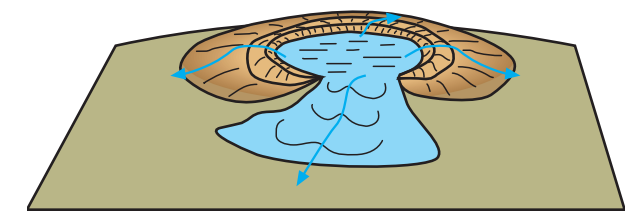


Al sur de las lagunas de Basturs, encontramos la plataforma de toba calcárea del Mont de Conques, con una superficie de 4 km² y situada unos 70 m por encima de las lagunas. Esta zona alberga cinco **lagos fósiles** en depresiones circulares situadas en el centro de relieves con forma de domo. Entre ellos destaca el Estany del Colector, ubicado en el punto más alto de la plataforma (Fig. 70). Estudios realizados mediante la excavación de trincheras y la datación de sedimentos desvelaron que estos lagos se secaron hace aproximadamente 18.000 años, momento en el que se produjo el nacimiento de la fuente que alimenta el Estany Xic. La aparición de esta nueva fuente provocó el descenso del nivel de las aguas subterráneas y la desecación de los lagos del Mont de Conques que dejaron de recibir las tan necesarias aguas subterráneas.



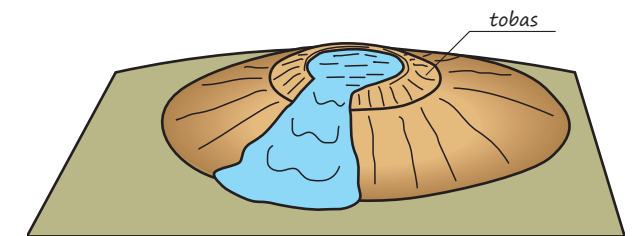
Figura 70. Laguna fósil Estany del Colector con 150 m de diámetro, localizada en el punto más elevado del Mont de Conques. Aquí, los depósitos de toba calcárea alcanzan un espesor máximo de 40 m y cubren una extensión de unos 2 km², lo cual indica la existencia de un antiguo manantial activo por un largo periodo de tiempo.

Los **domos de toba calcárea** que se encuentran en el Mont de Conques son unas elevaciones con una depresión circular central, rarezas geomorfológicas difíciles de encontrar en nuestro planeta. Se podrían describir como volcanes de toba calcárea que se autoconstruyen por precipitación de carbonato cálcico alrededor de los manantiales. El agua subterránea ascendente contribuye a la precipitación de carbonatos sobre la vegetación alrededor de los manantiales. Este proceso continuado forma una elevación con geometría anular que paulatinamente va construyendo el domo de toba calcárea con su depresión central (Fig. 71). Su singularidad y similitud con morfologías descubiertas en Marte, ha motivado que estos domos se hayan usado como modelo de estudio para la búsqueda de evidencia de la presencia de agua en el planeta rojo.



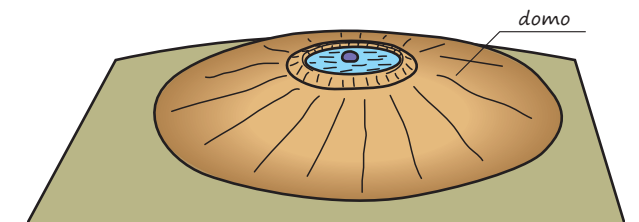
Estadio juvenil

El agua que desborda del manantial empieza a depositar tobas a su alrededor.



Estadio de madurez

El domo de tobas crece en planta y en altura por precipitación en las áreas de desborde, de posición variable.



Estadio inactivo

Al nacer nuevos manantiales a cotas inferiores, la fuente que alimenta la laguna se seca y la depresión central que albergaba el lago se rellena de sedimentos procedentes de la erosión de los márgenes.

Tipos de tobas

- Tobas de conducto
- Tobas lacustres
- Tobas de desbordamiento

Figura 71. Formación de los domos de toba calcárea (modificado de Linares y colaboradores).

¿De dónde vienen las aguas de las lagunas de Basturs?

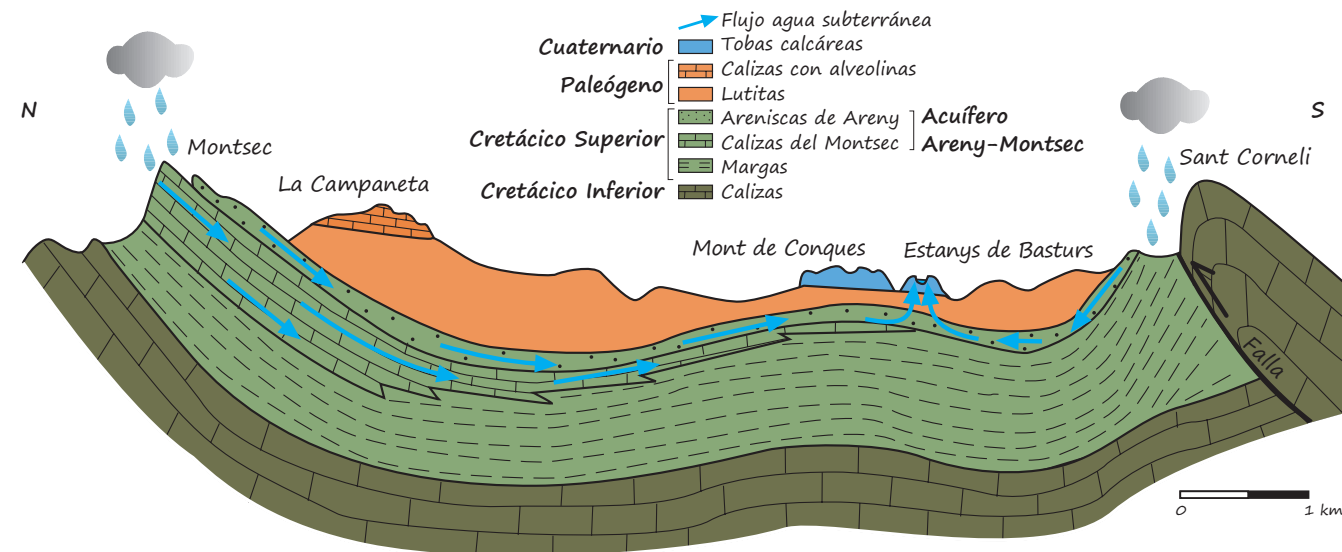
Todo este complejo es la manifestación superficial del **acuífero Areny-Montsec**. Se trata de un acuífero formado por calizas y areniscas calcáreas altamente fracturadas y karstificadas por donde circula el agua subterránea. Sobre estas rocas porosas se sitúa una capa de lutitas de baja permeabilidad, que confina parcialmente el acuífero. Las aguas subterráneas encuentran, en las lagunas de Basturs, su vía de escape a través de fracturas verticales por donde ascienden a la superficie (Fig. 72). Las aguas del acuífero se explotan a través de pozos para abastecer a las aldeas y granjas de la zona y para regar los cultivos típicos de esta región como el almendro. Además, cerca de los lagos existe una cantera que se explotó en el pasado para la extracción de bloques de toba.

La toba, al ser un material ligero, consistente y de fácil talla, ha sido muy utilizada para la construcción de iglesias y ermitas románicas en la zona, como la ermita de Les Esplugues, en la localidad cercana de Conques (Fig. 73). Por tanto, las tobas calcáreas de Basturs están íntimamente ligadas al extraordinario patrimonio cultural del Geoparque Orígens.



Figura 73. Ermita de Les Esplugues de Conques. En su interior se han usado tobas como material de construcción (Foto: Ajuntament d'Isona i Conca Dellà).

Figura 72. Corte geológico que muestra el acuífero que alimenta las lagunas de Basturs y el recorrido del agua subterránea.



Recorrido por las lagunas de Basturs

El recorrido por las lagunas de Basturs (Fig. 74) se incluye dentro de la **geo-ruta Los últimos dinosaurios de Europa**. Es una ruta circular de tan solo 1 km de recorrido que permite, a través de un agradable paseo, observar los lagos Estany Gran y Estany Xic en un espacio natural muy acogedor provisto de mesas de picnic.

El itinerario se puede hacer de forma autoguiada, ya que incluye señales y paneles interpretativos con información variada, no solo sobre la formación de las lagunas y curiosidades geológicas, sino también sobre la biodiversidad y la historia de este rincón y sus alrededores.

No obstante, desde el geoparque se recomienda la contratación de guías para disfrutar de una experiencia más completa. Este servicio se puede concertar a través del Museo de la Conca Dellà (Isona).

La opción más atrevida es realizar un vuelo en globo para observar las lagunas, tanto activas como inactivas, que destacan en el paisaje por sus características formas circulares, disfrutando además de las espectaculares vistas aéreas del geoparque (Fig. 75).

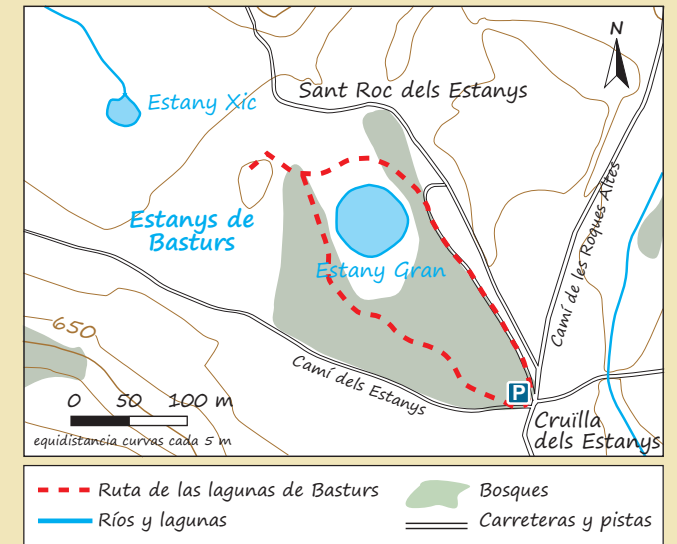


Figura 74. Ruta interpretada de las lagunas de Basturs.



Figura 75. Vuelo en globo para disfrutar de las vistas de las lagunas de Basturs, donde la forma redondeada de un prado revela la ubicación de una de las antiguas lagunas (Foto: Globus Kon-tiki).

La ruta se puede complementar realizando la **geo-ruta completa** que incluye, entre otros, la visita al **Museo de la Conca Dellà** sobre dinosaurios y romanos, o la visita al yacimiento de huellas de dinosaurios de Orcau.

Se recomienda también la visita a pueblos cercanos como **Basturs**, donde una granja ecológica elabora deliciosos quesos de cabra, o las localidades medievales de **Orcau** o **Figuerola d'Orcau**, cuyas bodegas de vino ofrecen una magnífica oportunidad de saborear los caldos de nuestra tierra.

Figura 76. Lago subterráneo de la Cueva de A Ceza, nacimiento del río subterráneo de la cavidad.



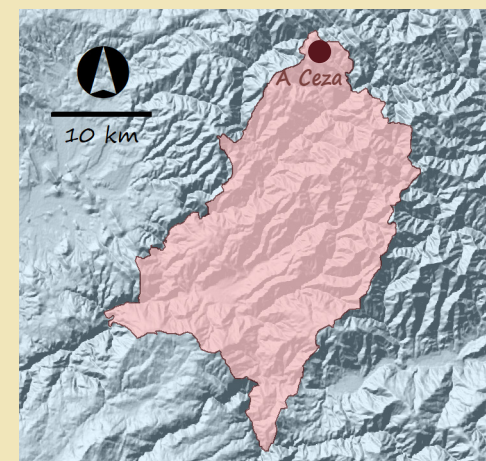
6 Los ríos subterráneos, creadores de cuevas

Ocultos bajo nuestros pies, existen aguas y ríos subterráneos que transportan agua y sedimentos por el interior del karst, es decir, atravesando las entrañas de las montañas (Fig. 76). Su tamaño es generalmente similar al de un pequeño arroyo cuyo caudal raramente supera los 10 litros por segundo durante la estación seca. En ocasiones, los ríos (Fig. 77) están relacionados con lagos subterráneos, cuya exploración requiere técnicas específicas para el buceo en cuevas.

Figura 77. Río subterráneo de la Cueva de A Ceza en el Geoparque Montañas do Courel, declarada lugar de interés geológico local (Foto: A. Vázquez).



-  Museo Xeoloxía
Rúa Courel s/n - 27320 Quiroga (Lugo)
-  609 81 49 25
-  courelmountains.es
-  info@ribeirasacracourel.es
-  [CourelMountainsGeopark](https://www.facebook.com/CourelMountainsGeopark)
-  [courelmountais](https://twitter.com/courelmountais)



Geoparque Montañas do Courel

Los ríos subterráneos se alimentan del agua de lluvia o de la fusión de la nieve y el hielo que se infiltra desde la superficie a través de fracturas o de depresiones kársticas como son las dolinas. A veces, las aguas también proceden de un río superficial que se infiltra en el subsuelo cuando alcanza rocas karstificadas, sobre las cuales raramente se forman ríos. Los ríos subterráneos alimentan los manantiales, aunque también pueden verter sus aguas directamente a los ríos superficiales (Fig. 78).

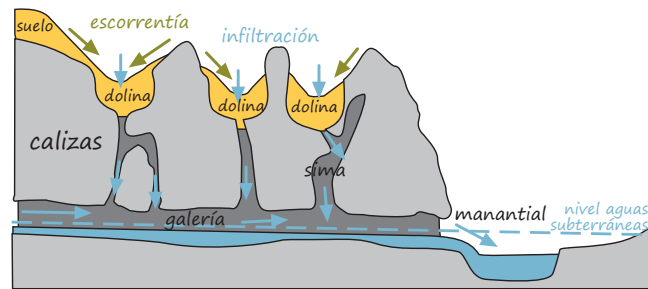
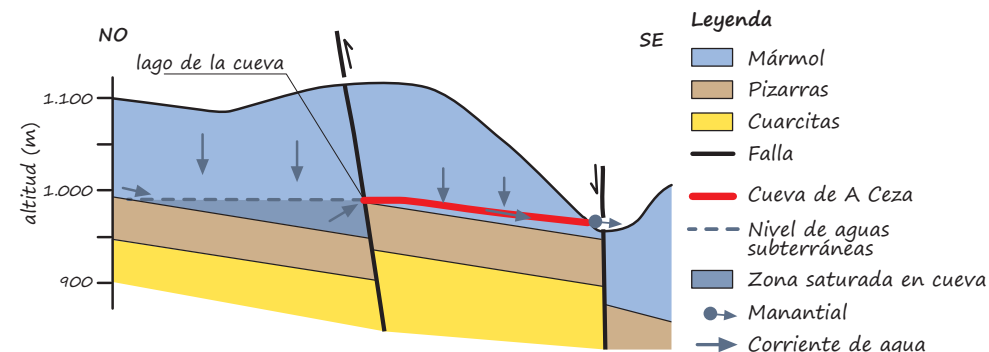


Figura 78. Circulación típica del agua en el interior del karst (acuifero) de los Geoparques Españoles.

En el Geoparque Montañas do Courel se encuentran magníficos ejemplos de **ríos subterráneos**, entre los que destaca el que circula por la Cueva de A Ceza, con un caudal que varía entre 3 y 25 litros por segundo (Fig. 79). La temperatura del agua ronda los 9°C, con escasas variaciones a lo largo del año. Así el agua se percibirá como fresca en verano y cálida en invierno. Esta cueva está excavada en mármoles del Cámbrico (hace unos 520 millones de años). Estas rocas fueron posteriormente afectadas por pliegues y fallas, como el famoso **pliegue tumbado de O Courel**, bien visible desde los miradores de Campodola y Pena do Teso Grande.

Figura 79. Río subterráneo de la Cueva de A Ceza, que nace a partir de un lago subterráneo ligado a una falla. El río discurre unos 500 m por la cueva hacia el sureste, hasta aflorar en la entrada de la misma, dando lugar a un manantial kárstico.



La formación de los ríos subterráneos, como el de A Ceza está ligada a la circulación del agua a través del subsuelo, lo cual es posible gracias a dos propiedades intrínsecas de la roca. Por un lado, la roca debe ser soluble, es decir, que los minerales que la constituyen se puedan disolver en agua. Por otro lado, la roca debe disponer de una red de poros y/o fracturas interconectados entre sí que permita y concentre la circulación del agua subterránea (Figs. 80 y 81). De esta forma, cuando el agua viaja por el interior de la roca la va disolviendo, ampliando las fracturas y dando lugar a conductos subterráneos de pocos milímetros o centímetros de diámetro (Fig. 80a). Posteriormente, a medida que progresa la disolución de la roca los conductos continúan creciendo en diámetro a velocidades medias de 0,1 mm al año, alcanzando tamaños que pueden superar los 10 m de ancho y alto, así como varios kilómetros de longitud (Fig. 80b). Los **conductos kársticos** que alcanzan un tamaño suficiente como para permitir la entrada y tránsito de una persona se consideran **cuevas** propiamente dichas (Figs. 80c y 80d).

Los conductos kársticos permiten la circulación de agua con su carga de sedimentos, desde arcillas y limos, hasta arenas, gravas y bloques. En ocasiones, estos sedimentos forman depósitos de varios metros de espesor, llegando incluso a ocupar la práctica totalidad del conducto kárstico. Esto sucedió en la Cueva de A Ceza hace unos 268.000 años (Fig. 80e). Esta edad ha sido determinada gracias a la datación de un espeleotema mediante métodos basados en la desintegración radioactiva de átomos de uranio, existentes en los propios espeleotemas. Para conocer la edad de los sedimentos detríticos también se emplean técnicas de luminiscencia que establecen la edad de enterramiento de dichos sedimentos gracias a las propiedades lumínicas de minerales como el cuarzo y feldespato. Después de que la cueva se haya rellenado, gran parte de los sedimentos se erosionaron vaciando parcialmente la cavidad (Fig. 80f).

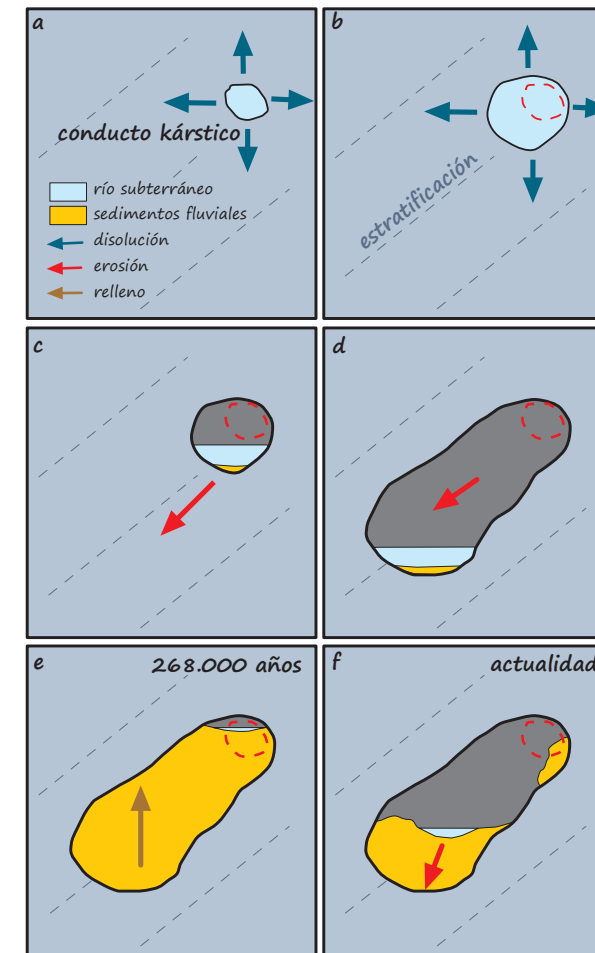


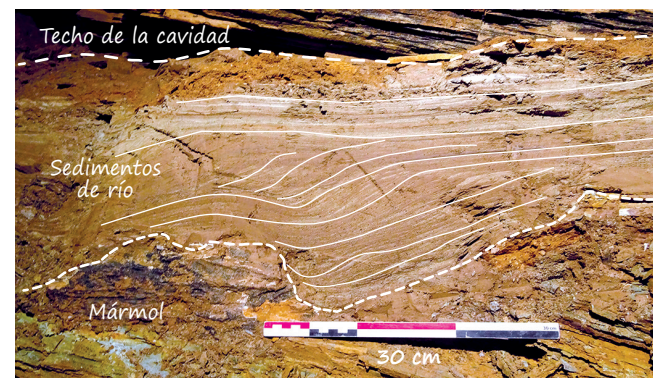
Figura 80. Perfiles de evolución de la Cueva de A Ceza mostrando su formación ligada a la circulación del agua subterránea. a) Formación del conducto relleno completamente por agua, debido a la disolución de la caliza. b) Crecimiento homogéneo del conducto. c) Inicio del encajamiento erosivo del conducto siguiendo la vertical; en esta etapa las aguas del río subterráneo no ocupan la totalidad del conducto. d) Crecimiento del conducto hacia abajo y un lateral por la erosión de un río siguiendo la estratificación, fracturas y otros rasgos de la roca. e) Relleno sedimentario del conducto por depósito de arenas y gravas. f) Erosión de los sedimentos fluviales y vaciado parcial del conducto.

Figura 81. Por el interior de la Cueva de A Ceza circula un río subterráneo de unos 500 m de longitud.



A veces, la circulación de agua en el karst cambia, y los ríos subterráneos abandonan los conductos en favor de otros conductos, generalmente más jóvenes. No obstante, los **conductos abandonados** conservan evidencias de la circulación de ríos subterráneos en el pasado, como son la presencia de marcas de corriente, hendiduras de abrasión y sedimentos limosos y arenosos (Fig. 82) o, incluso, cantos y bloques redondeados debido al transporte en el seno de una corriente de agua.

Figura 82. Sedimento detrítico depositado por el río subterráneo de la Cueva de A Ceza. El sedimento está formado por arenas de cuarzo y muestra una laminación característica de una corriente de agua.



Acuíferos, ríos subterráneos, cuevas y manantiales forman realmente parte de un mismo sistema hidrogeológico que debemos proteger para garantizar la calidad del agua. Los vertidos contaminantes a un río en superficie pueden ocasionar la contaminación de cuevas y ríos subterráneos, y viceversa; la degradación ambiental de una cueva puede contaminar el agua de los manantiales y los ríos. Por todo ello, no se debe verter residuos a las cuevas, como animales muertos, ya que se podría contaminar el agua subterránea.

Los Geoparques Españoles colaboran en la **protección de acuíferos**, aguas subterráneas y cuevas, tanto por su valor patrimonial como por su interés hidrogeológico (para preservar las reservas de agua dulce). El Geoparque Montañas do Courel ha limpiado ya tres cuevas kársticas en colaboración con los equipos espeleológicos de Galicia, retirando residuos sólidos (plásticos, hierros, colchones, restos de animales, etc.) del interior de cuevas y trasladándolos a puntos de recogida gracias a la implicación de los ayuntamientos (Fig. 83).



Centro de interpretación de las cuevas de Meiraos

La forma más sencilla de acercarse a las cuevas del Geoparque Montañas do Courel es a través del centro de interpretación ubicado en la aldea de Meiraos (Fig. 84). El Centro de Interpretación de las cuevas de Meiraos proporciona una visión global del mundo de las cuevas, incluyendo aspectos que van desde la espeleología y geología hasta la biología, arqueología y paleontología. Para disfrutar del centro es necesario contactar con la oficina de turismo de Folgoso do Courel (tel.: 982 433 134, e-mail: turismo@folgodosocourel.com) o a través de la web de la Red de Museos Vivos donde, tras registrarse, se proporcionará un código de acceso al centro, que permitirá abrir la puerta de forma automática. Esta novedosa fórmula permite a los visitantes conocer el centro de interpretación de manera autónoma cualquier día del año y en cualquier momento del día. Para realizar la reserva a través de Museos Vivos se facilita el código QR.

Figura 84. Exterior del Centro de Interpretación de las cuevas de Meiraos con detalles de algunas zonas de la exposición.



7

Las simas, gigantes subterráneos

Figura 85. En la Peña Otal, las calizas cenozoicas, que resaltan por su color más claro, albergan el sistema kárstico Arañonera (valle de Broto).



 Plaza del Castillo, Torre Sureste (Aínsa)

 974 50 06 14

 www.geoparquepirineos.com

 info@geoparquepirineos.com

 [SobrarbePirineosGeopark](https://www.facebook.com/SobrarbePirineosGeopark)

 [geoparquesobrarbepirineos](https://www.instagram.com/geoparquesobrarbepirineos)

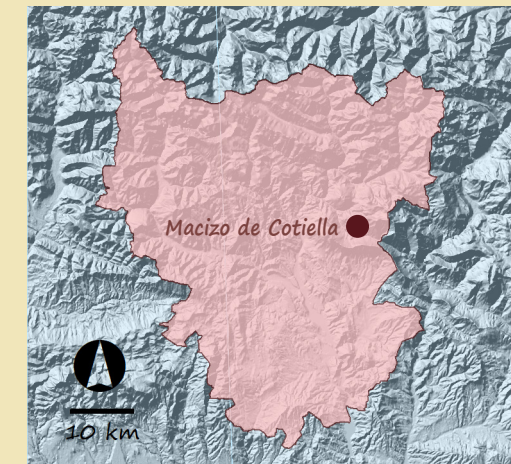
 [SobrarbeGeopark](https://twitter.com/SobrarbeGeopark)

Uno de los aspectos más llamativos de las cuevas españolas, ubicadas en áreas de montaña, es su gran profundidad. Es en esas zonas donde se encuentran los grandes conjuntos de cuevas interconectadas en las que podemos encontrar conductos verticales (pozos) y tramos horizontales (galerías). Las simas son generalmente cuevas verticales cuya entrada está formada por un pozo con una impresionante caída vertical, que puede alcanzar cientos de metros.

Existen simas de hasta 300 m de profundidad en los geoparques catalanes (Orígens y Catalunya Central), en los de la zona centro de la Península Ibérica (Maestrazgo y Molina-Alto Tajo) y en el andaluz de las Sierras Subbéticas. Sin embargo, los equipos espeleológicos españoles y extranjeros también han descubierto y explorado ocho cuevas de más de 500 m de desnivel en el Geoparque Sobrarbe-Pirineos, en el norte de Huesca. Tres de estos sistemas de cuevas superan incluso los mil metros de desnivel entre su entrada más alta y el punto más profundo de la sima.

La razón de estos extraordinarios abismos subterráneos es que el karst se desarrolla en un paisaje de alta montaña con numerosos picos calcáreos por encima de 2.500 m de altitud. Destaca Monte Perdido, que preside el macizo de Tres Serols, con 3.355 m., aunque son los macizos de Cotiella (2.912 m), Tendeñera (2.846 m) y Puntas Verdes (2.618 m) los que alojan las simas conocidas más profundas del geoparque, denominados Brujas, Arañonera y Escuaín, respectivamente.

Como resultado del levantamiento del relieve, volúmenes enormes de roca caliza se plegaron, fracturaron y apilaron para dar lugar a la cordillera de los Pirineos (Fig. 85). La evolución posterior del relieve fue compleja, incluyendo glaciaciones que produjeron una erosión intensa del relieve durante el Cuaternario. La diferencia de cota entre las cumbres y los fondos de los valles ha favorecido el desarrollo de un karst subterráneo que se desarrolló más de 1 km de profundidad.



Geoparque Sobrarbe-Pirineos



En las zonas elevadas de estas montañas podremos observar un completo karst superficial. Dado que la vegetación no llega a cotas altas, extensiones inmensas de roca desnuda están expuestas a la disolución del agua que proviene de la lluvia y de la fusión de la nieve. Ejemplo de ello son los magníficos lapiaces, dolinas, callejones y poljes. Es en estas zonas donde se hallan las entradas que dan acceso al mundo subterráneo que, bajo la superficie, se hunde en las entrañas de las montañas. A veces, en sectores próximos al exterior, las cavidades almacenan **depósitos perennes de hielo** que poseen un inmenso valor ambiental como archivos del clima del pasado y como precisos indicadores del cambio climático actual. Más de 40 cavidades del geoparque son cuevas heladas que están siendo estudiadas desde hace años.

Los conductos de las cuevas tienden a converger hacia las zonas de menor altitud, muy próximas a los fondos de valle, donde se encuentran las salidas de las galerías; allí se encuentran los **manantiales**. Algunos de ellos están colgados pocos metros de altura sobre los ríos, como la Fuen Blanca de Añisclo; otras casi en el mismo fondo del valle como los Bibers d'o Campillón o Fuentes de Escuaín (Fig. 86). Estos manantiales drenan las aguas infiltradas desde las cumbres más altas (Fig. 87). La salida del agua subterránea por los manantiales está condicionada por la presencia de roca de baja permeable. En ocasiones, el agua subterránea se dirige hacia lugares insospechados, como ocurre con las aguas del Ibón Chelau, a 3.000 m de altitud en Monte Perdido, y que salen al exterior 800 m más abajo en la cascada de Gavarnie, en el circo homónimo situado en la vertiente francesa.

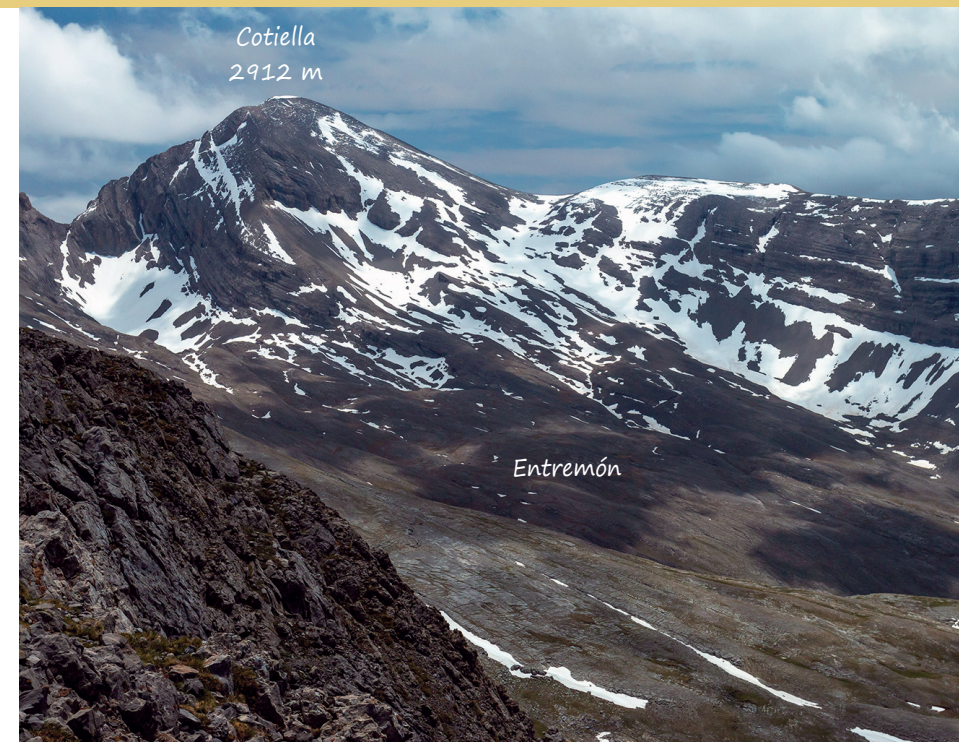


Figura 87. Pico de Cotiella desde la cima del Mobisón Gran. En su base la zona kárstica del Entremón.

Cerca de la cima de la Punta de las Olas, en el Parque Nacional de Ordesa y Monte Perdido, se sitúa la entrada a la cueva ubicada a mayor altitud de España (3.002 m): el sistema de las Puntas de las Olas. Esta cueva incluye más de 500 m de profundidad y 5 km de conductos que han sido explorados hasta la fecha en las entrañas del macizo de Tres Serols.

Pero son los grandes sistemas de Arañonera (45 km de recorrido explorado y 1.349 m de profundidad) (Fig. 88), Fuentes de Escuaín (40 km de longitud y 1.151 m de desnivel) y Brujas (2,5 km de conductos y 1.328 m de profundidad) los auténticos gigantes subterráneos del Geoparque Sobrarbe-Pirineos. Todos estos sistemas espeleológicos permanecen en fase de exploración y seguro que pronto esas cifras aumentarán considerablemente.

Figura 88. Perfil del Sistema de cuevas de Arañonera, que incluye 45 km de galerías y pozos documentados por el Espéleo Club de Gràcia y colaboradores durante los últimos 50 años.



El sistema de Brujas

El acceso a los grandes sistemas subterráneos (Fig. 89), por sus exigencias físicas y técnicas, está reservado solo a los equipos espeleológicos más experimentados (Fig. 90).

Sin embargo, es fácil disfrutar y entender el entorno donde se forman. Un buen ejemplo es el del sistema de Brujas en el macizo de Cotiella.

Desde la localidad de Saravillo, en el valle de Chistau, se accede por una pista apta para vehículos al collado de Santa Isabel. Un sendero de montaña conduce en un par de horas de marcha al increíble paisaje kárstico del Entremón, bajo la cima del Pico de Cotiella (Fig. 87). Un laberinto de dolinas, callejones y lapiaces constituyen la zona de infiltración del agua en el karst y numerosas cavidades salpican este inmenso circo glaciar.

Para saborear el ambiente subterráneo, y también desde Santa Isabel, se alcanza en poco menos de media hora la Espluga Lasgüeriz (Fig. 91). Se trata de una cavidad casi horizontal de un kilómetro de recorrido. Espeleotemas variados y conductos enormes de varios metros de diámetro son parte de este paisaje subterráneo. Las empresas de turismo activo asociadas al geoparque os guiarán con seguridad por su interior.

Por último, las Fuentes o Fuens de Fornos constituyen la salida de las aguas del macizo de Cotiella al exterior, tras recorrer hasta cerca de 2000 m de desnivel desde la zona de infiltración (Fig. 92).

Estos manantiales siempre emiten un gran caudal, pero a veces no pueden evacuar toda el agua subterránea del macizo. Es en ese momento cuando se activan nuevos manantiales ubicados en posiciones más elevadas, como el **Chorro de Fornos**, un espectacular fenómeno que despide agua a presión desde una pared vertical.

La geo-ruta 17 del geoparque que sale desde el pueblo de Badaín, nos conducirá por este sencillo paseo hasta las Fuentes de Fornos, que completa la visión del mundo kárstico del macizo de Cotiella.

Se puede obtener información más detallada sobre esta geo-ruta en:



Figura 89. Perfil de sima del Sabbat que forma parte del sistema Brujas (macizo de Cotiella), explorado por la Asociación Científico Espeleológica Cotiella y otras entidades.



Figura 90. Interior del Sistema de Arañonera (Foto: J. Borrás).



Figura 91. Conducto kárstico de la Espluga Lasgüeriz (valle de Chistau). El conducto tiene unos 5 m de altura (Foto: C. Sancho Marcén).

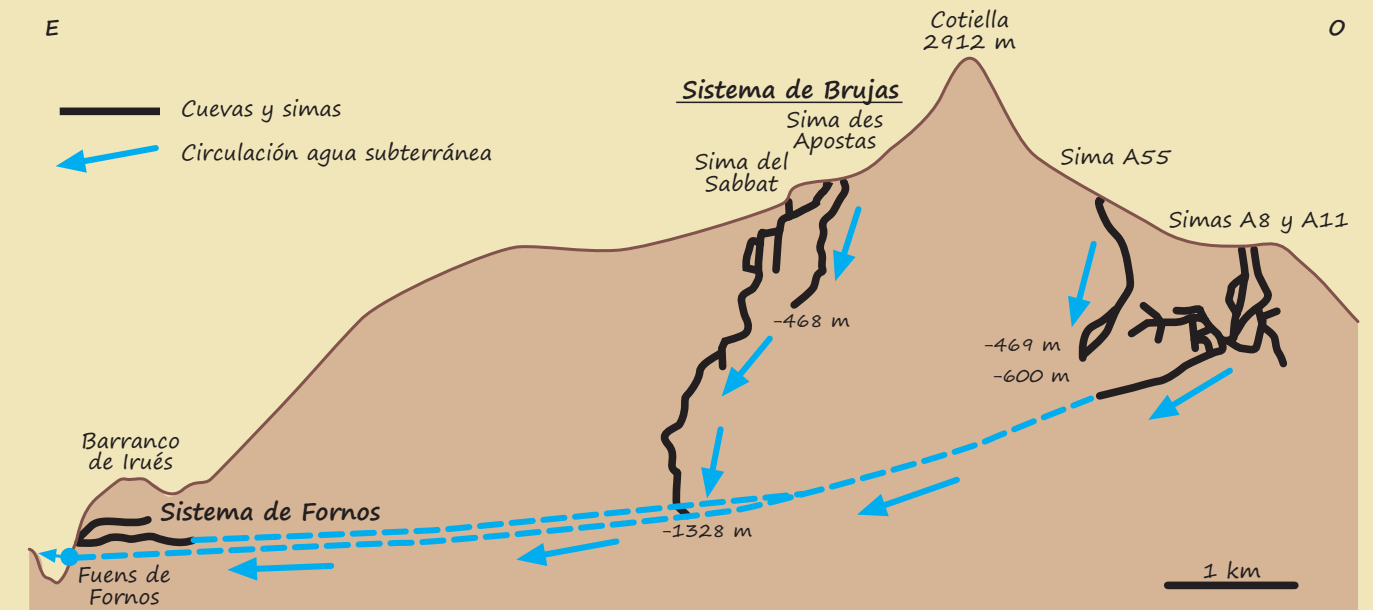


Figura 92. Esquema de la circulación del agua subterránea en el Macizo de Cotiella. El agua se infiltra y genera sistemas de cuevas. Al Sistema de cuevas de Fornos llega el agua infiltrada a una decena de kilómetros de distancia, llevando agua todo el año. Algunas simas de este macizo superan los 1.300 m de profundidad (modificado de Asociación Científico Espeleológica Cotiella).

8

Los espeleotemas, maravillas subterráneas



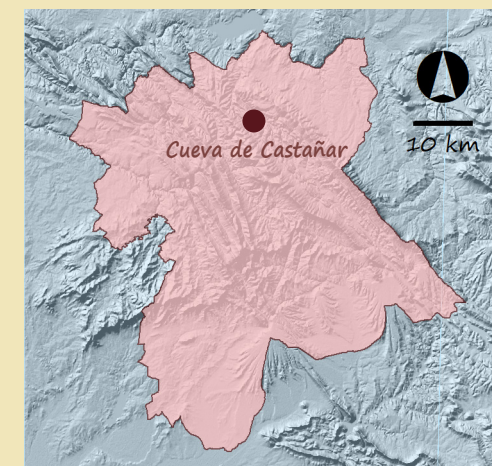
- C/Paseo de Extremadura, 6
10136 Cañamero (Cáceres)
- 927 36 94 29
- geoparquevilluercas.es
- geoparquevilluercasiboresjara@gmail.com
- [GeoparqueVilluercas](https://www.facebook.com/GeoparqueVilluercas)
- [VilluercasGPark](https://www.instagram.com/VilluercasGPark)
- [VilluercasGPark](https://twitter.com/VilluercasGPark)

Sin duda, uno de los elementos más singulares de las cuevas son los espeleotemas (Figs. 93 y 94), coloquialmente llamados formaciones o concreciones. El término **espeleotema** se usa, de forma general, para referirse a los depósitos minerales formados en el interior de las cuevas que presentan formas singulares (cilíndricas, cónicas, en cascada, etc.). Los espeleotemas más abundantes son las estalactitas, estalagmitas y coladas, compuestos por carbonatos (calcita, aragonito y otros) y que podemos encontrar en casi todas las cuevas españolas, incluyendo la práctica totalidad de los Geoparques Españoles.

Figura 94. Sala del Jardín en la Cueva de Castañar, donde se exhiben multitud de espeleotemas como estalactitas y estalagmitas recubiertas de formas fibrosas. Las estalactitas son formas cilíndricas que cuelgan del techo y son huecas por dentro. Las estalagmitas son frecuentemente cilíndricas o cónicas, crecen hacia arriba, generalmente sobre el suelo de cueva, debido a la llegada de gotas de agua. La unión de estalactitas y estalagmitas genera las columnas.



Figura 93. Formas fibrosas (flores de aragonito) en la Cueva de Castañar.



Geoparque Villuercas - Ibores - Jara

En general, los espeleotemas se originan por la precipitación de los carbonatos disueltos en el agua que circula a través de las calizas. Su proceso de formación es semejante al de la tobas y travertinos, vistos anteriormente en los Geoparques Sierras Subbéticas, Orígens y Granada pero, a diferencia de las tobas y travertinos, los espeleotemas se desarrollan generalmente en cavidades subterráneas. Estas cuevas pueden ser de origen kárstico o estar relacionadas con tubos volcánicos, como sucede en los geoparques canarios que veremos más adelante.

Una de las cuevas con los espeleotemas más singulares y de gran relevancia científica es la Cueva de Castañar (Fig. 95), uno de los lugares de interés geológico del Geoparque Villuercas - Ibores - Jara. En esta cavidad, de 2,1 km de recorrido, los espeleotemas destacan por su abundancia, diversidad y belleza, así como por la variedad de minerales identificados, lo que permite afirmar que la Cueva de Castañar es una cavidad kárstica única en el mundo.

Figura 95. Grupo de visitantes en el Monumento Natural Cueva de Castañar.



La mayoría de los espeleotemas están formados por calcita (carbonato de calcio), aunque también están presentes otros minerales como el aragonito (semejante en composición a la calcita, pero con diferente estructura cristalina), la dolomita (carbonato de calcio y magnesio), la huntita (otro carbonato de calcio y magnesio), la magnesita (carbonato de magnesio rico en hierro y otros metales) y la hidromagnesita (carbonato de magnesio con agua en su red cristalina). Puntualmente, se ha reconocido la presencia de minerales arcillosos del grupo de las sepiolitas y del talco (como la kerolita). Esta variedad de minerales está relacionada con las singulares rocas donde se originó la cueva hace más de 350.000 años. Estos materiales incluyen mármoles dolomíticos y otras rocas que proporcionaron grandes cantidades de magnesio a los espeleotemas. Además, en estas rocas se reconocen los fósiles de los primeros animales con caparazón (género Cloudina) de hace 550-541 millones de años de antigüedad (período Edicariense). Su estudio es fundamental para entender la evolución de la vida en nuestro planeta.

Realmente, la Cueva de Castañar es un impresionante museo natural que contiene los principales tipos de espeleotemas existentes, destacando formas extremadamente finas y delicadas. Sus colores claros contrastan con los tonos rojizos y oscuros de las pizarras y arcillas del entorno, resaltando aún más la belleza de los espeleotemas (Figs. 96, 97, 98 y 99).

Figura 96. Espeleotema de tipo colada en cascada, formación laminada que crece tapizando las paredes, suelos y techos por donde discurren películas de agua.



Figura 97. Espeleotemas de tipo bandera o cortina. Son formas semejantes a las estalactitas, pero con una morfología planar en posición vertical que se origina frecuentemente en paredes y techos inclinados de las cuevas.



Figura 98. Flores de aragonito. Estas formas fibrosas son los espeleotemas más característicos de la Cueva de Castañar. Son cristales aciculares de aragonito, aunque localmente pueden haberse transformado en calcita. Se desarrollan a partir de un punto central, formando agregados fibroso-radiales muy delicados, como los que aparecen representados en el logotipo del Geoparque Villuercas - Ibores - Jara. En este caso, sobre las flores de aragonito se observa una pasta blanca, conocida como Moonmilk. Esta "leche de luna" presenta una forma globosa y composición de huntita, dolomita y magnesita (Foto: A.M Alonso-Zarza).



Figura 99. Estalactitas recubiertas de formas fibrosas. Las estalactitas son normalmente cilíndricas, cuelgan de las paredes y techos de las cuevas y crecen hacia abajo en relación a goteos de agua. Las varillas son un tipo particular de estalactitas caracterizadas por ser un pequeño tubo con un canal central por donde circula el agua. En primer término una estalactita en bandera.

Centro de interpretación de la Cueva de Castañar

El Centro de Interpretación de la Cueva de Castañar (Fig. 100) tiene un papel didáctico y educativo fundamental para entender los espeleotemas y otros aspectos de las cuevas españolas. El centro se localiza en la localidad de Castañar de Ibor. Para acceder a él se debe tomar la carretera EX-118 de Guadalupe a Navalморal de la Mata. En el punto kilométrico 30,7 de esta carretera se tomará el desvío existente hacia el camping Los Ibores y, tras recorrer 450 m, se llegará al centro de interpretación.

La Cueva de Castañar, declarada Monumento Natural en 1997, alberga un paisaje subterráneo y un microclima de extrema fragilidad descubierto por casualidad en 1967. Además, es la cueva española donde se ha documentado la mayor concentración del gas radón hasta la fecha. Este gas, cuya concentración supera los 30.000 bequerelios por metro cúbico en el interior de la cavidad, es el principal responsable del desarrollo de cáncer de pulmón en personas no fumadoras. Por estos motivos, la Cueva de Castañar se puede conocer mediante una visita virtual, una visita al centro de interpretación o accediendo a la propia cueva bajo un estricto régimen de visitas de 50 minutos para garantizar la seguridad del visitante, sin perjuicio alguno para la salud de las personas.

Para reservar una visita guiada es necesario inscribirse en la lista que se abre anualmente a partir del 1 de abril en la web del Monumento Natural Cueva de Castañar de la Junta de Extremadura. Las visitas se desarrollan los viernes, sábados y domingos entre el 1 de mayo y el 30 de septiembre.



Figura 100. Público equipado con gafas 3D para conocer la Cueva de Castañar a través de una película tridimensional en el centro de interpretación.

La visita a la Cueva de Castañar incluye detalladas explicaciones sobre la cueva y sus espeleotemas. Esta información también está disponible en su centro de interpretación, que incluye una película 3D (Fig. 100) y una réplica del interior de la cueva (Fig. 101). Se recomienda hacer la visita con cita previa. En el diseño del centro han participado los especialistas que estudian esta cueva de gran interés científico, cuyos resultados más significativos también se exponen en el centro de interpretación, incluyendo sorprendentes cuestiones acerca de la mineralogía de los espeleotemas, la microbiología y el microclima de la cueva. Todo ello, enmarcado en la sorprendente geología, biología y paisaje del Geoparque Villuercas - Ibores - Jara.



Figura 101. Réplica de la Cueva de Castañar en el centro de interpretación.

9

Cuevas, los archivos del pasado

Las cuevas presentan gran variedad de depósitos geológicos de interés, como los espeleotemas (Fig. 102), el hielo o los sedimentos de ríos subterráneos, ya descritos en capítulos anteriores. Estos depósitos constituyen extraordinarios registros geológicos muy útiles para conocer los cambios en el relieve, clima y vegetación ocurridos en una región en el pasado. Entre todos ellos, las **estalagmitas** (espeleotemas que crecen desde el suelo en sentido ascendente; ver capítulo anterior) son las que suscitan un mayor interés para la reconstrucción del clima de los últimos cientos de miles de años. Las estalagmitas pueden actuar como un libro que va registrando las condiciones climáticas imperantes durante su crecimiento. Aprender a leer cómo esta información queda codificada en los archivos geológicos es tarea de científicos nacionales y extranjeros, que han analizado estalagmitas españolas para descifrar e interpretar las variaciones climáticas de la Península Ibérica desde hace medio millón de años como ya se ha abordado en los geoparques Sobrarbe-Pirineos y Montañas do Courel. Las estalagmitas y otros espeleotemas del Geoparque Maestrazgo (Fig. 103) son de gran interés al encontrarse en una zona de transición entre el dominio climático continental, de mayor influencia atlántica, y el dominio de clima mediterráneo.

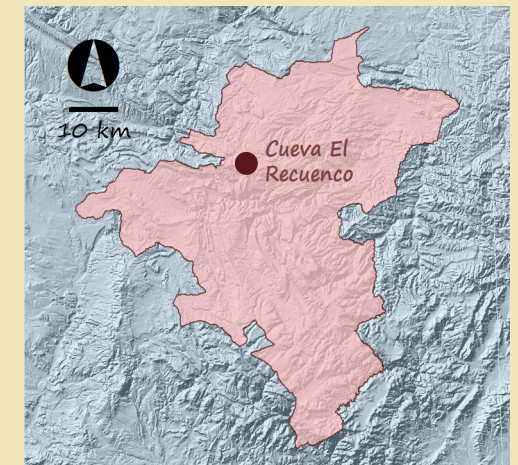
Figura 103. Cristalización de calcita. Monumento Natural Grutas de Cristal.



-  Centro de Interpretación del Maestrazgo
c/ El Portal, 2 - 44559 Ejulve (Teruel)
-  978 84 97 13
-  geoparquemaestrazgo.com
-  info@geoparquemaestrazgo.com
-  [parque_cultural_maestrazgo](https://www.facebook.com/parque_cultural_maestrazgo)
-  [Parque-Cultural-del-Maestrazgo-Geoparque-Mundial-de-la-Unesco](https://www.instagram.com/Parque-Cultural-del-Maestrazgo-Geoparque-Mundial-de-la-Unesco)
-  [pcmaestrazgo](https://twitter.com/pcmaestrazgo)



Figura 102 Espeleotema en bandera en la Cueva de El Recuenco (Foto: Espeleoclub El Farallón).

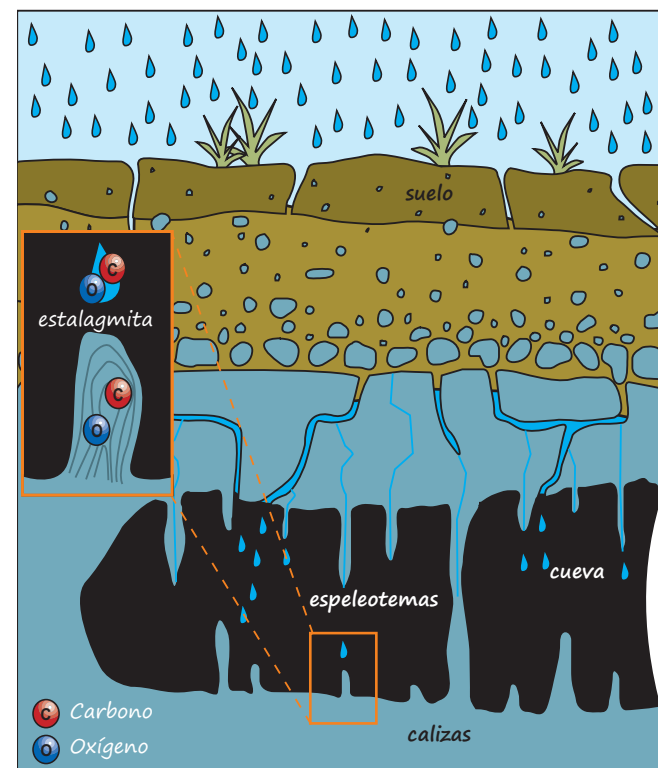


Geoparque Maestrazgo

¿Cómo quedó registrada la información climática?

Para entender el lenguaje en el que queda codificada la información climática registrada en las estalagmitas se utilizan los llamados **indicadores indirectos** (o **proxies**). Estos indicadores son elementos químicos que se encuentran en el interior de las estalagmitas pero que proceden de la atmósfera o del terreno del entorno de la cueva. Los elementos químicos son transportados por el agua hasta la cueva y se incorporan a la estalagmita cuando se produce la precipitación del carbonato que origina el espeleotema.

Figura 104. Elementos químicos existentes en el agua de lluvia o nieve, o en el propio terreno, son transportados por el agua subterránea hasta el interior de la cueva. Una vez aquí, se produce la precipitación del carbonato atrapando los isótopos estables y los elementos traza en el interior de la propia estalagmita.



Nos centraremos en dos de los indicadores más utilizados, como son los isótopos estables y los elementos traza.

Los **isótopos estables** (distintos átomos de un mismo elemento químico, diferenciados por su número de neutrones) pueden responder de distinta manera a procesos físico-químicos ocurridos en una región, como la evaporación, la lluvia, la respiración en el suelo, etc.

Los isótopos estables más interesantes son los del oxígeno y carbono. A través del contenido y variabilidad de estos isótopos registrados en las estalagmitas se sabe si el clima existente en un determinado momento del pasado era, por ejemplo, seco o húmedo, frío o cálido. Los **isótopos de oxígeno** capturados en las estalagmitas durante su crecimiento proceden del propio oxígeno del agua de lluvia del pasado (Fig. 104). El estudio de estos isótopos puede ofrecer información relevante sobre la temperatura, cantidad de lluvia, y el origen de las masas de aire que causaron la lluvia. Por su parte, los **isótopos de carbono** están asociados a la vegetación y el suelo vegetal en ciertas latitudes, por lo que el estudio de estos isótopos nos habla de la respuesta de los ecosistemas a los cambios climáticos. Si bien estos isótopos son algunas pistas sobre el trabajo con indicadores, el significado exacto de cada isótopo no es directamente extrapolable de una estalagmita a otras, por lo que se hace necesario un análisis pormenorizado de cada cueva y estalagmita (Fig. 105), incluyendo un estudio ambiental de la cueva para determinar la relación actual entre los isótopos estables de la estalagmita y el clima regional.

Otros indicadores indirectos del paleoclima son los **elementos traza**, es decir, elementos químicos cuya abundancia es inferior al 0,1% de la composición química de la estalagmita. En ocasiones, la presencia y variación de los elementos traza son clave para comprender la interpretación de los isótopos estables de oxígeno y carbono. Los elementos traza proceden del suelo o de la caliza atravesada por el agua que da lugar a las estalagmitas. Elementos traza como el **fósforo** indican cómo era la vegetación y suelo vegetal del entorno de la cueva en el pasado, mientras que otros elementos como el **magnesio** y el **estroncio** nos revelan cómo circulaba el agua subterránea hace miles o cientos de miles de años atrás.

Figura 105. Interior de la cueva El Recuenco mostrando gran cantidad de espeleotemas como coladas o estalactitas de distintos tipos.

Y todo esto, ¿cuándo sucedió?

Una vez que se sabe descifrar el lenguaje de los isótopos estables y elementos traza para cada estalagmita, es necesario saber cuándo se escribió su historia, es decir, ubicarla en un marco cronológico preciso en el que sucedieron los eventos climáticos del pasado. No solo es interesante conocer cuándo ocurrieron los eventos sino también la rapidez a la que tuvieron lugar.

Para conocer la edad de cada lámina de calcita, se utiliza una técnica de **datación absoluta** basada en las series de desintegración del uranio, es decir, en la transformación espontánea del uranio en otros elementos (isótopos) emitiendo radiación.

Básicamente, se trata de cuantificar el contenido entre isótopos de uranio y torio, partiendo del conocido como "isótopo padre" (el uranio 238), un elemento fácil de movilizar por el agua, y los "isótopos hijos" (el uranio 234 y el torio 230) resultantes de la desintegración natural del "isótopo padre". Como la velocidad de desintegración del uranio es conocida y constante, se puede calcular el tiempo transcurrido desde que el isótopo se incorporó a la estalagmita. Este método de datación puede aplicarse para saber la edad de espeleotemas y otros carbonatos de hasta aproximadamente 600.000 años de antigüedad.



La estalagmita Artemisa de la Cueva El Recuenco

El paisaje kárstico del Parque Cultural y Geoparque Maestrazgo comprende más de 1.200 km² de calizas mesozoicas, donde destacan las **Grutas de Cristal de Molinos**, visitables para el gran público. Además, empresas turísticas locales ofrecen bautismos espeleológicos en cuevas como la de **Val de la Zoma** (La Zoma) y la de **El Recuenco** (Ejulve) (Fig. 106).

En este punto, ya sabemos que los espeleotemas, que se encuentran escondidos en las cuevas, se comportan como libros que registran el clima pasado y cómo es el lenguaje en el que están escritos. En la Cueva de El Recuenco (Fig. 107), los especialistas estudiaron la estalagmita bautizada como Artemisa, en honor a la diosa de la caza en la mitología griega, hija de Zeus.



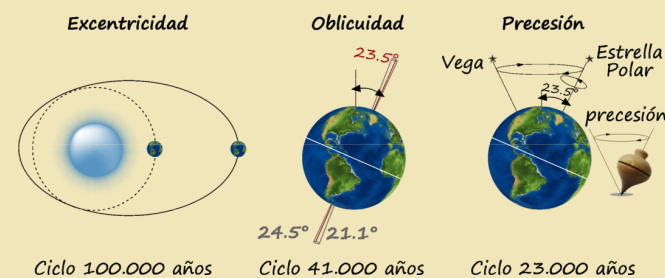
Figura 106. El Geoparque Maestrazgo está constituido fundamentalmente por calizas cretácicas que han experimentado procesos de disolución y precipitación del carbonato cálcico. Así se han originando singulares formas tanto superficiales y subterráneas.



Figura 107. Interior de la Cueva de El Recuenco, donde se halló la estalagmita Artemisa (Foto: Espeleoclub El Farallón).

Para comprender el clima registrado en la estalagmita Artemisa, es necesario considerar los **movimientos planetarios de la Tierra** que controlan la insolación que recibe nuestro planeta. Entre los movimientos planetarios, se encuentran los movimientos de excentricidad (variación de la órbita terrestre alrededor del sol), oblicuidad (variación de la inclinación del eje de rotación terrestre) y precesión (variación en la orientación del eje de rotación terrestre) (Fig. 108).

Figura 108. Los movimientos planetarios de la Tierra controlan el clima de nuestro planeta según ciclos establecidos.



Pasamos a leer la historia que nos cuenta la **estalagmita Artemisa** y que comenzó a escribirse hace 262.000 años, poco antes del fin de una glaciación del pasado (Fig. 109). El estudio de isótopos estables de Artemisa reveló la existencia de condiciones de aridez extrema en el Maestrazgo hace 249.000, 231.000 y 223.000 años.

Artemisa registró el fin de una edad glacial tras un cambio en el movimiento de precesión (variaciones en la dirección del eje de rotación de la Tierra), con lo cual la insolación que llegaba a este territorio comenzó a ser cada vez mayor. Este aumento se vio potenciado asimismo por una mayor inclinación del eje terrestre (mayor oblicuidad) alcanzada hace 249.000 años. Con una mayor oblicuidad, los veranos se hicieron más cálidos al mismo tiempo que los inviernos se volvieron más fríos. En este contexto se derritieron parte de los casquetes glaciares de la Tierra dando lugar a profundas alteraciones en la circulación marina en el norte del Océano Atlántico.

Gracias a Artemisa conocemos estos eventos ocurridos durante el final de una glaciación que culminó con un momento máximo de insolación en el hemisferio norte. Por sorprendente que parezca, dichas alteraciones en la circulación marina, así como la existencia de periodos áridos y su relación con los movimientos orbitales de la Tierra, han sido inferidos gracias al estudio de isótopos estables y de elementos traza en una pequeña estalagmita del Maestrazgo llamada Artemisa.

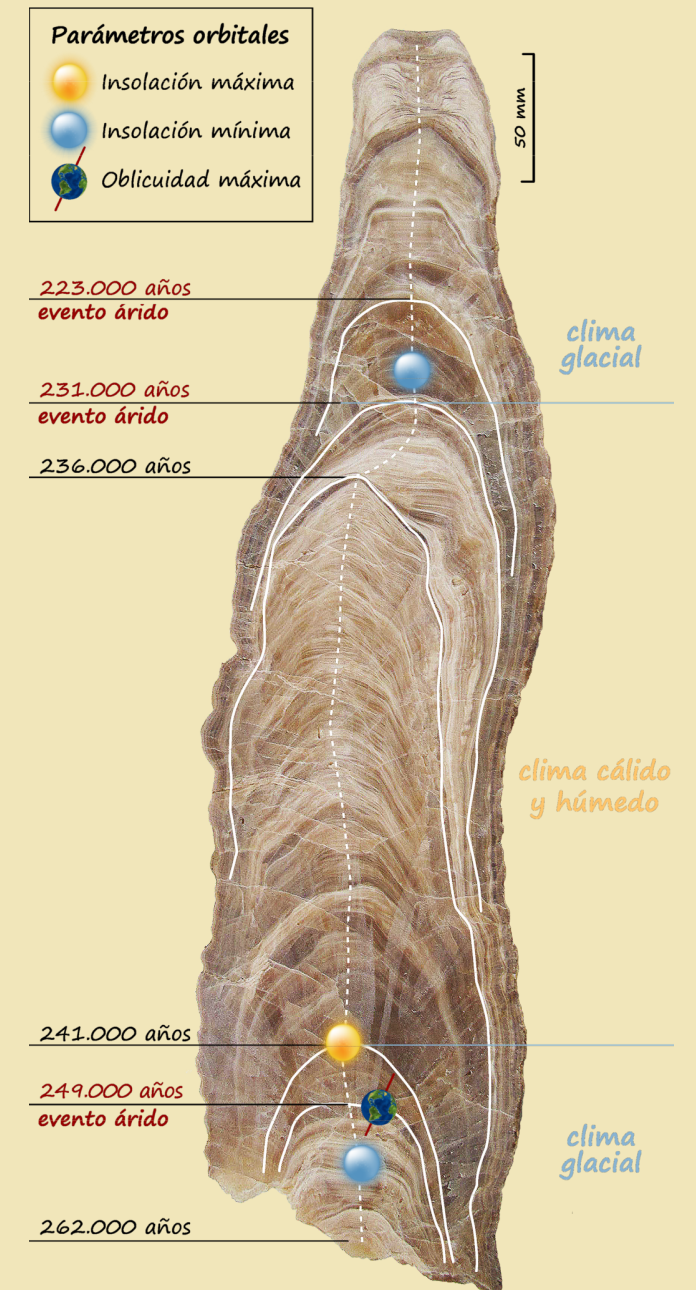


Figura 109. Estalagmita Artemisa, tras ser cortada siguiendo de su eje transversal y pulida para ver con nitidez su laminación interna. La laminación nos da pistas sobre el clima bajo el cual se formó la estalagmita. Se detallan los principales momentos áridos ocurridos en el Geoparque Maestrazgo y su relación con los movimientos orbitales de nuestro planeta.

10 Un karst diferente: un karst en sal



 Muralla de Sant Domènec, 24,
08241 Manresa, Barcelona

 936 93 03 95

 www.geoparc.cat/es/

 info@geoparc.cat

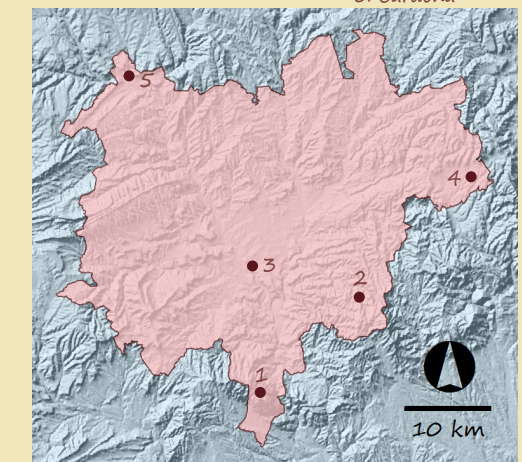
 [geoparccatalunyacentral](https://www.facebook.com/geoparccatalunyacentral)

 [geoparccatalunyacentral](https://www.instagram.com/geoparccatalunyacentral)

 @Geoparc

Ruta de las cuevas

- | | |
|------------------|--------------------|
| 1. Monsterrat | 3. La Cova |
| 2. Cueva de Mura | 4. Cuevas del Toll |
| | 5. Cardona |



Geoparque Catalunya Central

En España son muy frecuentes los lugares donde la caliza origina singulares paisajes kársticos como los vistos en apartados anteriores. Sin embargo, el karst también puede desarrollarse en otros tipos de rocas, como las evaporitas e incluso en conglomerados, especialmente si sus cantos y bloques son mayoritariamente carbonatados.

En nuestro país podemos encontrar ejemplos de relevancia internacional de karst sobre rocas no carbonatadas. Así se destacan el karst en yesos de Sorbas (a 30 km al norte del Geoparque Cabo Gata-Níjar), o los paisajes karsticos desarrollados en las sales de Cardona (Fig. 110) o en los conglomerados de la Montaña de Montserrat (Fig. 111), ambos en el Geoparque Catalunya Central.

Figura 111. Montaña de Montserrat, formada por conglomerados calcáreos donde los equipos espeleológicos catalanes han descubierto simas de hasta 148 m de profundidad. En primer término las escombreras de la mina de potasa de Súria (Foto: C. Fortuny).



Figura 110. Lapiáz desarrollado sobre la superficie del diapiro de Cardona, compuesto de halita y silvita. Las láminas rojizas son cloruros que se originaron durante épocas con más evaporación. Los niveles delgados de color gris son lutitas y se formaron por decantación durante la estación húmeda.



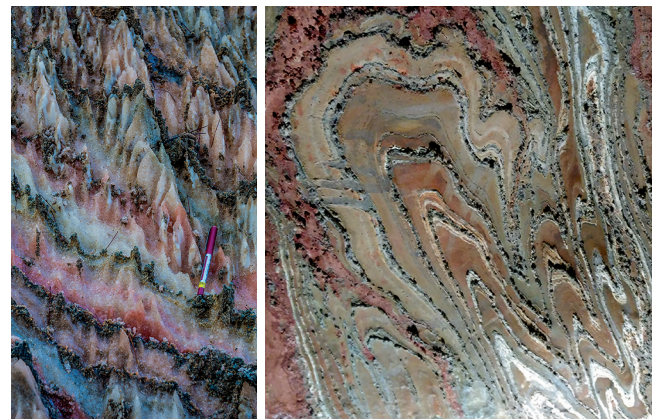
Las **evaporitas** o **rocas evaporíticas** están constituidas fundamentalmente por yesos (Fig. 112) y sales (Fig. 113), que se disuelven por el agua a mucha mayor velocidad que las calizas. Los yesos y sales se formaron por precipitación en aguas marinas costeras o lagos salinos en épocas pasadas, en lugares donde la evaporación provoca que las aguas aumenten su salinidad.



Figura 112. Yeso natural formado por sulfatos de calcio (Foto izq. C. Fortuny).

En Andalucía y la cuenca del río Ebro encontramos magníficos ejemplos de karst desarrollados en yesos, muchos de ellos de relevancia internacional. Las sales, a su vez, dan lugar a paisajes kársticos en numerosas regiones del territorio español, pero sin duda el karst salino más espectacular se encuentra en el Geoparque Catalunya Central, y concretamente en el diapiro de sal de Cardona (Fig. 113).

Figura 113. Izq: Aspecto superficial de las sales del diapiro salino de Cardona (Foto: C. Fortuny). Der: Capas plegadas de sales en el interior de la explotación minera del diapiro.



Para entender la historia geológica del Geoparque Catalunya Central hay que retroceder unos 42 millones de años, cuando un gran brazo de mar estaba conectado con el Océano Atlántico (Fig. 114). Este mar se encontraba al sur de los Pirineos, que aún se estaban levantando debido al choque tectónico entre las placas Ibérica y Europea. La circulación de las aguas del pequeño mar era reducida por su escasa comunicación con el océano Atlántico, por lo que la concentración de yesos y sales en el agua aumentó rápidamente, ayudado también por la elevada evaporación de las aguas. De esta forma se depositaron, durante menos de un millón de años, más de 300 m de sales (halita, silvita y carnalita) y, en menor medida, yesos.

Hace 36 millones de años, el mar se retiró para dar lugar a una cuenca cerrada con un gran lago salado en su interior, alimentado por ríos y corrientes de agua subterránea. En este lago también se acumularon grandes cantidades de yesos y sales (Fig. 114).



Figura 114. Paleogeografía de los últimos 42 M.a en el entorno del Geoparque Catalunya Central (modificado de O. Oms).

El carácter extraordinario del karst salino de Catalunya Central es debido a dos particularidades. Por un lado, en el geoparque abundan las sales potásicas como la **silvita** (cloruro de potasio) y la **carnalita** (cloruro de potasio y magnesio hidratado), que son una gran rareza geológica. Para su formación es necesario que se origine una salmuera tras evaporarse casi el 99% del volumen inicial del agua. En estas condiciones, la salmuera posee una salinidad 63 veces superior a la del agua de mar y una densidad de 1,24 g/cm³. Hoy en día, el único mar donde se acumulan este tipo de sales es el Mar Muerto (Oriente Medio), con una densidad de 1,29 g/cm³. Las sales potásicas han precipitado en contadas ocasiones a lo largo de la historia geológica del planeta, por lo que solo puede observarse en unos pocos sitios. En España, esto ocurrió únicamente en un pequeño mar situado al sur de los Pirineos, y exclusivamente en el Eoceno, siendo en el Geoparque Catalunya Central donde las sales potásicas alcanzan su mayor expresión.

La otra particularidad se relaciona con la Montaña de Sal de Cardona y el Valle Salino de Cardona (Fig. 115), asociados ambos a un diapiro que aún está ascendiendo, lo que conforma un elemento geológico excepcional. Un **diapiro** es una masa rocosa que asciende desde pocos kilómetros de profundidad hasta situarse normalmente cerca o en la superficie del terreno. El diapiro de Cardona llega a alcanzar la superficie gracias a la erosión de los materiales que tenía por encima (Fig. 116). El ascenso es posible gracias a la plasticidad y baja densidad de la sal, que va empujando las rocas del sustrato hacia arriba y los lados mientras se abre camino. En su ascenso, el diapiro adquiere una característica forma de hongo. A pesar de la celeridad con la que se produce la disolución de la sal, el diapiro forma un relieve positivo (llamado la Montaña de Sal) como consecuencia de su ascenso continuado a una velocidad actual de unos 1-2 cm al año.

La mayor parte de los afloramientos de sal que existen en nuestro planeta se localizan en regiones muy áridas, como en Irán o Israel, donde las sales se pueden preservar fácilmente debido a la escasez de lluvias que pueden erosionar la roca. El clima de Cardona tiene un carácter semiárido (ronda los 500 mm de precipitación anual), por lo que las sales se han conservado a lo largo del tiempo. Todos estos factores hacen de la Catalunya Central un lugar único de referencia mundial. En las zonas donde las sales afloran directamente en superficie se han desarrollado espectaculares paisajes kársticos con lapiazes, depresiones similares a dolinas (**bofias**), manantiales salinos o pequeños valles ciegos cuyos arroyos terminan infiltrándose en el subsuelo a través de sumideros.

Figura 115. Las sales han sido explotadas en las minas de Cardona, Súria, Sallent y Balsareny. En la foto galerías de la mina de sal de Cardona (Foto: C. Fortuny).

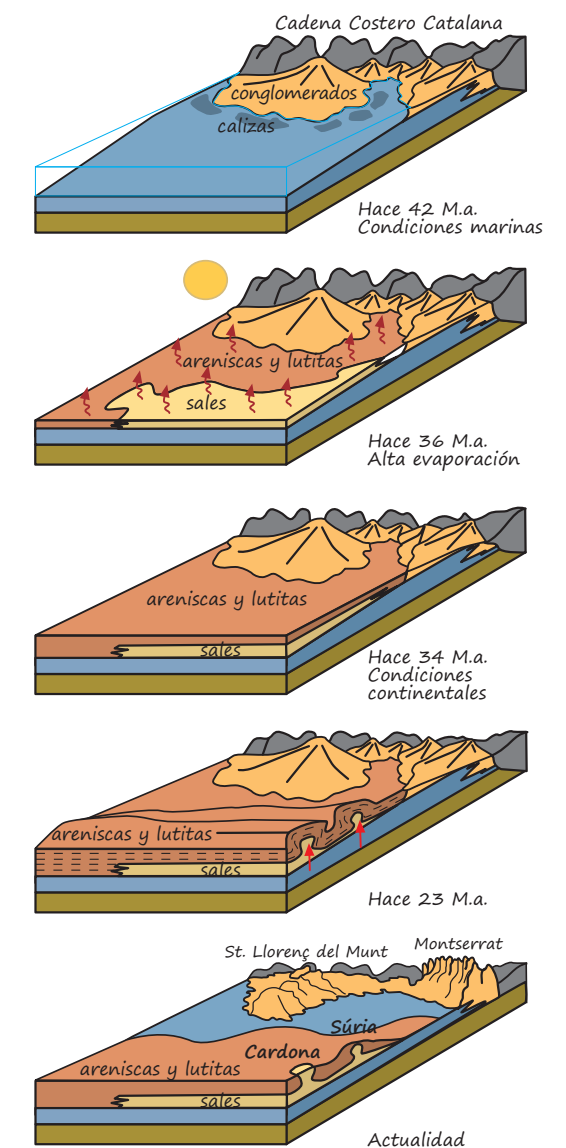


Figura 116. Formación de los diapiros de Cardona y de Súria en el contexto de la deformación Alpina. También se muestra el origen de los conglomerados que forman las sierras de Sant Llorenç y Monsterrat (modificado de O. Oms).

La ruta de las cuevas

Se trata de una geo-ruta que se adentra en el subsuelo aprovechando las extraordinarias cuevas existentes, desarrolladas en tres tipos de rocas: conglomerados, calizas y evaporitas. Las cuevas turísticas permiten conocer ejemplos fantásticos del resultado de la disolución subterránea de las rocas, en muchos casos aun activa actualmente.

El recorrido cruza de sur a norte todo el Geoparque Catalunya Central. La primera parada se corresponde con las Cuevas de Montserrat para sumergirnos en las entrañas de una montaña formada por conglomerados calcáreos (Fig. 117). Estas rocas tan características del paisaje de las sierras de Montserrat y Sant Llorenç del Munt i l'Obac se originaron en relación con grandes deltas, que desembocaban en áreas costeras hace unos 40 millones de años (Fig. 116).

Los cantos del conglomerado están unidos entre sí por un cemento natural carbonatado que ocupa el espacio entre ellos, por lo que el agua pudo disolver la roca a favor de fracturas formando agujas, monolitos, canales y cuevas.

La segunda parada nos acerca a los conglomerados de Sant Llorenç del Munt, donde se localiza la Cueva de Mura. En esta cavidad se aprecia la singular cristalización del aragonito “flos ferri”, formado por agregados de pequeños cristales semejantes a un coral (Fig. 118).



Figura 118. Aragonito tipo “flos ferri” debido a que está compuesto por multitud de cristales con forma de agujas (Cova de Mura, Sant Llorenç del Munt).

Figura 117. Conglomerados calcáreos que han originado el espectacular paisaje kárstico escogido para construir el monasterio de Santa María de Montserrat en el siglo XI. En su interior, se formaron cuevas de hasta 148 m de desnivel siguiendo importantes fracturas (Foto: C. Fortuny).



De camino a la siguiente localidad paramos en la capital de la región, Manresa, donde se encuentra “La Cova” (Fig. 119). Este es un abrigo desarrollado sobre areniscas donde en 1522, San Ignacio de Loyola, fundador de la Compañía de Jesús, pasó once meses decisivos de su vida en los que escribió su “Libro de ejercicios espirituales”.

La cuarta parada es en las Cuevas del Toll (Fig. 120), un sistema de cuevas horizontales desarrollado en calizas depositadas en un antiguo arrecife de coral hace 38 millones de años. Estas cuevas son conocidas como el “Palacio de la fauna del Cuaternario” por sus restos fósiles de animales, pero donde también se descubrieron importantes evidencias de los primeros pobladores de la región, hace 50.000 años.



Figura 119. La Cova (Foto: C. Fortuny).



Figura 120. Cuevas del Toll (Foto: C. Fortuny).

El recorrido continúa por el valle de río Cardener, con sus llamativas dolinas (bofias) formadas en Súrria por la disolución de yesos del subsuelo y el hundimiento del techo de cavidades subterráneas. En esta localidad es donde se encuentra una de las principales reservas de potasa (sales potásicas) de Europa occidental, cuya existencia se descubrió en 1912.

La geo-ruta termina en el interior de la Montaña de Sal de Cardona, recorriendo las galerías de la antigua mina (Fig. 115). Disfrutaremos además de su patrimonio histórico, representado por el Castillo de Cardona, erigido para mantener el control de este preciado recurso natural (Fig. 121).



Figura 121. Castillo de Cardona, edificado en el siglo IX para salvaguardar los yacimientos de sal del entorno (Foto: C. Fortuny).

Más información sobre la geo-ruta Nº 2 del geoparque en:



La ruta se complementa con visitas y actividades en torno al patrimonio natural, histórico, cultural, enoturístico y gastronómico de la Catalunya Central.

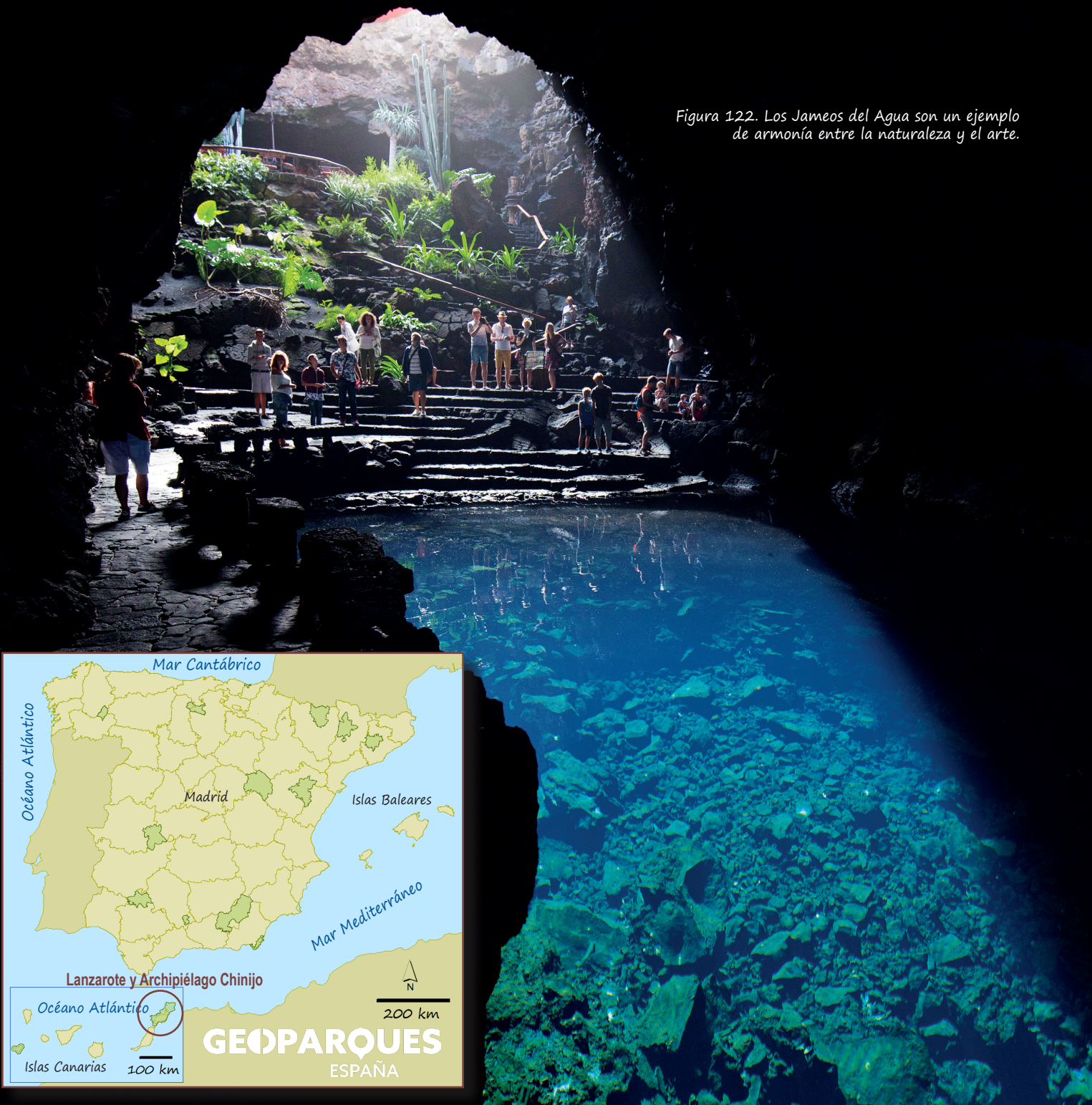


Figura 122. Los Jameos del Agua son un ejemplo de armonía entre la naturaleza y el arte.



Las cuevas más calientes: los tubos volcánicos

Dejamos atrás el paisaje kárstico de la Península Ibérica para adentrarnos en otro tipo de cuevas sensiblemente diferentes en aspecto, morfología y origen; es el mundo subterráneo de las cuevas volcánicas de las Islas Canarias. Este archipiélago atesora, en casi todas sus islas, buenos ejemplos de cuevas bien preservadas y de gran interés a nivel internacional. Entre las más destacadas y en las que además es posible realizar visitas guiadas están la Cueva de las Palomas (La Palma), Cueva del Viento (Tenerife), Cueva de Guinea (Geoparque El Hierro), y dos tramos del Tubo Volcánico de La Corona (Geoparque Lanzarote y Archipiélago Chinijo). Estos dos tramos se corresponden con los famosos Jameos del Agua (Fig. 122) y la Cueva de los Verdes (Fig. 123).

Figura 123. Cueva turística de los Verdes, que forma parte del tubo volcánico de La Corona (Geoparque Lanzarote y Archipiélago Chinijo).



- Casa de los Arroyo. Avenida Coll, 3
35500 Arrecife - Lanzarote
- 928 81 01 00
- geoparquelanzarote.org
- geoparque@cabildodelanzarote.com
- [GeoparqueLanzarote](https://www.facebook.com/GeoparqueLanzarote)
- [geoparklanzarot](https://twitter.com/geoparklanzarot)



Una visita al interior de este universo cavernario parece un viaje a las entrañas de la Tierra y es capaz de trasladarnos y revivir el momento en el que estos caños de fuego luchaban por hacerse un hueco en las coladas de magma o lava recién salidas del volcán y, posteriormente, su viaje a la serenidad, la tranquilidad y el sosiego que transmiten estas paredes petrificadas.

En general, las **cuevas volcánicas** son aquellas que se han generado en terrenos volcánicos, característicos de los geoparques El Hierro y Lanzarote y Archipiélago Chinijo. Las cuevas volcánicas se pueden separar entre las que se han formado únicamente mediante procesos volcánicos, que son las denominadas **cuevas primarias**, y las que se han formado posteriormente, una vez solidificado el material procedente de los puntos de emisión de magma y en el que predominan otro tipo de procesos, las **cuevas secundarias**. Dentro de las cuevas primarias más espectaculares, impresionantes y abundantes destacan sin duda los tubos volcánicos (Fig. 124), mientras que entre las secundarias tenemos ejemplos como las cuevas marinas y otras cavidades horadadas por la erosión.

Figura 124. Cueva volcánica primaria formada por un tubo volcánico subterráneo originado por una corriente de lava que circulaba por su interior durante una erupción volcánica.



Nos centraremos en los **tubos volcánicos** por su gran importancia tanto para el patrimonio geológico del archipiélago canario como para el nacional.

Una de las condiciones necesarias para que se desarrollen tubos volcánicos es que sus lavas sean muy fluidas, pobres en gases, y que salgan al exterior a 1.100-1.200°C de temperatura. El contacto entre la lava incandescente y el aire hace que la superficie de la colada de lava se vaya enfriando y, por lo tanto, adquiriendo cierta solidez, formando una capa de roca relativamente sólida alrededor de la lava que fluye (Fig. 125). Además, esta capa proporciona un aislamiento térmico de la lava con respecto al exterior, manteniendo el calor interior. Este hecho favorece el avance de la lava por el interior del tubo como una corriente. Una vez que cesa el aporte de magma se forma el tubo volcánico constituido por conductos que pueden llegar a tener varios centenares de metros o kilómetros de longitud.

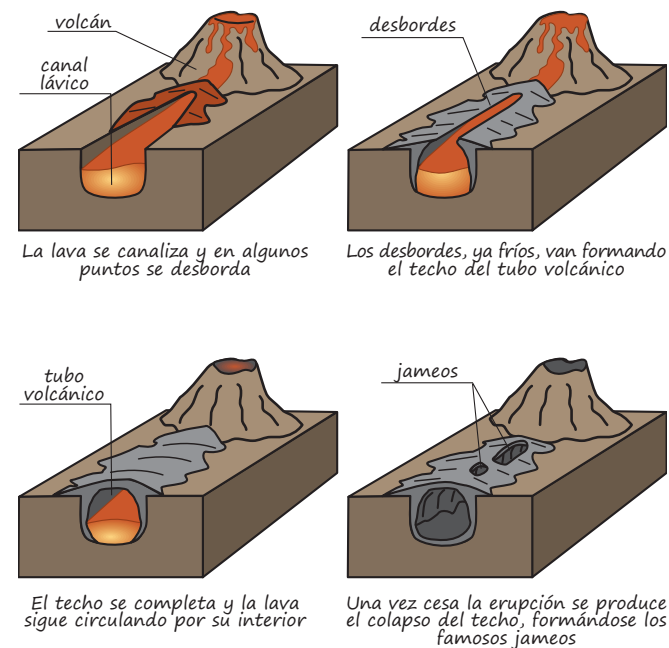


Figura 125. Creación de un tubo volcánico durante una erupción. Una vez que la lava ya se ha solidificado, el colapso del techo de los conductos volcánicos, genera los conocidos jameos de las Islas Canarias.

La mayoría de los tubos volcánicos siguen un trazado en el terreno sinuoso y, en algunos casos, con ramificaciones. Las secciones transversales típicas de los tubos muestran formas arqueadas, redondeadas o elípticas.

En el interior de algunos tubos volcánicos podemos disfrutar de singulares formas cuyo origen está relacionado con el enfriamiento de las lavas dentro del conducto, como son las **cornisas** o las terrazas adosadas a las paredes laterales, las **estriás** (marcas que indican la dirección y sentido de avance de la colada) o los **estafilitos**, estructuras semejantes a las estalactitas, pero formados a partir del goteo de la lava desde el techo (Fig. 126). Los estafilitos muestran una variedad de tipos según su morfología y composición, como formas globosas, costras laminadas, acumulaciones de polvo y otros tipos. Respecto a su composición, se reconocen espeleotemas formados por yeso (de forma pulverulenta, en costras, cristales), costras carbonatadas (formadas por calcita, aragonito y ankerita) y la presencia de gran variedad de zeolitas.



Figura 126. Estafilitos originados en las paredes y en el techo de un tubo volcánico (Fotos: A. Hansen).

En ocasiones se puede producir el colapso del techo de los tubos volcánicos durante su proceso de formación. Es entonces cuando aparece en superficie un hueco en forma ovalada. Este elemento se denomina **jameo** en el conjunto de las Islas Canarias (Figs. 127 y 128). En el Geoparque Lanzarote y Archipiélago Chinijo hay abundantes y espectaculares representaciones artísticas en el interior de muchos tubos volcánicos.



Figura 127. A través de los jameos se accede al interior de los tubos volcánicos.

Figura 128. La alineación de los jameos revela la posición de un tubo volcánico en el subsuelo.



Los tubos volcánicos son unas estructuras muy interesantes y de gran valor geológico ya que, además de darnos información sobre el tipo de actividad volcánica desarrollada durante su formación, también son útiles en el estudio de otros planetas. Existen grandes analogías entre los jameos de los tubos volcánicos y algunas cuevas detectadas en Marte y la Luna, por lo que los tubos volcánicos constituyen en sí un campo de investigación para resolver problemas de interpretación no aclarados en el estudio de cavidades situadas en otros planetas.

El tubo volcánico de La Corona

El Geoparque Lanzarote y Archipiélago Chinijo tiene inventariado en la actualidad unas 25 cuevas volcánicas que en total suman unos 25 kilómetros de longitud. Destaca por su singularidad y valor a nivel mundial el denominado Tubo volcánico de La Corona, una joya geológica formada por el volcán homónimo (Fig. 129).



Figura 129. Trazado del Tubo volcánico de La Corona y sus 17 jameos (Modelo digital de elevaciones (LIDAR - Instituto Geográfico Nacional). Perfil del tubo hasta su desembocadura en el Océano Atlántico mostrando sus jameos, algunos de ellos inundados.

El Tubo de La Corona está ubicado en la zona noreste del Geoparque y tiene una longitud de 7,6 km, un diámetro medio de unos 2 m, llegando hasta los 30 m en algunas zonas. Se formó hace unos 21.000 años y es muy fácil seguir su recorrido en superficie gracias a los 17 jameos existentes entre el volcán y el mar. El tubo fue utilizado como lugar de refugio de los isleños frente a los piratas. Posee zonas de gran interés biológico por la presencia de invertebrados, como el jameito (*Munidopsis polymorpha*), especie única que habita en las partes inundadas de los tubos (Fig. 130).

Figura 130. La convivencia entre especies en peligro de extinción y las visitas a este tramo del tubo volcánico de La Corona tiene lugar en los Jameos del Agua desde hace más de 30 años.



El Túnel de la Atlántida es una sección anegada por el agua del mar del tubo volcánico de La Corona. Cuenta con una longitud de 1.726 m, un diámetro de más de 30 m en algunas partes, y llega a alcanzar una profundidad máxima de 64 m (Fig. 131). El agua del océano Atlántico penetra a través de los poros, fisuras y grietas distribuidas a lo largo de todo el tubo, si bien no se conoce ninguna conexión directa al mar.

Está considerado como el tubo volcánico sumergido más largo conocido a nivel mundial. Gran parte de su interés radica en el gran valor que representa el ecosistema desarrollado en su interior, denominado “anquialino”, típico de cuevas inundadas con aguas marinas y continentales.

La Cueva de los Verdes (Fig. 132) es una sección del tubo volcánico de La Corona acondicionada para las visitas por el artista local Jesús Soto desde los años 60. La intervención ha sido muy respetuosa considerando la iluminación, el sonido ambiental y el trazado. Es una oportunidad única para recorrer las entrañas de la Tierra.

Los Jameos del Agua es la última sección antes de sumergirse en las profundidades del océano Atlántico. En este caso el artista local César Manrique diseñó entre los jameos, un espacio donde reinan la paz, el sosiego, la tranquilidad y sobre todo el respeto del ser humano hacia la naturaleza (Fig. 130).

La visita a la Cueva de los Verdes y los Jameos del Agua, se realiza a través de la red de Centros de Arte, Cultura y Turismo del Cabildo de Lanzarote. Más información en:



Figura 131. Entrada al túnel de la Atlántida. En sus aguas marinas habita una gran cantidad de especies invertebradas únicas en el mundo.



Figura 132. La Cueva de los Verdes es una entrada al tubo volcánico de La Corona, acondicionado para la realización de visitas turísticas.



Fig.ura 133. Cráneo fósil del bisonte estepario (Bison priscus) que habitó el Geoparque Costa Vasca hace unos 20.000 años.



12 Paleontología de cuevas, los fósiles más espeleológicos



-  c/ Doctor Quintero 38900
Villa de Valverde (Sta.Cruz de Tenerife)
-  922 55 41 09
-  elhierrogeoparque.es
-  turismo@el-hierro.org
-  [GeoparqueElHierro](https://www.facebook.com/GeoparqueElHierro)
-  [geoparqueelhierro](https://www.instagram.com/geoparqueelhierro)
-  [geoparqueEH](https://twitter.com/geoparqueEH)

Tanto las cuevas kársticas como los tubos volcánicos constituyen un entorno subterráneo ideal para la formación y conservación de yacimientos paleontológicos, compuestos generalmente por la acumulación de huesos de animales vertebrados. Esto es debido a tres motivos fundamentales. Primero, la fauna puede introducirse accidentalmente en las cuevas (muchos por caída); segundo, hay animales que emplean las cavidades como refugio donde dormir, hibernar o cuidar a sus crías; y tercero, algunos depredadores emplean las cuevas como lugar donde alimentarse tras la caza de sus presas.

En el primer caso, muchos animales como los herbívoros (Fig. 133) sufren caídas accidentales en el interior de las cuevas y mueren por la propia caída o porque no pueden salir, dejando sus restos preservados en la cueva. En el segundo de los casos, los osos (Fig. 134) y otras especies de mamíferos se adentran regularmente en las cuevas para hibernar. A veces, mueren allí por enfermedad, por accidente (caída) o porque simplemente no pueden salir. En el tercer caso, depredadores como lechuzas o hienas dejan los huesos de sus presas en las cuevas. De estas maneras, muchas cavidades actúan de trampas naturales donde se acumulan restos de animales, junto a restos vegetales (polen, esporas, etc.), que proporcionan información para conocer el clima y el ambiente del pasado.



La acumulación de restos y sedimentos en las cuevas va ocurriendo a lo largo del tiempo mientras estas tengan alguna abertura conectada con el exterior. Así, en una única cavidad se puede formar un **yacimiento paleontológico** cuyo estudio proporciona información sobre la fauna, flora y hábitats del pasado de una región. Además, las condiciones ambientales de las cuevas son generalmente estables, conservando en su interior fósiles protegidos de la lluvia, el viento, la luz y la acción de otros seres vivos. Por ello, los yacimientos que en ellas se encuentra son considerados de conservación, ya que los restos de seres vivos han conservado de forma excepcional. Llegando hasta nuestros días en forma de fósiles.

Las cuevas naturales de la mayoría de los Geoparques Españoles cobijan yacimientos paleontológicos con restos de una gran diversidad de mamíferos cuaternarios. Así, podemos encontrarnos con grandes mamíferos omnívoros como son los osos (entre los que podríamos destacar uno de los más grandes conocidos, el oso de las cavernas de los geoparques Sobrarbe-Pirineos (Fig. 134) y de las Montañas do Courel). Pero también existen importantes restos de grandes herbívoros como los rinocerontes lanudos y de las estepas, bisontes, caballos o incluso elefantes e hipopótamos en los geoparques Catalunya Central y Sierras Subbéticas (Fig. 135) hallados en cuevas.

Figura 134. Vértebra, escápula y huesos del brazo fósiles de un oso de las cavernas (*Ursus spelaeus*) del yacimiento Cueva Oso Tella en el Geoparque Sobrarbe-Pirineos (Foto: R. Rabal Garcés).

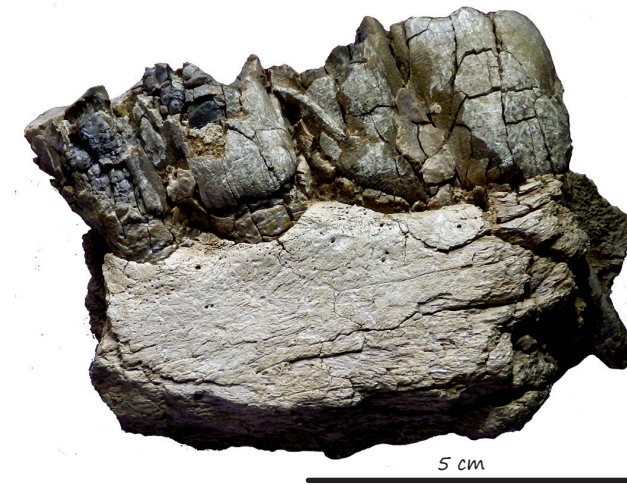


Fig. 135. Fragmento de mandíbula con dos molares de rinoceronte de las estepas (*Stephanorhinus cf. hemitoechus*) hallado en la Cueva del Ángel en el Geoparque Sierras Subbéticas. Museo Lucena.

Junto con los restos de estos grandes animales, también se pueden encontrar restos de mamíferos de menor tamaño tanto carnívoros (hienas más grandes y robustas que las actuales o lobos, linceos, leones, etc.) como de sus presas, los herbívoros (ciervos, diferentes especies de cabras, jabalís, etc.). Ejemplo de estos fósiles los hallamos en numerosos Geoparques Españoles como Costa Vasca, Maestrazgo, Orígenes y Molina-Alto Tajo. Pero no nos olvidemos de la fauna más diminuta, más abundante, mejor distribuida en prácticamente todas las cuevas de los geoparques. Esta fauna de gran valor científico se corresponde con los micromamíferos (de los cuales se conservan sus dientes que se estudian con lupas o microscopios), junto a aves, reptiles y anfibios. Todos estos pequeños animales, entre los que hay una gran diversidad de especies de roedores, insectívoros, murciélagos, conejos, lagartos, ranas, sapos, entre otros, los encontramos en las cuevas bien porque murieron en ellas de manera natural, o bien porque fueron parte de la dieta de carnívoros, como las martas, hurones y muchas aves rapaces, como las lechuzas (cuyos restos también se pueden encontrar al usar las cavidades como posaderos). Es por esto por lo que, en la mayoría de los casos, los restos de la diminuta fauna están desarticulados, fracturados y parcialmente digeridos. Los microvertebrados están estrechamente ligados a determinados ambientes por lo que son muy importantes en paleontología al revelar el clima y los hábitats del pasado, permitiendo estimar con relativa precisión la temperatura y las precipitaciones de hace miles de años. Además, gracias a los micromamíferos podemos poner una fecha aproximada a los yacimientos paleontológicos y a los diferentes niveles de sedimento de las cuevas.

Uniendo la información que nos proporciona toda la fauna fósil de los yacimientos de cuevas kársticas y tubos volcánicos de los Geoparques Españoles se dibuja una fotografía de como eran los hábitats en España durante el Cuaternario, es decir, en los últimos 2,6 millones de años. Así podemos ver como la Península Ibérica fue cambiando desde climas muy fríos y áridos hace más de 30.000 años, cuando la vegetación recordaría a la actual estepa rusa, hasta el actual clima cálido. Mientras tanto, en las Islas Canarias, y gracias a su ubicación geográfica, los bosques subtropicales que iban desapareciendo en Europa y norte de África permanecen conservados de manera relictica en los geoparques canarios. Por ello, la fauna está dominada por grandes lagartos (extintos y actuales) y pequeños mamíferos endémicos, como la rata gigante y el ratón del malpais, ambos extintos, la musaraña canaria y los murciélagos.

Por todo ello, aunque la fauna fósil de las Islas Canarias no sea la más conocida de entre los yacimientos paleontológicos hallados en cuevas de España, estos fósiles tan representativos de los geoparques canarios constituyen una singularidad añadida que refuerza el asombroso patrimonio paleontológico del archipiélago canario y, por tanto, del nacional.

El patrimonio paleontológico de Canarias es conocido por la presencia de abundantes fósiles marinos, como gasterópodos, moluscos y bivalvos, así como por fósiles de aves, pequeños mamíferos, reptiles y otros vertebrados terrestres e incluso huellas de insectos. Entre este patrimonio destacan abundantes restos de lagartos gigantes de gran valor ecológico para el Geoparque El Hierro.

Los lagartos gigantes

El Geoparque El Hierro, como sucede en el Geoparque Lanzarote y el Archipiélago Chinijo, atesora infinidad de tubos y otras cavidades volcánicas como la Cueva de Don Justo, la Cueva del Curascán y la Cueva de Guinea.

Muchas de estas cuevas volcánicas contienen yacimientos paleontológicos con restos de fósiles y subfósiles de vertebrados terrestres como perenquenes, aves, roedores o lagartos (Figs. 136, 137 y 138).

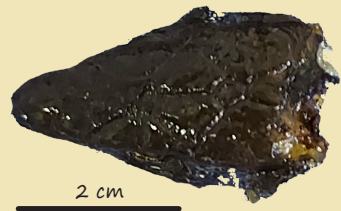


Figura 136. Cabeza fósil del lagarto gigante (*Gallotia galloti*) hallado en Tenerife.

Figura 137. Restos fósiles de huesos de *Gallotia goliath* recolectados en la Cueva del Curascán en el Geoparque El Hierro.



Figura 138. Mandíbula derecha y fragmento del techo del cráneo del lagarto gigante (*Gallotia goliath*) hallado en el Geoparque El Hierro.

A través del estudio de estos yacimientos, podemos conocer la fauna que habitó en las Islas Canarias durante los últimos miles de años, o incluso cientos de años. Entre los fósiles hallados en tubos volcánicos del Geoparque El Hierro cabe destacar los pertenecientes a los lagartos gigantes del género *Gallotia*, un grupo de reptiles endémicos de cinco islas del archipiélago canario. Gracias a estos restos, se demostró la existencia de la especie gigante de Tenerife (*Gallotia goliath*) en El Hierro durante el pasado, quien pudo coexistir con el lagarto gigante de El Hierro *Gallotia simonyi*, una de las cuatro especies de lagartos gigantes de las Islas Canarias y símbolo de la Isla de El Hierro.

Los yacimientos fósiles de *Gallotia simonyi* han permitido identificar su antigua área de distribución, la cual se vio severamente mermada debido a la presión de los aborígenes de la isla y a la introducción de gatos, perros y otras especies foráneas a raíz de la conquista europea de la isla. Estas causas casi llevan a la total extinción del lagarto gigante de El Hierro. Actualmente se encuentra en peligro crítico de extinción, con menos de 300 ejemplares.

El conjunto de tubos y otras cavidades volcánicas de Guinea (El Golfo) (Fig. 139) se ha habilitado para su visita en el geoparque; formando, junto al Ecomuseo de Guinea y al Centro de Recuperación del Lagarto Gigante de El Hierro, un punto de importante afluencia turística. El conjunto subterráneo de Guinea lo constituyen tubos y otras cavidades volcánicas denominadas localmente como cuaclos, que aparecen formando parte de un campo de coladas de lava de tipo pahoehoe que circularon de sur a norte. Estas coladas están relacionadas con erupciones volcánicas recientes que ocurrieron tras el gran deslizamiento que formó el anfiteatro del valle de El Golfo. Las paredes y los techos de las cuevas volcánicas aparecen tapizadas por “salpicaduras de lava” llamadas estafilitos. El acceso a su interior es posible a través de numerosos desplomes y colapsos de sus techos, formando entradas que se conocen como jameos en las Islas Canarias. En la visita turística se puede observar una cavidad volcánica de unos 10 m de diámetro y cerca de 9 m de altura, que representa una gran “burbuja” formada por la desgasificación de la lava. La visita se complementa con el reconocimiento de otra cavidad abierta al exterior por un gran jameo.

Completa la visita guiada, la entrada a los terrarios del Centro de Recuperación del Lagarto Gigante en los que viven numerosos especímenes de lagartos gigantes de El Hierro (*Gallotia simonyi*) (Fig. 140). Estos individuos descienden de los ejemplares que, procedentes de la contigua Fuga de Gorreta, en el vecino escarpe del valle de El Golfo, y que formaban parte de la última población de estos animales en El Hierro.

Los lagartos cuyos restos se conservan en las cavidades y tubos volcánicos de la isla (como es el caso de la visitable Cueva de Guinea), son los antepasados de estos ejemplares, y, seguramente, llegaron a la isla hace centenares de miles de años, sobre balsas de restos vegetales (troncos, ramas). Estas balsas pudieron ser transportadas por las olas de maremotos que se formaron como consecuencia de los megadeslizamientos que afectaron a los flancos del edificio volcánico de Tenerife. Ya en el Ecomuseo de Guinea, también es posible visitar un pequeño tubo volcánico de sección triangular con abundantes estafilitos, al que se accede por otro pequeño jameo.



Figura 139. Gran cavidad volcánica de Guinea.



Figura 140. Macho adulto de lagarto gigante (*Gallotia simonyi*) nacido en cautividad en el Centro de recuperación del lagarto gigante de El Hierro (Foto: M. Á. Rodríguez Domínguez).

Para profundizar más en el geoparque se recomienda visitar al Centro de Interpretación Geológica de El Hierro, situado en el antiguo Casino de El Pinar, en Taibique. El centro es una ventana abierta a la diversidad geológica de la isla para todos los públicos.

Figura 141. En el entorno de la cascada de La Escaleruela se han desarrollado importantes espesores de tobas calcáreas (Foto: L. Carcavilla).



13 Las cuevas como formas de vida

Las cuevas han sido también refugio de los homínidos desde la Prehistoria, jugando un papel decisivo para la supervivencia de las sociedades paleolíticas. Así los homínidos abandonaron los entornos favorables del continente africano y se dispersaron por la casi totalidad del globo. Tanto nuestra especie, el *Homo sapiens*, como otros homínidos, emplearon las cuevas como viviendas, dando lugar a numerosos yacimientos arqueológicos a lo largo del territorio español. Entre ellos, destacan yacimientos tan importantes como los de la Sierra de Atapuerca en Burgos. Los podemos encontrar también en otros lugares integrados en la Red de Geoparques Españoles como, por ejemplo, los de Orígens (Lleida), Costa Vasca (Guipúzcoa) y Maestrazgo (Teruel).

En la Cueva de los Casares, dentro del Geoparque Molina-Alto Tajo, se conserva la secuencia de ocupación humana desde el Paleolítico Medio (*Homo neanderthalensis*) al Paleolítico Superior (*Homo sapiens*). Este yacimiento se ubica en un paisaje dominado por areniscas rojas, calizas claras y espesos depósitos de tobas (Fig. 141). El estudio arqueológico de la Cueva de los Casares ha permitido demostrar la presencia de estas poblaciones en esta zona del interior peninsular, desde hace al menos 45.000 años (Fig. 142).

Figura 142. Cueva de los Casares y su entorno, en Riba de Saelices, donde se preservan pinturas y grabados paleolíticos junto a evidencias de ocupación por parte de los neandertales y de *Homo sapiens*.



- Plaza San Francisco, 8, 19300 Molina de Aragón (Guadalajara)
- 949 83 11 02
- www.geoparquemolina.es
- geoparquemolina@gmail.com
- [geoparque.molinaaltotajo](https://www.facebook.com/geoparque.molinaaltotajo)
- [molina_altotajo](https://www.instagram.com/molina_altotajo)



Geoparque Molina-Alto Tajo

Utilizadas en combinación con el fuego, las cuevas se convirtieron en una eficaz estrategia o refugio para la subsistencia en momentos climáticamente adversos, a la vez que proporcionaban seguridad frente a los grandes predadores del momento. Por todo ello, las cuevas con **yacimientos arqueológicos** han aportado interesantes detalles sobre el modo de vida de sociedades prehistóricas.

Las cavidades del Geoparque Molina-Alto Tajo han albergado comunidades humanas a lo largo de casi toda la Prehistoria y se pueden dividir en dos tipos:

Abrigos y oquedades producidos por la erosión. Son frecuentes en las calizas y en las abundantes areniscas rojas del Triásico Inferior (Fig. 143). Los abrigo constituyen refugios y corrales naturales que las comunidades humanas del Neolítico, Calcolítico y Edad del Bronce han aprovechado como hábitat y para el **desarrollo de la ganadería** desde hace más de 5.000 años. Estas culturas han dejado testimonio gráfico en forma de arte rupestre relacionado con el Arte Levantino y Esquemático, caracterizado por mostrar la relación del ser humano con su entorno y su vida cotidiana, pero con características propias.

Cuevas kársticas. Están formadas por procesos de disolución en las calizas mesozoicas. Las múltiples investigaciones realizadas han permitido determinar su utilización, tanto como lugar de habitación, como espacios funerarios (Cueva del Cojillo, Checa). También podemos conocer el uso que sus habitantes daban a las diferentes partes de cada cavidad, ya que en estas calizas es frecuente la presencia de grutas de gran tamaño, algunas de ellas con varios kilómetros de longitud. En la zona de la entrada de la cueva, donde llega la luz del sol, aparecen restos arqueológicos que evidencian la vida cotidiana de sus ocupantes, como fragmentos de rocas (silex o cuarcita) resultado de la fabricación de herramientas, abundantes carbones derivados del uso del fuego y huesos y otros restos de consumo de alimentos. En las zonas más profundas de la cueva, el material arqueológico es menos abundante, apareciendo **arte rupestre** o herramientas no fabricadas in situ. Esto, unido a la elevada humedad y a la escasez de luz, ha motivado que se proponga un uso más limitado para las partes más profundas de las cuevas, incluso restringido a la realización de rituales derivados de sus creencias, especialmente en el Paleolítico Superior (entre hace unos 40.000 y 12.000 años).

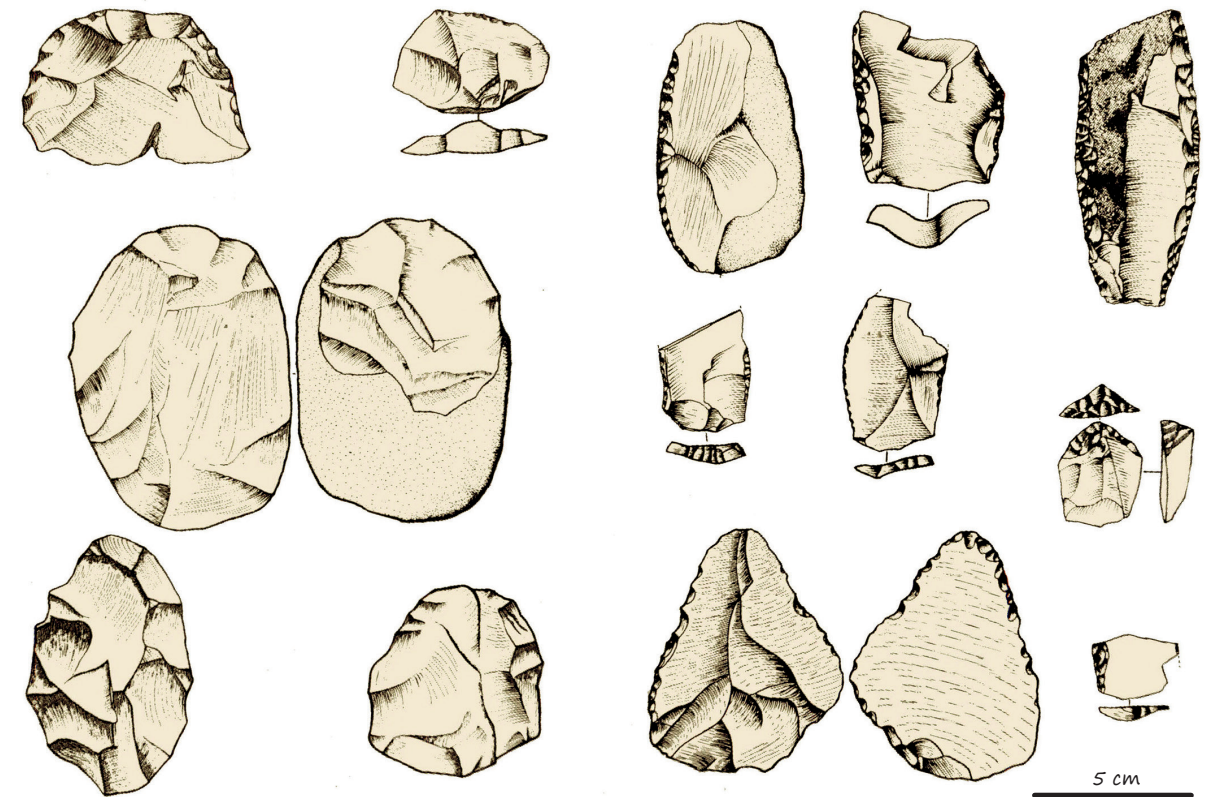
Figura 143. Abrigo en arenisca localizado en la ribera del curso alto del río Tajuña.



Las cuevas del Geoparque Molina-Alto Tajo, en especial la de Los Casares, pueden ser clave para saber cuándo se extinguieron los neandertales y fueron sustituidos por los humanos modernos. Si bien se ha comprobado que su extinción coincidió con un enfriamiento notable del clima, los motivos de su desaparición no se conocen con detalle ya que los neandertales estaban relativamente bien adaptados al frío. En Los Casares, los especialistas en Prehistoria han descubierto un interesante conjunto de **industria lítica** típica del Paleolítico Medio (Musteriense) (Fig. 144) y un impresionante número de **grabados** y algunas **pinturas** del Paleolítico Superior (exclusivas del *Homo sapiens*). Estos grabados destacan por representar tanto numerosas figuras con forma humana como animales de distintas especies.

También es relevante la presencia de restos de pequeños mamíferos, de alimentación de carnívoros, e incluso polen de plantas entre los sedimentos preservados en las cuevas. El estudio de estas evidencias ha permitido conocer las condiciones ambientales (temperatura, precipitaciones y vegetación) del entorno de la cueva, deduciéndose que la presencia humana era mayor en periodos de clima benigno, mientras que se reducía en los periodos glaciares. Las últimas investigaciones apuntan a que, incluso en los momentos más gélidos, la Meseta siempre mantuvo cierta población humana, seguramente practicando la caza, en contra de las ideas tradicionales, que planteaban un panorama desolador y carente de ocupación humana a causa de las duras condiciones climáticas.

Figura 144. Conjunto de industria lítica conformado por raederas y raspadores musterienses (Paleolítico Medio), hallados en las excavaciones llevadas a cabo en la Cueva de los Casares (Riba de Saelices, Geoparque Molina-Alto Tajo) en los años sesenta y setenta del pasado siglo, por Ignacio Barandiarán según Angulo y Moreno.



Cueva de los Casares

Situada en una ladera del valle del río Linares, en el término municipal de Riba de Saelices, la Cueva de los Casares es una cavidad natural de unos 265 m de recorrido formada por la disolución de roca tipo dolomía del Triásico Medio. Su recorrido es subhorizontal con pequeños desniveles y su altura varía entre los 2 y algo más de 6 m. La cueva presenta ensanches y angosturas entre las que destacan el amplio vestíbulo de la entrada de la cavidad (Fig. 145), y los conocidos como senos A, B y C.

Figura 145. Entrada de la Cueva de los Casares, donde se hallaron importantes restos arqueológicos, y que es posible visitar turísticamente en la actualidad (Foto: Portal Cultura de Castilla La Mancha).



La primera referencia escrita de la Cueva de los Casares aparece en el Catálogo Espeleológico de Puig y Larraz publicado a finales del siglo XIX. En 1933, habitantes de Riba de Saelices y el cronista provincial Francisco Layna notifican la presencia de arte rupestre, recibiendo la visita de Juan Cabré, uno de los mayores expertos a nivel nacional del momento, quien reconoce los grabados como pertenecientes al Paleolítico. Esto motivó la declaración de la Cueva de los Casares como Monumento Nacional en 1934.

La Cueva de los Casares muestra más de 200 figuras grabadas y pintadas (Fig. 146), siendo uno de los más ricos yacimientos de arte rupestre del interior peninsular. El arte rupestre de la cueva está asociado a las culturas Gravetiense, Solutrense y Magdaleniense, desarrolladas por el ser humano durante el Paleolítico Superior.

Los niveles arqueológicos han registrado una de las últimas presencias de los neandertales en el interior de la Península Ibérica. Actualmente, la Cueva de los Casares se encuentra incluida en la geo-ruta número 2 del Geoparque Molina-Alto Tajo y es posible la visita turística a una parte relevante de su recorrido, así como al asentamiento de época islámica que la rodea.

Reserva de
visita a la
Cueva de los
Casares en:



Figura 146. Grabados parietales de un glotón y de un caballo en la Cueva de los Casares (Fotos: Portal Cultura de Castilla La Mancha)



La manifestación tiene lugar desde el Espíritu. No tiene lugar desde la forma, desde el mundo físico. Debes saber que ocurrirá lo que quieras manifestar.

Pablo Picasso (1881-1973)

Figura 147. Panel de caballos del Magdaleniense en la Cueva de Ekain



14 Arte en la oscuridad

Es muy posible que las cuevas hayan sido determinantes para el nacimiento de una expresión tan propia como necesaria para el ser humano: la expresión artística. No sabemos cuándo ni por qué nació el arte, ni desde cuando apreciamos sus detalles, sus beneficios y su lenguaje. Desconocemos la motivación por la que nuestros antepasados comenzaron a pintar, grabar y dibujar en las paredes y techos de las cuevas. Quizás esta pregunta ni siquiera tiene sentido desde la perspectiva del ser humano actual. Lo que parece claro es que existe una intencionalidad y una vocación de perdurar. En algún momento alguien tomó tintes naturales, utilizó el fuego, buscó un lugar especial en el interior de una cueva y comenzó a plasmar en la oscuridad una concepción del mundo que ya no existe.

Aquellas sociedades paleolíticas nunca imaginaron que aquellos trazos que salían de su imaginación serían considerados miles de años después como manifestaciones primigenias de arte. Sin embargo, cada vez que hoy descubrimos alguna evidencia nueva de arte rupestre u observamos por primera vez santuarios como los de las cuevas de Altamira (Cantabria), Ekain (Euskadi) o Lascaux (Francia), algo se mueve en nuestro interior. El **arte rupestre** nos conecta con la esencia de lo que fuimos, con el instinto más básico y más puro de pertenecer a un universo natural que hoy casi hemos perdido. Por eso, el arte rupestre nos emociona.

Los Geoparques Españoles guardan excepcionales manifestaciones de arte rupestre a nivel europeo. Los abrigos del río Vero (Sobrarbe–Pirineos), la Cueva de los Casares (Molina-Alto Tajo), la Cova del Tabac (Orígens), los abrigos de la Vacada y el Barranco Hondo (Maestrazgo), la Cueva de los Murciélagos (Sierras Subbéticas) y el Cerro Jabalcón y la Piedra del Letrero (Granada) son solamente algunos ejemplos. Este capítulo se centra en uno de los grandes santuarios del arte rupestre cantábrico, la Cueva de Ekain (Fig. 147), declarada patrimonio de la humanidad en el año 2008 y que se sitúa dentro del Geoparque Costa Vasca, también conocido como Geoparkea.



Txurruka plaza z/g 20830 Mutriku
Ifar kalea, 4 - 20820 Deba
Kantauri plaza, 13 - 20700 Zumaia

943 14 33 96

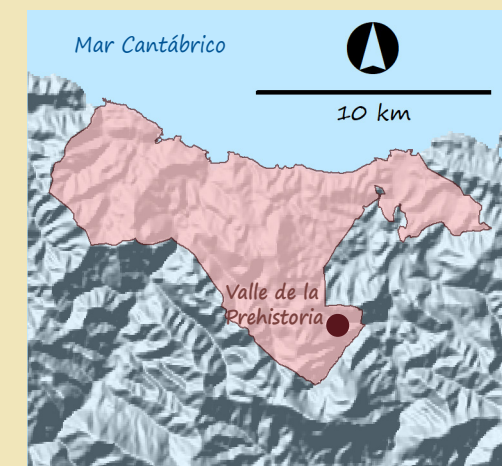
geoparkea.eus

geoparkea@geoparkea.com

Geoparkea

geoparkea

geoparkea



Geoparque Costa Vasca

El mundo perdido de Ekain

La **Cueva de Ekain** se encuentra en la confluencia de dos pequeños riachuelos y rodeada por montañas de 1.000 m de altitud, cercanas a la costa (Fig. 148). No es un yacimiento paleolítico aislado ya que Geoparkea y su entorno tienen una de las mayores concentraciones de cuevas prehistóricas del norte de España. Nuestros antepasados vivieron en un clima más frío donde los bosques de hoja caduca eran escasos y la vegetación era esteparia. Parece increíble, pero hace solamente 15.000 años nuestros antepasados convivieron con osos, ciervos, corzos, renos, cabras montés, rebecos, caballos, bisontes, uros, jabalís, lobos, leopardos, hienas, conejos y otros mamíferos.



Figura 148. La Cueva de Ekain se sitúa en un pequeño valle del macizo de Izarraitz, una gran mole formada por calizas del Cretácico Inferior que dan lugar a montañas de más de 1.000 m de altitud, muy cercanas a la costa.

Ekain es la cueva de los caballos; de las más de 80 figuras encontradas en las galerías de la cueva, casi 40 pertenecen a caballos asociados a la cultura Magdaleniense (hace unos 14.000 años) (Fig. 149). Hay también representaciones de bisontes, cabras, peces y osos (Fig. 150) y ciervos (Fig. 151). Las técnicas de ejecución son tres: el dibujo, la pintura y el grabado. Los restos óseos indican que Ekain fue empleada como un refugio para cazar principalmente ciervo y cabra. Pero, ¿Por qué pintaban insistentemente el caballo? Hay abundantes restos de ocupación humana paleolítica en la entrada de la cueva, sin embargo, las pinturas se encuentran distribuidas en las galerías estrechas del interior de la cavidad. ¿Quién pintaba? ¿Por qué? ¿Tenía alguna funcionalidad? ¿Cuántas personas han participado en esta obra de arte? ¿Tuvieron alguna relación con los “artistas” de otros santuarios?



Figura 149. El panel de los Caballos de la Cueva de Ekain se sitúa actualmente a unos 40 m de la entrada principal a la cueva, justo al comienzo de la galería principal donde se encuentran la mayoría de las pinturas. Se pueden distinguir 12 caballos completos, un pequeño grupo de bisontes y una cierva (Foto: J. Wesbuer).



Figura 150. Pintura de osa y oso, hecha con dióxido de manganeso, y situada en el fondo de la Cueva de Ekain, hacia donde miran la mayoría de las representaciones de caballos (Foto: J. Wesbuer).

Además de las pinturas, la Cueva de Ekain tiene también piezas arqueológicas muy relevantes como la conocida **plaqueta de Ekain**, de aproximadamente 12.000 años de antigüedad. Esta plaqueta es una pequeña placa de arenisca de 15 cm de largo y 16 cm de ancho en la que están representados, mediante grabado fino, una cabra montés, un ciervo y un caballo que se adaptan a la forma de la propia plaqueta.

Al parecer, los grabados fueron labrados de forma contemporánea una vez rota la plaqueta con la forma actual. Los trazos se adaptan a la morfología actual y no se superponen entre sí.



Figura 151. A menudo el arte paleolítico apenas se observa con claridad ya que algunos son grabados sutiles, como esta representación de un ciervo de la Cueva de Ekain (Foto: J. Wesbuer).

Los colgantes de Praileaitz. El misterio del chamán

Las pinturas son las verdaderas protagonistas del arte paleolítico, pero este tiene también otra manifestación muy relevante que queda habitualmente en la sombra. Es el arte mueble, como la plaqueta de Ekain. Se trata de piezas transportables talladas para diferentes utilidades. En Geoparkea destacan sobre todo los **colgantes de Praileaitz**. Se trata de 29 piezas de piedra y hueso asociadas a la cultura Magdaleniense (hace unos 15.000 años), con una perforación, decoradas en su mayor parte y agrupadas en conjuntos.

Entre estos collares destaca uno compuesto por 14 piezas (Fig. 152). Todas las piezas se hallaron en el vestíbulo de la cueva, en el entorno de una roca que pudo ser un asiento situado frente a un hogar con restos de madera de enebro, una azagaya decorada, fragmentos de ocre, colgantes de piedra y algo de fauna. Todo parece indicar que esta pequeña cueva, decorada con marcas de pintura, tenía una funcionalidad especial, espiritual o cultural.



Figura 152. Piezas del colgante principal de la Cueva de Praileaitz mostradas en la posición en la que fueron encontradas en el yacimiento (Foto: X. Otero).

Valle de la Prehistoria y Ekainberri

El yacimiento arqueológico de la Cueva de Ekain fue descubierta el 8 de junio de 1969. Los primeros en certificar el descubrimiento fueron los arqueólogos José Miguel Barandiarán y Jesús Altuna, de la Sociedad de Ciencias Aranzadi. Durante décadas se compaginaron las labores de excavación, conservación y visitas turísticas a la cueva original. El 8 de julio de 2008, la Cueva de Ekain fue declarada Patrimonio Mundial por la UNESCO. Hoy en día la cueva se encuentra cerrada, pero se puede visitar la excepcional réplica de **Ekainberri** (Fig. 153), donde se han reproducido al máximo detalle el 90% de las representaciones de la cueva en grandes placas que reproducen al milímetro la morfología y textura de la roca caliza. Más información sobre las visitas guiadas en www.ekainberri.eus.



La Cueva de Ekain no se puede entender sin su contexto natural, el **Valle de la Prehistoria**, en el Geoparque Costa Vasca (Fig. 154). El valle del río Deba alberga una de las mayores concentraciones de cuevas con restos prehistóricos de toda la cornisa cantábrica. Existe un amplio registro arqueológico desde hace 200.000 años, de origen neandertal, mostrando una concentración excepcional de restos del Paleolítico Superior, cuando el *Homo sapiens* cohabitó varias cuevas para diferentes finalidades: caza, pesca, habitación, santuario, etc. El Valle de la Prehistoria nos permite conocer la evolución y el universo natural y cultural de nuestra especie. ¡Ven a recorrerlo, te sorprenderá!

Figura 154. Mirador del Valle de la Prehistoria. Desde este privilegiado mirador se pueden localizar la mayoría de las cuevas con restos arqueológicos relevantes del valle e imaginar cómo podía ser la vida en Geoparkea hace unos 15.000 años.



C

Glosario

Acuífero. Roca o sedimento capaz de transmitir y almacenar agua en cantidad significativa a través de sus poros, fracturas o conductos kársticos (Figs. 72 y 78).

Anticlinal. Tipo de pliegue con las rocas más antiguas en su núcleo (Figs. 35 y 160).

Aragonito. Mineral compuesto por carbonato de calcio; presenta la misma composición que la calcita, pero diferente estructura cristalina. Recibe su nombre por haber sido descubierto en Molina de Aragón, en el Geoparque Molina-Alto Tajo (Fig. 118).

Arcilla. Sedimento detrítico de tamaño muy fino (menor de 0,004 mm) y formado por minerales silicatados como la mica, clorita, caolinita, etc.

Arenisca. Roca sedimentaria formada por granos tamaño arena (entre 0,06 y 2 mm), cuyo mineral principal es el cuarzo (Fig. 143).

Arte mueble. Objetos artísticos que se pueden trasladar con facilidad, como los collares y tablas grabadas de la Prehistoria (Fig. 152).

Arte rupestre. Manifestación artística desarrollada sobre todo durante la Prehistoria; incluye principalmente pinturas (Figs. 146 y 147) y grabados (Fig. 151).

Bloque. Fragmento de roca de más de 6 cm de diámetro, generalmente con morfología angulosa.

Calcita. Mineral compuesto por carbonato de calcio; presenta la misma composición que el aragonito, pero tiene una estructura mineral diferente (Fig. 103).

Caliza. Roca sedimentaria compuesta mayoritariamente por calcita (carbonato de calcio). Es una roca soluble en agua en condiciones ambientales que da lugar a los principales relieves kársticos de la Tierra (Fig. 31).

Callejón kárstico (o bogaz). Depresión rectilínea de pocos metros de ancho y decenas de metros de largo; se origina por el ensanchamiento de una fractura debido a la disolución de la roca (Fig. 37).

Cañón kárstico. Valle estrecho y de laderas escarpadas excavado por un río en calizas u otras rocas solubles (Fig. 155).

Figura 155. Cañones del Ebro. Geoparque Las Loras.



Carbonato. En geología, compuesto químico cuya molécula principal está formada por un átomo de carbono y tres de oxígeno. Esta molécula se combina con átomos de calcio para originar la calcita y el aragonito, o con átomos de calcio y magnesio para formar la dolomita.

Casquete de hielo o casquete glaciar. Masa de hielo glaciar muy espesa y extensa que fluye radialmente desde uno o varios domos de mayor espesor, cubriendo la práctica totalidad de un relieve. Se denominan continentales cuando superan 25.000 km² de superficie (por ejemplo, los casquetes continentales de las regiones polares) y de montaña cuando se desarrollan cubriendo la totalidad de una zona elevada de la superficie terrestre.

Cavidad kárstica. Cavidad subterránea formada por la disolución de rocas solubles como calizas, yesos o sales; incluye cuevas y simas (Fig. 90).

Ceniza volcánica. Piroclasto (fragmento de magma emitido a la atmósfera como consecuencia de la salida explosiva de los gases desprendidos del magma) menos de 2 mm de diámetro que han sido expulsado en una erupción volcánica.

Circo glaciar. Depresión del terreno en forma de anfiteatro y con paredes escarpadas en la cual se produce la acumulación de nieve y su transformación en hielo glaciar. Estas formas de erosión glaciar se desarrollan en las partes más altas de un relieve, en el extremo más elevado de los valles glaciares.

Ciudad de roca. Relieve kárstico superficial formado por abundantes callejones kársticos perpendiculares entre sí, que individualizan bloques de calizas con forma de torre, tornos o setas (Fig. 43).

Colada (espeleotema). Espeleotema con forma laminar originado por la precipitación de carbonatos a partir de flujos de agua que discurren por una superficie; pueden presentar forma de cascada, cortina o cubrir el suelo, paredes y techos de una cueva (Fig. 96).

Colada de lava. Cuerpo rocoso resultado de la solidificación de un flujo de magma en la superficie de la Tierra o en el fondo del mar emitido por un volcán durante una erupción (Fig. 10).

Columna. Espeleotema con forma de pilar que resulta de la unión de una estalagmita y estalactita (Fig. 94 y 158).

Conducto kárstico. Conducto subterráneo desarrollado por disolución de calizas u otras rocas solubles en relación a corrientes de aguas subterráneas; incluye galerías y pozos (Fig. 58).

Conglomerado. Roca sedimentaria formada por fragmentos de roca de más de 2 mm de diámetro (cantos, guijarros, gravas y/o bloques), generalmente redondeados, y unidos entre sí por sedimento detrítico más fino y/o cemento de carbonato u otro tipo.

Cueva kárstica. Cavidad subterránea de origen natural, generalmente de más de 5 m de longitud, y por la que puede penetrar una persona (Fig. 77).

Cueva volcánica. Cavidad desarrollada en rocas volcánicas, como los tubos volcánicos (Fig. 125 y 139).

Datación absoluta. Técnica que permite determinar la edad numérica de un material (roca, sedimento, vegetal, huesos, etc.). Por ejemplo: método de radiocarbono (o del carbono-14), método de series del Uranio (o del Uranio-Torio).

Diapiro salino. Ascenso, intrusión y penetración de evaporitas hacia la superficie terrestre. En su ascenso las evaporitas se pueden deformar y pueden plegar y fracturar las rocas que atraviesa (Fig. 156).

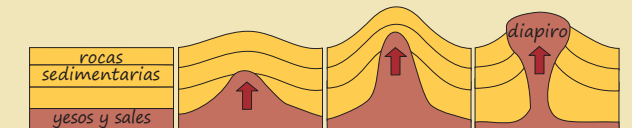


Figura 156. Formación de un diapiro.

Dolina. Depresión cerrada de origen kárstico debido a la disolución de una caliza u otra roca soluble en el subsuelo.

Dolina de colapso. Tipo de dolina generada por el hundimiento del techo de una cavidad subterránea; generalmente presenta laderas muy inclinadas a escarpadas (Figs. 29 y 157).

Dolina de disolución. Tipo de dolina originada por disolución superficial de la caliza u otra roca soluble; suele presentar forma de embudo y laderas suaves y poco inclinadas, y se originan en puntos donde la disolución es más intensa, como intersección de fracturas (Fig. 157).

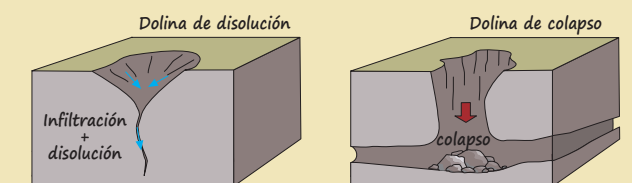


Figura 157. Formación de una dolina de disolución y una dolina de colapso.

Dolomía. Roca sedimentaria compuesta mayoritariamente por dolomita (carbonato de calcio y magnesio). Es una roca soluble en agua en condiciones ambientales por lo que puede originar un karst.

Dolomita. Mineral compuesto por carbonato de calcio y magnesio; puede originarse directamente o a partir de la calcita, cuyos átomos de calcio son sustituidos por átomos de magnesio.

Domo de toba. Depósito de toba calcárea precipitada alrededor de un manantial o lago kárstico (Fig. 71).

Espeleotema. Depósito mineral originado en el interior de una cavidad, generalmente con formas singulares (estalactitas, estalagmitas, cascadas, columnas...) compuestas por carbonatos (calcita, aragonito, etc.) (Figs. 94 y 97).

Estafilito. Pequeña porción de roca colgante (con forma de estalactita) del techo y/o paredes de una cavidad volcánica (generalmente un tubo volcánico), que se forma por goteo de la lava aun en estado fluido o semifluido (Fig. 126).

Estalactita. Espeleotema con forma cónica o tubular que generalmente cuelga del techo y que crece hacia abajo; presentan típicamente un conducto central por el que desciende el agua (Fig. 99 y 158).

Estalagmita. Espeleotema con forma cónica o cilíndrica que crece hacia arriba desde el suelo (Fig. 109 y 158).

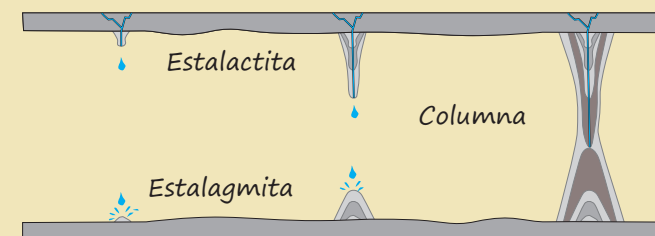


Figura 158. Formación de distintos tipos de espeleotemas.

Evaporita. Roca sedimentaria formada por yeso o sal precipitados por la evaporación del agua en lagos salinos o el mar. La disolución de estas rocas es mucho más rápida que la de las calizas, dando lugar a un karst muy singular (Fig. 110).

Falla. Superficie de fractura en una roca que la separa en dos bloques desplazando uno respecto al otro (Figs. 26 y 64).

Fósil. Cualquier resto, huella o traza de un organismo que vivió en el pasado, generalmente hace más de 10.000 años, y que ha quedado conservado en el registro geológico (Fig. 134).

Galería. Conducto kárstico horizontal o poco inclinado, generalmente de menos de 40° (Fig. 58 y 90).

Geodiversidad. Variedad de materiales, formas y procesos geológicos de un territorio.

Geoparques Mundiales de la UNESCO. Territorios con una estrategia de desarrollo local basado en un patrimonio geológico de relevancia internacional.

Glaciación (o periodo glacial). Lapso de tiempo, generalmente de varios miles de años, durante el cual se produce un descenso de la temperatura media global de la Tierra permitiendo un importante crecimiento de los glaciares.

Glaciar. Masa de hielo densa y compacta capaz de deformarse y fluir sobre la superficie terrestre debido a la acción de la gravedad.

Grabado (rupestre). Tipo de arte definido por surcos sobre una superficie generalmente de roca o hueso, y que fueron producidos por la incisión de una herramienta sobre una superficie más blanda durante la Prehistoria (Figs. 146 y 151).

Gravas. Fragmentos de roca de entre 2 mm y 6 cm de diámetro.

Industria lítica. Técnica de producción de herramientas y utensilios en piedra, generalmente resistentes, como el sílex y el cuarzo, llevada a cabo durante la Prehistoria (Fig. 144).

Isótopo. Átomo de un mismo elemento cuyo núcleo tiene diferente número de neutrones; por ejemplo, el carbono 12, 13 y 14 son los isótopos del carbono.

Jameo. Nombre empleado en las Islas Canarias para designar a las depresiones por el hundimiento del techo de un tubo de lava. Sería el equivalente a las dolinas de colapso en los terrenos kársticos (Fig. 125 y 130).

Karst en ruinas (o karst ruiniforme, o karst residual). Topografía dominada por relieves kársticos residuales con morfologías erosivas residuales (callejones, torres, tormos, setas, crestas, etc.); se corresponde con la fase de evolución avanzada del karst superficial, producto del ensanchamiento de callejones por el retroceso de sus paredes (Fig. 43).

Karst. Tipo de relieve o terreno en rocas solubles (calizas, yesos, sales) que generalmente presenta lapiazes, depresiones cerradas (dolinas, poljes), cuevas y manantiales, así como un drenaje subterráneo.

Kárstico/a. Relativo al karst. Rasgos morfológicos e hidrológicos relacionados con procesos de disolución de la roca.

Lago kárstico. Lago generalmente situado en depresiones cerradas de origen kárstico (Fig. 76).

Lapiaz. Pequeñas formas erosivas (canales, surcos, fisuras ensanchadas, etc.) generadas por la disolución de rocas solubles (calizas, yesos, sales) tanto en superficie como bajo un sedimento (suelo).



Figura 159. Lapiaz en el Geoparque Sierras Subbéticas.

Laterita. Tipo de suelo o roca rojiza dominada por arcillas y óxidos e hidróxidos de hierro producto de la alteración de otras rocas en condiciones tropicales (Fig. 53).

Lava. Magma fundido que sale desde el interior terrestre hasta la superficie a través de conductos volcánicos (Fig. 10).

Lava pahoehoe. Cuerpo rocoso resultado de la solidificación de un flujo de magma de composición básica en la superficie de la Tierra tras ser emitido por un volcán durante una erupción. En este caso, la superficie de la colada se mantiene continua, sin romperse, y muestra numerosas arrugas y pliegues.

Limos. Fragmentos de roca de entre 0,004 y 0,06 mm de diámetro.

Lugar de interés geológico. Lugar con materiales, formas o procesos geológicos que tienen interés científico, cultural y/o educativo para la Geología.

Lutita. Roca sedimentaria formada por arcillas y limos. Es el equivalente a las pizarras sedimentarias.

Magma. Masa líquida, caliente, incandescente y de viscosidad variable (que puede contener cristales de minerales y gases disueltos) formada por la fusión de rocas en el interior de la Tierra y que puede emerger a la superficie terrestre a través de un volcán.

Manantial. Lugar por donde aflora el agua subterránea en la superficie terrestre. También se les llaman fuentes o, más técnicamente, surgencias kársticas (Fig. 61).

Manantial termal. Manantial cuyas aguas presentan una temperatura superior (generalmente más de 4°C) que la temperatura media del aire en una región determinada (Fig. 6).

Marga. Roca sedimentaria formada por arcillas, limos y carbonatos. Se sitúan composicionalmente entre las lutitas y las calizas.

Mármol. Roca metamórfica formada por cristales de calcita; se originan por el metamorfismo de calizas.

Mármol dolomítico. Roca metamórfica formada por cristales de calcita y dolomita; se originan por el metamorfismo de dolomías.

Megadeslizamiento. Masa de grandes dimensiones de una ladera inestable que descendió por acción de la gravedad. Por ejemplo: megadeslizamientos que afectan a volcanes canarios (Fig. 10).

Metamorfismo. Transformación en estado sólido de los minerales que contiene una roca por cambios de temperatura y/o presión.

Mineral. Sustancia natural con una composición y estructura cristalina determinada, generalmente sólida y de origen geológico. No obstante, muchos especialistas consideran que los minerales pueden incluir procesos biológicos, denominándose biominerales.

Nivel de aguas subterráneas. Superficie imaginaria bajo la cual todos los poros de la roca están saturados en agua. El término científico es **nivel freático** (Fig. 78).

Paleokarst. Karst desarrollado en el pasado, hace miles o millones de años, bajo condiciones diferentes a las actuales, que ha sido cubierto después por materiales más modernos. Su exposición puede ser debida a erosión natural o actividades como la minería (Fig. 47).

Patrimonio geológico. Conjunto de materiales (minerales, rocas, fósiles, meteoritos, suelos, etc.), formas (montañas, valles, lagos, cuevas, etc.), estructuras (fallas, pliegues, etc.) y otros elementos geológicos cuyo valor científico, cultural y/o educativo para conocer el origen y evolución de la Tierra y de la vida ha sido establecido.

Pintura rupestre. Manifestación artística formada por pigmentos naturales de uno o varios colores durante la Prehistoria. Generalmente se conservan en cuevas y abrigos (Figs. 147, 149 y 150).

Piroclasto. Fragmento de magma emitido a la atmósfera como consecuencia de la salida explosiva de los gases desprendidos del magma durante una erupción volcánica.

Pizarra. Roca metamórfica de bajo grado metamórfico, foliada (con estructura planar) y de grano muy fino, formada principalmente por arcillas (mica, clorita) y cuarzo (Fig. 54).

Plano axial. Plano que sigue la máxima curvatura del pliegue y lo divide en dos lados llamados flancos (Fig. 160).

Pliegue tumbado. Pliegue dispuesto de forma horizontal (la inclinación de su plano axial es menor de 10°) (Fig. 160).

Pliegue. Curvatura de las capas de roca debida a su deformación plástica, derivada de esfuerzos tectónicos (Figs. 35 y 160).

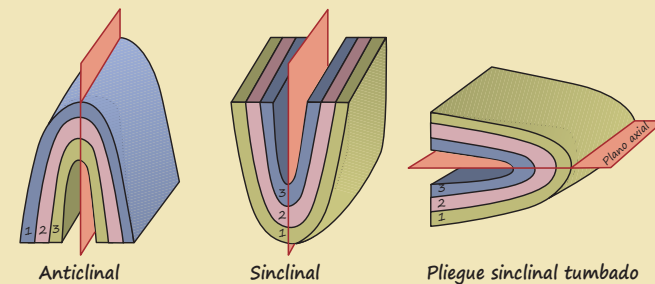


Figura 160. Distintos tipos de pliegues.

Polje. Depresión cerrada de tamaño hectométrico o kilométrico y fondo plano, desarrollada sobre rocas solubles. Por su fondo suele circular un río arroyo que termina en un sumidero o pónor; un polje suele estar relacionado con fallas y algunos se inundan estacionalmente (Fig. 26).

Pozo. Conducto kárstico vertical o bastante inclinado, generalmente de más de 40°.

Prehistoria. Período de la Historia humana que discurrió entre su inicio y el desarrollo de los sistemas de escritura; en Europa, norte de África y Asia se divide en las edades de Piedra, Bronce y Hierro.

Roca carbonatada. Roca sedimentaria formada por calcita, aragonito, dolomita u otro carbonato. Es más correcto decir roca carbonática, pero roca carbonatada es el término más habitual.

Roca ígnea (o magmática). Roca formada por el enfriamiento y solidificación de un magma en la superficie terrestre, en el fondo del mar o en el interior de la Tierra.

Roca metamórfica. Roca derivada del metamorfismo de rocas previas, es decir, por la transformación de otras rocas preexistentes por efecto de la presión, de la temperatura o de una combinación de las dos en el interior de la Tierra.

Roca sedimentaria. Roca formada por la acumulación de sedimentos detríticos (arcillas, limos, arenas, gravas y/o bloques) y/o precipitación de carbonatos, yesos y sales en la superficie terrestre. Incluye rocas detríticas y rocas carbonatadas o evaporíticas.

Roca soluble. Roca formada generalmente por calizas, yesos o sales que se puede disolver en agua en condiciones ambientales.

Roca volcánica. Roca ígnea (o magmática) derivada del enfriamiento de magma (roca fundida) en la superficie terrestre.

Roca. Agregado natural de minerales unidos entre sí.

Sal (común). Nombre popular del mineral llamado halita compuesto por cloruro de sodio (Fig. 110).

Sedimento detrítico. Fragmentos disgregados de roca o minerales de cualquier tamaño y forma.

Sima. Término que se emplea para designar a cuevas con una componente vertical importante, a cuevas cuya entrada es en forma vertical (pozo), y a dolinas de colapso (Fig. 90).

Sinclinal. Pliegue cuyas rocas más recientes se sitúan hacia su núcleo (Fig. 35 y 160).

Subfósil. Cualquier resto, huella o traza de un organismo cuyo proceso de fosilización es incompleto, y que ha quedado conservado en el registro geológico; normalmente tiene menos de unos 12.000 años de antigüedad.

Sulfato. En geología, compuesto químico cuya molécula principal está formada por un átomo de azufre y cuatro de oxígeno. Esta molécula se combina con átomos de calcio para formar el yeso.

Sumidero (o pónor). Punto donde se infiltra el agua de un río o arroyo. Suelen encontrarse en el interior de depresiones cerradas como poljes o dolinas (Fig. 27).

Toba (calcárea). Roca sedimentaria compuesta por carbonatos precipitados a partir de aguas a temperatura ambiente en manantiales, ríos, lagos o zonas pantanosas. Generalmente son muy porosas y presentan moldes de restos vegetales que quedaron atrapados en su interior (Figs. 33 y 141).

Tormo. Torre rocosa en forma de pináculo o de seta; se originan por disolución de la roca y son típicos de karst ruiniforme, karst en ruinas o ciudades de roca (Figs. 38 y 161).



Figura 161. Tormos en el Geoparque Molina-Alto Tajo (Foto: L. Carcavilla).

Figura 162. Tubo volcánico en el Geoparque El Hierro.



Travertino. Roca sedimentaria compuesta por carbonatos precipitados a partir de aguas termales en la superficie terrestre. Suelen ser más compacto que las tobas y generalmente presenta una estructura interna.

Tubo volcánico (o tubo de lava). Cueva volcánica con morfología de tubo y asociada a una corriente de magma que circulaba por el interior de rocas volcánicas previas (Fig. 135 y 162).

Uvala. Depresión cerrada formada por la fusión de dos o más dolinas adyacentes.

Volcán. Forma de relieve generada por la acumulación de materiales rocosos procedentes de la solidificación del magma emitido (piroclastos, hidroclastos o coladas de lava), desde el interior de la Tierra, en una o varias erupciones volcánicas. La forma de relieve resultante puede tener una morfología cónica, en forma de escudo de guerrero con la parte convexa hacia arriba o en forma de tejado a dos aguas (Fig. 10).

Vulcanismo. Conjunto de procesos geológicos relacionados con la salida de magma a la superficie terrestre (Fig. 10).

Yeso. Mineral compuesto de sulfato de calcio deshidratado.

Figura 163. Yeso cristalizado en punta de flecha.

